

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

**Современные проблемы теоретической,
экспериментальной и прикладной минералогии
(Юшкинские чтения – 2022)**

Материалы российской конференции с международным участием

Сыктывкар, Республика Коми, Россия
18–20 мая 2022 г.

**Modern Problems of Theoretical, Experimental
and Applied Mineralogy
(Yushkin Readings – 2022)**

Proceedings of Russian conference with international participation

Syktyvkar, Komi Republic, Russia
18–20 May 2022

Сыктывкар



2022

УДК 548

Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2022): Материалы российской конференции с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2022. 256 с.

В сборнике представлены материалы российской конференции с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии» (Юшкинские чтения — 2022). Рассматриваются фундаментальные проблемы генетической минералогии и кристаллографии, наноминералогии и биоминералогии. Широко представлены материалы по актуальным вопросам рационального использования минерального сырья и экспериментального моделирования процессов минералообразования. Большое внимание уделено минералогии месторождений полезных ископаемых. Сборник представляет интерес для минералогов и специалистов естественно-научного профиля.

Modern Problems of Theoretical, Experimental and Applied Mineralogy (Yushkin Readings — 2022): Proceedings of Russian conference with international participation. Syktyvkar, IG FRC Komi SC UB RAS, 2022. 256 p.

The volume contains Proceedings of Russian conference with international participation «Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy» (Yushkin Readings — 2022). The fundamental problems of genetic mineralogy and crystallography, nanomineralogy and biomineralogy are considered. Data on actual problems of rational usage of mineral raw materials and experimental modeling of mineral formation processes are widely presented. Much attention is paid to mineralogy of mineral deposits. The volume is of great interest of mineralogists and specialists in the field of natural science.

Тексты докладов воспроизведены в авторской редакции.
Proceedings have been reproduced in the author version.

Организаторы

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

Организационный комитет

Председатель

Асхабов Асхаб Магомедович — академик РАН, Институт геологии ФИЦ Коми НЦ, Сыктывкар, Россия

Сопредседатели

Марин Юрий Борисович — чл.-корр. РАН, Горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Бурцев Игорь Николаевич — к. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Ученый секретарь

Перовский Игорь Андреевич — к. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Члены Организационного комитета

Анфилов Всеволод Николаевич — чл.-корр. РАН, Институт минералогии УрО РАН, Миасс, Россия;

Богдасаров Альберт Александрович — д. г.-м. н., Белорусское географическое общество, Брест, Беларусь;

Бортников Николай Стефанович — академик РАН, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Войтеховский Юрий Леонидович — профессор, д. г.-м. н., Горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Вотяков Сергей Леонидович — академик РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия;

Голубев Евгений Александрович — д. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия;

Камашев Дмитрий Валерьевич — к. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия;

Козырева Ирина Владимировна — к. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия;

Котельникова Елена Николаевна — д. г.-м. н., Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

Котова Ольга Борисовна — д. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Кривовичев Сергей Владимирович — чл.-корр. РАН, ФИЦ Кольский НЦ РАН, Апатиты, Россия;

Кузнецов Сергей Карпович — д. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия;

Лютюев Владимир Павлович — к. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия;

Майорова Татьяна Петровна — к. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия;

Мартинс Максимилиано де Соуза — проф., Федеральный университет штата Минас-Жерайс, Бразилия;

Машковцев Григорий Анатольевич — д. г.-м. н., президент РОСГЕО, научный руководитель Всероссийского научно-исследовательского института минерального сырья, Москва, Россия;

Мелгарехо Жоан Карлес — проф., факультет геологии Университета Барселоны, Испания;

Мен Фанконг — д-р, Институт геологии Китайской АН, Пекин, Китай;

Ожогина Елена Германовна — д. г.-м. н., Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья, Москва, Россия;

Пальянов Юрий Николаевич — д. г.-м. н., Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Пеков Игорь Викторович — чл.-корр. РАН, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия;

Попов Владимир Анатольевич — д. г.-м. н., ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс, Россия;

Ракин Владимир Иванович — д. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия;

Тиллманнс Еккерхарт — проф., Институт минералогии и кристаллографии Венского университета, Австрия;

Шацкий Владислав Станиславович — академик РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия;

Шумилова Татьяна Григорьевна — д. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия;

Щипцов Владимир Владимирович — д. г.-м. н., Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия;

Организационно-техническая группа

Антропова Е. В., Астахова И. С., Вахнина В. А., Габова О. В., Езимова Ю. Е., Жданова Л. Р., Зубов А.А., Игнатъев Г. В., Исаенко С. И., Каблис Г. Н., Ковальчук Н. С., Кокшарова Ю. А., Котик О. С., Кряжев А. А., Кузьмин Д. В., Магомедова А. Ш., Макеев Б. А., Максименко Н. И., Матвиенко С. В., Машина Е. В., Пархачева К. Г., Перетягин А. Ю., Понарядов А. В., Размыслов И. Н., Рудницкий С. В., Сокерина Н. В., Сухарев А. Е., Тропников Е. М., Уляшев В. В., Шабанова Н. Г., Шайбеков Р. И., Шмакова А. М., Шуйский А. С., Шуктомов Р. А., Шушков Д. А.

Organizers

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

Organizing Committee

Chairman

Askhabov Askhab Magomedovich — Academician of RAS, Institute of Geology, FRC Komi SC, Syktyvkar, Russia

Co-chairman

Marin Yury Borisovich — Corresponding Member of RAS, Mining University, St. Petersburg, Russia;
Burtsev Igor Nikolaevich — Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia

Science Secretary

Perovskiy Igor Andreevich — Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia

Members of the Organizing Committee

Anfilogov Vsevolod Nikolaevich — Corresponding Member of RAS, Institute of Mineralogy, UB RAS, Miass, Russia;

Bogdasarov Albert Aleksandrovich — Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Belarus Geographical Society, Brest, Belarus;

Bortnikov Nikolay Stefanovich — Academician of RAS, IGEM RAS, Moscow, Russia;

Voitekhevsky Yury Leonidovich — Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia;

Votyakov Sergey Leonidovich — Academician of RAS, Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, Yekaterinburg, Russia;

Golubev Evgeny Aleksandrovich — Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia;

Kamashev Dmitry Valerievich — Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia;

Kozyreva Irina Vladimirovna — Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia;

Kotelnikova Elena Nikolaevna — Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;

Kotova Olga Borisovna — Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia;

Krivovichev Sergey Vladimirovich — Corresponding Member of RAS, FRC KSC RAS, Apatity, Russia;

Kuznetsov Sergey Karpovich — Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia;

Lyutoev Vladimir Pavlovich — Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia;

Mayorova Tatyana Petrovna — Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia;

Martins Maximilian de Souza — Prof., Minas Gerais Federal University, Brazil;

Mashkovtsev Grigory Anatolievich — Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), President of ROSGEO, scientific supervisor of the All-Russian Scientific-research Institute of Mineral Resources, Moscow, Russia;

Melgarejo Joan Carlos — Prof., Department of Geology, University of Barcelona, Spain;

Meng Fancong – Ph.D., Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China;
Ozhogina Elena Germanovna – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), All-Russian Scientific-research Institute of Mineral Resources, Moscow, Russia;
Palianov Yury Nikolaevich – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia;
Pekov Igor Viktorovich – Corresponding Member of RAS, Lomonosov Moscow State University, Russia;
Popov Vladimir Anatolyevich – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Mineralogy, UB RAS, Miass, Russia;
Rakin Vladimir Ivanovich – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia;
Tillmanns Ekkerhart – Prof., Institute of Mineralogy and Crystallography, University of Vienna, Austria;
Shatsky Vladislav Stanislavovich – Academician of RAS, Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia;
Shumilova Tatyana Grigoryevna – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia;
Shchiptsov Vladimir Vladimirovich – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, KSC RAS, Petrozavodsk, Russia;

Organizational and technical group

Antropova E. V., Astakhova I. S., Vakhnina V. A., Gabova O. V., Ezimova Yu. E., Zhdanova L. R., Ignatiev G. V., Isaenko S. I., Kablis G. N., Kovalchuk N. S., Koksharova Yu. A., Kotik O. S., Kryazhev A. A., Kuzmin D. V., Makeev B. A., Magomedova A. Sh., Maksimenko N. I., Matvienko S. V., Mashina E. V., Parkhacheva K. G., Peretyagin A. Yu., Ponaryadov A. V., Razmyslov I. N., Rudnitsky S. V., Sokerina N. V., Sukharev A. E., Tropnikov E. M., Ulyashev V. V., Shabanova N. G., Shaybekov R. I., Shmakova A. M., Shuisky A. S., Shuktomov R. A., Shushkov D. A., Zubov A. A.

Шестые Юшкинские чтения и памятные даты 2022 года

По традиции к очередным, шестым Юшкинским чтениям приводим список памятных дат и событий жизни и деятельности Николая Павловича Юшкина¹.

1952 г. Окончил 8 классов средней школы (с. Кесьма Весьегонского р-на Калининской обл.) и поступил в Кировский (Мурманская обл.) горно-химический техникум, геологоразведочное отделение.

1957 г. Коллектор, техник-геофизик, старший техник-геолог треста «Средазгеохимразведка» (Ташкент).

1962 г. Старший лаборант Института геологии Коми филиала АН СССР, начал полевые исследования на Северном Урале.

1967 г. Защитил кандидатскую диссертацию на тему «Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях». Присуждена ученая степень доктора геолого-минералогических наук (за диссертацию). Проводил полевые исследования на Приполярном Урале. Открыт новый иттриевый минерал — черновит (соавт. Голдин Б. А., Фишман М. В.).

1972 г. Экспедиция на север Пай-Хоя и на о-в Вайгач. Опубликовано программная статья «Генетико-информационная минералогия: общие задачи».

1977 г. Полевые исследования в Приморье, на Дальнем Востоке, Пай-Хое, Вогезском массиве и Рейнском грабене во Франции. Опубликовано монография «Теория и методы минералогии. Избранные проблемы».

1982 г. Присуждена премия Совета министров СССР в составе коллектива авторов за работу «Исследование и использование новых материалов». В изд-ве «Недра» опубликована монография «Топо-минералогия». Полевые исследования в Болгарии.

1987 г. Избран членом-корреспондентом Академии наук СССР. Опубликовано монография «Законы симметрии в минералогии» (соавторы И. И. Шафриновский и К. П. Янулов).

1992 г. Избран почетным членом Всероссийского минералогического общества. Возглавил комиссию по изучению естественных производительных сил при Главе Республики Коми. Полевые исследования в Испании и Японии.

1997 г. Опубликовано работа «Биоминеральные взаимодействия: от биоминералогии к витаминералогии». Полевые исследования в Италии.

2002 г. Избран вице-президентом Международной минералогической ассоциации. Присуждена Уральская горная премия. Избран членом Минералогического общества Великобритании и Ирландии. Полевые исследования на Пай-Хое.

2007 г. Международной академией признания лидеров в науке и культуре награжден золотым дипломом за вклад в развитие европейской науки. Полевые исследования в Финляндии, на Карской астроблеме, Пай-Хое.

2012 г. Участвовал в работе 1-й Европейской минералогической конференции во Франкфурте-на-Майне (Германия).

Скончался 17 сентября, похоронен на Краснозатонском кладбище в г. Сыктывкаре.

*Председатель оргкомитета
академик А. М. Асхабов*

¹Юшкинские чтения проводятся раз в два года. События и даты жизни, которые были связаны с 2021 годом обсуждались в прошлом году в нашей с Ю. Б. Мариным статье, опубликованной в «Записки РМО».

1

Теория минералогии, минералогическая
кристаллография и кристаллогенезис

Роль академика Н. П. Юшкина в становлении концепции неклассического роста кристаллов

А. М. Асхабов

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; Ashabov@geo.komisc.ru

Академик Н. П. Юшкин был не только выдающимся минералогом. Ещё на заре своей научной деятельности он глубоко заинтересовался проблемами зарождения и роста кристаллов. Более того он сыграл ключевую роль в становлении представлений об особом механизме роста кристаллов путем присоединения к растущему кристаллу уже сформировавшихся кристаллических частиц (или срастания их между собой). Такой механизм роста он назвал микроблочным. Соответствующая теория микроблочного роста была изложена в отдельной брошюре полвека назад [1]. Эта работа сыграла совершенно замечательную роль в возрождении старой концепции роста кристаллов, оперировавшей близкими идеями, которую обычно принято связывать с именами Е. С. Федорова и Д. Баларева. В этой концепции как известно постулировался рост кристаллов за счет крупных субмикронных строительных блоков. В 30-е годы прошлого века концепция была подвергнута серьезной и вполне оправданной критике и вопрос о строительных единицах был решен в пользу другой концепции, предложенной в работах Косселя и Странского и предполагавшей рост кристалла путем присоединения к нему отдельных атомов, молекул, ионов. Условно говоря физики тогда победили минералогов и кристаллографов. Тем не менее концепция роста отдельными кристаллическими блоками полностью не исчезла из поля зрения кристаллографов-ростовиков и кристаллогенетически ориентированных минералогов. Однако и косселевская концепция, которую стали называть классической, все чаще стала сталкиваться с непреодолимыми трудностями. О драматической истории конкурентной борьбы двух принципиально разных концепций кристаллообразования был наш рассказ на юшкинских чтениях 2014 года [2]. В этой истории, было всё: и инерционность мышления, и неоправданная предвзятость, и ожесточенность дискуссий и многое другое. В ней принимали участие много отечественных и зарубежных ученых. Внес свой весомый вклад и Н. П. Юшкин. Ключевая роль Н. П. Юшкина в решении рассма-

триваемой проблемы заключается в том, что он своей работой 1971 года вывел Федоровско-Баларевскую концепцию из периферии научного знания. Благодаря ему эта концепция перестала быть аутсайдером в теории роста кристаллов. Более того дальнейшее развитие этой концепции привело к тому, что она стала приобретать доминирующий характер. А в последние годы мы являемся свидетелями небывалого бума неклассического механизма роста кристаллов, как теперь называют микроблочный и вообще все механизмы неатомарного роста. Мы переживаем период смены существующей парадигмы кристаллообразования. А развитие различных вариантов неклассического роста кристаллов — это в свою очередь отдельная и весьма увлекательная современная история. В эту историю хорошо вписывается и предложенная нами кватаронная концепция неклассического зарождения и роста кристаллов [3]. В этой концепции центральное место занимает идея об образовании и устойчивом существовании в кристаллообразующих средах особых наноразмерных некристаллических кластеров-кватаронов, с которыми связано как зарождение, так и рост кристаллов.

Очевидно, что для окончательного решения вопроса о механизмах роста кристаллов необходимо осуществить прямые экспериментальные наблюдения за протекающими процессами с соответствующим пространственно-временным разрешением. Для этого, в частности, предлагалось провести эксперименты по кристаллизации на Европейском лазере на свободных электронах.

Литература

1. Юшкин Н. П. Теория микроблочного роста кристаллов в природных гетерогенных растворах. Сыктывкар. 1971. 52 с.
2. Асхабов А. М. Развитие представлений о строительных единицах в теории роста кристаллов/ В кн. I Асхабов А. М. Предзародышевые кластеры и неклассическое кристаллообразование// Зап. РМО. 2019. № 6. С. 1–13.

Кристаллоструктурная систематизация изоморфных замещений в природных цеолитах группы натролита

В. В. Бакакин¹, Ю. В. Серёткин²

¹ИНХ СО РАН, Новосибирск; *bakakin@niic.nsc.ru*

²ИМП СО РАН, Новосибирск; *yuvv@igm.nsc.ru*

Кристаллохимическая особенность природных цеолитов — водных микропористых каркасных алюмосиликатов с общей формулой $[M_m \cdot (H_2O)_x] [(Al, Si)_n O_{2n}]$ — сложная вариабельность состава, стехиометрическая разупорядоченность (Al, Si), «расщепление» внекаркасных структурных позиций катионов M и молекул H₂O и их статистическое заполнение. И здесь не срабатывает рутинный подход к изоморфизму — атом за атом или атом за вакансию в той же позиции. Авторский подход, основанный на выделении в статистически усредненной структуре локальных водно-катионных ассоциатов (ВКА) [1], позволяет по-новому осветить эту проблему.

Для минералов группы натролита с гибким каркасом субцепочечного типа общая кристаллохимическая формула $|C_2R_2A_2|[(Al, Si)_5O_{10}]$, где C — каналные позиции Na и Ca, R — кольцевые (опорные) позиции H₂O и реже K(Sr), A — дополнительные позиции H₂O. Реальные варианты ее наполнения зависят от состава водно-катионных ассоциатов ВКА и от Si/Al. В табл. 1 даны типы ВКА в натролитовых (NAT) каркасах природных цеолитов. Выработанные алгоритмы корректного расчёта формул позволили, в частности, дополнить трактовку известных составов учетом необычных из [2]

и др. как содержащих новые ВКА — протонированные и гидроксилорированные.

Диапазон Si/Al 1.0 ~ 3.3 (обновленный вместо ранее принятого 1.0 ~ 1.75), и минусовый заряд каркаса $[(Al, Si)_5O_{10}]^{n-}$ соответственно лежит в интервале -2.5/-3,2. Он компенсируется набором разных типов ВКА с зарядами +1, +2 или +3. Их комбинаторика (от двух до пяти) с характерными примерами из реального многообразия NAT-цеолитов представлена в табл. 2. В левой части таблицы дан состав минерала с разнесением внекаркасной компоненты, в правой части — распределение ее составляющих по структурным позициям C₂R₂A₂, т.е. есть оформление ВКА. Образцы подразделены на категории с учетом их кремнистости ($[Si_{3.0+0.5}]$ при исходной $[Si_{3.0}]$ в серии натролит — сколецит) и наличия ВКА, заряды которых понижают или повышают $[Si_{3.0}]$. Гидроксилорированные образцы даны в особой категории.

Литература

1. Бакакин В. В., Серёткин Ю. В. Дискуссионные вопросы номенклатуры природных цеолитов. // Теория, история, философия и практика минералогии. Матери-

Таблица 1. Типы ВКА в NAT-каркасах природных цеолитов

	Состав и заряд позиций [C ₂]	2-, 3- и 4-водные комплексы позиций C ₂ R ₂ A ₂ ; их символ			
		(H ₂ O) ₂ ^R nat натролит	(H ₂ O) ₂ ^R (H ₂ O) ^A sco сколецит	(H ₂ O) ^R (H ₂ O) ₂ ^A gon гоннардит	(H ₂ O) ₂ ^R (H ₂ O) ₂ ^A par паранатролит
ВКА как результат объединения позиций [C₂] и (H₂O)_n					
ВКА ³⁺	CaNa ³⁺	-	 scoCaNa	 gonCaNa	 parCaNa
ВКА ²⁺	Na ₂ ²⁺	 natNa ₂	 scoNa ₂	 gonNa ₂	 parNa ₂
	■ ₂ [H ₂] ²⁺	 nat■ ₂ *	 sco■ ₂ *	 K ^{R,A} ¹⁺	 Sr ^{R,A} ²⁺
	Ca■ ²⁺	-	 scoCa■	Пример гидроксилорированного ВКА – с (OH) ¹⁻ вместо H ₂ O { Na ₂ ^C (H ₂ O) ^R (OH) ^R } ¹⁺	
ВКА ¹⁺	Na■ ¹⁺	 natNa■	 scoNa■	 (OH)natNa ₂ *	



*Модельная версия

Таблица 2. Характерные примеры цеолитов NAT, систематизированных с учетом набора ВКА как элементов блочного изоморфизма

Название в первоисточнике, месторождение	Состав каркасной и внекаркасной компонент ^{a)}					Si/Al	Симметрия	Набор водно-катионных ассоциатов (ВКА)	Кремни-стость [Si _{3,0±0.5}]	Ссылка
	[Al _n Si _{5-n} O ₁₀] ⁿ⁻ или [Al _n Si _{5-n} O ₁₀ ·H _m] ^(n+m)									
	[K, Sr]	Na	Ca (Mg)	■	H ₂ O; (OH)			Название – с учетом состава и [Si/Al]		
Паранатролиты и гоннардиты (низкокремнистые, [Si/Al] = 1.0~1.5). ВКА, понижающие исходную кремнистость [Si_{3,00}], gon³⁺↓⁶⁾, par³⁺↓ и [K⁺, Sr²⁺]↓										
Паранатролит (Квебек, Канада)	[Al _{2.35} Si _{2.65} O ₁₀ ·H _{0.06}]					1.13	тетраг. I42d	[Sr _{0.03} {par _{0.29} (parNa ₂) _{0.65} } / (nat _■) _{0.03} / sco _{0.03}	[Si _{2.65}]	[3]
	[Sr _{0.03}]	Na _{1.59}	Ca _{0.32}	■ _{0.09}	(H ₂ O) _{≥3.5}			паранатролит-(Na _{1.59} Ca _{0.32} H _{0.06}); [Si/Al 1.13] (тетраг.)		
Паранатролит (Хибины, Россия)	[Al _{2.24} Si _{2.76} O ₁₀]					1.22	монокл. F1d1	[K _{0.23} (gonNa ₂) _{0.66} / (scoNa ₂) _{0.34} ⁶⁾]	[Si _{2.76}]	[4]
	[K _{0.23}]	Na _{1.89}	Ca _{0.06}	■ _{0.05}	(H ₂ O) _{3.1}			паранатролит высококальциевый-(Na _{1.89} Ca _{0.06})K _{0.23} ; [Si/Al 1.22]		
Гоннардит (Гигнат, Франция)	[Al _{2.14} Si _{2.86} O ₁₀ ·H _{0.10}]					1.34	тетраг. I42d	gon _{0.14} / (parNa ₂) _{0.49} / sco _{0.32} / (nat _■) _{0.05}	[Si _{2.84}]	[5]
	–	Na _{1.12}	Ca _{0.46}	■ _{0.32}	(H ₂ O) _{3.1}			гоннардит протонированный-(Na _{1.13} Ca _{0.46} H _{0.10}); [Si/Al 1.34]		
Натролиты, мезолиты, сколециты (с исходной кремнистостью ~ [Si_{3,00}], [Si/Al] ~ 1.5). ВКА – исходные двухзарядные: nat²⁺, sco²⁺										
Мезолит	[Al _{2.0} Si _{3.0} O ₁₀]					1.50	ромб. Fdd2	nat _{0.33} / sco _{0.67}	[Si _{3,00}]	[2]
	–	Na _{0.67}	Ca _{0.67}	■ _{0.67}	(H ₂ O) _{2.67}			мезолит-(Na _{0.67} Ca _{0.67}); [Si/Al 1.50]		
Натролиты, мезолиты, сколециты (высококремнистые - [Si_{>3,0}]). ВКА, повышающие стандартную кремнистость [Si_{3,00}], (natNa_■)⁺↑.										
Тетранатролит (Кух-Э-Араде, Иран)	[Al _{1.94} Si _{3.06} O ₁₀]					1.58	тетраг.	(natNa _■) _{0.05} / nat _{0.64} / sco _{0.31}	[Si _{3,06}]	[6] Т.3
	–	Na _{1.33}	Ca _{0.31}	■ _{0.36}	(H ₂ O) _{2.0}			натролит высококальциевый-(Na _{1.33} Ca _{0.31}) (тетраг.); [Si/Al 1.58]		
Тетрагональный нат-ролит (Гренландия)	[Al _{1.92} Si _{3.08} O ₁₀ ·H _{0.04}]					1.60	тетраг.	(natNa _■) _{0.08} / nat _{0.85} / sco _{0.05} / (nat _■) _{0.02}	[Si _{3,08}]	[7]
	–	Na _{1.78}	Ca _{0.05}	■ _{0.17}	(H ₂ O) _{2.04}			натролит-(Na _{1.78} Ca _{0.05}) (тетраг.); [Si/Al 1.60]		
Натролиты, мезолиты – [Si_{>3,0}]. ВКА, повышающие кремнистость (natNa_■)⁺↑, (scoNa_■)⁺↑ вместе с понижающими ее [K, Sr]↓										
Гоннардит (Антрим, Ирландия)	[Al _{1.80} Si _{3.20} O ₁₀]					1.78	тетраг.	[K _{0.14} Sr _{0.07} (scoNa _■) _{0.41} / (gonNa ₂) _{0.03} / sco _{0.56}	[Si _{3,20}]	[8] Т.2, №47
	[K _{0.14} Sr _{0.07}]	Na _{0.47}	Ca _{0.53} Mg _{0.03}	■ _{0.97}	(H ₂ O) _{3.3}			мезолит K,Sr-содержащий (Ca _{0.53} Na _{0.47})K _{0.14} Sr _{0.07} (тетраг.); [Si/Al 1.78]		
Гидроксилированные – с ВКА, включающими (OH)¹⁻ 										
Тетрагональный натролит (Хибины, Россия)	[Al _{1.83} Si _{3.17} O ₁₀]					1.73	тетраг.	[K _{0.08}]{(OHnat) _{0.12} / nat _{0.74} } (natNa _■) _{0.12} / sco _{0.02}	[Si _{3,17}]	[9]
	[K _{0.08}]	Na _{1.84}	Ca _{0.02}	■ _{0.14}	(H ₂ O) _{2.0} [OH] _{0.12}			натролит гидроксилированный K-содержащий-[OH] _{0.12} (Na _{1.84})K _{0.08} ; (тетраг.) [Si/Al 1.73]		
Натролит (Хибины, Россия)	[Al _{1.21} Si _{3.79} O ₁₀]					3.13	ромб.	{(OHnat) _{0.52} / nat _{0.21} } / (natNa _■) _{0.27}	[Si _{3,79}]	[2] Т.3.1 №18
	–	Na _{1.73}	–	■ _{0.27}	(H ₂ O) _{1.8} [OH] _{0.52}			натролит высокогидроксилированный-[OH] _{0.52} (Na _{1.73}); [Si/Al 3.13]		

^{a)} Значком ↓ помечены ВКА, понижающие стандартную кремнистость [Si_{3,00}], а значком ↑ – повышающие ее. Жирно выделены ВКА, меняющие исходную кремнистость

алы IV Междунар. минералогич. семинара, Сыктывкар, 17–20 мая 2006 г., С. 19–20.

2. Пеков И. В., Турчкова А. Г., Ловская Е. В., Чуканов Н. В. Цеолиты щелочных массивов. М.: Ассоциация «Экост». 2004. 168 с.

3. Evans H. T Jr, Konnert J. A., Ross M. The crystal structure of tetranatrolite from Mont Saint-Hilaire, Quebec, and its chemical and structural relationship to paranatrolite and gonnardite. // *Am. Mineral.* 2000. 85. 1808–1815.

4. Seryotkin Yu. V., Bakakin V. V., Belitsky I. A. The crystal structure of paranatrolite. // *Eur J Mineral.* 2004. 16. 545–550.

5. Artioli G., Galli E. Gonnardite: Re-examination of holotype material and discreditation of tetranatrolite. // *American Mineralogist.* 1999. V. 84. P. 1445–1450.

6. Bazargani-Guilani K., Rabbani M.S. Amygdaloidal and other cavity filling zeolites of Kuh-e-Arاده, Central Iran. // *J. of Sciences, Islamic Rep. of Iran.* 2004. 15(2). P. 149–157.

7. Krogh Andersen E., Danø M., Petersen O.V. A tetragonal natrolite. // *Meddelelser om Grønland.* 1969. Bd. 181. No. 10. S. 1–19.

8. Nawaz R. Gonnardite and disordered natrolite-group minerals: their distinction and relations with mesolite, natrolite and thomsonite. // *Mineral. Mag.* 1988, V.2, P. 207–219.

9. Гусева А. А., Меньшиков Ю. П., Романова Т. С., Буссен И. В. Тетрагональный натролит из Ловозерского щелочного массива. // *ЗВМО.* 1975. Т. 104, 1, 66–69.

Структурный анализ в современной кристаллографии

С. В. Борисов, С. А. Магарилл, Н. В. Первухина

ИНХ СО РАН, Новосибирск; borisov@niic.nsc.ru

Кристаллическое состояние обеспечивает стабильность свойств конденсированных материалов и поэтому процессы и силы, реализующие кристаллизацию, представляют как теоретический, так и прикладной интерес. Тем не менее, в кристаллографии до сих пор причины образования главного свойства кристаллов – трансляционной симметрии – не обсуждаются. А этот процесс предполагает глобальные изменения в динамике и конфигурациях атомных систем, когда от их разнообразия в предкристаллизационной фазе осуществляется переход к повторению в трех измерениях объема элементарной ячейки структуры. Теряя индивидуальные степени свободы и, соответственно, энергию, атомы образуют стабильные конфигурации – дальний порядок или трансляционную симметрию.

30 лет назад был предложен механизм трансляционного упорядочения частиц в упругих средах [1]. Излучая энергию, атомные системы преобразуют свою динамику в наиболее стабильные и экономные упругие плоские стоячие волны. Массивные атомы сдвигаются к узловым плоскостям стоячих волн с нулевой амплитудой, создавая трансляционную упорядоченность. Максимальную плотность заполнения атомами будут иметь системы параллельных плоскостей (они же плоскости hkl в структуре) с межплоскостными расстояниями порядка межатомных контактов [2]. Процесс упорядочения позиций атомов такими «скелетными» плоскостями с преимуществом тяжелых атомов идет до образования истинной трансляционной ячейки с кратно увеличенным объемом подъячеек, построенных на любых трех «скелетных» плоскостях.

Кристаллографический анализ множества типовых структур подтвердил иерархию упорядочения атомов в соответствии с их массой. Например, в популярной гексагональной структуре корунда Al_2O_3 с параметрами $a=4,757 \text{ \AA}$ и $c=12,988 \text{ \AA}$ стабильность поддерживается псевдокубической I -подрешеткой катионов Al с $a_I = b_I = c_I = 3,50 \text{ \AA}$, $\alpha_I = \beta_I = \gamma_I = 85,71^\circ$, которую образуют связанные тройной осью плоскости $(1\ 1\ 4)$, $(0\ 1\ 4)$, (104) , заполненные катионами Al [3]. Аналогичную функцию выполняет «тяжелый» катионный каркас в структурах турмалинов [4]. Причем стабилизирующим фактором оказывается именно симметрия (или близкая к идеальной конфигурация) подрешеток тяжелых атомов. На структурах «антицеолитов» показано, что тяжелые катионы могут заполнять только часть узлов своей подрешетки, что способствует образованию обширных каналов и полостей [5].

Ведущая роль тяжелых атомов подтверждается фиксацией их позиций элементами точечной симметрии в объеме элементарной ячейки. Локальная симметрия окружения кристаллохимически активных и тяжелых катионов часто формирует темплат (зародыш), чья атомная конфигурация определяет дальнейшую сборку структуры [2,6]. Адекватное понимание механизма кристаллизации способствует направленному дизайну стабильных структур с полезными свойствами. Кристаллографический анализ использует стандартные программы рентгеноструктурных методов и оригинальную программу расчета параметров подъячеек [7].

Работа поддержана Министерством науки и высшего образования Российской Федерации, проект № 121031700313-8.

Литература

1. Борисов С. В. О кристаллическом состоянии // Журн. структ. химии. 1992. Т. 33. № 6. С. 123–130.
2. Борисов С. В., Магарилл С. А., Первухина Н. В. Кристаллографический анализ строения ряда неорганических соединений // Успехи химии. 2015. Т. 84. № 4. С. 393–421
3. Борисов С. В., Первухина Н. В., Магарилл С. А. Кристаллографическая симметрия – фундаментальное свойство организации материи, определяющее преобразования энергии и пространства в конденсированных атомных системах // Журн. структ. химии. 2019. Т. 60. № 1. С. 81–86.
4. Борисов С. В., Первухина Н. В., Магарилл С. А. Кубический катионный каркас в тригональных структурах турмалинов – основа стабильности структурного типа // Журн. структ. химии. 2017. Т. 58. № 4. С. 839–842.
5. Борисов С. В., Первухина Н. В., Магарилл С. А. Стабильность структур кристаллов-контейнеров для ряда «антицеолитов» // Журн. структ. химии. 2022. Т. 63. № 7 (в печати).
6. Борисов С. В., Магарилл С. А., Первухина Н. В. Кристаллографический анализ соотношений симметрия–стабильность атомных структур // Журн. структ. химии. 2019. Т. 60. № 8. С. 1243–1271.
7. Громилов С. А., Быкова Е. А., Борисов С. В. Алгоритмы, программа и примеры анализа псевдотрансляционных подрешеток в кристаллических структурах // Кристаллография. 2011. Т. 56. № 6. С. 1013–1018.

Неожиданная методологическая параллель

Ю. Л. Войтеховский

ГИ ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты; woyt@geoksc.apatity.ru
СПбГУ, Санкт-Петербург; Voytekhovskiy_YuL@pers.spmi.ru

В теоретической кристаллографии кристалл мыслится бесконечным. Не потому, что его размер больше параметра решетки примерно в 10^{10} раз. (Только кажется, что это много, но перед лицом актуальной бесконечности — ничто). А потому, что для описания его структуры понадобились винтовые оси и плоскости скользящего отражения, которые конечную фигуру вывели бы из себя, что операциям симметрии не позволено. Логический вывод — кристаллы надо мыслить бесконечными. Как это согласуется с конечностью реальных минеральных индивидов? А так, что мы всегда застаем их «врасплох» в некоторых точках онтогенетических пространственно-временных траекторий, устремленными в бесконечность.

Но если из минеральных индивидов сложена горная порода, должна ли она «подавно» мыслиться бесконечной? Такое суждение «по аналогии» было бы преждевременным. В нем есть возможность, но нет необходимости. Представление о бесконечном петрографическом пространстве непротиворечиво, но нужно нам по другой причине. В ряде публикаций о петрографических структурах, следуя принципам системного подхода, автор показал, что они могут быть корректно определены средствами современной алгебры над статистиками связанных между собой вероятностей межзерновых контактов: $p_{ijkl} \rightarrow p_{ijk} \rightarrow p_{ij}$. Петрографическая структура — инвариант организации горной породы, ядро автоморфизма системы минеральных видов, реализованного в контактировании индивидов. В этом — диалектика минеральных видов и индивидов и «петрографический замысел» природы.

Частоты всех типов межзерновых контактов в принципе можно подсчитать в штуде, практиче-

ски — в шлифе (здесь мы опускаем нерешенную проблему стереологической реконструкции 3D параметров по 2D и 1D аналогам). Но это еще не вероятности (probabilities) p_{ij} . Для их определения нужен предельный переход числа контактов к бесконечности [1]. Это означает такой же предельный переход числа слагающих горную породу минеральных зерен. Из-за их ограниченности снизу по размерам геологическое тело неизбежно становится бесконечным. Ведь это удивительно, как логический предельный переход подсчитанных под микроскопом частот к вероятностям неумолимо превращает конечный штуд в бесконечное петрографическое пространство!

Такого представления в теоретическом фундаменте петрографии сегодня нет. Но оно могло быть там очень давно, задолго до такового в кристаллографии. «Государь Гелон! Есть люди, думающие, что число песчинок бесконечно. Я не говорю о песке в окрестностях Сиракуз и других местах Сицилии, но о всём его количестве как в странах населённых, так и необитаемых. <...> Я постараюсь доказать с геометрической точностью, которая убедит тебя, что <...> есть числа, превышающие число песчинок, которые можно вместить не только в пространстве, равном объёму Земли, <...> но и целого мира. <...> Так как доказано, что диаметр мира составляет меньше, чем сто мириад мириад стадий, то ясно, что число песчинок, содержащихся в шаре, равном миру, меньше тысячи единиц чисел «седьмых». <...> Число песчинок, заключающихся в шаре неподвижных звёзд, предполагаемом Аристархом, будет меньше тысячи мириад чисел «восьмых» (10^{65} — Ю. В.). Государь! Сказанное мною покажется, конечно, невероятным многим из тех, кто не изучал математики» [2]. Признано, что тем

самым Архимед впервые предложил «астрономические» числа. На наш взгляд, он одновременно стал и первым теоретиком в петрографии.

Сегодня мы можем спокойно отодвинуть «сферу неподвижных звезд» в бесконечность. Примем любую песчинку за центр мира O_0 . Рекуррентно определим оболочку O_n как множество всех песчинок, касающихся O_{n-1} , но не касающихся O_{n-2} . Множество оболочек счетно ($n = 1, 2, 3, \dots$), а число песчинок в каждой конечно из-за ограниченности их размера снизу и сверху. Поэтому число песчинок в актуально бесконечном мире счетно в силу одной из первых канторовых теорем [3]. Эта минимальная бесконечность \aleph_0 (алеф-нуль) и есть мощность зернистого петрографического пространства. Кстати, мощность кристаллического пространства, построенного из элементарных ячеек — та же.

Но петрографии этого мало. Ей нужна конструкция, известная как булеан — множество всех подмножеств данного множества. Во-первых, потому что петрографы неявно всегда ее использовали, усматривая в геологических телах (шлифе,

штуфе ... да хоть в батолите) всякие ассоциации минеральных зерен: мономинеральные, парагенетические ... да хоть фазы внедрения! Во-вторых, потому что на булеане можно задавать меры, на них — метрики (в том числе весьма странные, существенно неевклидовы), а с ними уже можно серьезно строить структурную теорию петрографического пространства. Но булеан на счетном множестве имеет мощность континуума \aleph_1 (алеф-один). На наш взгляд, это добавляет математической основательности в фундамент и самосознание петрографии. Увы, «сказанное мною покажется, конечно, невероятным многим из тех, кто не изучал математики».

Литература

1. Борель Э. Вероятность и достоверность. М.: Физматлит, 1961. 120 с.
2. Архимед. Исчисление песчинок. (Псаммит). М.-Л.: Гостехиздат, 1932. 104 с.
3. Кантор Г. Труды по теории множеств. М.: Наука, 1985. 431 с.

О находке муассанита в сульфидах рудных полей Молодёжное и Коралловое в Атлантическом океане

И. Г. Добрецова¹, С. Ю. Янсон²

¹Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург; dobro54@mail.ru

²СПбГУ, ресурсный центр «Микроскопии и микроанализа» научного парка, Санкт-Петербург; jansn.sv@gmail.com

Муассанит — редкий минерал класса природных карбидов кремния SiC. Природный муассанит в ничтожно малых количествах отмечен в некоторых типах метеоритов, в кимберлитах, в вулканической брекчии из северо-западной части Богемии. Недавно муассанит был описан и в кислых вулканических породах Акбастау-Кусмурдинской кальдеры, а также в пемзах вулкана Хангар (Срединный хр. Камчатки) и в вулканических эксгаляциях лавового поля Второго конуса Большого трещинного Толбачинского извержения [1,2].

Нами муассанит был обнаружен в сульфидах, приуроченных к выходу пород офиолитового комплекса в пределах рудных полей Коралловое и Молодёжное на Срединном Атлантическом хребте, в районе 13° с.ш. Сульфидные руды по составу преимущественно цинково-медные. Особенностью этих образований является то, что они формировались при диффузной пропитке биогенных карбонатных осадков гидротермальными растворами.

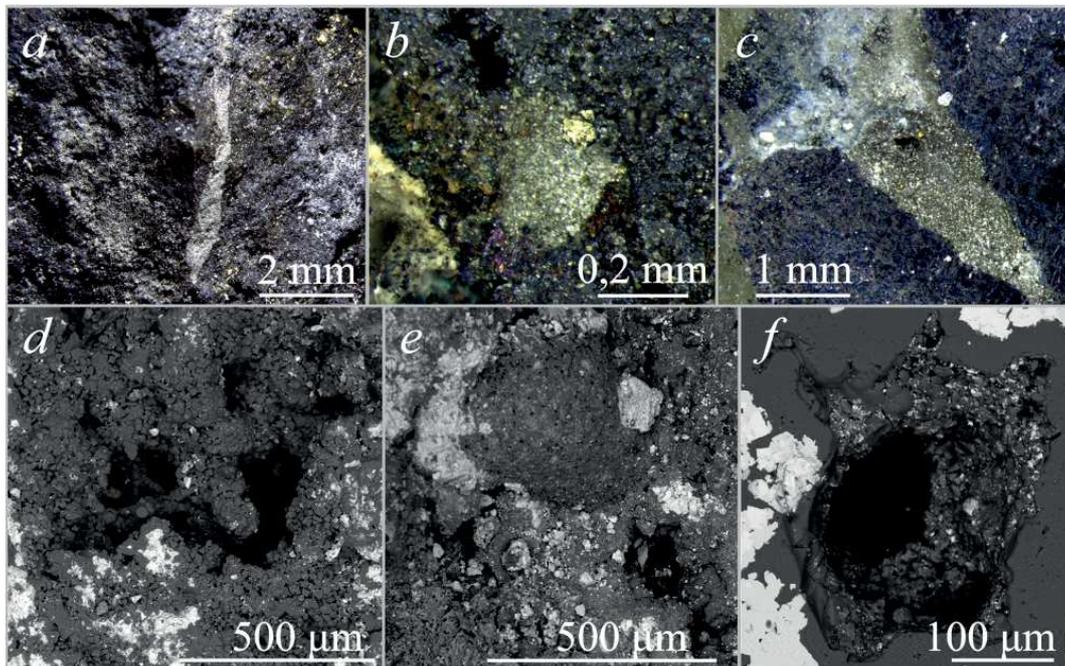
Изучены свежие сколы образцов и полированные аншлифы, залитые в эпоксидную смолу. Распил для аншлифов производился только алмазными пилами. При полировке/шлифовке аншлифов использовались алмазные пасты и спреи. Для части образцов был применен порошок карбида кремния размером ~20 мкм. Исследование проводилось

методом электронной микроскопии, в режимах высокого и низкого вакуума с напылением углеродом и без него.

В свежих сколах некоторых образцов, не подвергавшихся обработке, были обнаружены отдельные зерна, гнезда и прожилки муассанита (рисунок, 1a, b, d, e). В аншлифах муассанит был также обнаружен, но не во всех полированных образцах (рисунок, 1c, f). Места локализации: относительно крупные (до 300 мкм), открытые каналы, где зерна муассанита с опалом выполняют стенки и ареолы вокруг них (рисунок, 1d, f); трещины заполненные сульфидами, опалом и муассанитом.

Чтобы исключить возможность загрязнения муассанитом в процессе пробоподготовки, были сделаны дополнительные спилы и пришлифовки с использованием только алмазных инструментов и расходных материалов. Результат остался прежним. В дополнение были обнаружены новые гнезда муассанита на глубине ок. 0,5 мм от полированной поверхности образца.

Таким образом, муассанит в сульфидных постройках рудных полей Молодёжное и Коралловое природного происхождения: во-первых, выявлен он в свежих сколах образцов, не подвергавшихся процессу пробоподготовки; во-вторых, размер зерен муассанита варьирует от 5 до 50 мкм и более,



Муассанит в сульфидных рудах: а — прожилок (светлое) и рассеянная вкрапленность отдельных зерен (светлое), скол; b, e — гнездо муассанита куполообразной формы с концентрически-зональной структурой, скол; c — гнездо муассанита клиновидной формы, аншлиф; d, f — муассанит с опалом на стенках и вокруг канала, скол (d), аншлиф (f). Оптические фотографии (a, b, c) и изображения СЭМ (d, e, f)

что не соответствует зернистости полировальной пасты (~20 мкм); в-третьих, отмечена избирательная локализация скоплений зерен муассанита, что не характерно для заражения при полировке.

Многочисленные открытые поры позволяют предположить участие газов для образования этого минерала, аналогично описанным в фумаролах Камчатских вулканов [1,2].

Исследование сульфидных руд с муассанитом выполнено на оборудовании ресурсного центра «Микроскопии и микроанализа» научного парка СПбГУ с применением методов оптической и элек-

тронной микроскопии, электронно-зондового микроанализа.

Литература

1. Каипов А. Д., Баймуратов М. Н. Муассанит из эффузивно-интрузивных пород Акбастау-Кусмурунского рудного поля. // Изв. АН КазССР, сер. Геол., 1970, № 3,
2. Об уникальном минеральном парагенезисе вулканических газов Л.П. Вергасова и др. Вулканизм и связанные с ним процессы. XXIII научной конференции, посвящённой Дню вулканолога 2020 г. Материалы конференции.

Околорудные тальковые метасоматиты по биогенным карбонатным осадкам на Срединно-Атлантическом хребте

И. Г. Добрецова¹, С. Ю. Янсон²

¹Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург; dobro54@mail.ru

²СПбГУ, ресурсный центр «Микроскопии и микроанализа» научного парка, Санкт-Петербург, jansn.sv@gmail.com

Во время экспедиций научно-исследовательского судна «Профессор Логачёв», на рудных полях, открытых сотрудниками ПМГРЭ были выявлены биогенные карбонатные осадки со следами гидротермальных изменений (рис. 1 а). Поднятые драгами метасоматиты представлены как отвердевшими обломками, так и рыхлыми глиноподобными образованиями (рис. 1 б). В них отмечается гнездовая вкрапленность минералов меди и реликты фораминифер (рис. 1 с).

Для изучения структурно-фазовых характеристик тальковых метасоматитов применялись со-

временные аналитические методы. Рентгенофазовый анализ проведен в ЦКП «Материаловедение и диагностика в передовых технологиях». Оптические, электронно-микроскопические методы исследования выполнены на оборудовании ресурсного центра «Микроскопии и микроанализа» научного парка СПбГУ. Для исследований были подготовлены петрографические пластины и сколы полученных образцов.

В результате выявлено, что метасоматиты сложены преимущественно тальком моноклинной сингонии с небольшой примесью клинохлора, квар-

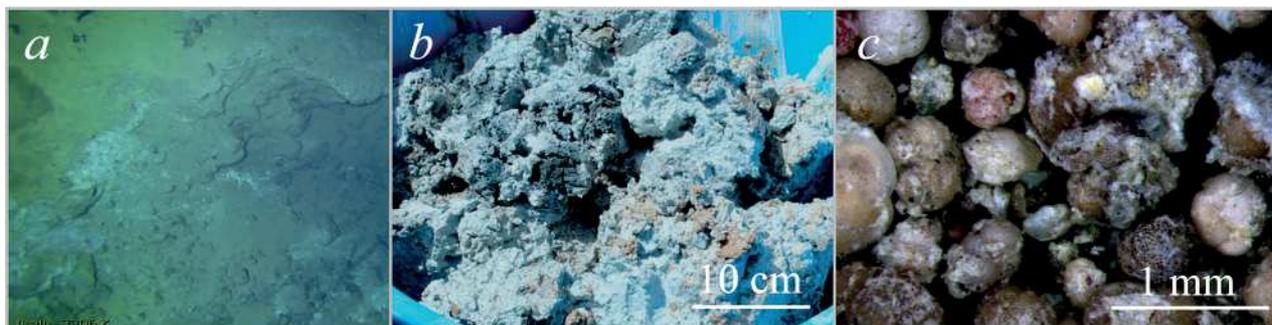


Рис. 1. а — фрагмент видеонаблюдений дна: биогенные карбонатные осадки, со следами гидротермальных изменений (белого цвета). Глубина 3306,7 м. б — тальковая глинистая порода с включениями сульфидов (тёмное); с — фораминиферы, отмытые из глинистой тальковой породы. Оптические фотографии

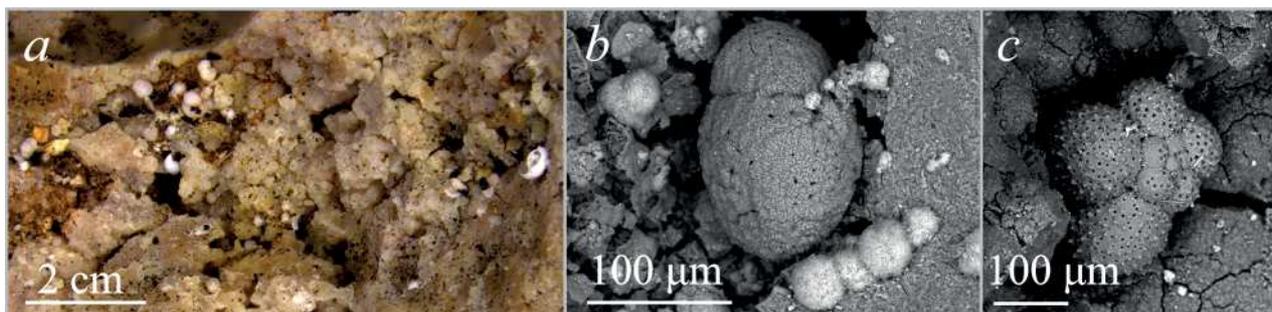


Рис. 2. Тальковый метасоматит по биогенным карбонатным осадкам: а — фораминиферы в тальке. Скол образца, оптическая фотография; б — большая рекристаллизованная фораминифера и группа небольших фораминифер полностью замещённых тальком; с — фораминиферы с сохранившейся структурой поверхности. б, с — свежие сколы, изображения СЭМ

ца и доломита, реже лизардита. Практически все исследуемые образцы талька белого цвета и содержат реликты фораминифер. Среди метасоматитов на рудном поле Коралловое, встречены разности бежевого цвета, характерного для фоновых биогенных карбонатных осадков (рис. 2 а). В этих метасоматитах сульфиды не обнаружены, но развиты минералы группы атакамита гидротермального происхождения. Раковины фораминифер здесь как полностью замещены тальком, так и карбонатные, с признаками рекристаллизации (рис. 2 б, с). В пределах одного образца можно наблюдать разнообразные морфологические типы агрегатов талька: массивные плотные выделения; губчатые — характерные для бактериоморфных; многоканальные — фумарольные, сформированные, вероятнее всего, газами.

Выводы: образование тальковых метасоматитов связано с пропитывающими биогенные карбонатные осадки гидротермальными растворами и газами из которых также отлагались минералы меди.

Отдельные образцы тальковых метасоматитов с сульфидами и реликтами фораминифер наблюдались авторами и на других рудных узлах Российского разведочного района.

Гидротермальному генезису талька на дне океана посвящена работа Matthew R. S. и др [1]. В статье говорится о наблюдении активного гидротермального источника, поставляющего на дно Карибского моря тальк с опалом и об опал-тальковых холмах, сформированных подобными источниками, прекратившими своё существование 20 тыс. лет назад.

Авторы благодарят к. г.-м. н. Яговкину М. А. за выполненные рентгенофазовые исследования образцов.

Литература

1. Matthew R. S. Hodgkinson, Alexander P., Webber, Stephen Roberts, Rachel A. Mills, Douglas P. Connelly & Bramley J. Murton. Talc-dominated seafloor deposits reveal a new class of hydrothermal system. Received 10 Jun 2015 | Accepted 9 Nov 2015 | Published 22 Dec 2015.

Неевклидов геометрический подход к описанию механизма нелинейного кристаллообразования

А. П. Клишин¹, С. В. Руднев²

¹НИ ТПУ, Томск

²ТГПУ, Томск; aklishin@yandex.ru

Введение

Современный подход при исследовании структур природных и синтетических кристаллов минералов предполагает изучение свойств и строения кристаллов исключительно в евклидовом пространстве. При этом структурные евклидовые модели служат основным фундаментом для физических, химических, а в последнее время и биологических построений гипотез и теорий строения различных кристаллических структур [1, 2].

Реализация кристаллографических групп симметрии рассматривалась в псевдоевклидовой плоскости R_1^2 (Балтаг 1984; Гарипов 2004) и пространстве Минковского R_s^n (Балтаг 1985; Гарипов 2008), пространстве Лобачевского H^n (Макаров 1983; Nattori 1961), в n -мерном ($n > 3$) евклидовом пространстве E^n (Fuksa 1994; Engel 1994; Кунцевич 1968; Полистрант 2013). Существенным недостатком рассмотренных пространств следует считать то, что для моделирования решеток используют бесконечное протяженное пространство. Кристаллическую структуру идеального кристалла традиционно принято строить размножением конечного числа атомов всеми преобразованиями из какой-либо пространственной кристаллографической группы в евклидовом пространстве, но такое построение идеального кристалла не связано с естественными причинами кристаллообразования, его конечным (локальным) характером и ограниченной в пространстве формой. Неоднозначность геометрической трактовки пространства реального кристалла минералов привела к необходимости разработки моделей с использованием неевклидова способа описания кристаллических структур.

Кристаллогеометрический подход к моделированию механизмов нелинейного кристаллообразования

В качестве модельного пространства, описывающего внутреннюю структуру кристалла, предлагается замкнутое пространство V^3 с эллиптической метрикой и положительной постоянной гауссовой кривизной ($K = 1$). Для визуализации результатов используется специально разработанная интерпретация геометрических объектов (S_k , F -групп, симметрий) модельного эллиптического пространства (V^3) с использованием построений на евклидовой плоскости E^2 и пространстве E^3 . Система кристаллографических групп может быть на законных основаниях рассмотрена в эллиптическом пространстве Римана на системах поверх-

ностей Клиффорда, а интерпретация поверхности Клиффорда на евклидовом торе дала возможность успешно рассматривать геометрические и структурные образы кристаллографических групп.

В работе [3] построена и обоснована интерпретация евклидовых кристаллографических групп с использованием дискретных групп эллиптических движений, что позволило разработать и обосновать модель замкнутой, компактной структуры кристалла в V^3 и определить способы трактовки ее элементов симметрии кристаллической решетки в евклидовом пространстве E^3 [4, 5]. Примеры таких решеток приведены на рис. 1 и рис. 2.

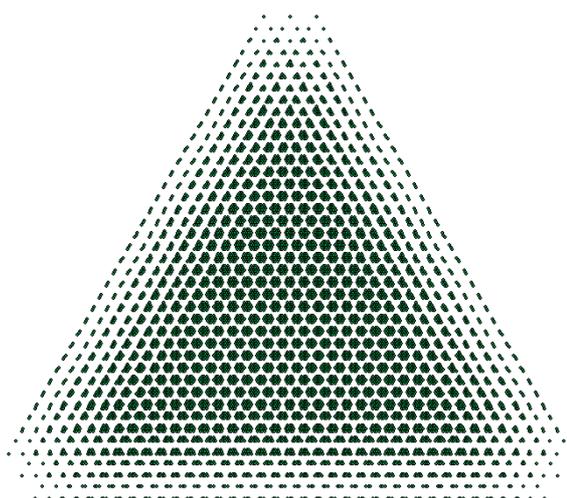


Рис. 1. Организация решетчатой системы в плоскости сечения R_E , перпендикулярно оси l_3 : модель решетки тригональной сингонии

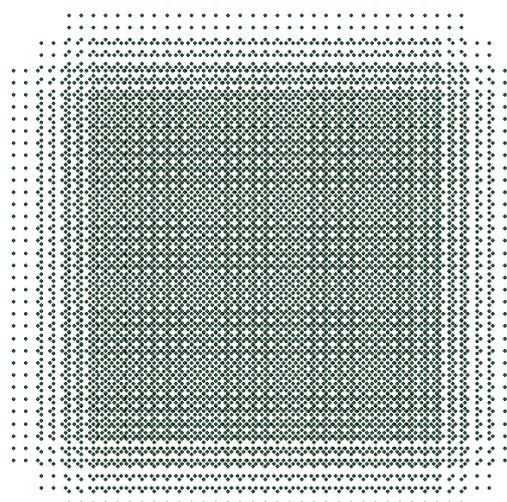


Рис. 2. Распределение точек в сечении R_E , перпендикулярном l_4 . Отчетливо выделяется блочное строение в центральной области

Важным отличием в предложенных модельных построениях является более полный учет структурных особенностей кристаллических структур на различных масштабных уровнях, включая источники формирования и эволюции искривленных областей (дефектов). Геометрической моделью реального кристаллографического пространства может служить особая геометрическая система — кристаллографическое пространство интерпретации R_E .

Литература

1. Бернал Д. Д., Карлайл С. Х. Поля охвата обобщенной кристаллографии // Кристаллография. 1968. Т. 13. N 5. С. 927–951.

2. Галиулин Р. В. Кристаллографическая геометрия. М.: Наука, 1984. 128 с.

3. Klishin A. P., Rudnev S. V. Interpretation of crystallographic groups under Riemann's elliptic geometry. Preprint. arXiv:1704.03808v1, 2017.

4. Rudnev S.V. Application of elliptic Riemannian geometry to problems crystallography // Computers and mathematics with applications. 1988. V. 16, N. 5–8, P. 597–616.

5. Семухин Б. С., Руднев С. В., Галиулин Р. В. Применение аппарата римановой геометрии к структурам нано- и макрокристаллов // Кристаллография. 2008. Т. 53, № 4. С. 541–544.

Обобщенная кристаллохимия силикатов (по новым данным)

С. В. Кривовичев

Центр наноматериаловедения, ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты; s.krivovichev@ksc.ru
Кафедра кристаллографии, Институт наук о Земле, СПбГУ, Санкт-Петербург

Силикаты представляют собой минералогическую основу всех геологических оболочек Земли, за исключением её ядра, в связи с чем исследованию их кристаллической структуры и свойств всегда уделялось повышенное внимание со стороны геологов, геохимиков, минералогов и кристаллографов [1, 2]. Особый интерес представляет изучение поведения силикатов при высоких давлениях и температурах, имеющее решающее значение для понимания состояния кристаллического вещества в глубинных геосферах Земли [3]. С начала XXI столетия и по сегодняшний день объем новой информации по кристаллохимии силикатов непрерывно увеличивается — в частности, благодаря значительному прогрессу в минералогии и кристаллохимии силикатов при высоких давлениях, достигнутому за счет применения современных экспериментальных технологий, включая алмазные ячейки и синхротронное излучение. Колоссальный прогресс наблюдается и в исследовании метеоритов и земных импактитов, в которых были обнаружены целые ассоциации природных фаз, образовавшихся в результате шокового метаморфизма в космосе или на поверхности Земли. Изучение кристаллических включений в алмазах привело к открытию высокобарических минералов мантии Земли [4], тогда как экспериментальные исследования позволили обнаружить метастабильные силикатные фазы с неожиданными структурными особенностями [3].

Тогда как в силикатах, образующихся при атмосферном давлении, координационное число кремния, как правило, не превосходит четырех (исключением являются минералы группы таумасита), при высоких давлениях атомы кремния могут иметь и более высокие координационные числа.

Л. Фингер и Р. Хейзен [5] разделили все высокобарические силикаты с октаэдрическим кремнием на три основные группы: октаэдрические структуры, окта-тетраэдрические каркасы и другие структуры, содержащие одновременно ^{IV}Si и ^{VI}Si . В настоящее время эта классификация дополнена силикатами, содержащими ^{VI}Si , и следует заметить, что за последние два десятилетия были обнаружены структуры, которые содержат: (а) только ^{VI}Si ; (б) одновременно ^{VI}Si и ^{IV}Si ; (в) одновременно ^{IV}Si и ^{VI}Si ; (г) одновременно все три известных типа координаций кремния в силикатах, т.е. координационные полиэдры SiO_4 , SiO_5 и SiO_6 . Если говорить о кристаллохимии силикатов целиком, то по координации кремния они должны быть разделены на семь групп: 4; 4+5; 4+5+6; 4+6; 5; 5+6; 6.

Тенденция оксидных структур к уплотнению при повышении давления хорошо известна из экспериментальных исследований. Однако, необходимо отметить, что далеко не все высокобарические силикаты [3] основаны на плотнейших анионных (или смешанных анионно-катионных для силикатов Ca, Sr и Ba) упаковках. Примечательно, что бриджманит $MgSiO_3$, считающийся наиболее распространенным минералом Земли по объему, имеет структуру, не соответствующую принципу плотнейшей упаковки.

Ф. Либау [2] сформулировал два основных топологических правила силикатных анионов, построенных конденсацией тетраэдров SiO_4 : (1°) тетраэдры SiO_4 связываются с другими тетраэдрами SiO_4 по вершинам, а не по ребрам или граням; (2°) один атом кислорода может принадлежать не более чем двум тетраэдрам. Современная кристаллохимия силикатов вносит в первое правило важные поправки, касающиеся особенностей конден-

сацией полиэдров SiO_5 и SiO_6 . В частности, полиэдры SiO_5 могут объединяться по рёбрам, тогда как октаэдры SiO_6 могут объединяться и по граням. Второе правило может быть перефразировано следующим образом: один атом кислорода может быть общим не более чем для трех координационных полиэдров кремния.

Таким образом, накопленные на сегодняшний день экспериментальные данные позволяют очертить контуры обобщенной неорганической кристаллохимии силикатов, включающей как минералы и синтетические соединения земной поверхности, так и фазы высоких температур и давлений.

Зародышеобразование в гетерогенных метасиликатных системах

В. М. Владимиров², А. В. Мананков^{1,2}

¹НИ ТГУ, Томск

²ТГАСУ, Томск; *glovani.v@mail.ru*

В настоящее время механизм зародышеобразования основан на представлении пироксеновых твердых растворов, как физически однородных систем. По экспериментальным данным, например, ЯМР и химического анализа строятся термодинамические функции состояния силикатных и германатных растворов и оцениваются их области устойчивости.

Силикатные расплавы и стекла представляют собой ионные жидкости микрогетерогенного строения, которое проявляется в том, что на уровне первого порядка ионы с сильным поляризующим действием (Fe^{3+} , Ti^{4+}) формируют вокруг себя области, обогащенные O^{2-} , а ионы с относительно слабым действием (Ca^{2+} , Mg^{2+}) — кремнекислородные тетраэдры SiO_4^{4-} . В этих надатомных структурах проявляется изовалентный и гетеровалентный изоморфизм. За почти 200 — летнюю историю исследования учение об изоморфизме предстает универсальным кристаллохимическим законом природы и все более востребованным геохимическим и технологическим фактором, определяющим системность минерального мира Земли и материальных шедевров и культур.

По закону Боуэна первыми из магмы основного состава выделяются минералы группа оливина со структурной формулой $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$, в которых происходит взаимное замещение ионов Mg^{2+} на Fe^{2+} в кремне кислородном мотиве. Затем выделяются ромбические пироксены: энстатит — $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, ферросилит — $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, гиперстен — $(\text{Fe,Mg})_2\text{Si}_2\text{O}_6$, а затем — группа моноклинных пироксенов. Поэтому при охлаждении метасиликатного расплава по отношению к высокотемпературным фазам он является пересыщенным. А тем более, если из него получать быстрым охлаждением стекло. На практике определен предел насыще-

Литература

1. Пущаровский Д. Ю. Структурная минералогия силикатов и их синтетических аналогов. М.: Недра, 1986.
2. Либау Ф. Структурная химия силикатов. Пер. с англ. М.: Мир, 1988.
3. Krivovichev S. V. High-pressure silicates: crystal chemistry and systematics // Зап. Росс. минерал. о-ва. 2021. Т. 150. Вып. 5. С. 1–78.
4. Kaminsky F. V. The Earth's Low Mantle. Composition and Structure. Cham, Switzerland: Springer, 2017.
5. Finger L. W., Hazen R. M. Systematics of high-pressure silicate structures // Rev. Mineral. Geochem. 2000. Vol. 41. P. 123–155.

ния метасиликатных «сухих» расплавов оксидом хрома (0,3 масс.%). При превышении этой концентрации из стекла выделяются собственные минералы хрома, что согласуется с геологическими наблюдениями и рядом Боуэна.

Для обеспечения гетерогенного зародышеобразования в метасиликатные системы добавляются хромит. Однако это не всегда приводит к объёмной кристаллизации переохлаждённого расплава. Так происходит обычно, если расплав не достигает гомогенного состояния. Целью работы является изучение механизма зародышеобразования в данных системах на примере получения стеклокристаллических материалов.

Для гомогенного расплава скорость зародышеобразования определяется экспоненциальной функцией разности свободных энергий стеклообразной и кристаллических фаз ΔF . Для гетерогенного зародышеобразования эта величина зависит от энергии поверхностного натяжения на границе раздела твёрдой и жидкой фаз — σ :

$$\Delta F = \Delta\mu \cdot N + \sigma \cdot S, \quad (1)$$

где $\Delta\mu$ — разность химических потенциалов фаз, N — число частиц в зародыше, S — площадь поверхности зародыша.

В работе обоснована математическая форма модели устойчивости центров зародышеобразования. Если концентрация хромитовых центров в стекле будет c , а вероятность встречи данного центра с силикатным мотивом w рассчитывается так:

$$w = \frac{L}{3\sqrt{\frac{1}{c}}} = L^3\sqrt{c}, \quad (2),$$

где L — длина силикатного мотива.

Отсюда скорость возникновения зародышей можно записать:

$$\frac{dN}{dt} = N(c - w \cdot N) \quad (3)$$

Действительно, зародыш возникает, когда мотив встретится с хромитовым центром и произойдёт реакция взаимодействия, поэтому происходит диссипация, рассеяние термической движущей силы. Так как не везде мотив может встретить центр, поэтому значение c уменьшается на некоторую величину.

Решение уравнения (3) даёт выражение известной логистической кривой:

$$N(t) = \frac{cN_0 \exp(ct)}{c + wN_0[\exp(ct) - 1]} \quad (4)$$

Количество устойчивых центров регулируется временем изотермической выдержки стекла при температуре зародышеобразования, определяемой методом ДТА.

При повышении температуры до начала роста кристаллов происходит диссипация системы по механизму спиноподобного распада. Теоретический подход при моделировании такого распада показал, что неоднородность состава твёрдого раствора обусловлена флуктуацией плотности с формированием области спиноподобного распада длиной L , которая связана с волновым вектором k :

$$k = 2\pi/\lambda,$$

где $\lambda \approx L$.

Это может свидетельствовать о том, что в силикатном стекле мотив имеет определённую длину, которая ограничена областью ликвации. Действительно, кремнекислородные тетраэдры

приспосабливаются к изменению окружения в результате теплового воздействия. И если происходит распад раствора, то должна измениться длина мостиковых связей [Si-O].

Изучены ИК-спектры природных пироксенов и в ситаллах класса сикам. Установлено, что кристаллизация приводит к закономерному увеличению интенсивности полос поглощения в области симметричных колебаний силикатных тетраэдров. Появляются слабые пики на 928 [O-Si-O], 972 [O-Si-O], 1080 [Si-O-Si], 1100 [O-Si-O] см^{-1} , что может свидетельствовать об упорядочении мостиковых колебаний тетраэдров в форме их поворотов. Широкая полоса в области 600–800 см^{-1} может свидетельствовать о деформационных колебаниях тетраэдров под прямым углом к линии связи. Изолированные группы $[\text{AlO}_4]$, не связанные друг с другом, дают полосы поглощения в области 710–780 см^{-1} , а группы $[\text{AlO}_6]$ – 600–650 см^{-1} , хотя колебания этих групп совпадают с симметричными колебаниями тетраэдров $[\text{Si-O}_4]$.

По теории академика Д. С. Коржинского структурообразование происходит с участием диффузионных и инфильтрационных потоков. У каждого из потоков формируются замкнутые векторные поля, которые стабилизируют исходный поток или, напротив, могут привести к его нелинейности. Для контроля фазовых превращений Д. С. Коржинский предложил гипотезу опережающей волны кислотности. Для метасиликатных систем на стадии зародышеобразования мы обнаружили механизм спиноподобного распада, соответствующий волновым процессам. По кинетике и энергетике такие процессы несоизмеримы с классической химической сборкой, что позволило создать новый класс многофункциональных конструкционных и строительных материалов – «сикамов».

Распределение катионных вакансий в структуре халькопирита в зависимости от глубины залегания породы

В. В. Онуфриенок

Красноярский государственный аграрный университет, Красноярск; VOnufrinyok@yandex.com

Введение

Халькопирит стехиометрического состава можно представить в виде формулы CuFeS_2 . Как показывает расчет, железа в образце должно составлять в этом случае 30,43 мас. %, меди – 34,63 мас. %, а серы – 34,94 мас. %. Только в этом случае в структуре халькопирита нет катионных или анионных вакансий. Если это не так, то халькопирит содержит в структуре, как правило, катионные и анионные вакансии. Относительно высокая концентрация вакансий в структуре, несомненно, влияет на свойства халькопирита. Актуальность изучения

влияния давления на халькопирит обусловлена, в частности, и тем, что халькопирит – минерал, сопутствующий золоту в породе [1,2].

Цель работы: исследовать катионные вакансии в халькопирите на разных глубинах залегания минерала, а также распределение вакансий в его структуре.

Образцы для исследования

Для исследований выбирался минерал халькопирит с различной глубины залегания в почве.

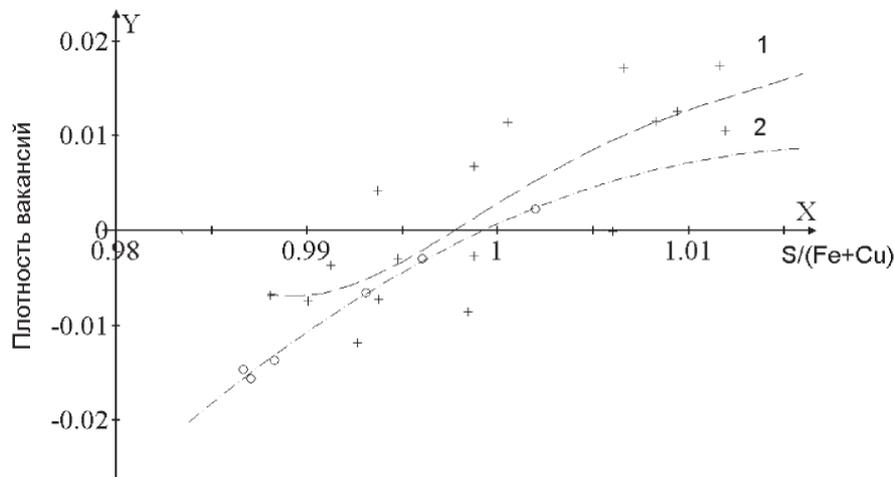


Рис. 1. Зависимость плотности вакансий от состава халькопирита. Кривая 1(крестики) — данные для образцов поверхностного слоя почвы (до глубины 50 м), Кривая 2(пустые кружочки) — для глубины залегания 567 м

Минералы брались из месторождения «Панимба», находящемся примерно в 190 км к северо - востоку от Красноярска. Химический состав минерала определяли методом EPMA на растровом электронном микроскопе VEGA II LMU.

Результаты расчета точечных дефектов в структуре пирротинов определялся по формулам, предложенным в работе [2,3], где определено их процентное содержание на один узел элементарной ячейки.

Анализ экспериментальных результатов

Отклонения состава природного халькопирита от стехиометрического лучше представлять химической формулой: $(\text{Fe}^{+3})_a(\text{Cu}^{+1})_x(\text{S}_2)^{-4}_b$, поскольку в образцах варьируется соотношение $S/(\text{Fe}+\text{Cu})$ даже в пределах одного участка месторождения, где собираются образцы.

На рисунке графически представлены результаты расчетов плотности вакантных позиций и минорных элементов в структуре халькопирита различного состава.

На рисунке кривая 1 соответствует плотности катионных вакансий в верхних слоях породы (глубина до 50 м), а кривая 2 — в слоях породы на глубине 567 м. В верхних слоях, как видно из рисунка, имеется большой разброс, в то время, как с глубиной вакансии более упорядочены под воздей-

ствием внешнего давления. Кроме этого, кривая 1 несколько смещается по оси «у». Необходимо также учитывать при анализе влияния давления взаимодействие вакансий [4].

Выводы. Расчет плотности точечных дефектов в кристаллической структуре природных пирротинов различного химического состава сопоставлен с глубиной залегания минерала в почве. Установлено, что увеличение давления породы приводит к изменениям функциональной зависимости и смещению кривых зависимостей плотности катионных вакансий от состава.

Литература

1. Онуфриенок В.В. Сравнительный анализ плотности точечных дефектов в структуре халькопирита и содержания золота в породе // Современные наукоемкие технологии. 2013. № 9. С. 120–127.
2. Larocque A. C. L., Hodgson C. J., Cabri L. J., Jackman J. A. Ion-microprobe analysis of pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite from the Moberly VMS deposit in northwestern Quebec: evidence for metamorphic remobilization of gold // The Canadian Mineralogist. 1995. V. 33. P. 373–388.
3. Pearson W. B. The crystal chemistry and physics of metal and alloys. Wiley, New York, 1972. 826 p.
4. Onufrienok V. V., M. A. T.M. Broekmans. Analysis of Impurity Density in the Structure of Arsenopyrite of the Panimba Deposit // Proceedings of the 11th International Congress for Applied Mineralogy, 2015, 325–335.

Минералогия – фундаментальная наука естествознания

В. А. Попов

Южно-Уральский ФНЦ минералогии и геоэкологии УрО РАН, Миасс; popov@mintralogy.ru

Методологический вопрос о месте минералогии среди множества наук волновал многих учёных, среди которых ярко выделяется академик Н.П. Юшкин. В своей книге «Теория и методы минералогии» (1977 г.) он дал подробный обзор по этому вопросу, предложив свои соображения. В его представлениях минералогия занимает в «геологическом» ряду наук место между геохимией и петрографией, размещённых на схеме эволюции структуры материального мира (или структурном уровне организации вещества). Эта схема (физические поля → элементарные частицы → атомы → молекулы → кристаллы...) многим представляется логичной и полезной при систематизации наук. Но есть более простой подход к рассмотрению агрегатного состояния материи: плазма — газ — жидкость — твёрдое тело. Нет ли в этом подходе возможностей продвинуть далее замечательные идеи Николая Павловича Юшкина?

Как всегда, для движения вперёд приходится уточнить дефиниции. Все ли одинаково понимают термин «твёрдое тело»? Почему в энциклопедиях пишут, что твёрдые тела бывают кристаллическими и аморфными? Ведь форма является атрибутом твёрдого тела (!), значит, не может быть аморфных (бесформенных) твёрдых тел. Все твёрдые тела кристаллические (в том числе стёкла, полимеры и т. д.). Можно задать вопрос: в связи с каким явлением у материи появляется свойство твердотельности (твёрдости, механической прочности)? И получить ответ: **твердотельность** возникает только при выстраивании атомов и атомных группировок в структуру с дальним порядком. Это явление называется **кристаллизацией**. **Весь твердотельный мир создан кристаллизацией**.

Кристаллизация (рост кристаллов) осуществляется только в средах, пересыщенных ростовыми частицами относительно какого-либо минерала (минералов). Ростовые частицы следует моделировать не из шариков или полиэдров, а соответственно законам анатомии кристаллов Д. П. Григорьева, из объёмных пазлов, которые могут встраиваться в решётку кристаллов строго ориентированно. Эти пазлы не имеют жёстких границ как у шаров или полиэдров макромира. При кристаллизации всегда происходит диссимметризация пространства — из «хаоса среды» с симметрией шара выделяются атомы и изотопы определённого сорта, строится зонально-секториальный кристалл, где все элементы анатомии физически и химически различны, а следовательно, различны информационно. Кристаллизация это и есть **самоорганизация** для твёрдых тел. Вне явления кристаллизации не существует твёрдых тел. Не обнаружено явления «слипания» атомов без их ориентировки

друг относительно друга. Не следует относить к твёрдым телам «виртуальные частицы» типа мицелл, больших молекул, кватаронов, фуллеренов.

Из вышеизложенных представлений следует, что весь твердотельный мир, которым занимается естествознание, кристаллический или, по-другому, минерален. Абсолютно все химические элементы и соединения могут находиться в виде кристаллов при определённых физико-химических параметрах, создавая **единый минеральный (твердотельный) мир**. Различие между живым и косным миром интуитивно введено Человеком по наблюдаемому функционированию минеральных систем (тел). Понятие «функционирование» объединяет широкий спектр явлений, по которым можно классифицировать множество разнообразных тел.

Исторически сложилось так, что понятия «минерал», «химическое соединение», «органическая химия», «жизнь» рассматривались в рамках разных наук. Обширный обзор формулировок понятия «минерал» можно увидеть в названной работе Н.П. Юшкина 1977 г. В результате разных рассмотрений осталось необходимое и достаточное: **минералом называется твёрдое тело, имеющее определённый химический состав и кристаллическую структуру**. Под это определение попадают абсолютно все твёрдые (кристаллические) образования — органические, неорганические, «природные», «искусственные», «техногенные». Кристаллы создаются всегда Природой, независимо от того, как Человек их воспринимает и классифицирует. В этом смысле искусственных минералов не существует, хотя искусственные экспериментальные условия Человек может создавать.

Появление твердотельности в жидкостях и газах в разных отраслях науки и техники определяют разными терминами — кристаллизация, раскристаллизация, зарухание, замерзание, отверждение, засыхание, полимеризация, стеклование, фазовый переход. Можно найти множество графических данных (диаграмм) к отличию перечисленных явлений. Но суть одна: в результате появляются кристаллы, т.е. твёрдые тела. Кристаллы отличаются от атомов и атомных группировок (молекул, комплексных ионов) тем, что они имеют эмерджентные свойства — форма, твёрдость, преломление света, температура плавления, плотность и другие. Эти свойства приводят при описании полимерных материалов, что говорит о их кристалличности, а не просто скоплении больших молекул. Важно, что кристалличность установлена у всех органических соединений, у паутины, шёлка, каучука и т.д. Специально выращенные монокристаллы многих белков ничем не отличаются от кристаллов неорганических минералов — такие же зо-

нально-секториальные и могут иметь формы разных сингоний от триклинной до кубической, разную хиральность (энантиоморфность).

При кристаллизации могут возникать не только отдельные кристаллы, но и разнообразные минеральные агрегаты в виде простых или сложных самоорганизующихся систем. В общем смысле разные самоорганизующиеся системы, находясь в сложном волновом поле среды, функционируют по-разному. Если говорить об органических минералах, то можно предположить при кристаллизации возникновение самоорганизующихся систем типа растительной или животной клетки, которые могут дать при объединении и более сложные организменные системы. Действительно, современные электронные микрофотографии клетки показывают, что у неё есть твердотельная оболочка, внутри клетки видны разные по форме твёрдые тела (до 15 разных тел). Можно утверждать, что эти тела не жидкостные и не газовые, а следовательно, кристаллические. Клетка — это парагенезис нескольких взаимодействующих через плазму органических минералов, расположенных в ядрышках, ядрах и на стенках оболочки. Клетка функционирует только при наличии «питающего» раствора снаружи и постоянного роста-растворения внутриклеточных минералов в плазме в соответствии с колебаниями температуры и давления снаружи. Фактически парагенезис клетки является эвтектическим (эвтоническим). Размножение (деление) клетки происходит не потому, что «клетка захотела делиться», а потому, что в клетке при определённом пересыщении зарождаются и растут (кристаллизуются) новые ядра и другие члены парагенезиса, уменьшается объём кристаллизационного пространства, увеличивается внутриклеточное давление и происходит «разрыв» клетки (деление). Если клетку считать «живой материей» по функционированию, то это наглядный пример «кристаллизации жизни» по терминологии Н. П. Юшкина.

Практически все науки естествознания «занимаются» твёрдыми (минеральными) телами разной сложности. Мы с вами тоже не можем себя отнести к жидким или газовым телам. Значит, наша твердотельность в основе связана с кристаллическостью костей, клеток, волокон мышц и т. д. Мы — часть единого минерального мира, одна из множества его самоорганизующихся систем. Разделить единый минеральный мир на «живой», «косный» и другие можно лишь формально, например, по функционированию самоорганизующихся систем.

Для познания функционирования минеральных тел в любой науке естествознания желателен минералогический онтогенический подход, использующий форму (внешнюю и анатомическую) твёрдых тел в самом широком смысле. В этом видится фундаментальность минералогии среди на-

ук естествознания. Рассмотрим это на примере медицины, в которой «живой» и «минеральный» миры часто жестоко и неправильно разнесены в противоположные стороны.

Исследовательский подход в микробиологии и медицине обнаруживает парадигмы «живого мира» по применяемой терминологии. Например, вирусам приписывают «умные» мутации, а размножение вирусов загоняют в клетку по аналогии с более организованными и крупными системами. Однако нет ни одного электронно-микроскопического снимка вируса (с вирусятами) в клетке. Предложен очень сложный механизм размножения через разматывание длинной молекулы ДНК или РНК вируса, введения её сквозь оболочку внутрь клетки, деления её на части и ... рост вирусят. Наглядного подтверждения этому нет. В то же время, анатомическое устройство вирусов не изучено. Надёжно (?) известно, что вирус — это твёрдое тело, состоящее минимум из двух минералов — ДНК и белка, жидкости в нём нет. Судя по редким сколовым электронномикроскопическим снимкам, это синтаксические срастания двух минералов, а не длинная молекула ДНК. До сих пор неизвестно, из чего состоят шипы вирусов. Если это вершины кристаллов ДНК, прошедшие сквозь белковую (кристаллическую!) оболочку при совместном росте, то любой обломок шипа при движении в капиллярах может стать зародышем вируса при наличии пересыщения в среде. Так происходит размножение кристаллов во многих кристаллизационных системах.

Знание того, что кровь является коллоидным раствором, в котором абсолютно преобладают твёрдые (кристаллические!) тела большого количества минералов (в том числе «антигены» иммунной системы), должно приводить нас к мысли необходимости рассмотрения не только химических реакций в жидкости, но и явлений растворения-роста кристаллических тел со всем их анатомическим устройством. При движении (и «жизни») органических и неорганических кристаллов разных минералов происходит множество электромагнитных и других явлений, которых нет у атомов и атомных группировок. Вовлечение минералогических знаний в исследования биологических (тоже минеральных!) систем, в разработку лекарств и вакцин, в понимание функционирования любых систем весьма перспективно. Понимание генетического кода на уровне информации, которую можно записать только на твёрдый (кристаллический) носитель, и того, что эта информация используется в процессе кристаллизации минералов клетки и клеточных систем, является ключом к адекватному восприятию мира, в котором мы живём.

Трудности теории кристаллогенезиса

В. И. Ракин

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; rakin@geo.komisc.ru

В настоящее время большинство объектов минералогии продолжают отвечать определению академика А. Г. Бетехтина: *минерал — однородное природное твердое тело, находящееся или бывшее в кристаллическом состоянии*. До недавнего времени минералом считалось макроскопическое кристаллическое тело, видимое невооруженным глазом, размеры которого во много раз превышают его элементарную кристаллическую ячейку, поэтому синонимом минерала была *термодинамическая фаза, как однородная часть термодинамической системы, отделенная от другой части фазовой границей*

Оба определения — минерала и термодинамической фазы объединяют «однородность» и наличие некоторого объема тела (подсистемы) с его поверхностью (границей). Определение термодинамической фазы является более общим, но не противоречит сложному строению реального индивида минерала.

Известно, что физические переменные несовершенного, дефектного, зонального, секториального, мозаичного природного кристалла, тем не менее, описывают его определенный химический состав, плотность, показатели преломления, твердость, магнитную и диэлектрическую восприимчивости, проводимость, теплопроводность, температуру плавления и прочее, которые находятся вблизи некоторых средних значений, характерных для данного минерала. Именно эти средние значения макроскопических интенсивных переменных термодинамической фазы составляют основу физической диагностики минерала.

Хорошо известно механико-статистическое решение проблемы измерения макроскопических физических переменных тела. Если минеральное зерно насчитывает N атомов, тогда относительная погрешность измерений любых перечисленных выше переменных, не может быть меньше. Поэтому на уровне масштаба в 10 нм понятие термодинамической фазы теряет физический смысл. Однако данное ограничение не отрицает существование квантовых закономерностей при формировании молекулярных комплексов-прекурсоров и переходных состояний молекулярных ансамблей в диапазоне размеров от 0.1 до 10 нм, предшествующих зародышу минерала как термодинамической флуктуации.

Поскольку рост кристалла, прежде всего, представляет атомарное явление встраивания частиц в структуру кристалла, известна обратимость времени в уравнениях квантовой механики и необратимость его в термодинамике. Эта проблема, а также переход от масштаба атома к метру при постро-

ении теории кристаллогенезиса нуждаются в строгом обосновании пространственно-временных предельных переходов.

Сохранность минералов в течение долгого геологического времени, несопоставимого со временем жизни биологических структур, ставит на первое место проблему термодинамического равновесия природных кристаллов в масштабе полиминерального геологического тела. Но одновременно кристаллогенезис как фазовый переход вещества, являет собой неравновесный динамический процесс. И здесь надо обосновать другой предельный переход согласно принципу соответствия Бора.

Еще одна проблема теории роста связана с нелинейностью процессов кристаллообразования. Известен ряд предельных термодинамических принципов неравновесной термодинамики. При этом обобщенный линейный случай — принцип минимума принуждения Дьярмати, описываемый постулатами Онзагера, демонстрирует естественный ход событий через стационарное состояние к равновесию. Но принцип Циглера — максимум плотности производства энтропии, применимый для нелинейных сильно неравновесных систем, — таит многие нерешенные загадки в отношении генезиса метастабильных кристаллических фаз.

Одна из важных проблем кристаллогенезиса в реальной минералообразующей системе связана с принципом суперпозиции симметрий Кюри, как основополагающего теоретического принципа, связывающего связь симметрий физического окружения и системы кристаллизации. Однако классический принцип Кюри, сформулированный в рамках равновесных представлений и предполагающий знание конечного, строго равновесного состояния системы, не применим непосредственно к открытой динамической системе кристаллизации, в которой состояния объекта непрерывно сменяют друг друга. Обращает на себя внимание и второй недостаток классического принципа суперпозиции симметрий, связанный с невозможностью количественной оценки степени влияния фактора диссимметрии на изучаемое явление.

Отдельно стоит проблема интерпретации известных определений энтропии и, связанная с ней проблема выбора критериев огрубления — отказа от учета ряда факторов, относимых к слабым. Все это создает дополнительные трудности в установлении термодинамических закономерностей кристаллогенезиса.

Перечисленные проблемы на наш взгляд являются ключевыми, но не исчерпывают все сложности на пути построения теории кристаллогенезиса.

2

Конституция и свойства минералов.
Минераловедение. Физика минералов

Компьютерное моделирование фазовых превращений в спиновых структурах, описываемых примесными моделями Поттса

А. К. Муртазаев^{1,2}, А. Б. Бабаев^{1,3}, Г. Я. Атаева¹, Я. К. Абуев¹, М. А. Бабаев²

¹Дагестанский ФИЦ РАН, Махачкала; *b_albert78@mail.ru*

²Дагестанский государственный университет, Махачкала

³Дагестанский государственный педагогический университет, Махачкала

Развитие компьютерных технологий и вычислительных методов исследования, привело к их преобладанию над теоретическими и экспериментальными методами при изучении неупорядоченных магнитных систем. Обусловлено это тем, что в реальных системах всегда присутствуют усложняющие факторы, затрудняющие использование теоретических и экспериментальных методик [1]. В частности, примеси могут влиять на род фазового перехода (ФП), в случае спиновых систем, испытывающих в однородном состоянии ФП первого рода [2]. Для изучения этого случая хорошо подходит модель Поттса. С одной стороны, это связано с тем, что в модели Поттса наблюдается ФП первого рода при числе состояний спина $q > 4$, и ФП второго рода при $q \leq 4$.

Таким образом на моделях Поттса можно проверить особенности влияния примесей на ФП и определить их роль при реализации конкретного рода фазового перехода. Кроме того, в соответствии с критерием Харриса [3] в случае двумерных моделей Поттса с $q=3$ или $q=4$ примеси должны повлиять и на их критическое поведение, так как для этих моделей $\alpha=1/3$ и $\alpha=2/3$ соответственно. В связи с этим основной целью этой работы является изучение влияния немагнитных примесей на фазовые переходы и критическое поведение в стандартной четырехкомпонентной ($q=4$) двумерной модели Поттса на квадратной решетке.

При построении такой модели необходимо иметь в виду следующие особенности: В узлах квадратной решетки расположены спины S_i , которые могут ориентироваться в 4-х симметричных направлениях гипертетраэдра в пространстве размерности $q-1$, так что углы между любыми двумя направлениями спинов равны (см. рис. 1). Немаг-

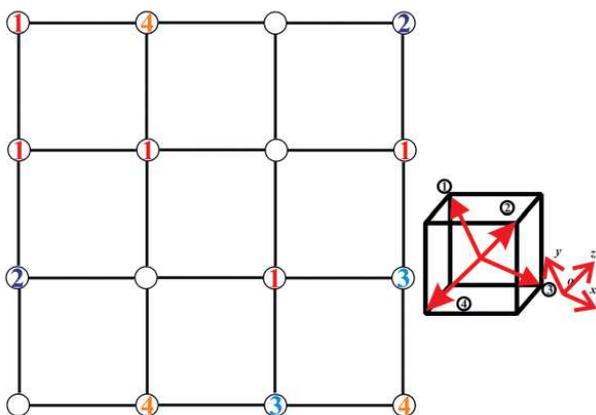


Рис. 1. Четырехкомпонентная примесная Модель Поттса

нитные примеси распределены случайно и фиксированы на различных узлах решетки (quenched disorder); энергия связи между двумя узлами равна нулю, если они находятся в разных состояниях (безразлично, в каких именно) или же, если хотя бы в одном узле находится немагнитный атом, и равна J , если взаимодействующие узлы находятся в одинаковых состояниях (опять же, все равно в каких именно).

Микроскопический гамильтониан модели Поттса, представлен в виде [2]

$$H = -\frac{1}{2} J \sum_{i,j} \rho_i \rho_j \delta(S_i, S_j), \quad S_i = 1, 2, 3, 4 \quad (1)$$

где $\delta(S_i, S_j) = \begin{cases} 1, & \text{если } S_i = S_j, \\ 0, & \text{если } S_i \neq S_j. \end{cases}$ и

$$\rho_i = \begin{cases} 1, & \text{если в узле расположен спин} \\ 0, & \text{если в узле расположена немагнитная примесь} \end{cases}$$

Гистограммный анализ данных, проведенный нами для двумерной ФМ модели Поттса с числом состояний спина $q=4$ в чистом при $p=1.00$ и разбавленном режиме $p=0.80$ на квадратной решетке, свидетельствует о наличии ФП второго рода. Это продемонстрировано на рис. 2 для спиновой системы с линейным размером $L=160$ и $p=0.80$. На этом рисунке представлена гистограмма распределения энергии при критической температуре T_c для примесной модели Поттса с $q=4$. Как видно из этого рисунка, на зависимости вероятности P от энергии системы U для рассмотренной системы наблюдается один хорошо выраженный максимум. Такое поведение характерно для ФП второго рода.

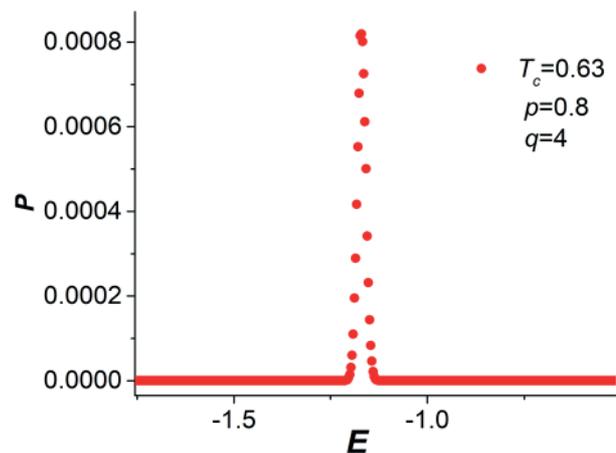


Рис. 2. Гистограмма распределения энергии для 2d примесной модели Поттса с $q=4$ при $T = T_c$

Таким образом, в рассматриваемой работе показано, что наличие немагнитного беспорядка в рассматриваемой спиновой системе описываемой моделью Поттса с $q=4$ не влияет на род фазового перехода. Отдельно вычислен основной набор критических индексов.

Литература

1. Щур Л.Н. Вычислительная физика и проверка теоретических предсказаний. УФН. 2012. Т. 182. №7. С. 787.
2. Aizenman M., Wehr J. Rounding of first-order phase transitions in systems with quenched disorder. Phys. Rev. Lett. 1989. V. 62. P. 2503.
3. Harris A.B. Effect of random defects on the critical behaviour of Ising models J. Phys. C. (1974). V. 7. P. 1671.

Мессбауэровская спектроскопия Fe-Ti-Nb-оксидов из коры выветривания Верхнещугорского месторождения (Средний Тиман)

М. В. Воронин¹, Л. В. Сипавина¹, В. П. Лютоев², О. В. Удоратина²

¹ИЭМ РАН, Черноголовка; voronin@iem.ac.ru

²ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В бокситоносной коре выветривания Верхнещугорского месторождения (Средний Тиман, Россия), развитой по щелочным метасоматитам, установлена ассоциация оксидных минералов железа-титана-ниобия [1]. Предполагается [2], что среди этой минеральной ассоциации возможно выделение нового минерального вида, для описания которого, в том числе, необходимы данные по валентному состоянию и распределению железа в структуре. В связи с этим было проведено мессбауэровское исследование образца Fe-Ti-Nb оксидных минералов, рентгенофазовый анализ которого показал наличие в образце двух соединений, кристаллизующихся в структурных типах колумбита и вольфрамита.

Характерным признаком минералов в плане химического состава является переменные отношения $\text{FeNb}_2\text{O}_6/\text{TiO}_2$ и $\text{FeNbO}_4/\text{TiO}_2$, которые в пределах зерен варьируются в широких пределах. Состав колумбита меняется от практически чистого FeNb_2O_6 до составов отвечающим титаноколумбитам и содержащим до 13 вес. % TiO_2 . Содержание TiO_2 во второй фазе составляет 19-43 вес. %.

Мессбауэровские спектры получены на спектрометре MS-1104Em (Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону) с источником ⁵⁷Со в матрице из родия. Для измерений использовалась порошковая проба навеской 49 мг, запрессованная в таблетку диаметром 18 мм, в которой в качестве связующего выступал парафин. В качестве стандарта использовалось α -Fe. Разложение спектров выполнено по программе Univem MS.

При комнатной температуре (22°C) спектр образца характеризуется наличием четырех дублетов с существенным вкладом (73 % площади спектрального контура) от двух дублетов трехвалентного железа с изомерными сдвигами 0.43 и 0.45 мм/с, которые были отнесены к фазе со структурой вольфрамита. Дублет двухвалентного железа с изомерным сдвигом 1.16 мм/с приписан колумбиту. Четвертый дублет с изомерным сдвигом

0.63 мм/с характеризуется переменновалентным поведением железа, в связи, с чем возникли сложности с его отнесением к тому или иному минералу. Это послужило причиной проведения съемки при азотной температуре (90 К (-183°C)), которая показала, что данный дублет так же относится к колумбиту.

В мессбауэровском спектре, снятым при 90 К дублет с железом переменной валентности исчезает, в спектре выделяется по паре дублетов трех- и двухвалентного железа. Дублеты трехвалентного железа с изомерными сдвигами 0.50 и 0.51 мм/с, представляющие 73 % площади спектрального контура, относятся к позициям А (или М1) и В (или М2) в фазе со структурой вольфрамита. Два дублета двухвалентного железа с изомерными сдвигами 1.23 и 1.36 мм/с соотнесены соответственно с позициями А (или М1) и В (или М2) в колумбитовой фазе.

Распределение железа Fe^{3+} между позициями А (или М1) и В (или М2) в минерале со структурой вольфрамита составило по 50 %, что говорит о том, что структура в плане расположения железа полностью разупорядочена. Эти результаты отличаются от данных для соединения FeNbO_4 с указанной структурой, в котором наблюдается один дублет Fe^{3+} и, таким образом, все железо располагается в позиции А [3]. Такое различие связывается с наличием титана, который способствует вхождению железа в обе структурные позиции.

Для колумбита распределение двухвалентного железа между позициями А (или М1) и В (или М2) составило 72 на 28 %, что было определено при азотной температуре. При этом данные полученные при комнатной температуре, показали, что площади двух дублетов, относящихся к колумбиту, имеют соотношение 53 на 47 %. Таким образом, в качестве гипотезы, можно утверждать, что сложный характер поведения железа в одном из дублетов, определяется коллективным взаимодействием всего железа находящегося в позиции В, частью

железа из позиции А и титана, что в конечном итоге приводит к появлению переменновалентного состояния при комнатной температуре.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Республики Коми в рамках научного проекта № 20-45-110010.

Литература

1. Лихачев В. В. Редкометалльные бокситоносные коры выветривания Среднего Тимана. Сыктывкар, изд-во Коми НЦ УрО РАН. 1993. 224 с.

2. Удоратина О. В., Варламов Д. А., Макеев Б. А., Шуйский А. С., Капитанова В. А. Ti-Fe-Nb-минеральные фазы из бокситоносной коры выветривания Верхне-Шугорского месторождения (Средний Тиман) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2020), 2020, с. 243–245.

3. Schmidbauer E., Schneider J. Electrical resistivity, thermopower, and ^{57}Fe Mössbauer study of FeNbO_4 // Journal of Solid State Chemistry, 1997, V. 134, No. 2, P. 253–264.

Физико-химические особенности sp^2 -аморфного природного углерода: дифракция, микроскопия, спектроскопия

Е. А. Голубев^{1, 2}, Е. Ф. Шека³

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; golubev@geo.komisc.ru

²СыктГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар

³РУДН, Москва; sheka@icp.ac.ru

Угледородные соединения преобразуются в земной коре, теряя гетероэлементы, в практически чистые углеродные вещества, структура которых стремится к графитовой (sp^2 -гибридизированной). С химической позиции этот процесс называется карбонизация (или дегидрогенизация), а со структурной — графитизация. Здесь угледородные соединения проходят широкий спектр промежуточных микро- и наноструктур, прежде чем приобрести стабильную структуру графита. При этом хорошо закристаллизованный графит встречается редко, а вот слабо кристаллизованный либо разупорядоченный материал, часто называемый «графитоподобный sp^2 углерод», присутствует во многих геологических обстановках [1].

В представленной работе будут обобщены результаты физико-химического изучения разупорядоченного sp^2 углерода как природного (шунгиты, антраксолиты), так и синтетического (карбон блэк, стеклоуглерод) происхождения.

Получены как вполне ожидаемые результаты, например, рентгеновской и нейтронной дифракции, показавшие стопки графеновых слоев размерами первые нанометры как основу строения этих веществ, так и новые результаты, прежде всего касающиеся химического обрамления графеновых слоев [2]. Кроме того, обоснован молекулярный подход к интерпретации данных рамановской спектроскопии для таких объектов. По результатам детального РФЭС-изучения некристаллических углеродов на примере природных (шунгит, антраксолит) и синтезированных (карбон блэк) образцов были предложен общий подход к C-O-H модели базовой структурной единицы этих веществ в виде каркасных оксигидридов графена нанометрового

размера. Изученные образцы были разделены на три группы: углерод шунгита приписан к аморфным «C=O»-, антраксолита — к «C=O-C-O»- и технический — к «C-O-C»- разновидностям. Радикальные свойства краевых атомов графеновых слоев позволяют объяснить и варьировать каталитические свойства образцов.

Рамановские спектры sp^2 -аморфных углеродных веществ были рассмотрены в молекулярном приближении [3]. В основу подхода легла теория рамановских спектров молекул полициклических ароматических углеводородов. Нами было предложено распространить концептуальные результаты этой теории на случай основных структурных единиц углеродных аморфных веществ, дополнив анализ их спектров концепцией дисперсии длин связей C=C, объясняя появление D-полосы и уширение спектров. Расчетная величина разброса длины C=C связи для исследуемых веществ составляет $\sim 0.2 \text{ \AA}$, что связано с изменением длины связи с 1.5 до 1.3 \AA . Соответствующая дисперсия частот растяжения C=C валентных колебаний составляет $\sim 400 \text{ см}^{-1}$ в интервале от 1300 см^{-1} до 1700 см^{-1} , покрывая основную спектральную область аморфных углеродных веществ. Распределение связей в дисперсии зависит от размера элемента, состава его ожерелья гетероатомов и многослойной структуры. С учетом этого, форма D-G-полос обеспечивается размером основного структурного элемента, на который накладывается значительный эффект влияния гетероатомного ожерелья на длины связей пограничных графеновых структур. Связь отношения интенсивностей рамановских D и G полос с размерами графеновых доменов, которая однозначно определена для

кристаллических sp^2 углеродных веществ, в случае некристаллических наноструктурированных объектов не столь однозначна и требует особого рассмотрения.

Анализ результатов исследований sp^2 -аморфного углерода с позиций общих представлений об аморфности твердого тела позволил отнести их к молекулярной аморфности нового типа [4]. Их доменную структуру можно рассматривать как фрагментацию, которая сама по себе становится отличительной чертой аморфизации sp^2 углерода. Химические реакции на краях графеновых доменов являются одной из важнейших причин стабилизации этой доменной структуры. Слабое Ван-дер-Ваальсово взаимодействие между структурами обуславливает физико-химические свойства таких веществ.

Литература

1. Golubev Ye.A., Rozhkova N.N., Kabachkov Ye.N., Shul'ga Yu.M., Natkaniec-Holdera K., Natkaniec I., Antonets I.V, Makeev B.A., Popova N.A., Popova V.A. Sheka E.F., sp^2 Amorphous Carbons in View of Multianalytical Consideration: Normal, Expected and New // Journal of Non-Crystalline Solids. 2019. V. 524. P. 119608.
2. Sheka E. F., Natkaniec I., Ipatova E. U., Golubev Ye. A., Kabachkov Ye. N., Popova V. A. Heteroatom necklaces of sp^2 amorphous carbons. XPS supported INS and DRIFT spectroscopy // Fullerenes, Nanotubes and Carbon Nanostructures. 2020. V. 28. Is. 12. P. 1010–1029.
3. Sheka E. F., Golubev Ye. A., Popova N. A. Graphene domain signature of Raman spectra of sp^2 amorphous carbons // Nanomaterials. 2020. 10(10) P. 2021.
4. Sheka E. F., Golubev Ye. A., Popova N. A. Amorphous state of sp^2 solid carbon // Fullerenes, Nanotubes and Carbon Nanostructures. 2021. V. 29. Is. 2. P. 107–113.

Фазообразование, оптические и диэлектрические свойства содопированных ниобатов со структурой пирохлора

М. С. Королева, А. Г. Краснов, И. В. Пийр

ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; marikorolevas@gmail.com

Поиск материалов с высокими диэлектрическими показателями в высокочастотной области вызывают интерес исследователей в связи с возможностью их использования в качестве развязывающих конденсаторов, беспроводной связи и низкочастотных фильтрах.

В настоящей работе получены высокочастотные диэлектрики на основе замещенных ниобатов $(Bi, Li, Na, La, Eu)_{1.9}(Mg_{0.5}Nb_{1.5})O_{7.8}$ с разным соотношением катионов в подрешетке A_2O' , проведено исследование их структуры, оптических и электрических свойств. Методами РФА установлены температуры, при которых формируется фаза пирохлора (пространственная группа $Fd-3m$): 850 °С для составов с $x(P3Э) = 0.2$, при более высоких температурах для составов с $x > 0.2$. При высоком содержании P3Э наблюдается появление примесных фаз (ниобатов P3Э). Уточнением рентгенограмм по методу Ритвельда установлено распределение крупных атомов (Bi, Li, Na, La, Eu) в позициях Bi, а атомов

Mg – в позициях Nb. Электрические свойства были исследованы с помощью импедансной спектроскопии на воздухе (25–10⁶ Гц, 25–750 °С). В качестве электродов было использовано серебро. Определены значения ϵ' , $\tan\delta$ и температурного коэффициента емкости (ТКЕ). Показано, что полученные составы обладают диэлектрическим поведением. Составы без P3Э показали наилучшие показатели диэлектрической константы ($\epsilon' = 162$). Появление P3Э атомов в подрешетке A_2O' приводит к резкому уменьшению ϵ' до ≈ 115 , но при этом величина $\tan\delta$ сохраняется в пределах до 0.0028.

Таким образом, полученные в работе образцы могут быть использованы в качестве высокочастотных конденсаторов вплоть до 200 °С на воздухе.

Работа поддержана Советом по грантам Президента РФ (МК-1525.2022.1.3). Исследования выполнены с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Химия» Института химии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Структурные элементы-примеси в кварце титаноносных песчаников Пижемского месторождения

В. П. Лютоев¹, А. Б. Макеев²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; vlutoev@geo.komisc.eu

²ИГЕМ РАН, Москва; abmakeev@mail.ru

Проектируемые схемы технологии разработки Пижемского титанового месторождения (Средний Тиман) кроме получения рудных концентратов включают также утилизацию кварцевых хвостов обогащения для создания безотходного производства [1]. Целью данной работы является характеристика концентратов кварца, полученных из хвостов обогащения титановых руд и оценка степени чистоты кремнезема с использованием спектроскопии электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Методом ЭПР в кварце могут быть селективно оценены концентрации электронно-дырочных центров, в том числе, связанные с наличием в его решетке изоморфных примесей Al, Ti, Ge и др. [2–4].

Обломочный кварц титаноносных толщ красноцветных (D_2mr_1) и сероцветных (D_2mr_2) песчаников перекрывается толщей каолинит-кварцевых (D_2mr_3) и кварцевых (D_2rg) песчаников. По данным ЭПР [2], кварц мощной толщи песчаников D_2rg относительно однороден по содержанию структурных примесей Al, Ti, Ge. Кварц каолинитовых песчаников характеризуется пониженным содержанием структурных примесей Al и повышенными содержаниями структурных примесей Ti, Ge. В обломочном кварце рудного титаноносного горизонта отмечаются, наоборот, повышенные содержания примесей Al и пониженные содержания структурных примесей Ti, Ge.

Изучение методом ЭПР кварца, выделенного в процессе получения титановых концентратов, проведено на серии образцов АО «РУСТИТАН», представляющей кварцевые хвосты сепарации сероцветных D_2mr_2 и красноцветных песчаников D_2mr_1 , и продукты их высокотемпературного обжига (1300 °C), водной оттирке и выщелачивания HCl. Содержание кремнезема в них колеблется в диапазоне 95–98 вес. %.

Установлено, что основные примеси, такие как Al_2O_3 (14000–29000 ppm), TiO_2 (2000–15000 ppm) и Fe_2O_3 (2000–5000 ppm), практически полностью принадлежат примесным минеральным фазам. Концентрации структурных примесей Al, Ti и Ge в решетке кварца составляют всего 10–16, и 0.5–2, 0.1–0.3 ppm, соответственно. По содержанию Al, как основного загрязняющего структурного элемента, концентраты кварца из пижемских титаноносных горизонтов уступают кварцу разрабатываемых на Среднем Урале гранулированных жил и не отличаются от типичных сортов стекольного кварца юрских отложений на юге Республики Коми. В сравнении с жильным кварцем он выделяется пони-

женными содержаниями структурных примесей Ti и Ge, которые, однако, не определяют степень структурной рафинированности минерала.

Обнаружено заметное влияние на содержание структурных примесей высокотемпературной обработки концентратов, сопровождающейся кристобалитизацией. В концентратах, подвергнутых такой обработке, значимо снижаются концентрации структурных примесей Al и Ti, но повышается содержание Ge. Аналогичный эффект проявлен и для жильного кварца [4], он объясняется различным распределением данных структурных элементов-примесей по регулярным и дефектным областям решетки кварца.

Интересной особенностью кварца пижемского месторождения является высокая степень радиационного повреждения. Она проявляется в наличии высоких концентраций вакансий кислорода и кремния, ассоциированных со структурными примесными элементами в приповерхностных зонах зерен, что открывает возможности дополнительной очистки кварца от структурных примесей. Хорошо детектируемые методом ЭПР радиационные дефекты могут быть использованы для анализа распределения радиоактивных минералов в титаноносных песчаниках месторождения.

Работа выполнена в рамках Госзадания № 102106 2211108-5-1.5.2; FUUU-2022 с использованием аппаратуры ЦКП «Геонаука» при ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Литература

1. Макеев А. Б., Садыхов Г. Б. Пижемское титановое месторождение, особенности геологического строения и состава руд / Труды научно-практической конференции «Минерально-сырьевая база металлов высоких технологий. Освоение, воспроизводство, использование». М.: ФГБУ «ВИМС», 2020. С. 135–140.
2. Раков Л. Т., Миловидова Н. Д., Моисеев Б. М., Огурцов В. Г. Новый метод оценки качества кварцевого сырья // Разведка и охрана недр. 1993. № 8. С. 36–38.
3. Лютоев В. П., Макеев А. Б. Структурные элементы-примеси в кварце песчаников Пижемской депрессии (Средний Тиман) // Литосфера, 2013, №4. С. 110–120.
4. Lutoev V. P. Deconvolution of Powder ESR Spectra: Ge Centers in Natural Quartz // Applied Magnetic Resonance. 2008. V. 33. P. 19–35.

Синтез, строение, оптические и электрические свойства многокомпонентных ниобатов со структурой колумбита

В. С. Максимов¹, М. С. Королева², И. В. Пийр²

¹СыктГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар; vadick2000@gmail.com.

²ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Соединения со структурой колумбита $A^{2+}B_2O_6$ привлекают внимание с точки зрения диэлектрических свойств в микроволновой области, магнитных, оптических, каталитических и электрических свойств.

В настоящей работе проведен синтез многокомпонентных ниобатов составов I – $(Mg_{0.2}Co_{0.2}Ni_{0.2}Cu_{0.2}Zn_{0.2})Nb_2O_6$, II – $(Mg_{0.2}Mn_{0.2}Ni_{0.2}Co_{0.2}Zn_{0.2})Nb_2O_6$, III – $(Mg_{0.2}Zn_{0.2}Ca_{0.2}Cd_{0.2}Ni_{0.2})Nb_2O_6$ методом сжигания нитрат-органических прекурсоров. Проведено исследование их структуры, оптических и электрических свойств. Методами РФА и СЭМ было установлено, что первые два состава являются однофазными и имеют структуру колумбита (пространственная группа $Pbcn$). Методом энерго-дисперсионного микроанализа было установлено, что состав образцов соответствует исходно заданному. Третий состав является смешанным колумбитом разного состава. Это вызвано присутствием в образце ионов кальция и кадмия, которые по ионному радиусу превышают радиусы остальных присутствующих в системе катионов ($r(Mg^{2+}) = 0.72 \text{ \AA}$, $r(Zn^{2+}) = 0.74 \text{ \AA}$, $r(Co^{2+}) = 0.65 \text{ \AA}$, $r(Ni^{2+}) = 0.69 \text{ \AA}$, $r(Mn^{2+}) = 0.67$

\AA , $r(Cu^{2+}) = 0.73 \text{ \AA}$, $r(Ca^{2+}) = 1.00 \text{ \AA}$, $r(Cd^{2+}) = 0.95 \text{ \AA}$ при КЧ = 6) [1]. Для всех составов сняты спектры диффузного отражения, по которым рассчитаны величины ширины запрещенной зоны E_g . Образцы являются широкозонными проводниками, величины E_g для образца I – 3.25 эВ, для образца II – 3.04 эВ, для образца III – 3.89 эВ. Электрические свойства были исследованы с помощью импедансной спектроскопии на воздухе (25-10⁶ Гц, 25-750 °С) и на постоянном токе четырехзондовым методом. У первого состава наблюдается проводимость на два порядка выше ($2.24 \cdot 10^{-3} \text{ См} \cdot \text{см}^{-1}$), чем для второго образца ($2.24 \cdot 10^{-5} \text{ См} \cdot \text{см}^{-1}$) при 700 °С, что обусловлено наличием в нем меди. Образцы обладают смешанной электронно-ионной проводимостью.

Исследования выполнены с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Химия» Института химии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Литература

1. Shannon R. D. Revised Effective Ionic Radii and Systematic Studies of Interatomic Distances in Halides and Chalcogenides // Acta. Cryst. 1976. A 32. P. 751-767.

Основные формы нахождения примеси Al в кварце

Л. Т. Раков¹, В. Ю. Прокофьев¹, Е. А. Минервина¹, Л. Д. Зорина²

¹ИГЕМ РАН, Москва, rakovlt@mail.ru

²ИГХ СО РАН, Иркутск, irazor@rambler.ru

В образцах кварца золоторудного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье) методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) измерялись концентрации изоморфных примесей алюминия (N_{Al}) и титана (N_{Ti}), а методом лазерной абляции – валовые содержания примесей алюминия (C_{Al}) и лития (C_{Li}). Анализ полученных данных позволил судить о поведении примеси Al на различных стадиях формирования минерала. При его проведении индикатором температуры образования кварца служили значения N_{Ti} [1], а для оценки степени его рекристаллизация использовались величины C_{Li} . В последнем случае учитывалось, что рекристаллизация приводит к интенсивному обогащению кварца ионами Li^+ , замещающими H^+ в качестве ионов-компенсаторов [2].

Из рассмотрения графика зависимости $N_{Al}(N_{Ti})$ следовало, что формирование исследованных образцов кварца происходило на разных этапах ми-

нералообразования [3] и при разных температурах, т. к. значения N_{Ti} в образцах различались на порядок (рис. 1).

Анализ графика зависимости $C_{Al}(C_{Li})$ показал, что поведение валовых содержаний примеси Al в низкотемпературных и высокотемпературных образцах кварца неодинаково (рис. 2). Если для кварца с $N_{Ti} < 0.5 \text{ ppm}$ наблюдается рост значений C_{Al} при увеличении C_{Li} , то для кварца с $N_{Ti} > 0.5 \text{ ppm}$ – уменьшение C_{Al} . Причем в первом случае тангенс угла наклона графика $C_{Al}(C_{Li})$ (прямая 1) приблизительно равен 4. Отсюда ясно, что кварцем при рекристаллизации захватывается примерно одинаковое количество ионов Al^{3+} и Li^+ . Это дает основание считать, что все внедренные ионы Al^{3+} входят в кристаллическую структуру кварца вместо Si^{4+} , а ионы Li^+ становятся для них ионами-компенсаторами.

Отрезки, отсекаемые прямыми 1 и 2 на графике зависимости $C_{Al}(C_{Ti})$ от оси ординат, соответству-

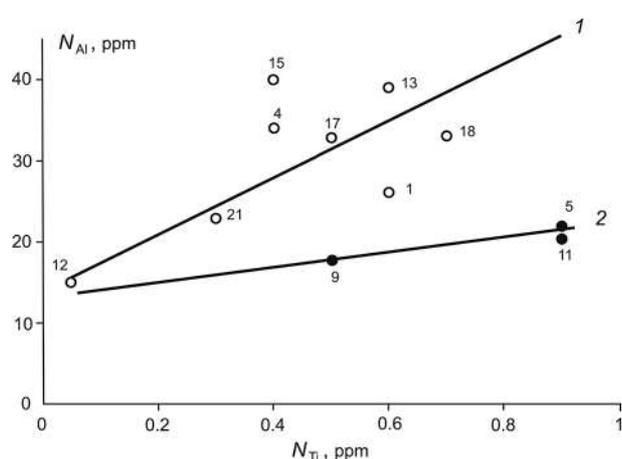


Рис. 1. График зависимости $N_{Al}(N_{Ti})$ для исследованных образцов кварца. Прямые 1 и 2 соответствуют разным этапам формирования месторождения Дарасун [3]

ют концентрациям (C_{Al})⁰, возникающим при кристаллизации минерала, когда $C_{Li} \approx 0$ [2]. Эта часть примеси отвечает не изоморфной, а более сложной форме нахождения Al в кварце. Можно предположить, что последняя связана со структурными комплексами, образующимися в кварце при кристаллизации. Видно, что с ростом температуры образования минерала число таких комплексов увеличивается, а стабильность падает. В результате наблюдается процесс их разрушения, о чем свидетельствует прямая 2 на рис. 2.

Предполагается, что причиной резкого обогащения кварца примесью Al в виде структурных комплексов является высокая металлоносность рудообразующего раствора.

Исследования выполнялись в рамках Базовой темы ИГЕМ РАН «Главные особенности рудообразующих систем магматогенных месторождений Au, Ag — Mo, Re, W, Cu, Zn — Cu, Ni, PGE в разных геолого-тектонических обстановках»

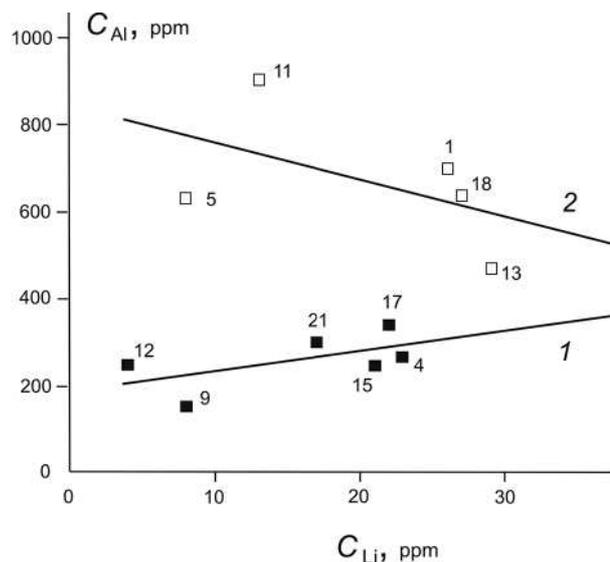


Рис. 2. График зависимости $C_{Al}(C_{Li})$ для образцов кварца месторождения Дарасун. Прямые 1 и 2 отвечают образцам с $N_{Ti} \leq 0.5$ ppm и $N_{Ti} > 0.5$ ppm, соответственно

Литература

1. Бершов Л. В., Крылова М. Д., Сперанский А. В. Электронно-дырочные центры O—Al³⁺ и Ti³⁺ в кварце как показатель температурных условий регионального метаморфизма // Изв. АН СССР, сер. геол. 1975. № 10. С. 113–117.
2. Раков Л. Т., Прокофьев В. Ю., Зорина Л. Д. Ионы-компенсаторы H⁺ и Li⁺ в структурных каналах кварца месторождений золота Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье, Россия): данные электронного парамагнитного резонанса // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61. № 1. С. 75–96.
3. Раков Л. Т., Прокофьев В. Ю., Зорина Л. Д. Элементы-примеси в кварце месторождений золота Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье, Россия): данные электронного парамагнитного резонанса // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61. № 2. С. 72–92.

Особенности изоморфизма Al в кварце

Л. Т. Раков¹, В. Ю. Прокофьев¹, Е. А. Минервина¹, Л. Д. Зорина²

¹ИГЕМ РАН, Москва; rakovlt@mail.ru

²ИГХ СО РАН, Иркутск; irazor@rambler.ru

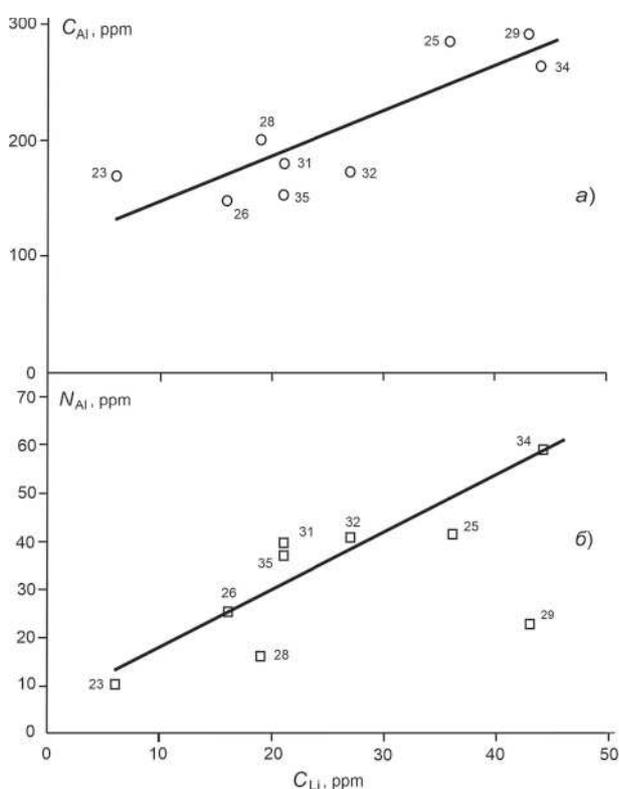
Рассматривалась специфика изоморфизма Al в кварце золоторудного месторождения Теремкинское (Восточное Забайкалье). Известно, что ионы Li⁺ в нем играют роль главных ионов-компенсаторов при замещении Si⁴⁺ в кристаллической решетке ионами Al³⁺ [1]. Как установлено, вхождение ионов Al³⁺ и Li⁺ в минерал происходит преимущественно при его рекристаллизации, когда формируется основная часть изоморфной примеси Al [2]. Накопление ионов Li⁺ способствует упорядоче-

нию кристаллической структуры кварца, и их концентрация может служить показателем степени рекристаллизации минерала.

В настоящих исследованиях ставилась задача выяснения закономерностей внедрения ионов Al³⁺ в кварц при рекристаллизации с целью получения новой информации об особенностях изоморфизма Al в минерале. Поставленная цель достигалась путем совместного использования методов лазерной абляции и электронного парамагнитного ре-

зонанса (ЭПР) для изучения поведения примесей в ходе рекристаллизации кварца. Первый из методов применялся для оценки валовых содержаний алюминия (C_{Al}) и лития (C_{Li}) в кварце, а второй – для измерения концентраций примеси алюминия (N_{Al}) в зонах совершенной кристаллической структуры минерала. Анализ полученных данных расширяет наши представления о поведении примеси Al при рекристаллизации кварца.

Обнаружено, что графики зависимостей $C_{Al}(C_{Li})$ и $N_{Al}(C_{Li})$ для месторождения Теремкинское представляют собой прямые линии с разными углами наклона (рисунок). В частности, для графика $C_{Al}(C_{Li})$ тангенс этого угла приблизительно равен 4 (рисунок, а). Так как соотношение атомных весов Al и Li также близко к 4, то можно считать, что кварц при рекристаллизации захватывает примерно одинаковое количество атомов каждой из этих примесей. Подобное совпадение для валовых содержа-



Графики зависимостей $C_{Al}(C_{Li})$ (а) и $N_{Al}(C_{Li})$ (б) для образцов кварца золоторудного месторождения Теремкинское. На фрагменте 1а отклонение точки, отвечающей обр. 29, связано с особыми условиями формирования кварца [3]

ний C_{Al} и C_{Li} свидетельствует, что ионы Al^{3+} , захваченные при рекристаллизации, внедряются в кристаллическую решетку кварца, замещая ионы Si^{4+} , и получают в качестве ионов-компенсаторов ионы Li^+ .

Для графика $N_{Al}(C_{Li})$ значение тангенса угла наклона почти в три раза меньше, чем для графика $C_{Al}(C_{Li})$ (рисунок, б). Это означает, что из каждых трех ионов Al^{3+} , поступающих в кварц при рекристаллизации, два захватываются дефектными зонами и только один – областями совершенной кристаллической структуры. Следовательно, примесь Al, захваченная при рекристаллизации кварца, может находиться в изоморфной форме, как в областях совершенной кристаллической структуры, так и в зонах дефектности. Разница лишь в том, что в первом случае мы имеем дело с идеальным изоморфизмом, и примесь регистрируется методом ЭПР в виде Al-O⁻-центров, а во втором случае из-за деформации кристаллической решетки сигнал ЭПР от этих центров может отсутствовать.

В этой связи появляется возможность объяснить природу уширенных линий, которые в спектрах ЭПР часто накладываются на сигналы Al-O⁻-центров. По всей видимости, они обусловлены структурным Al в зонах дефектности кварца, где искажение кристаллической структуры приводит к уширению, а то и к исчезновению линий ЭПР.

Исследования выполнялись в рамках Базовой темы ИГЕМ РАН «Главные особенности рудообразующих систем магматогенных месторождений Au, Ag – Mo, Re, W, Cu, Zn – Cu, Ni, PGE в разных геолого-тектонических обстановках».

Литература

1. Раков Л. Т., Прокофьев В. Ю., Зорина Л. Д. Ионы-компенсаторы H^+ и Li^+ в структурных каналах кварца месторождений золота Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье, Россия): данные электронного парамагнитного резонанса // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61. № 1. С. 75–96.
2. Раков Л. Т. Механизмы изоморфизма в кварце // Геохимия. 2006. № 10. С. 1085–1096.
3. Раков Л. Т., Прокофьев В. Ю., Зорина Л. Д. Элементы-примеси в кварце месторождений золота Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье, Россия): данные электронного парамагнитного резонанса // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61. № 2. С. 72–92.

Трансформация сульфидных минералов при ионной подготовке поверхности

В. И. Рождествина, Н. В. Мудровская

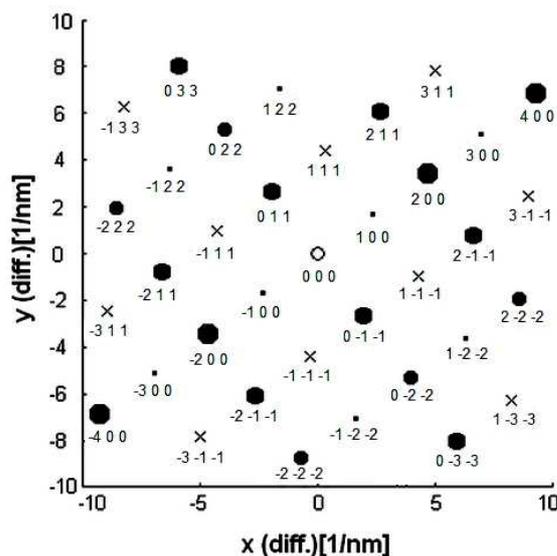
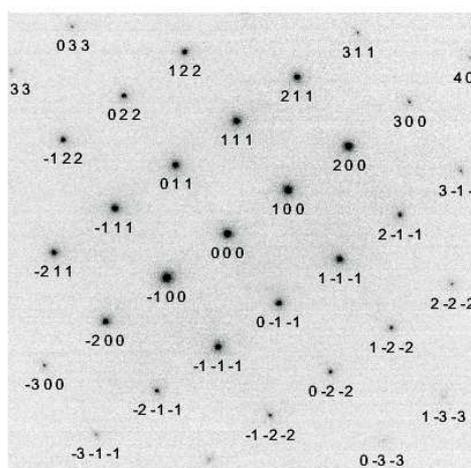
ИГИП ДВО РАН, Благовещенск; *veronika@ascnet.ru*

Подготовка тонких пластин для трансмиссионной электронной микроскопии (ТЕМ) требует понимания процессов, происходящих в облучаемом образце в зависимости от его химического состава, структуры и физического состояния [1]. В настоящей работе рассматриваются особенности изменения монокристаллической поверхности при воздействии фокусированного ионного пучка (FIB) на сульфидный минерал платины куперит (PtS). Взаимодействие ионов с поверхностью облучаемых материалов приводит к ионизации и разрушению химических связей, появлению большого числа дефектов, возникающих в результате смещения атомов и внедрения ионов в структуру минерала, и другим эффектам, которые неизбежны при подготовке образца с помощью любой технологии ионного пучка [2]. Возникновение вторичных дефектов существенно увеличивает глубину нарушенного слоя материала, появляется неравномерное распределение внутренних и поверхностных напряжений. В зависимости от энергии и массы ионов, температуры, вида образующихся дефектов, коэффициента распыления материала и других параметров монокристаллическая структура поверхностных слоев может превращаться в аморфную [3]. И даже в однокомпонентных мишенях возможны химические превращения, вызванные взаимодействиями ионов с облучаемым веществом.

Для подготовки образцов использовался жидкометаллический источник ионов Ga⁺ (30, 10 и 5 кэВ с нормальным углом падения при вырезании образца и касательным 86° при утонении образца).

Молекулярная масса Ga 69.72 а.е.м., то есть соотношения между молекулярными массами атомов мишени и иона галлия составляет MPt/MGa — 2.8, а MGa/MS — 2.17. Стехиометрический состав куперита (PtS) Pt — 85.88%, S — 14.12%. Отношение атомных масс компонентов Pt (195.09) / S (32.064) = 6.08. Поверхностная энергия связи для Pt — 5.86 eV, S — 2.88 eV. PtS кристаллизуется в тетрагональной сингонии с параметрами решетки $a = 3.47$, $c = 6.10$ Å, пр. гр. P4₂/mms (N° 131), плотность — 9.5 г/см³.

В соответствии с данными модельных экспериментов, выполненных с применением программы моделирования воздействий ионов на материалы SRIM [4], получено, что для PtS количество атомов S, распыляемых с поверхности образца, в 1.74 раза больше чем атомов Pt. В результате происходит постепенная металлизация поверхностного слоя. По данным энергодисперсионного анализа изменений химического состава облучаемых образцов до и после проведения подготовки поверхности методом FIB, содержание S существенно снижается и атомное соотношение 1:1 в PtS по большинству замеров приближается к соотношению 2:1 и более. Учитывая эти данные, проведена серия модельных расчетов выхода атомов Pt и S в условиях постепенной металлизации. С достижением толщины слоя металлизации 1 нм он становится основным источником эмиссии атомов мишени, распыление атомов из основного слоя PtS малозначимо и составляет 1-2 атома на 100 ионов. Однако, толщина измененного слоя значительно больше глубины зоны, из которой распыляются атомы, и в большинстве случаев сравнима с про-



Экспериментальная и модельная картина дифракции электронов PtS в ориентации [011]

бегом первичных ионов, достигающим 40 нм с максимумов плотности в зоне 13–15 нм. При касательном направлении пучка ионов активное распыление преимущественно осуществляется с поверхностного изменённого слоя, но соотношение между коэффициентами распыления атомов мишени примерно сохраняется. При обработке нарушенного поверхностного слоя фокусированным пучком ионов с более низкой энергией 10 и 5 кэВ вблизи порога, когда атомам мишени передаются малые энергии, каскад столкновений очень быстро заканчивается и значительный вклад в распыление дают сами первичные выбитые атомы. Структурная укладка атомов Pt хорошо разрешается, а атомов S в поверхностном слое не наблюдается.

Дефектообразование происходит быстрее, чем распыление. Когда плотность локальных дефектов превышает критическое значение, известный как порог аморфизации, поверхностный кристаллический слой становится аморфным. Используя различные режимы обработки ионным пучком, получены изображения ТЕМ высокого разрешения куперитовых тонких пластин. При высоких энергетических воздействиях поврежденный слой не позволяет наблюдать структуру. С уменьшением энергии ионов, несмотря на присутствие некоторого фонового шума от поврежденного слоя, атомные плоскости {101} с интервалом 0.304 нм явно видны. Финальная FIB полировка 5 кэВ и удаление поврежденного слоя дают изображение высокого разрешения с минимальным аморфным ореолом и пятнами.

Исследования поперечного сечения пластин PtS, подготовленных с помощью FIB при 30 кэВ показали наличие поверхностного слоя с нарушенной структурой до глубины ~ 13-16 нм. Элементный профиль поперечного сечения пластины свиде-

тельствует, что в поврежденном поверхностном слое содержание серы ниже, нежели в кристаллической неповрежденной области. Содержание серы в поверхностном слое уменьшается более чем в два раза от исходного и составляет 5.09 мас. %.

На картинах дифракции электронов наблюдается нарушение статистического распределения интенсивностей рефлексов, ясно проявляются запрещенные в структуре рефлексы (рис.).

Непосредственно после FIB воздействий наблюдается некоторое распухание кристаллической структуры с увеличением объема кристаллической решетки на 1–4%. Но стабилизация условий во времени приводит к существенному уменьшению объема кристаллической решетки на 5–8%. Этот процесс обусловлен структурой перестройкой, связанной с высокой плотностью вакансий в подрешетке серы и перекристаллизацией химически изменённого поверхностного слоя.

Литература

1. Lechner L., Biskupek J., Kaiser U. Improved focused ion beam target preparation of (S)TEM specimen — a method for obtaining ultrathin lamellae // *Microsc. Microanal.* 18 (2012) 379–384.
2. Бетц Г., Венер Г. Распыление в многокомпонентных материалах / В кн. Распыление твердых тел ионной бомбардировкой. Вып. II. Распыление сплавов и соединений, распыление под действием электронов и нейтронов, рельеф поверхности: Пер. с англ. / Под ред. Р. Бернша. М.: Мир. 1986. С. 24–133.
3. Rubanov S., Suvorova A., Popov V. P., Kalinin A. A., Pal'yanov Yu. N. Fabrication of graphitic layers in diamond using FIB implantation and high pressure high temperature annealing // *DRM* 63(2016) 143–147.
4. Zeigler J. F., Biersak J. P., SRIM2008, 2008. Available from: <http://www.srim.org>.

Fe³⁺ в клинопироксенах из ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная: сравнение данных электронно-зондового анализа и мёссбауэровской спектроскопии

А. В. Сапегина^{1,2}, М. В. Воронин², А. Л. Перчук^{1,2}, О. Г. Сафонов^{1,2}

¹ Кафедра петрологии и вулканологии, Геологический факультет, МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

² Институт экспериментальной минералогии им. академика Д. С. Коржинского РАН, Черноголовка

Вхождение Fe³⁺ в структуру клинопироксенов влияет на восстановление P-T условий пород высоких ступеней метаморфизма и позволяет оценивать окислительно-восстановительные условия их образования. Содержание Fe³⁺ чаще всего устанавливается на основе пересчётов микронзондовых анализов. В известных публикациях [1, 2] проводилось сравнение содержания Fe³⁺ в клинопироксенах из эклогитов на основе пересчётов анализов электро-зондового анализа и по результатам мёссбауэровской спектроскопии. Это сравнение выявило значительные отличия измеренного и рассчитанного отношения Fe³⁺/ΣFe, которые существенно влияют на результаты геотермометрии.

В мафических гранулитах из коровых ксенолитов на присутствие Fe³⁺ в клинопироксенах до последнего времени не обращалось внимание. Мы отобрали фракции клинопироксенов из трёх образцов Ud01-300, Ud01-127 и Ud79-27 ксенолитов гранулитов из кимберлитовой трубки Удачная [3] для съёмки методом мёссбауэровской спектроскопии. Полученные отношения Fe³⁺/ΣFe в клинопироксенах составили 0.22–0.26. Расчёт количества Fe³⁺ по микронзондовым анализам был проведён методом баланса зарядов, расчёт содержаний минералов выполнен по Lindsley [4].

Результаты проведённых исследований показывают, что количества Fe³⁺ в клинопироксенах из гранулитов нижнекоровых ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная (Якутия), проанализированные мёссбауэровской спектроскопией и рассчитанные по микронзондовым анализам, очень близки и отвечают значительным содержаниям эгириновой молекулы (до 10 мол. %). Выводы предыдущих исследований о значительных ошибках при расчёте Fe³⁺ по микронзондовым анализам для клинопироксенов из эклогитов, по всей видимо-

сти, не распространяются на неомфацитовые клинопироксены с относительно высокими содержаниями FeO^{tot}.

Мы проанализировали базы данных с опубликованными анализами клинопироксенов из коровых ксенолитов известных кратонов и межкратонных областей, а также клинопироксены из ферробазальтов траппов, архейских ферродолеритовых даек и ксенолитов габбро с уровней средней-нижней коры, составы которых близки к составу клинопироксенов из ксенолитов тр. Удачная. Кристаллохимический пересчёт анализов клинопироксенов выявил отношение Fe³⁺/ΣFe в них от 0 до 0.6, что открывает перспективы восстановления P-T-fO₂ условий формирования коровых ксенолитов и некоторых магматических пород.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-17-00206-П (руководитель Сафонов О. Г.).

Литература

1. Proyer A., Dachs E., McCammon C. Pitfalls in geothermobarometry of eclogites: Fe³⁺ and changes in the mineral chemistry of omphacite at ultrahigh pressures // *Contrib Mineral Petrol.* 2004. Vol. 147, № 3. P. 305–318.
2. Sobolev V. N. et al. Precise Mössbauer milliprobe determination of ferric iron in rock-forming minerals and limitations of electron microprobe analysis // *American Mineralogist.* De Gruyter, 1999. Vol. 84, № 1–2. P. 78–85.
3. Perchuk A. L. et al. Reduced amphibolite facies conditions in the Precambrian continental crust of the Siberian craton recorded by mafic granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Precambrian Research.* 2021. Vol. 357. P. 106–122.
4. Lindsley D. H. Pyroxene thermometry // *American Mineralogist.* GeoScienceWorld, 1983. Vol. 68, № 5–6. P. 477–493.

Следы вторичного преобразования слоистых силикатов Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин

Ю. С. Симакова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; yssimakova@rambler.ru

Троицко-Байновское (Богдановичское) месторождение огнеупорных глин расположено в Богдановичском районе Свердловской области. Огнеупорные каолиновые глины Троицко-Байновского месторождения приурочены к нижнемеловой песчано-глинистой толще, залегают местами непосредственно на известняках нижнего карбона. Перекрываются глины глауконитовыми песчаниками зайковской свиты сантон-кампанского возраста верхнего мела.

Особенностью Полдневской площади месторождения является исключительно высокая обводненность, связанная с трещинно-карстовыми водами подстилающих известняков. Толща в значительной степени обводнена, породы регулярно размываются, происходит разрушение одних минеральных фаз и формирование других. Проявляется



Рис. 1. Участок Полдневской площади Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин

постседиментационное преобразование пород – вторичное ожелезнение каолиновых глин, разложение сульфидов.

В продуктивной толще рассеяны пиритовые зерна, которые активно разрушаются с образованием кислоты. При этом вода в водоемах на территории месторождения имеет ржаво-бурю окраску (рис. 1) и pH-2–3. При взаимодействии кислых растворов с породами формируется вторичная гипсовая минерализация и образуются Fe-содержащие фазы («ржавчина»).

Глинистые минералы месторождения также подвергаются активному изменению под влиянием внешней среды. Наиболее устойчив к воздействию кислоты каолинит, являющийся основным минералом огнеупорных глин. Тем не менее, каолиновая толща нередко имеет оранжевую окраску, обусловленную соединениями железа. В глауконитовых глинистых песчаниках, перекрывающих слои каолиновых глин, вторичные изменения более заметны.

На дифрактограммах глинистой составляющей песчаников проявляются очень слабые отражения неупорядоченных смешанослойных образований иллит/смектитового типа с $d/n \sim 14,5-10 \text{ \AA}$, смещающиеся при насыщении образца этиленгликолем.

Глауконитовые зерна внешне демонстрируют хорошую сохранность, однако их дифракционная картина свидетельствует об очень низкой степени упорядоченности минерала. Нередко на дифрактограммах глауконита присутствует большой «горб», обусловленный наличием значительного содержания в образце рентгеноаморфной фазы.

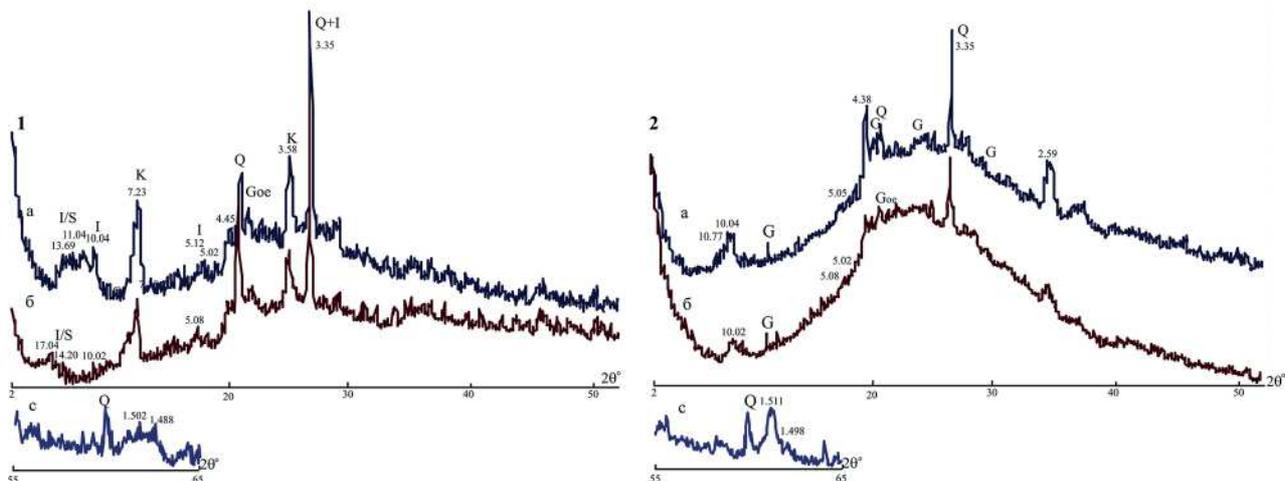


Рис. 2. Дифрактограммы ориентированных препаратов глинистой фракции (1) и глауконита (2) в воздушном (а), насыщенном этиленгликолем (б) состоянии, с — области отражений 060.

I/S — иллит/смектит, I — иллит, K — каолинит, Q — кварц, G — гипс, Goe — гетит

Рефлексы глауконита крайне малоинтенсивны и диффузны, при насыщении образца этиленгликолем несколько смещаются в малоугловую область из-за присутствия в структуре разбухающих пакетов (рис. 2). Отражения соответствуют неупорядоченной структуре политипной модификации 1Md. Рефлексы в области 060 свидетельствуют о присутствии в образцах нескольких глинистых минералов промежуточного состава. Глауконит и глинистые минералы вмещающих пород по сравнению с аналогичными верхнемеловыми глауконитами Каринского месторождения [1], расположенного в 120 км южнее, гораздо менее упорядочены и в значительной степени из-

менены. Глауконит Троицко-Байновского месторождения характеризуется высоким содержанием алюминия в октаэдрических позициях (0.6–0.8 форм. ед.), пониженным — калия в межслоевых позициях структуры (в среднем 0.35–0.50 форм. ед.) и, следовательно, пониженным межслоевым зарядом.

Литература

1. Симакова Ю. С., Лютоев В. П., Лысюк А. Ю. Кристаллохимические особенности глауконита Каринского месторождения, (Южный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 3(291). С. 41–50.

Допированные титанаты висмута со структурой пироклора: синтез, строение, свойства

М. М. Пискайкина¹, И. В. Пийр²

¹УГТУ, Ухта; *PiskaykinaMM@yandex.ru*

²ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Допированные титанаты висмута со структурой пироклора привлекают внимание как с теоретической, так и с практической точки зрения. Титанат висмута $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ со структурой пироклора является диэлектриком, имеет высокую диэлектрическую постоянную и низкие диэлектрические потери. Однако структура пироклора стабильна в очень узком диапазоне температур $t \leq 612$ °C [1, 2], что ограничивает его практическое применение.

Допированные титанаты висмута устойчивы в широком температурном интервале, их стабильность обусловлена возможностью допирующего металла распределяться по двум катионным позициям пироклора. Электрические свойства допированных титанатов висмута со структурой пироклора тесно связаны со степенью структурного беспорядка и с увеличением беспорядка значительно увеличивается ионная проводимость. Разупорядоченность в этих твердых растворах, в основном, обусловлена разницей в размерах катионов, то есть отношением ионных радиусов $r(A^{m+})/r(B^{n+})$.

Образцы металлсодержащих титанатов висмута $\text{Bi}_{2-y}\text{M}_x\text{Ti}_2\text{O}_{7-\delta}$ ($M - \text{Mg, Zn, Na}$; $y = 0; 0.4; 0.6$; $0.05 \leq x \leq 0.8$) синтезированы методом сжигания нитрат-органических прекурсоров. Установлено, что полученные твердые растворы состава $\text{Bi}_{1.6}\text{M}_x\text{Ti}_2\text{O}_{7-\delta}$ ($M - \text{Mg, Na, Zn}$, $0.05 \leq x(\text{Mg}) \leq 0.30$; $0.05 \leq x(\text{Na}) \leq 0.1$; $0.05 \leq x(\text{Zn}) \leq 0.4$) и $\text{Bi}_{1.4}\text{M}_x\text{Ti}_2\text{O}_{7-\delta}$ ($0.2 \leq x(\text{Mg}) \leq 0.6$) однофазны и кристаллизуются в структурном типе кубического пироклора [3].

Методами дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК) и термогравиметрии (ТТ) для образцов твердых растворов определены температуры плавления соединений.

На основании полнопрофильного анализа по Ритвельду и результатов определения пикнометрических плотностей и сопоставления их с рентгенографическими плотностями однофазных натрий-, цинк- и магнийсодержащих твердых растворов со структурой пироклора установлено предпочтительное распределение катионов натрия, цинка и магния в позициях висмута ($16c$ в $Fd\bar{3}m$) [4].

Измерения электрических свойств для всех соединений были проведены на переменном токе с использованием мостовой схемы. Для ряда образцов измерения проводили в различных газовых средах. Отдельные соединения исследовали с помощью импеданс-спектроскопии. Значения энергии активации в высокотемпературной области ($t \geq 500$ °C) меняются в пределах 0.87–1.35 эВ при 1 кГц, что близко к значениям энергий активации, известных для кислород-ионных проводников со структурой пироклора.

Исследования выполнены с использованием оборудования Центра коллективного пользования (ЦКП) «Химия» Института химии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Литература

1. Roberto Esquivel-Elizondo J., Hinojosa B.B., Nino J.C. // Chem. Mater. 2011. Vol. 23(22). P. 4965.
2. Hector A. L., Wiggin S. P. Synthesis and structural study of stoichiometric $\text{Bi}_2\text{Ti}_2\text{O}_7$ pyrochlore // Journal of Solid State Chemistry. 2004. P. 139–145.
3. Пискайкина М. М., Пийр И. В., Королева М. С., Белый В. А. // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 1(21). С. 22–25.
4. Краснов А. Г., Пискайкина М. М., Пийр И. В. // Журнал общей химии. 2016. Т. 86. № 2. С. 177–184.

Минералогия и происхождение чёрных агатов в палеопротерозойских подушечных лавах Онежской структуры (Центральная Карелия)

Е. Н. Светова, С. Ю. Чаженгина, А. В. Степанова, С. А. Светов

Институт геологии ФИЦ КарНЦ РАН, Петрозаводск; ensvetova@igkrc.ru

В северо-западной части побережья Онежского озера известны локальные проявления достаточно редкой разновидности агатов чёрной окраски. Впервые чёрно-окрашенные агаты в газовых пустотах «миндалевидного порфирита» и потоках шаровых лав в районе с. Суйсарь обнаружил и описал в 1924 году известный карельский геолог В.М. Тимофеев [1]. Он назвал их «чёрными агатами» и предположил, что чёрная окраска связана с присутствием шунгитового углерода, рассеянного в матрице кремнезема. В настоящей работе представлены результаты комплексного минералогического исследования чёрных агатов из палеопротерозойских вулканитов Онежской структуры [2], выполненного с целью уточнения причины их чёрной окраски и установления источника углеродистого вещества (УВ).

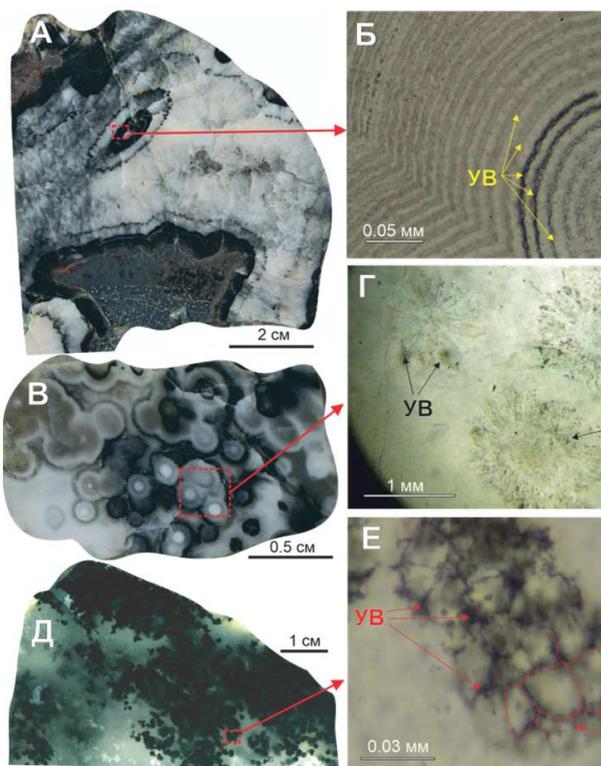
Образцы для исследования отобраны в береговых обнажениях Кондопожской губы Онежского озера (мыс Глубокий Наволок, мыс Кельтнаволок о-ва Суйсари). В коренных выходах вулканитов ага-

ты выполняют межподушечное пространство лав и тектонические трещины, заполняют газовые пустоты в базальтах. Размер агатовых выделений варьирует от микроскопически малых (в газовых пустотах) до нескольких десятков сантиметров.

Выявлены и изучены три основные текстурные разновидности чёрных агатов: концентрически-зональный, сферолитовый и моховый агаты (рис. А, В, Д). Силикатная матрица всех разновидностей представлена волокнистым халцедоном, микро- и макрокристаллическим кварцем или кварцином. Наряду с минералами кремнезема в агатах установлены кальцит, хлорит, полевой шпат, сульфиды и УВ. Микроскопическими исследованиями выявлены особенности распределения тонкодисперсного УВ в отдельных чёрно-окрашенных зонах агатов. В концентрически-зональном агате чёрные полосы, кажущиеся при малом увеличении однородными и полностью выполненными УВ, при большем увеличении оказываются состоящими из множества тонких полос микрокристаллического кварца и халцедона, между которыми рассеяно тонкодисперсное УВ (рис. Б). В сферолитовом агате УВ сосредоточено преимущественно между волокнами радиально-лучистого кварцина, образующего отдельные чёрные или серые концентрические зоны сферолитов размером до 3 мм (рис. Г). В моховом агате, чёрные округлые обособления диаметром около 1 мм при большом увеличении не обнаруживают четких контуров. УВ в этих обособлениях распределено по границам прозрачных зерен микрокристаллического кварца, образуя сотовую структуру (рис. Е).

Результаты термического анализа (значения потери массы в результате выгорания углерода), показывают, что чёрную окраску агатов вызывает присутствие тонко рассеянного УВ в силикатной матрице с общим содержанием менее 1 масс. %.

По данным рамановской спектроскопии изучаемым типам агатов соответствует различная структурная упорядоченность УВ. В результате сравнительного анализа рамановских характеристик УВ в выделенных разновидностях агатов, углеродсодержащих прослоях, заполняющих межподушечное пространство лав и подстилающих вулканиты шунгитсодержащих породах, сделаны выводы об источниках УВ в чёрных агатах [3]. Потенциальным источником УВ в сферолитовых и моховых агатах являются обогащенные УВ гидротермальные флюиды, проникавшие из подстилающих углеродсодержащих шунгитовых пород. Источником УВ в концентрически-зональных агатах, вероятнее всего, могут быть углеродсодержащие прослои,



Текстурные разновидности углеродсодержащих агатов из палеопротерозойских подушечных лав Онежской структуры: концентрически-зональный (А), сферолитовый (В), моховый (Д); микрофотографии шлифов агатов в проходящем свете (Б, Г, Е), иллюстрирующие особенности распределения углеродистого вещества (УВ)

заполняющие межподушечное пространство в шаровых лавах.

Литература

1. Тимофеев В. М. К генезису Прионежского шунгита // Труды Ленингр. общ-ва естествоиспытателей. 1924. Т. 39. Вып. 4. С. 99–122.

2. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

3. Svetova E. N., Chazhengina S. Yu, Stepanova A. V., Svetov S. A. Black Agates from Paleoproterozoic Pillow Lavas (Onega Basin, Karelian Craton, NE Russia): Mineralogy and Proposed Origin // Minerals. 2021, 11(9), 918.

Paramagnetic centers in vein quartz of the Kekura gold deposit, Western Chukotka, Russia

E. V. Nagornaya^{1,2}, I. A. Baksheev², S. V. Vyatkin², D. G. Koshchug²

¹Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow; *chp312@gmail.com*

²Geological Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; *iab_68@mail.ru*, *dkoshchug@gmail.com*, *vyt_box@mail.ru*

The systematic study of defects in the mineral structures is relevant not only in terms of basic problems of mineralogy, but reconstruction of evolution mineral-forming conditions. Despite numerous studies for structure defects in solids carried out in various scientific areas, there is no conventional approach to the description of relationships of types and concentrations of structure defects and physicochemical conditions of mineral-forming environment, stability during epigenetic transformation of minerals, and variability in the same minerals in rocks of different age and type. The electron spin resonance spectroscopy (ESR) allow for high precision and resolution study of point defects particularly in quartz, which is the most abundant mineral in the Earth crust.

The aim of this study is to characterize paramagnetic centers in quartz from veins of the Kekura gold deposit, Western Chukotka, Russia. The deposit is spatially related to the Early Cretaceous granodiorite stock, which intrudes Upper Triassic flysch-like sequence. Mineralization in quartz veins and veinlets is represented by four mineralization stages: (1) cassiterite-scheelite-chalcopyrite-bismuth-arsenopyrite, (2) molybdenite, (3) gold with gold-bismuth tellurides and gold-scheelite substages, and (4) gold-silver-stibnite. The bulk of the economic mineralization (Stage 3) includes two substages. The first substage is represented by chalcopyrite III, high-fineness native gold (930–995), maldonite, aikinite, bismuth tellurides and sulfotellurides, bismuthinite. The second substage of Stage 3 mineralization is characterized by scheelite II, arsenopyrite III ($S/As > 1$), pyrite, chalcopyrite IV, sphalerite I, galena I, tennantite-tetrahedrite II, native gold. The final mineralization stage, Stage 4, is characterized by stibnite, bournonite, boulangerite, high- and low-Ag tetrahedrite III, chalcopyrite V, Ag-Au and Au-Ag-Hg alloys with fineness 375–797, native silver, sphalerite II, galena-II, chalcostibite (?), acanthite [1].

The ESR study of 33 quartz samples revealed the following impurity related paramagnetic centers in

quartz: Al, Ti-H, Ti-Li, and Ge-Li. The data obtained are divided into two groups, which are dramatic different in the concentration of paramagnetic centers. The first and second groups consist of 9 and 24 samples, respectively.

Median values for the Al and Ge concentrations in the first-group quartz are 150 and 0.36 ppm, respectively. Median values for the Ti-H and Ti-Li center concentrations are 0.12 and 0.88 ppm, respectively. The Al and Ge concentrations of the first group show positive correlation (correlation coefficient 0.82). The high Al and Ge concentrations determined using ESR were recorded in quartz from greisen rare metal deposits Alyaskitovy, Yakutia (median 323 and 0.32 ppm; our data) and Boevskoe, Urals (113–192 and 0.59–2.33 ppm; [2]). These data allow for suggestion that high-Al and Ge quartz from the Kekura implies Stage 1 at the Kekura deposit. This suggestion is consistent with a presence of cassiterite and stannite at the deposit.

Median values for the Al, Ge center concentrations in the second-group quartz are much lower, 63 and 0.02, respectively, while Ti-H, and Ti-Li are not recorded. In contrast to the first-group quartz, there is no correlation between Al and Ge. The Al and Ge concentrations are similar to those in quartz from gold-bearing veins at granitoid-related gold deposits, for example, Bestyube in North Kazakhstan (51 and 0.02 ppm, respectively; our data), Berezovskoe in the Urals (15 and 0 ppm, respectively; our data). The Ti-H and Ti-Li concentrations in quartz from these deposits are close to zero like the Kekura quartz. Similar concentrations of paramagnetic centers in the Kekura second-group quartz and those in quartz from granitoid-related gold deposits allow for suggestion that the Kekura second-group quartz belongs to the Stage 3 of the deposit.

This study was funded by the federal budget for research conducted on the theme 0137-2019-0012 «Petrology, geochemistry, and geodynamics of the for-

mation and evolution of the oceanic and continental lithospheres».

References

1. Nagornaya E. V., Baksheev I. A., Nikolaev Yu. N., Apletalin A. V., Yapaskurt V. O. Tetrahedrite group miner-

als of the Kekura reduced intrusion-related gold deposit, Western Chukotka, Russia // *Ore Geology Reviews*, 2021, vol. 139, part A, 104498 <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104498>

2. Lyutoev, V. P., Silaev V. I. Paramagnetic centers in the structure of quartz from rare metal deposit in the Urals // *Mineralogical Journal (Ukraine)*. 2008 30(2). P. 64–74.

3

Генетическая минералогия.
Типоморфизм минералов и минеральных
ассоциаций. Генетико-информационная
минералогия

Геологическое строение и минеральный состав метаморфических пород в районе Васулвика острова Сенья Заполярной Норвегии (область каледонид)

Т. В. Антоновская¹, Т. Д. Шибина², Е. М. Тропников³

¹Республика Коми, Ухта; tat-atv@yandex.ru

²ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург; shibina-tatyana@mail.ru

³ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; tropnikov.83@mail.ru

Район исследований расположен в бухте Васулвикаюго-восточной части острова Сенья Заполярной Норвегии (рис. 1); входит в состав Верхнего аллохтона [1, 2].

Обнажение находится на берегу Норвежского моря, слагает северную (правую) стенку бухты; представляет собой метаосадочный комплекс, подвергшийся неоднократно процессам метаморфизма, как и аналогичные одновозрастные породы, расположенные восточнее [1, 2]. Разрез представлен светлыми метапесчаниками с прослоями темноцветных сланцев. Высота обнажения не превышает трёх метров, протяжённость его несколько

десятков метров вкост береговой линии. Преобладают метапесчаники, толщина их слоёв достигает 0,5–1,8 м. Тёмные прослои толщиной до 0,1–0,3 м, расположенные между слоями метапесчаников, имеют очень чёткие границы в кровле и подошве.

В светлых кварцитовидных прослоях присутствуют также аутигенные и акцессорные минералы в виде единичных зёрен, долей и первых процентов — хлорит, кальцит, анкерит, мусковит, биотит, полевые шпаты, фторопатит, ильменит, гранат-альмандин, циркон, рутил, пирит, пирротин, титанит.

В тёмных прослоях, представленных кварц-хлоритовым сланцем, преобладает хлорит, в составе которого доминируют двухвалентное железо и магний. В долях процента и единичных зёрнах выделяются аутигенные и акцессорные минералы — кальцит (цементирует кварцевые зёрна), полевые шпаты, фторопатит, ильменит, циркон, пирит, пирротин, титанит, эпидот. Отмечено отсутствие гранатов, рутила, мусковита и биотита.

Учитывая взаимное расположение светлых кварцитопесчаников и тёмных кварц-хлоритовых сланцев, характер слоистости и контакта, химический и минералогический состав пород, ассоциации их минеральных сообществ, авторы предполагают, что комплекс пород в районе Васулви каметаосадочный (кварцитопесчаники) и вулканогенно-осадочный (кварц-хлоритовые сланцы).

Работа посвящена памяти Оге Ингберт Тобиассена (Åge Ingbert Tobiassen), внесшего большой вклад для геологического изучения острова Сенья.

Литература

1. Bjerkgard, T. et al. Geology and gold mineralisation in the Mauken Precambrian basement window, Målselv, Troms, northern Norway/ Terje Bjerkgård, Trond Slagstad, Iain H.C. Henderson, Jan Sverre Sandstad & Johannes Schönenberger / Norwegian Journal of Geology. Vol 95. Nr. 3-4 (2015) <http://dx.doi.org/10.17850/njg95-3-08>

2. Hollocher, K. et al. Metamorphosed cumulate gabbros from the Støren Group of the Upper Allochthon, northern Western Gneiss Region, Norway: petrology and metamorphic record / Kurt Hollocher, Peter Robinson, Colleen Kennedy & Emily Walsh / Norwegian Journal of Geology, Vol 94, pp. 283–303 (2015).

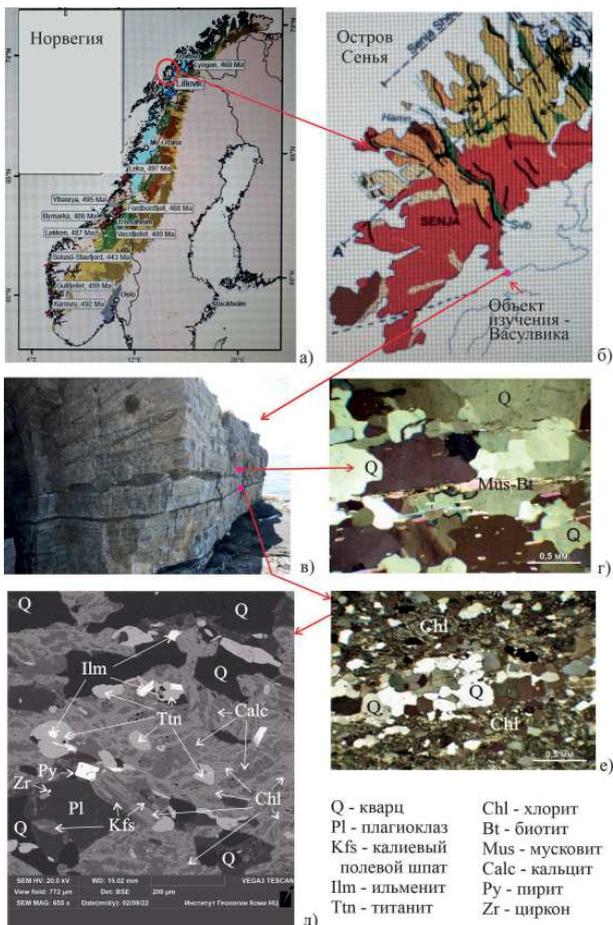


Рис. 1. Местоположение объекта исследований (а, б), его геологическое строение (в), минеральный состав кварцитовидных песчаников (г), кварц-хлоритовых сланцев (д, е)

Ксенотим – урансодержащий минерал в двуслюдяных сланцах района Скатвик острова Сенья Заполярной Норвегии (область каледонид)

Т. В. Антоновская¹, Е. М. Тропников²

¹Республика Коми, Ухта; *tat-atv@yandex.ru*

²ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *tropnikov.83@mail.ru*

Район исследований расположен вблизи посёлка Скатвик юго-восточной части острова Сенья Заполярной Норвегии. Изучаемые породы входят в состав Верхнего Аллохтона каледонид [1], сложены двуслюдяными биотит-мусковитовыми сланцами, насыщенными гранатами-альмандинами. Аналогичные сланцы встречаются восточнее, в материковой части [1]. Состав пород определён методами оптическим (по шлифам) и в электронном микроскопе (по аншлифам). Внимание привлёк минерал ксенотим, который присутствует в значительных количествах на юге страны и приурочен к гранитным пегматитам; в районе исследований выделен впервые.

Анализируемый ксенотим приурочен к двуслюдяным сланцам; присутствует в единичных зёр-

нышках, размером в несколько микрон, обнаружен с помощью электронного микроскопа: 10 зёрен на 1 см². Особенностью скатвикского ксенотима является постоянное присутствие урана. Все зёрна ксенотима расположены или на поверхности слюд: биотита или мусковита, или на контакте с другими минералами, встречающимися в данных сланцах, как аксессуарные, к которым относятся зёрна фторапатита, ильменита и циркона (рис. 1). При взаимодействии ксенотима с фторапатитом, в его кристаллической решётке появляются ионы кальция (см. рис. 1б, 1г, 1ж), с ильменитом – титана и железа (см. рис. 1а, 1д), с цирконом – кремния (см. рис. 1е, 1ж). В присутствии этих аксессуариев становятся активными слюды – мусковит и биотит, и отдают свои ионы ксенотиму: био-

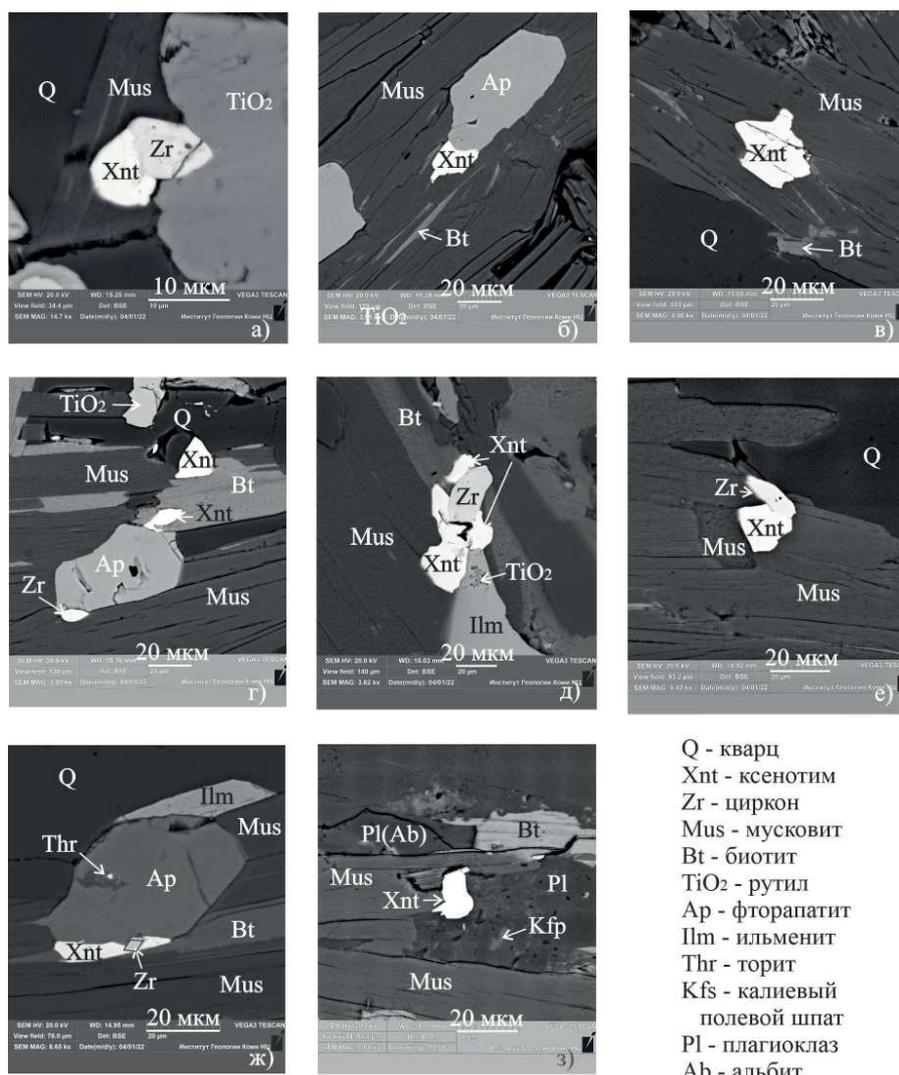


Рис. 1. Урансодержащий ксенотим в скатвикских двуслюдяных гранатовых сланцах

тит отдаёт железо (см. рис. 1д), мусковит — кремний (см. рис. 1е).

Уран присутствует во всех обнаруженных зёрнах ксенотима, независимо от их разновидности. Минимальное содержание урана в «чистых» разностях (оксиды фосфора, иттрия и тяжёлых лантаноидов; ксенотим окружён мусковитом, биотитом, кварцем, полевыми шпатами (см. рис. 1в, 1г — верхнее зерно, 1з)), особенно там, где есть только мусковит и биотит (0,68, 0,85 % вес.) (см. рис. 1в). Максимальные значения урана наблюдаются в ксенотиме с железом и титаном (2,03 % вес.) (см. рис. 1д), с кальцием и железом (2,05 % вес.) (см. рис. 1г — нижнее зерно).

Выводы: 1) элементный состав ксенотима зависит от окружающих его минералов, как породо-

образующих, так и аксессуарных; 2) уран содержится во всех обнаруженных минералах ксенотима, минимальное значение — в «чистых» разностях, максимальное — с примесями.

Работа посвящена памяти Оге Ингберт Тобиассена (Åge Ingbert Tobiassen), внёсшего большой вклад для геологического изучения острова Сенья.

Литература

1. Slagstad, T. et al. The >494 Ma Lillevik ophiolite fragment (Gratangseidet Igneous Complex) near Narvik, Scandinavian Caledonides / Trond Slagstad, Mark Anderson, Kerstin Saalman & Graham Hagen-Peter / Norwegian Journal of Geology 100, 202022 (2020). <https://dx.doi.org/10.17850/njg100-4-5>.

Необычные самородно-сульфидные желваки из жил Полдневского месторождения демантоида (Средний Урал)

Д. А. Варламов¹, Е. С. Карасева², В. В. Мурзин², А. Ю. Кисин²

¹Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка; dima@iem.ac.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; murzin@igg.uran.ru

Полдневское месторождение демантоида расположено на границе Свердловской и Челябинской областей, в зоне сочленения Восточно-Уральской, Центрально-Уральской и южной части Тагильской мегазон. Оно локализовано в пределах Коркординского ультрабазитового массива на Среднем Урале [1]. Демантоидная минерализация на месторождении приурочена к клинохризотил-лизардитовым жилам с магнетитом и карбонатом в серпентинизированных дунитах и клинопироксенидах. Помимо гнезд с демантоидом в жилах присутствуют крупные до 3 см овальные желваки сульфидов [2]. Сульфидные выделения обволакиваются серпентином (клинохризотилом или лизардитом), перемежающегося с тонкими линзами шестоватого кальцита. Объектом исследования послужило такое выделение, сложенное агрегатом сульфидов и самородных металлов, округлой формы, размером до 1,5 см, извлеченное при ручной разборке жильного материала.

Желвак подвергся распиловке и полировке с последующим электронно-зондовым микроанализом на цифровых электронных сканирующих микроскопе Tescan VEGA-II XMU с EDS INCA Energy 450 и WDS Oxford INCA Wave 700 в ИЭМ РАН.

Желвак сложен беспримесным хизлевудитом Ni₃S₂ с редкими лентовидными зонами, обогащенными медью (до 19 мас.% Cu). Весь желвак насыщен обильными симплектитоподобными вростками различных самородных и сульфидных минералов, как-то:

- Самородная медь (беспримесная или с Ni 6-11%, редко до 20%), аварунит Ni₃Fe (как стехиометричный беспримесный, так и содержащий до 2-3 мас.% Co или Cu) - рис. 1а;

- Со-пентландит (до 15 мас. % Co) с пластинками медистого хизлевудита. Пентландит насыщен эмульсиевидными микровключениями Fe-Ni-Co сульфидного твердого раствора с соотношением Me:S 4:1, возможно продукта распада промежуточного сульфидного состава), окружен каймой аварунита (в кайме — пламевидный чистый пентландит) — рис. 1г;

- Амальгамы серебра (рис. 1 б,в) трех типов составов с содержаниями ртути соответственно 3-6% (более 90% составов), 14-15% и единичными составами с Hg 28-35%, из примесей установлен Ni до 4%.

Нерудные включения представлены серпентином, кальцитом и водными Ni-Cu карбонатами типа Glaukosphaerite (Cu,Ni)₂(CO₃)(OH)₂

Исследования выполнены в рамках государственной тем НИР FMUF-2022-0003 (ИЭМ РАН) и АААА-А18-118052590028-9 (ИГиГ УрО РАН)

Литература

1. Карасева Е. С., Кисин А. Ю., Мурзин В. В. Полдневское месторождение демантоида (Средний Урал): геология и минералогия // Литосфера. 2021. Т. 21, № 5. С. 683-698. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-5-683-698.

2. Карасева Е. С., Мурзин В. В., Кисин А. Ю. Рудные желваки в ассоциации с демантоидовой минерализа-

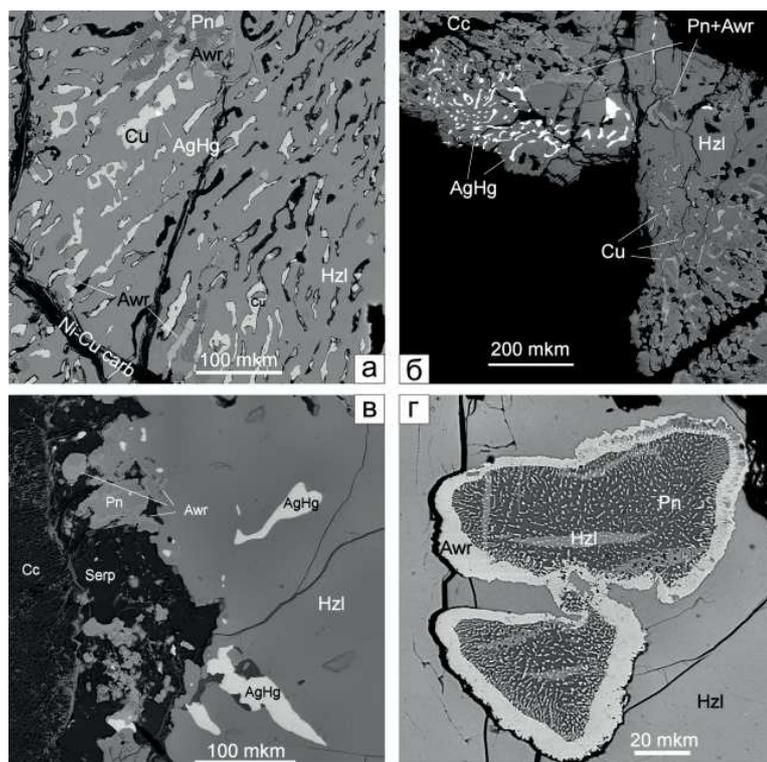


Рис. 1. Строение желваков: а) хизлевудит Ni_3S_2 с вростками самородной меди, аваруита и Со-пентландита; б) зоны амальгам серебра и самородной меди в хизлевудите; в) амальгамы серебра; г) пентландиты с эмульсионными распадными структурами и каймами аваруита

цией на Полдневском месторождении (Средний Урал)
// Металлогения древних и современных океанов-2021.

Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ
УрО РАН, 2021. С.153155.

Минералы-спутники алмаза и ассоциирующие минералы в шлиховых потоках района развития Увъюской группы кольцевых структур (Средний Тиман)

А. М. Пыстин¹, Ю. В., Глухов¹, А. А. Бушенев²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *pystin.48@mail.ru*

²Республиканский центр обеспечения функционирования особо охраняемых природных территорий и природопользования Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми, Сыктывкар

Происхождение россыпных алмазов одна из давних загадок геологии Среднего Тимана. Одним из перспективных направлений поиска их коренных источников является выявление геоморфологически выраженных кольцевых структур центрального типа, характерных для трубок взрыва. В юго-восточной части Четласского поднятия в бассейне реки Увъю такие кольцевые структуры были недавно обнаружены, а при шлиховом опробовании голоценовых псефитов Увъюской площади были выявлены ореолы рассеяния пиропов и первый алмаз (Пыстин и др. 2021).

Основные минералы тяжёлой фракции шлихов (рис. 1.): ставролит, амфиболы, кианит, пироксены (в том числе хромдиопсид), гранаты (в том числе хромсодержащий пироп), ильменит, эпидот,

рутил, циркон, минералы группы шпинели (магнетит и хромшпинелиды).

Особенностью состава концентратов также является повышенное распространение титановых и титансодержащих минералов. Так, помимо ильменита и рутила, в качестве второстепенных обнаружены титанит, перовскит, лопарит. Среди минералов группы шпинели выявлены титаномгнетит и титансодержащие хромшпинели. Среди пироксенов найден титанавгит. В составе ряда титановых минералов обнаружен ниобий (мас. % Nb_2O_3): перовскит (0.5–8.5), ниоболопарит (6.6–17.3), Nb-рутил (4.1 до 13.8). Спорадически отмечались апатит, монацит, сидерит, корунд, благородная шпинель, бадделит, турмалин, гематит, пирит, халькопирит. Редко встречались самородное золото и алмаз.

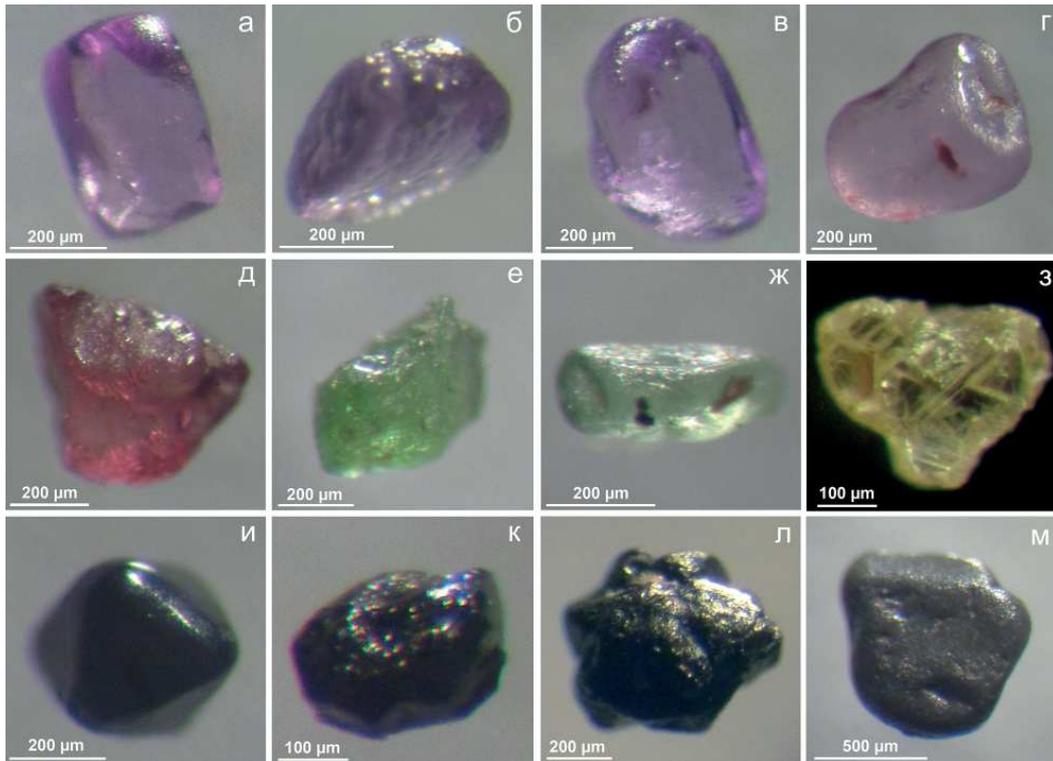


Рис. 1. Шлиховые минералы из голоценовых псефитов бассейна р.Увья: а–д — пироп, е, ж — хромдиопсид, з — алмаз, и — хромшпинелид, к — перовскит, л — лопарит, м — Nb-рутил. Оптический микроскоп МБС-9, цифровой фотоаппарат Sony (Cyber-shot DSC-W830)

Алмаз в виде уплощённого сростка $0.4 \times 0.3 \times 0.1$ мм сложной формы с различимыми гранями октаэдра был обнаружен под бинокулярным микроскопом МБС-9 с ультрафиолетовой подсветкой по бледно-зеленоватой люминесценции (рис. 1 з). В спектре комбинационного рассеяния (КР) алмаза ($\lambda_{\text{возб}} 633 \text{ нм}$) фиксировался диагностический пик 1332 см^{-1} основного КР-активного колебания и дополнительный компонент лазерной люминесценции (НЗ-система), обусловленной азотными дефектами структуры минерала. Методом Дебая-Шеррера зарегистрированы характерные для алмаза рефлексы отражающих плоскостей (hkl) с соответствующими межплоскостными расстояниями $D_{\text{hkl}} (\text{Å})$: 2.059 (111), 1.266 (220), 1.076 (311). На фотодебаграмме видны штрихи, указывающие на наличие блочности (текстурированности) у алмаза.

Пиропы лилового и розового цвета встречаются почти во всех пробах (до 8 зёрен на пробу 10 л) в гранулометрических классах +0,1–0,25 и +0,25–0,5 мм. Для индивидов пиропов характерны уплощённо-удлиённая форма, округло-угловатый или угловато-округлый облик (рис. 1 а–д). Присутствуют как осторёберные телесные формы “кубоидов”, так и зерна овализированной формы. Поверхность неокатанных пиропов (около 20%), сохранила специфичный микрорельеф — черепитчатый, бугорчато-пузырчатый и т.п. Для таких зёрен характерен зеркальный блеск. У механически изношенных пиропов видна специфическая матировка рёбер или боков. Содержание Cr_2O_3 в пиропе варьирует от 0.9 до 8.7 мас.%. В пятнистых пиропе

ны минеральные включения **хромшпинели** (субферрихромпикотит, алюмохромит), ортопироксена (энстатит) и биотита. Примечательно, что в шлиховых пробах присутствуют слабоокатанные зёрна хромшпинелида, составы которого соответствуют включениям этого минерала в пиропе и ложатся на тренды хромшпинелей из ультрабазитов. В одном случае на поверхности пироба обнаружен келифитоподобный нарост с углеродсодержащей фазой и микровыделениями халькопирита. На дискриминационной диаграмме (рис. 2) наибольшая часть составов пиропов размещается в поле лер-

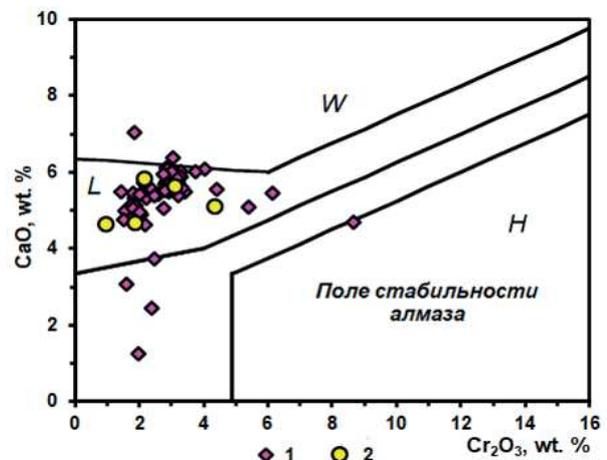


Рис. 2. Составы пиропов р. Увья и ее притоков (1) и безымянного ручья в местечке «избы Озерки» (2) в полях пироповых гранатов различных парагенезисов на диаграмме Н. В. Соболева. W — верулиты; L — лерцолиты; H — дуниты и гарцбургиты

цолитового парагенезиса. Точки составов двух гранатов с повышенным содержанием кальция находятся в поле верлитового парагенезиса. Несколько точек с пониженными концентрациями кальция локализовались в дунит-гарцбургитовом поле. Одна точка состава пирропа оказалась в поле стабильности алмаза.

Выводы. Обнаруженные щлиховые ореолы пирропов и других глубинных минералов в голоценовых псефитах бассейна р. Увью определённо указывают на активность щёлочно-ультраосновного магматизма (не исключено, что и алмазопродуктивного) в этом районе Четласского поднятия. Ещё

одна особенность состава шлиховых минералов региона – присутствие минералов россыпьеобразующих рудоносных формаций (подобных щелочным метасоматитам) богатых титаном, ниобием и редкими землями.

Литература

1. Пыстин А. М., Глухов Ю. В., Бушенев А. А. Новые находки алмаза и минералов-спутников алмазов на Среднем Тимане и перспективы поисков их коренных источников // Доклады РАН. Наука о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 55–60.

Изотопный состав серы пиритов в фенитизированных карбонатных породах быстринской серии рифея (Средний Тиман)

И. И. Голубева^{1,2}, А. С. Шуйский¹, О. В. Удоратина¹, В. Н. Леденцов³

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²СыктГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар

³АО «Боксит Тимана», Ухта; *iigolybeva2@yandex.ru*

На Среднем Тимане выделена флюидоэксплозивная структура (ФЭС) карбонатито — щелочно-го типа, в которую входят карбонатиты, дайковый комплекс флюидоэксплозивных карбонатизированных ультрамафитовых пород, фенитизированные терригенные и карбонатные докембрийские толщи [1]. Фенитизации подверглась доломит-кальцитовые породы, относимые к быстринской серии позднего рифея.

В исследованном образце, представленном фенитизированной карбонатной породой позднего рифея (фрагмент зерна SRK 56, отобранного на глубине 225.3 м) отмечается полосчатая текстура, обусловленная переслаиванием слоев карбонатного и карбонат-полевошпатового составов (рис. 1 а). Полевые шпаты представлены альбитом, в меньшей степени калиевым полевым шпатом. Кристаллизация пирита тяготеет к слоям, сложенным карбонатными и полевошпатовыми минералами, претерпевшие рекристаллизацию с укрупнением зерен (рис. 1 в). Пирит кристаллизуется в виде вытянутых цепочек, ориентированных согласно полосчатости породы. Пирит кристаллизуется в виде относительно крупных кубических кристаллов с размерами 1–3 мм (рис. 1 а). В пирите были обнаружены мелкие включения никельсодержащих сульфидов — промежуточных членов изоморфного ряда герсдорфит — арсенопирит и сульфидов — халькопирита, галенита (рис. 1 г, д). В пирите отмечаются примеси Ni (таблица 1). Никелевые сульфиды выявлены и в флюидоэксплозивных ультрамафических породах, парагенетически связанных с карбонатитовым магматизмом и входящих в состав флюидоэксплозивной структуры, как и рассматриваемые фениты [2].

Поэтому обнаружение в фенитах никелевой минерализации предположило мантийный источник рудообразующих флюидов. Для решения этого вопроса был изучен изотопный состав серы в пирите. Косвенно предположению о мантийном источнике рудообразующих флюидов свидетельствуют повышенные содержания в фенитах As (106 г/т); Ni (32 г/т) и Cu (15.9 г/т). Значения Pb (8 г/т) не превышают уровня кларкового количества данного элемента в карбонатных породах осадочного происхождения.

Локальный изотопный анализ серы было произведен в трех зернах пирита в Центре коллектив-

Таблица 1. Химический состав сульфидов — промежуточных членов Изоморфного ряда герсдорфит- арсенопирит (масс. %) и пирита

Номер образца	56а-1 4-1	56а-1 9-1	56а-1 7-1	56а-1 4-2
	сульфоарсениды			пирит
S	15.98	23.43	43.47	51.84
As	30.8	43.6	36.47	1.92
Fe	12.53	17.7	5.66	44.65
Ni	23.08	18.44	1.15	0.72
Cu	-	-	3.14	-
Номер образца	56а-1 4-1	56а-1 9-1	56а-1 7-1	56а-1 4-2
	сульфоарсениды			пирит
S	15.98	23.43	43.47	51.84
As	30.8	43.6	36.47	1.92
Fe	12.53	17.7	5.66	44.65
Ni	23.08	18.44	1.15	0.72
Cu	-	-	3.14	-

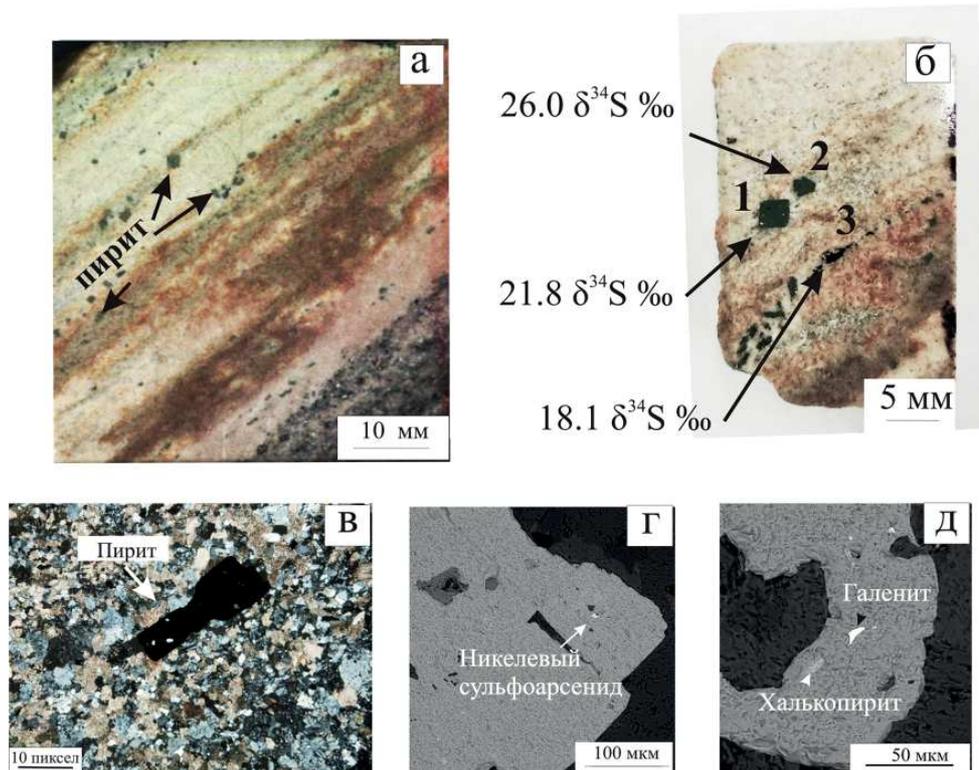


Рис. 1. Минерализация пирита в фенитизированных карбонатных породах.

а — кристаллизация кубических и гипидиоморфных кристаллов пирита в виде цепочек, расположенных согласно полосчатой текстуры фенитизированной карбонатной породы (сканированный образец SKR 56a); б — изотопные составы серы в кристаллах пирита под номерами 1; 2; 3 (сканированный образец); в — пиритовая минерализация в карбонат-полевошпатовом участке (микрофотография при введенном анализаторе); г — минерализация в пирите никелевого сульфоарсенида (промежуточного члена изоморфного ряда герсдорфит — арсенопирит. Табл. 1). Электронно-микроскопическое изображение; д — выделения в пирите халькопирита и галенита. Электронно-микроскопическое изображение

Таблица 2. Изотопный состав серы в пирите

Номера анализируемых пиритовых зерен (Рис. 1б)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (‰)
1	21.8
2	26.0
3	18.1

ного пользования ДВГИ ДВО РАН (Рис. 1 б). Точность анализов $\delta^{34}\text{S}$ составляет $\pm 0.20\%$. Полученные результаты изотопных составов серы лежат в узком интервале значений $\delta^{34}\text{S}\%$ от 18.1 до 26.0 (таблица 2). Утяжеленный состав изотопов серы пиритов соответствует характеристикам серы сульфидов, образованных за счет гидротермальных рудообразующих флюидов в коровых условиях. Таким образом, элементы никелевых сульфоарсенидов, кристаллизовавшихся в фенитах, были заимствованы, скорее всего, из вмещающих рифейских толщ. Данные выводы косвенно подтверждают характеристики изотопного состава углерода фенитизированных карбонатных пород, изученных ранее [3].

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Республики Коми в рамках научного проекта № 20-45-110010.

Литература

1. Голубева И. И., Ремизов Д. Н., Бурцев И. Н., Филиппов В. Н., Шуйский А. С. Флюидоэксплозивные ультрамафиты дайкового комплекса Среднего Тимана и их парагенетическая связь с карбонатитами // Региональная геология и металлогения. 2019. № 80. С. 30–44.
2. Голубева И. И., Филиппов В. Н., Бурцев И. Н. Метасоматическая редкоземельная и редкометалльная минерализация в ультрамафитах дайкового комплекса на Среднем Тимане (поднятие Четласс) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2018). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. С. 30–31.
3. Голубева И. И., Смолева И. В., Леденцов В. А. Изотопно-геохимические данные фенитизированных карбонатных пород быстринской серии (рифей) Среднего Тимана // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты, 2020. С. 112–115.

Редкоземельные фосфаты в верхнерифейских метапесчаниках возвышенности Джежипарма (Южный Тиман)

О. В. Гракова, Н. Ю. Никулова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *ovgrakova@geo.komisc.ru*

Проведено изучение ксенотима и монацита, обнаруженных в метапесчаниках верхнерифейской джежимской свиты в карьере Асывож в юго-западной части возвышенности Джежипарма. Микронзондовые исследования проводились на сканирующем электроном микроскопе TESCAN VEGA 3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX 50 mm2 Oxford instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, размер пучка 180 нм и области возбуждения до 5 мкм с использованием программного обеспечения Aztec (ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН).

Ксенотим образует отдельные микрокристаллы, их сростки и цепочки, располагающиеся вдоль трещин или сплошные корочки толщиной до 5 мкм на поверхности обломочных зерен циркона (рис. 1 а). На срезах нескольких зерен, имеющих неоднородное внутреннее строение видна еще одна ксенотимовая кайма, отделяющая ядро от внешней части зерна (рис. 1б). Состав ксенотима на поверхности и внутри цирконовых зерен одинаковый, а их формула имеет вид: $(Y_{0.65-0.85}Zr_{0.06-0.14}Dy_{0.06-0.08}Gd_{0.03-0.12}Er_{0.02-0.04}Fe_{0.02-0.03}Ca_{0.01-0.03}Sm_{0.01-0.05}Eu_{0.01-0.02}Ho_{0.01-0.02})_{\Sigma 0.91-1.05}[P_{0.83-0.99}Si_{0.03-0.24}Al_{0.02-0.04}]_{\Sigma 0.97-1.09}O_4$.

Внутри покрытых ксенотимовой корочкой и имеющих сложное, неоднородное строение зерен циркона, содержатся разнообразные по форме пустоты и полости, часто содержащие микрокристаллы монацита (рис. 1 в), состав которых описывается формулой: $(Ce_{0.28-0.47}Nd_{0.14-0.39}La_{0.11-0.23}Sm_{0.04-0.10}Pr_{0.04-0.07}Y_{0.00-0.06}Fe_{0.01-0.06}Ca_{0.03-0.04}Zr_{0.00-0.04}Gd_{0.02-0.03}Th_{0.01-0.03})_{\Sigma 0.99-1.06}[P_{0.87-0.99}Si_{0.02-0.12}Al_{0.05-0.06}S_{0.02-0.03}]_{\Sigma 0.93-1.05}O_4$.

Зональное зерно монацита было обнаружено в шлифе метапесчаника (рис. 1 г). Составы монацита в центральной части зерна (в обломочном ядре) и внешней зоне различаются главным образом по содержанию тория, более высоким в центральной части зерна и более низким содержанием неодима. Состав центральной части, описывается формулой: $(Ce_{0.49-0.52}La_{0.26-0.27}Nd_{0.14-0.15}Th_{0.08-0.09}Pr_{0.04-0.06}Ca_{0.03-0.04}Sm_{0.00-0.02})_{\Sigma 1.09-1.10}[P_{0.91-0.92}O_4]$; состав внешней части — $(Ce_{0.52-0.53}La_{0.21-0.27}Nd_{0.23-0.24}Pr_{0.04-0.07}Sm_{0.02-0.03}Ca_{0.01-0.03}Th_{0.01-0.02})_{\Sigma 1.04-1.15}[P_{0.90-0.98}O_4]$. Внутреннее ядро, состав которого сходен с составом «куларитов» (Юшкин, Котов, 1987), вероятно,

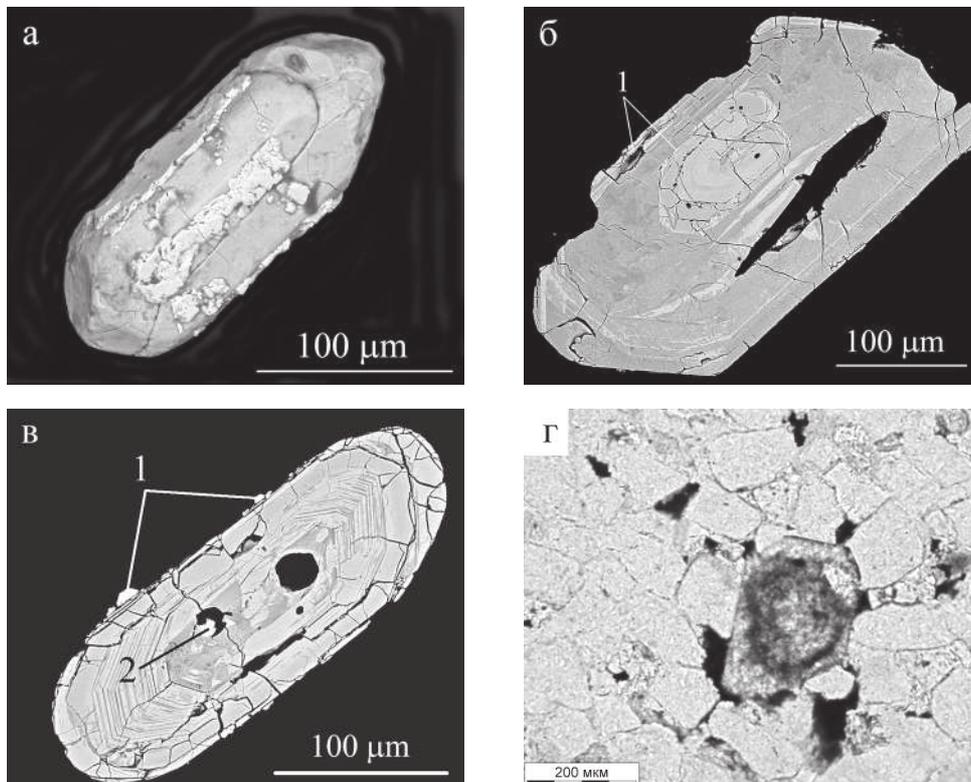


Рис. 1. Ксенотим и монацит из метапесчаников джежимской свиты: а — микрзерна и корочка ксенотима на зерне циркона, обр. 5; б — зональное зерно с корочкой ксенотима (1) вокруг внутреннего ядра, обр. 4; в — зональное зерно с пустотами, микровключениями монацита (1) и ксенотимом (2) на поверхности, обр. 14; г — зональное зерно монацита в метапесчанике, обр. У-1

является обломочным. Образование каймы, при-
давшей зерну идиоморфные очертания, могли про-
изойти в результате преобразования монацитсо-
державшего песчаника в стадию диагенеза.

В протолочной пробе монацит представлен
красновато-коричневыми зёрнами с частично со-
хранившимися гранями кристаллов и выщелочен-
ной, трещиноватой поверхностью. Формула мона-
цита по результатам анализов пяти зерен: $(\text{Ce}_{0.39-0.47} \text{La}_{0.29-0.35} \text{Nd}_{0.14-0.15} \text{Pr}_{0.03-0.04} \text{Ca}_{0.02-0.07} \text{Sm}_{0.00-0.05} \text{Gd}_{0.00-0.02})_{\Sigma 1.00-1.02} [\text{P}_{0.95-0.99} \text{O}_4]$. Внешняя часть зерна монацита,
установленная в шлифе метапесчаника отличает-
ся от монацита из протолочной пробы более вы-
соким содержанием редких земель: церия и неоди-
ма, более низким — лантана. Изученные монациты
по соотношению основных элементов и составу при-
месей отличаются от метаморфогенных (Козырева
и др., 2003; Хазов, 2001) и гидротермальных (Кунц,
Козырева, 2007; Репина, 2008). Относительно постой-
ное содержание церия и колебание содержаний
примесей, при отсутствии редких земель иттрие-
вой группы характерно для наиболее ранней гене-
рации гранитных монацитов (Ляхович, 1968).

Строение зерен циркона позволяет считать,
что формирование их современного облика про-
ходило в несколько этапов, первым из которых бы-
ло образование циркона в гранитах или гранит-
ных пегматитах. Завершающим этапом могли быть
постдиагенетические процессы, в том числе на эта-
пе метаморфических преобразований зеленослан-
цевой стадии, которым подверглись песчаники. С
этими же процессами, в результате которых ит-
трий и фосфор, первоначально находящиеся в со-
ставе циркона, образовали собственную минераль-
ную фазу, может быть связано образование ксено-

тима. Присутствие ксенотимовой каймы внутри
нескольких зерен циркона, отражает, вероятно, не-
однократное, разнесенное по времени воздействие,
т.е. участие как минимум в двух метаморфических
событиях.

Литература

1. Козырева И. В., Юдович Я. Э., Швецова И. В.,
Кетрис М. П., Ефанова Л. И. Глиноземистые поро-
ды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН,
2003. 101 с.
2. Кунц А. Ф., Козырева И. В. Монацитовая ми-
нерализация Североуральско-Тиманского регио-
на / Минералогия Урала-2007. Миасс: ИМин УрО
РАН. 2007. С. 237–240.
3. Ляхович В. В. Акцессорные минералы, их ге-
незис, состав, классификация и индикаторные при-
знаки. М.: Наука. 1968. 275 с.
8. Репина С. А. Фракционирование редких зе-
мель в индивидах и минеральных агрегатах /
Структура и разнообразие минерального мира:
Материалы межд. минер. семинара. Сыктывкар:
ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008. С. 126–128.
9. Хазов А. Ф. REE-минерализация в сланцах
мороинской свиты как возможный фактор обога-
щения золотоносных кор выветривания редкими
землями / Структура, вещество, история литосфе-
ры Тимано-Североуральского сегмента: Информ.
мат-лы 10-й научной конф. Сыктывкар: Геопринт,
2001. С. 212–215.
10. Юшкин Н. П., Котов А. А. Черный монацит
(«куларит») Тимана / Минералогия рудоносных тер-
риторий европейского северо-востока СССР.
Сыктывкар, 1987. С. 58–68.

Перовскит щелочно-ультраосновного карбонатитового массива Одихинча, Маймече-Котуйская провинция, Полярная Сибирь

Ю. Д. Гриценко

Минералогический Музей им. А. Е. Ферсмана, Москва; ygritsenko@rambler.ru
МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

Перовскит является характерным акцессор-
ным минералом щелочных ультраосновных мас-
сивов с карбонатитами. В некоторых массивах пе-
ровскит образует значительные скопления. Группа
перовскита включает: перовскит CaTiO_3 ; лопарит
 $(\text{Ce}, \text{Na}, \text{Ca})(\text{Ti}, \text{Nb})\text{O}_3$; луешит NaNbO_3 ; латраппит
 $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Fe}, \text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_3$; македонит PbTiO_3 ; таусонит
 SrTiO_3 ; изолуешит $(\text{Na}, \text{La}, \text{Ca}, \text{Sr})(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_3$, бариопе-
ровскит BaTiO_3 , мегавит CaSnO_3 , гольдшминдит
 KNbO_3 [2,3,4,5].

Массив Одихинча расположен на севере России,
далеко за полярным кругом, и входит в состав
Таймырского автономного округа. Массив нахо-
дится в северной части Сибирской платформы, на

окраине Анабарского щита, входит в состав
Маймече-Котуйской щелочной провинции. Здесь
расположено более 10 щелочных массивов с кар-
бонатитами, массив Одихинча — второй по вели-
чине. Массивы представляют собой кольцевые ин-
трузии, сложенные последовательно внедривши-
мися оливинитами, якупирангртами, существен-
но мелилитовыми (турьяиты, окаиты) и существен-
но нефелиновыми (уртиты, ийолиты, мельтейгиты)
породами, карбонатитами и фоскоритами [1].
Перовскит встречается во всех породах, обладая сво-
ими типоморфными особенностями в каждом типе.

Наиболее ранний перовскит образует рассе-
янную вкрапленность в оливинитах. Образование

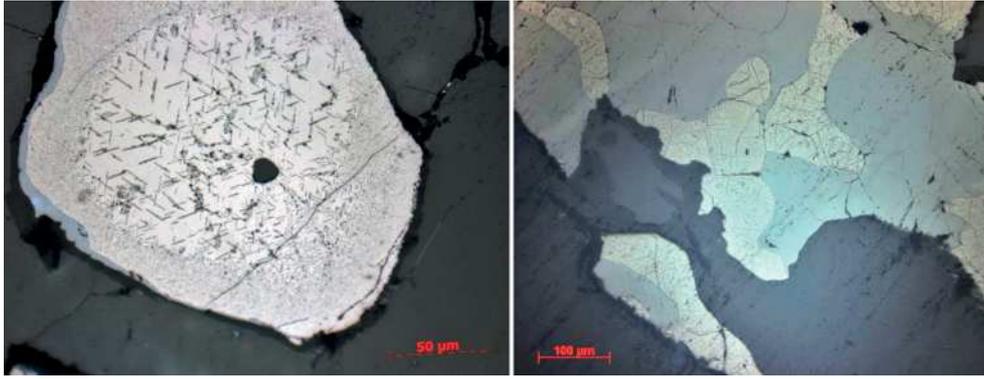


Рис. 1. Каймы перовскита (серое) вокруг зерна титаномagnetита (светло-серое) со структурами распада ильменита и улвошпинели (темно-серое). Фотографии в отраженном свете

перовскита в оливин-клинопироксеновых мела-нефелинитах контролировалось недосыщенностью исходного расплава SiO_2 при повышенных концентрациях в нем Ca и Ti. Габитус кристаллов перовскита псевдокубический, часто образует двойники проростания, состав близок к теоретическому.

Для перидотитов характерно образование перовскита в результате взаимодействия ранних минералов этих пород с мелилитовым, жакупирангитовым расплавом, обогащенным кальцием. В таких случаях перовскит образует реакционные каймы шириной 0,1–3 мм вокруг зерен титаномagnetита (рис.1).

В некоторых гранат-диопсид-нефелиновых пегматитовых жилах массива перовскит образует сростки хорошо ограненных кристаллов октаэдрического габитуса. Причем в ассоциации с перовскитом гранат относительно беден титаном, содержание TiO_2 в нем не превышает 5 мас.%. Перовскит беден примесями, содержание Nb_2O_5 , Ce_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O не превышает 0,8 мас.%. Среди редких сиенитовых жил пегматитов в ассоциации с микроклином, эгирином, нефелином, минералами группы эвдиалита при относительном возрастании содержания SiO_2 в исходном расплаве, вместо перовскита широким

распространением пользуется сфен, образующий в пегматитах кристаллы размером до 1 см.

Литература

1. Егоров Л. С. Ийолит-карбонатитовый плуто-низм. Л.: Недра. 1991. 260 с.
2. Шахмурадян А. Р. Минералы группы перовскита из горных пород щелочных магматических формаций Кольского полуострова. Автореф. Канд. г.-м. н. С.-Пб. 1996.
3. Chakhmouradian A. R., Yakovenchuk V. N., Mitchell R. H., Bogdanova A. N. Isolueshite; a new mineral of the perovskite group from the Khibina alkaline complex // *European Journal of Mineralogy*. 1997. V. 9. P. 483–490.
4. Galuskin E. V. Galuskina I. O., Gazeev V. M., Dzierzanowski P., Prusik K., Pertsev N. N., Zador A. E., Bailau R., Gubanov A. G. Megawite, CaSnO_3 : A new perovskite-group mineral from skarns of the Upper Chegem-caldere, Kabardino-Balkaria, Northern Caucasus, Russia // *Mineralogical Magazine*. 2011. V. 75. P. 2563–2572.
5. Mitchell R. H., Welch M. D., Chakhmouradian A. R. Nomenclature of the perovskite supergroup: A hierarchical system of classification based on crystal structure and composition // *Mineralogical Magazine*. 2017. V. 81(3). P. 411–461.

Условия формирования КПШ щелочных метасоматитов рудных полей Среднего Тимана: рентгеноструктурные данные

К. В. Куликова, О. В. Удоратина, Б. А. Макеев, А. С. Шуйский

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Калиевый полевой шпат (КПШ) наряду с альбитом является одним из ведущих минералов щелочных метасоматитов с комплексной рудной минерализацией, развитых в пределах Четласского Камня на Среднем Тимане.

Щелочные метасоматиты, вмещающие редко-металльно-редкоземельную минерализацию, развиваются по кварцитопесчаникам четласской серии и карбонатным породам быстринской серии поздне рифейского возраста.

В рудных полях преимущественно развита колумбит-монацитовая минерализация, на Октябрьском колумбит-ксенотимовая, на Верхне-Шугорском пироклор-монацит-колумбитовая (+ Fe-Ti-Nb фазы).

Структурный контроль минеральной принадлежности проводился в ЦКП «Геонаука» (г. Сыктывкар) рентгеновским дифракционным анализом (дифрактометр Shimadzu XRD-6000 Cu-анод, ток — 30 мА, напряжение — 30 кВ, фильтр Ni, углы сканирования 2θ от 2 до 60 градусов, шаг сканиро-

Таблица 1. Результаты рентгеновского исследования щелочных полевых шпатов из фенетизированных кварцитопесчаников и расчетные температуры формирования

Номер образца	$2\theta_{(201)}$	$2\theta_{(131)}$	$2\theta_{(13-1)}$	$2\theta_{(060)}$	$2\theta_{(204)}$	t_1	$\Delta\rho$	T °C
Октябрьское рудное поле								
OM1a-16	20.99	29.45	30.21	41.81	50.54	0.98	0.88	420
OM6-16	21.0	29.44	30.18	41.92	50.55	1.05	0.88	375
Новобобровское рудное поле								
НБ-1-16	20.9	29.47	30.1	41.86	50.61	0.965	0.75	455
Нижне-Мезенское рудное поле								
GB-MEZ 1-1	21.03	29.55	30.25	41.89	50.64	0.95	0.87	450
GB-MEZ 1-2	20.98	29.75	30.15	41.85	50.68	0.90	0.55	490
GB-MEZ 1-3	20.89	29.50	30.15	41.83	50.65	0.89	0.87	500
GB-MEZ 1-4	20.97	29.55	30.19	41.87	50.66	0.93	0.75	480
GB-MEZ 2	21.06	29.69	30.28	41.96	50.76	0.91	0.75	485
КМ 4-1	20.88	29.45	30.10	41.78	50.63	0.88	0.79	510
Верхне-Щугорское рудное поле								
SRK 56-2	21.04	29.49	30.21	41.83	50.59	0.96	0.88	455

вания 2θ — 0,05, скорость съёмки — 1 гр./мин. Параметры элементарной ячейки минералов рассчитывались с помощью программы Unit Cell.

На основании использования метода порошковой дифрактометрии определены: 1) степень однородности калишпатовой фазы, 2) степень триклинности и упорядоченности КПШ [1]. Используя методики Д. Стюарта и Т. Райта, а также И. Е. Каменцева и О. Г. Сметанниковой [1], по положению дифракционных максимумов (060) и (204) определялись Al-Si упорядоченность (t_1) КПШ.

Данные порошковой дифрактометрии показывают, что дифракционные максимумы $2\theta(201)$ варьируют от 20.88° до 21.06° калиевого полевого шпата при параметрах $d=4.21-4.24$, что говорит о незначительной структурной примеси альбитового минала [2].

Полученные значения параметра t_1 (Al-Si упорядоченность) показывают, что КПШ Октябрьского рудного поля представлен максимальным микроклином, Новобобровского и Верхне-Щугорского рудных полей — низким микроклином, Нижне-Мезенского рудного поля — промежуточным микроклином.

По расхождению дифракционных максимумов $2\theta_{(131)}$ и $2\theta_{(13-1)}$ установлено, что изученный калиевый полевой шпат является триклинным, степень триклинности (ρ) варьирует от 0.55 до 0.88.

Кристаллизация полевых шпатов происходит в достаточно широком интервале температуры и давления, установлен график зависимости изме-

нения параметра t_1 от температуры [1], согласно графику, для исследованных КПШ определены температуры образования (табл. 1).

Использованная методика изучения КПШ из различных редкометалльно-редкоземельных проявлений Среднего Тимана показала, что КПШ формировались при воздействии щелочных растворов на кварцитопесчаники четлаской серии (Октябрьское, Новобобровское, Нижне-Мезенское) и первично метатерригенно-карбонатные породы бфстринской серии (Верхне-Щугорское) в широком интервале температур от 510 до 375° С.

По рентгеноструктурным данным установлены температуры кристаллизации и тип КПШ: Октябрьское (максимальный микроклин, 375° С), Новобобровское (низкий микроклин, 455° С), Нижне-Мезенское (промежуточный микроклин, 485-510° С), Верхне-Щугорское (низкий микроклин, 455° С).

Исследования проводятся при поддержке гранта РФФИ и Республики Коми № 20-45-110010

Литература

1. Рентгенография основных типов породобразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты) / Под ред. В. А. Франк-Каменецкого. Л.: Изд-во «Недра», 1983. 359 с.
2. Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Труды ИГЕМ, выпуск 78. М: Издательство Академии наук СССР, 1962. 275 с.

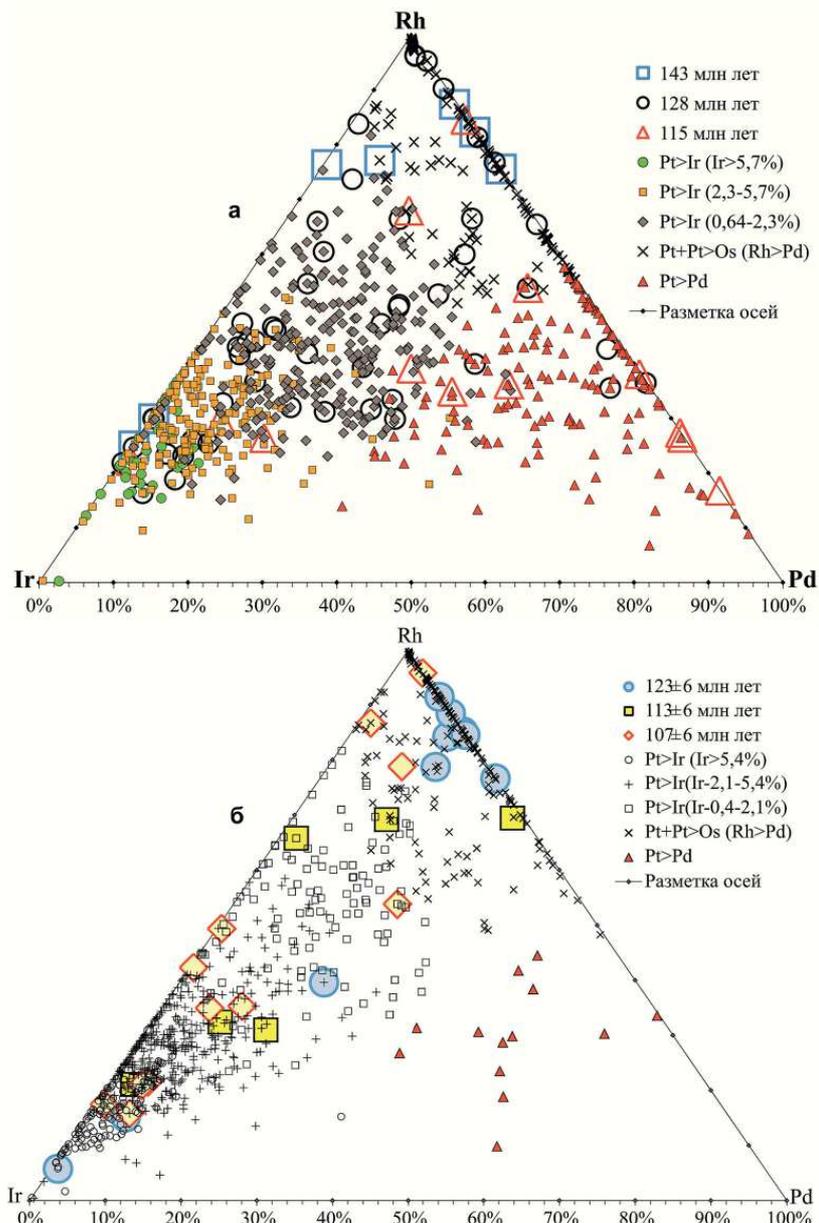
Разработка типоморфных критериев самородных минералов платины щелочно-ультраосновных массивов Кондёр и Чад на Алданском щите

А. Г. Мочалов

ИГГД РАН, Санкт-Петербург; *mag1950@mail.ru*

Изложены результаты исследований самородных минералов платины из уникального россыпного месторождения платиновых металлов рек Кондёр-Ургалан (~ 130 т) и среднего по запасам — руч. Моховой (~ 5 т), а так же из сколков пород и руд их коренных источников зонально-кольцевых щелочно-ультраосновных массивов, соответственно Кондёр и Чад на Алданском щите (Аяно-Майский район Хабаровского края). Важно подчеркнуть, что россыпные месторождения, их коренные источни-

ки и сами массивы несколько отличаются. Разница выражена: 1) геологическим строением — распространением ультраосновных, основных, щелочных и гранитоидных магматических и метасоматических комплексов, 2) строением россыпей и запасами платиновых металлов; 3) распространением парагенетических ассоциаций минералов платиновой группы (МПП), около 100 видов; 4) ^{190}Pt - ^4He возрастом россыпеобразующих минералов группы самородной платины (РМП) (см. рисунок) в пре-



Соотношения атомарных количеств Ir, Rh и Pd в РМП россыпных месторождений массива Кондёр (а) и Чад (б). 143 млн лет и т.д. — обозначения образцов с соответствующим ^{190}Pt - ^4He возрастом. Остальные знаки образцов соответствующих минерало-геохимическим типам (расшифровка их названий в тексте) в скобках приведены содержания Ir в мас. %

делах мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита и другое. Главным РМП является изоферроплатина, в меньшей мере её криптоагрегаты с самородной платиной и тетраферроплатиной. Последовательность рудообразования определена в результате изучения онтогении агрегатов МПГ с силикатами, оксидами и сульфидами. На этом основании разработана модель формирования россыпеобразующих формаций в ультрамафитах. РМП являются основой россыпеобразующих формаций, а их генезис, в конечном счёте, приводит к расшифровке условий образования самой формации. В ультрамафитах выделены минералогическо-геохимические и генетические типы: 1) магматогенный платиновый (Pt-тип); 2) магматогенно-флюидно-метасоматический Pt-тип; 3) магматогенно-флюидно-метасоматический осмисто-платиновый (Pt>Os-тип); 4) флюидно-метаморфогенный иридисто-платиновый (Pt>Ir-тип); 5) магматогенно-флюидно-мета-

соматический палладисто-платиновый (Pt>Pd-тип). Разработанные особенности РМП минералогическо-геохимических типов массивов Кондёр и Чад применены к «шлиховой платине» из каскада уникальных россыпных месторождений рек Кондёр-Уоргалан и руч. Моховой (с притоками) (рисунок). На этом основании рассчитаны реальные запасы РМП каждого типа и потенциал россыпеобразующих формаций массивов. Согласно разработанным типоморфным минералогическо-геохимическим признакам РМП можно: 1) определить распространение и эволюцию их типов в эрозионном срезе массивов; 2) сопоставить развитие их типов в массивах Кондёр и Чад, и тем самым определить механизм рудообразования в щелочно-ультраосновной формации; 3) обозначить перспективу новых россыпных месторождений уже на стадиях их поисков; и другое.

Работа выполнена при финансовой поддержке темы ИГГД РАН FMUW-2022-0004.

Новый типоморфный фактор ^{190}Pt - ^4He -датирования — продолжительность во времени рудообразования самородных минералов платины

А. Г. Мочалов¹, О. В. Якубович^{1,2}

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург; *mag1950@mail.ru*

²СПбГУ, Санкт-Петербург; *olya.v.yakubovich@gmail.com*

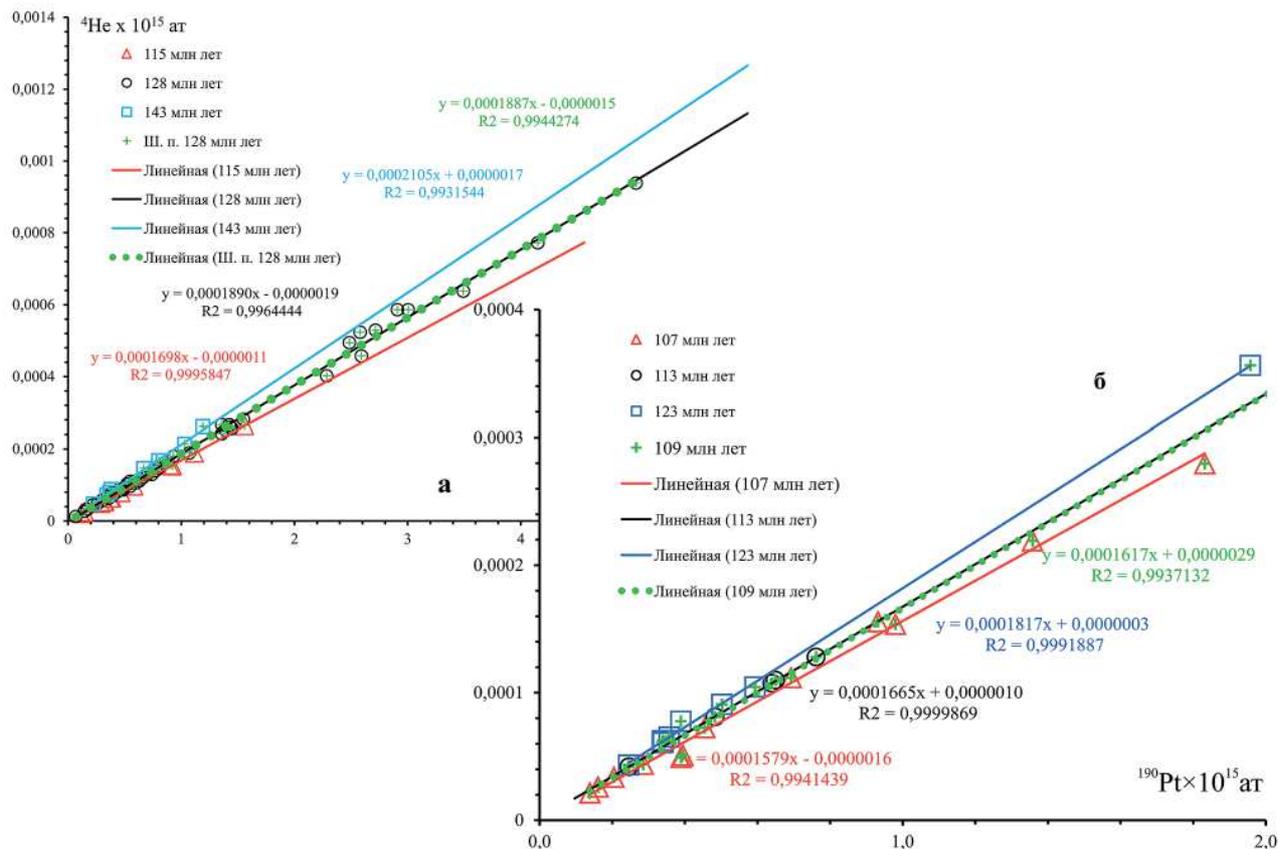
Изложены результаты ^{190}Pt - ^4He -датирования [1] россыпеобразующих минералов группы самородной платины (РМП) из каскада россыпных месторождений платиновых металлов рек Кондёр-Уоргалан и руч. Моховой, их притоков и элювия дунитов зонально-кольцевых щелочно-ультраосновных массивов Кондёр (75 образцов) [2] и Чад (27 образцов) на Алданском щите (Аяно-Майский район Хабаровского края).

На Кондёре статистическая обработка минералогическо-геохимических данных явилась основанием выделить три изохроны с ^{190}Pt - ^4He возрастом (рис. а): (1) 143 ± 7 млн лет отражает время становления самого массива и ранних этапов образования минералов платиновой группы (МПГ) магматогенного платинового (Pt) и магматогенно-флюидно-метасоматических Pt и осмисто-платинового (Pt>Os) типов, а также МПГ флюидно-метаморфогенного иридисто-платинового (Pt>Ir) типа; (2) 128 ± 6 млн лет — время возникновения ранних этапов магматогенно-флюидно-метасоматического палладисто-платинового (Pt>Pd) типа и поздних этапов Pt-, Pt>Os- и Pt>Ir-типов; (3) 115 ± 6 млн лет — время поздних этапов формирования Pt>Pd-типа. Диапазон изохрон ^{190}Pt - ^4He возраста свидетельствует о формировании платинометаллового рудообразования в течение 30 млн лет.

На массиве Чад выделены три изохроны с ^{190}Pt - ^4He возрастом (рис. б): (1) 123 ± 6 млн лет отражает

время становления самого массива и ранних этапов образования МПГ Pt-типа, а также ранних этапов Pt>Os- и Pt>Ir-типов; (2) 113 ± 6 млн лет — время формирования новых МПГ Pt-, Pt>Os- и Pt>Ir-типов; (3) 107 ± 6 млн лет — время формирования поздних минеральных агрегатов МПГ Pt-, Pt>Os- и Pt>Ir-типов, и, вероятно, образование МПГ Pt>Pd-типа. Диапазон изохрон ^{190}Pt - ^4He возраста свидетельствует о формировании платинометаллового рудообразования в течение 16 млн лет. Отметим также, что 1-я и 2-я изохроны ^{190}Pt - ^4He возраста массива Чад в пределах погрешности датировки совпадают со временем образования 2-го и 3-го этапа образования руд массива Кондёр.

Результаты измерений ^{190}Pt - ^4He не только определяют возраст самих минералов, но и датируют рудообразующие процессы, чем подтвердили ранее развиваемую модель полициклического образования россыпеобразующих формаций МПГ [3], и тем самым проливают свет о длительности становления щелочно-ультраосновных массивов. Сравнение ^{190}Pt - ^4He возраста РМП массивов Чад и Кондёр свидетельствует о временных нюансах платинометаллового минералообразования и формирования самих плутонов в развитии мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита. На основании исследования ^{190}Pt - ^4He датирования проявляется новый типоморфный фактор — продолжительность во времени образова-



${}^{190}\text{Pt}$ - ${}^4\text{He}$ изохроны РМП россыпных месторождений платиновых металлов и их коренных источников щелочно-ультраосновных массивов Кондёр (а) и Чад (б). Расшифровка названий в тексте, общая для всех образцов показана зеленым цветом

ния россыпеобразующих формаций минералого-геохимических типов и их месторождений различных щелочно-ультраосновных плутонов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 22-27-00342.

Литература

1. Шуколюков Ю. А., Якубович О. В., Мочалов А. Г., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Яковлева С. З., Корнеев С.И., Гороховский Б.М. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минера-

лов платины (${}^{190}\text{Pt}$ - ${}^4\text{He}$ метод) // Петрология. 2012. Т. 20 № 6. С. 545–559.

2. Мочалов А. Г., Якубович О. В., Стюарт Ф. М., Бортников Н. С. Новые свидетельства полицикличности платинометалльных россыпеобразующих формаций щелочно-ультраосновного массива Кондёр: результаты ${}^{190}\text{Pt}$ - ${}^4\text{He}$ -датирования // ДАН. 2021. Т. 498. № 1. С. 23–30.

3. Мочалов А. Г. Замечательные минералы платины массива Кондёр (Хабаровский край) // Минералогический Альманах. Серия: Знаменитые минералогические объекты России. 2019. Т. 23. Вып. 3. 128 с.

Высокочистые кварциты Восточного Саяна

А. И. Непомнящих¹, А. М. Федоров¹, М. Г. Волкова¹, А. П. Жабоедов¹, И. Н. Куприянов², В. П. Лютоев³

¹Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН; ainep@igc.irk.ru

²Институт геологии и минералогии СО РАН; spectra@igm.nsc.ru

³ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; vlutoev@mail.ru

Особо-чистый природный кварц имеет широкое промышленное применение. Он является исходным материалом для получения кварцевых концентратов высокой и ультра-высокой степени чистоты. На основе кварцевых концентратов производится оптическое кварцевое стекло для видимой и ближней инфракрасной областей спектра, а также термостойкая кварцевая керамика самого широкого применения, включая радиопрозрачные обтекатели ракет. Традиционно для получения кварцевых концентратов высокой и ультравысокой чистоты используются горный хрусталь и жильные разновидности кварца различных геолого-промышленных типов. Как правило, жильные тела кварца имеют небольшие запасы и характеризуются высокой степенью неоднородности. Фирма UNIMIN использует кварц из алескитовых гранитов. В связи с возрастающей потребностью в высококачественном кварцевом сырье и истощением запасов традиционных кварцевых месторождений возникает острая потребность в поисках и оценке новых источников особо чистого кварцевого сырья. Примером такого принципиально нового источника высококачественного кварцевого сырья являются кварциты Восточного Саяна. Новый тип особо-чистого кварцевого сырья в виде высокочистых, практически мономинеральных кварцитов Восточно-Саянского кварценозного района был выявлен работами Института геохимии СО РАН [1-5]. В результате проведенных Институту научных исследований, было установлено, что кварциты Восточного Саяна, детально изученные на примере месторождения Бурал-Сардык, обладают высокой степенью однородности и чистоты. Более того, на основе высокочистой разновидности кварцевого сырья данного месторождения, ранее названной суперкварцитами [1], а также сливных кварцитов Юго-Западного участка Ока-Урикского блока получены кварцевые концентраты с суммарным содержанием 10 примесных элементов менее 8 ppm [3,4].

Приводимые в докладе результаты основываются на детальном изучении трех блоков Гарганского кварценозного района. Гарганский кварценозный район находится в юго-восточной части Восточного Саяна, в северном секторе Тувино-Монгольского массива (Гарганская глыба). Фундамент глыбы перекрыт осадочным чехлом, основание которого сложено рифейскими (возраст 1.25 млрд. лет) кремнисто-карбонатными отложениями иркутской свиты, являющимися продуктивными на высокочистые кварциты. Отложения осадочного чехла про-

рываются гранитоидными интрузиями сумсунурского комплекса плагиогранитов (790 млн лет). На северо-востоке расположен Ока-Урикский блок. На юго-западе Урда-Гарганский и Уренгенурский блоки. На Ока-Урикском блоке выделены 4 продуктивных разновидности кварцитов, две разновидности кварцитов выявлены на Урдо-Гарганского блоке, и одна разновидность исходных кварцитов отобрана на Уренгенурском блоке. Кроме того, отобрана представительная проба гранулированного кварца Анахчи-Чипикетского жильного поля Патомского нагорья (жила 2821). Суперкварциты месторождения Бурал-Сардык характеризуются мономинеральным кварцевым составом (99,9% породы). На фоне мелко- (<0,2 мм) и среднезернистых (0,2-2 мм) кварцевых агрегатов выделяются прозрачные бесцветные удлиненные зёрна кварца размерами до 3 мм. Мелкозернистые кварциты отличаются от суперкварцитов относительной однородностью агрегатов по форме и размерам, они сложены микро- и тонкозернистым кварцем (<0,1 мм). Сливной кварцит отличается от других типов кварцитов размерностью и соотношением зерен. В этой породе реликты мелких зерен кварца (около 25% породы) заполняют промежутки между крупными и преимущественно гигантозернистыми (> 5 мм) агрегатами кварца, слагающими 75% породы. Отмечаются единичные чешуйки серицита. Крупнозернистые кварциты северо-восточного участка сложены на 99,5% агрегатами кварца различной размерности. Размеры зерен варьируются в широком диапазоне от <0,1 до 1,5 мм. Границы зерен по характеру округлые, раковистые. Второстепенные минералы представлены единичными иголочками серицита. Первая разновидность кварцитов Урда-Гарганского блока характеризуется массивной микротекстурой. В этих кварцитах на микроуровне в разной степени проявлена линейная ориентировка. Микроструктура породы гетерогранобластовая, от мелко- до грубобластовой размерности, местами порфириобластовая. Вторая разновидность Урда-Гарганских кварцитов характеризуется слоистой, слоисто-пятнистой и пятнистой текстурой. Слоистость в кварците выражается в переслаивании полос и линз агрегатов кварца различной размерности. Полосы не выдержаны по длине и ширине, неравномерные. Границы между слоями не всегда четкие. Иногда агрегаты одной размерности постепенно сменяются агрегатами другой. Во второй разновидности кварцитов наблюдаются тонкие прослои углистого вещества, которые хо-

рошо просматриваются на микроуровне при параллельных поляризаторах. Гранулированный кварц Анахчи-Чипикетской группы жил сложен агрегатами гиганто-, крупно-, средне- и мелкозернистой размерности в соотношении 5/10/70/20 % породы. В качестве примесей встречаются серицит, рутил и окислы железа.

В докладе приводятся результаты детального изучения флюидных и минеральных включений во всех разновидностях кварцевого сырья. Определение состава газовой фазы флюидных включений и идентификация кристаллических фаз, проводились методом рамановской спектроскопии (спектроскопии комбинационного рассеяния, или КР-спектроскопии) на спектроанализаторе HoribaLabRam HR 800 с полупроводниковыми детекторами (ИГМ СО РАН). Возбуждение проводилось твердотельным лазером с длиной волны 514 нм, мощностью 50 мВт.

Определение концентраций структурных примесей Al, Ti и Ge проводилось ЭПР спектроскопией на Радиоспектрометре X-диапазона RadioPAN 2547. Al и Ti — центры при 77К, Ge-центры при 300К (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН).

Разработаны процессы высокого и сверхвысокого обогащения. Получены кварцевые концентраты, и на их основе кварцевое стекло. Приводятся результаты исследований оптических характеристик и термостойкости кварцевых стекол

Литература

1. Воробьев Е. И., Спиридонов А. М., Непомнящих А. И., Кузьмин М. И. Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) // ДАН. 2003. Т. 390. № 2. С. 219–223.

Федоров А. М., Макрыгина В. А., Будяк А. Е., Непомнящих А. И. Новые данные о геохимии и механизме формирования кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг (Восточный Саян) // ДАН. 2012. Т. 442. № 2. С. 244–249.

Непомнящих А. И., Волкова М. Г., Жабоедов А. П., Лесников А. К., Лесников П. А., Паклин А. С., Сизова Т. Ю., Спиридонов А. М., Федоров А. М., Шалаев А. А., Шендрик Р. Ю. Оптическое стекло из кварцитов Восточного Саяна // Физика и химия стекла. 2018. Т. 44. № 2. С. 169–177.

Непомнящих А. И., Волкова М. Г., Жабоедов А. П., Федоров А. М. Кварцевые концентраты на основе сливного кварцита // Неорганические материалы. 2018, том 54, № 8, с. 850–853

Волкова М. Г., Непомнящих А. И., Федоров А. М., Махлянова А. М., Брянский Н. В. Флюидные включения в «суперкварцитах» месторождения Бурал-Сардык (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 9. С. 1324–1331.

Аюржанаева Д. Ц., Федоров А. М., Мазукабзов А. М., Непомнящих А. И., Очирова Э. А., Посохов В. Ф. Механизмы формирования химически чистых кварцитов Бурал-Сардыкского месторождения // Геология и геофизика. 2020. № 10. С. 1316–1330.

Минералого-геохимические особенности золота гидротермально-метасоматических образований востока Сибирской платформы (бассейн средней Лены)

З. С. Никифорова

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск; znikiforova@yandex.ru

Выявление минералого-геохимических особенностей россыпного золота является весьма информативным показателем, позволяющим прогнозировать тип золоторудных месторождений и их местоположение. Особенно это актуально для платформенных территорий, перекрытых мощными толщами осадочных отложений, где традиционные методы поиска золоторудных месторождений не приносят положительных результатов.

При изучении россыпного золота бассейна Средней Лены (реки Витим, Контайка, Батамай, Джерба, Бол. Патом, Каменка и др.) установлено, что оно обладает определенными минералого-геохимическими признаками. Золото представлено в основном пластинчатыми, комковидными, редко дендритовидными, интерциальными и губчатыми формами, поверхность золотин шагреневая, иногда пористая (устье р. Витим) с зеленоватым оттенком. Размер золота от пылевидного до 0,5 мм и выше, преобладает (70%) фракция 0,16–0,2 мм,

30% составляет 0,1–0,16 мм. К примеру, в устье р. Витим, относительно рассматриваемых объектов, золото более крупное 0,5–1 мм и более, а на некоторых объектах рр. Халаманда, Харса золото характеризуется более мелкой фракцией и представлено в основном тонкодисперсным размером. Диапазон пробности в золоте варьирует от 500 до 900‰, в среднем составляет 860‰, 10% золотин имеют низкую пробность 650–777‰, в редких случаях обнаружена пробность 500–638‰, что составляет около 10% (р. Батамай). В золоте отмечается высокое содержание Ag (10,07–33,39%), Hg (0,12–2,34%) и практическое отсутствие примеси Cu. В нем установлены повышенные содержания As, Te, Se, Co и Ni, микровключения сульфидов (пирит, халькопирит, арсенопирит), теллуридов, селенидов и редкоземельных фосфатов (Б. Патом). Наблюдаются сростки россыпного золота с жильными минералами – халцедоновидным кварцем (адуляром) и кальцитом.

При сравнении россыпного золота средней Лены и рудного золота из гидротермально-метасоматических зон месторождения Куранах установлено сходство минералого-геохимических особенностей самородного золота [1]. Выявленные типоморфные особенности россыпного золота средней Лены свойственны золоту эпитермального близповерхностного месторождения Куранах, где первичные руды представлены метасоматитами, главные минералами которых являются также кварц, адуляр, пирит, в небольшом количестве установлены теллуриды, селениды, редкие земли и др. [2]. Среднее содержание Au в рудах составляет 1,8 г/т, при диапазоне значений от 0,05 до 16 г/т. Золото в рудах находится в виде микронных частиц размером 1–10 мкм, иногда более крупными размерами до 0,3–0,4 мм, находящимися в сростании с зернами пирита или кварца. Отмечается губчатое золото. В золоте установлена примесь лишь Ag и Hg, пробность 810–840‰.

Изучение минералого-геохимических особенностей россыпного золота и закономерности его распределения на юго-востоке Сибирской платформы (бассейн Средней Лены) позволило установить, что часть золота в россыпи поступила из золотоносных гидротермально-метасоматических образований, которые имеют весьма широкое распространение [3]. Золотоносные гидротермально-метасоматические образования выявлены в терригенно-карбонатных толщах палеозоя. Установлено, что эти образования амагматичны и не связаны с широко проявленным магматизмом базитового состава. Эти зоны приурочены в основ-

ном к древним разломам, (Нюрбинский, Кемпендйский, Баппагайский, Хоринский и др.), надвиговым поясам (Байкало-Патомский надвиговый пояс), выражены серией мелких тектонических структур (грабены, разломы, надвиги и др.) и характеризуются брекчированием, окремнением, окварцеванием и лимонитизацией осадочных пород палеозойского возраста. Обнаруженные зоны метасоматитов с золоторудной минерализацией содержат Au от 0,5 до 3,0 г/т, а в единичных случаях до 24–32 г/т.

Выявленное сходство россыпного золота Средней Лены и золота из гидротермально-метасоматических образований месторождения Куранах позволяет прогнозировать формирование подобных месторождений в устье р. Витим, в левобережных реках Халаманда, Харса и в устье р. Б. Патом.

Литература

1. Глушкова Е. Г., Никифорова З. С. О коренных источниках россыпного золота Уринского антиклинория (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеанская геология. 2013. Т.32, №3. С. 118–123.
2. Казаринов А. И. К вопросу о генезисе золоторудных месторождений куранахского типа // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 125–135.
3. Никифорова З. С. Золотоносность гидротермально-метасоматических образований в терригенно-карбонатных толщах (восток Сибирской платформы) / Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России // Материалы X Всероссийской научно-практической конференции, 2020, С. 262–265.

Включения в турмалине из редкометалльных пегматитов Вороньей тундры (Кольский п-ов, Россия)

Н. И. Пономарева¹, В. Н. Бочаров², Н. О. Мельянцева¹

¹СПбГУ, Институт Наук о Земле, Санкт-Петербург

²СПбГУ, РЦ Геомодель, Санкт-Петербург; *n_ponomareva@mail.ru*

Настоящее сообщение посвящено изучению включений в турмалине из редкометалльных пегматитов жилы № 2 г. Охмыльк месторождения Воронья тундра (Кольский п-ов, Россия). В этом районе проводились многочисленные минералого-геохимические исследования [1, 2, 3], но данные о включениях в эльбаите до сих пор отсутствовали. Микроскопическое изучение турмалинов, проведенные ранее нами, показали, что и в шерле [4], и в эльбаите присутствуют минеральные и довольно мелкие флюидные включения.

Методы исследования. Химический состав минеральных включений в турмалине изучался с помощью электронного сканирующего микроскопа SEM-501 Hitachi S-3400N, оснащенного энергодисперсионным спектрометром Oxford X-max 20

(Ресурсный Центр СПбГУ «Геомодель», аналитики Н.С. Власенко, В.В. Шиловских, условия съемки: 20 кВ и 1.5 нА). Кроме того, исследования состава включений проводились на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800 при 50-кратном увеличении объектива. Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000–100 см⁻¹. Источником возбуждения служил аргоновый лазер 514,5 нм с мощностью 1–50 мВт. Калибровка прибора осуществлялась по Si-эталоны (520,7 см⁻¹). Использовалась дифракционная решетка 1800 ш/мм, диаметр конфокального отверстия 300 мкм. Время накопления данных от 2 до 10 сек. с количеством повторов от 2 до 15.

Детальные исследования турмалина и микроанализ присутствующих в нём включений прово-

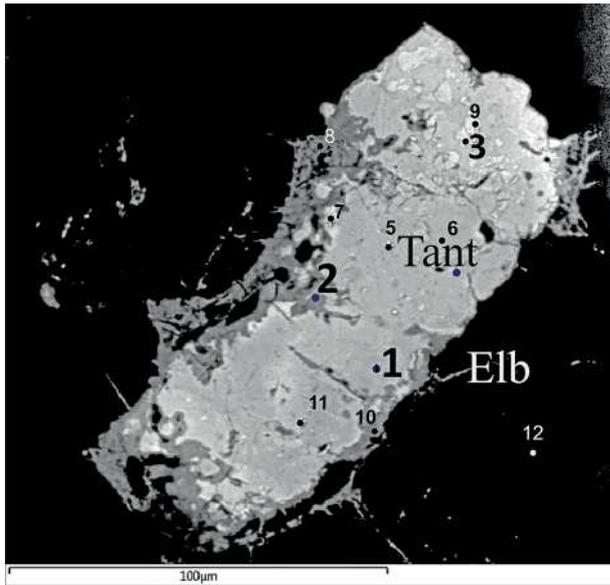


Рис. 1. Кристалл танталита с каймой симпонита (пояснения в тексте)

дильсь на электронном микроскопе Hitachi TM 3000 и Quanta 3D в РЦ Микроскопии и микроанализа. Отдельные определения выполнены с помощью многофункционального растрового электронного микроскопа Quanta 200 3D там же сотрудниками центра С.Ю. Янсон и Н.С. Овчинниковой.

Результаты исследования. Изученные турмалины — шерл и эльбаит из жилы № 2 г. Охмыльк — относятся к пегматитам сподуменового типа редкометальной формации, Li–Cs — комплексной подформации [3].

Шерл приурочен к кварц-плагиоклазовой зоне, расположенной вблизи контакта пегматитового тела с амфиболитами. Здесь он ассоциирует с микроклином, плагиоклазом, холмквиститом, биотитом кварцем и иногда с магнетитом. Эльбаит

установлен в кварц-альбитовой зоне с поллицитом, сподуменом, бериллом, лепидолитом, амблигонитом, танталитом [1].

При микроскопическом исследовании полированной пластинки шерла в нём наблюдались таблички, размером 10–20 мкм. Полученный рамановский спектр соответствует **биотиту**. Кроме биотита в шерле довольно часто отмечаются мелкие кристаллики, размером 10–20 мкм, по составу отвечающие **магнетиту**. Как отмечалось ранее [4], магнетит очень неоднороден.

В эльбаите с помощью электронной микроскопии установлены многочисленные минеральные включения. Наиболее часто наблюдаются зёрна танталита неправильной, реже призматической формы либо срастания зёрен танталита и касситерита.

Как показало изучение включений формы призматической с помощью рамановской спектроскопии, они соответствуют танталиту, но очень неоднородны (рис. 1, 2, табл. 1 и 2). Границы кристалла-включения с эльбаитом неровные. По контакту всегда наблюдается коричневатая кайма с затёками внутрь кристалла и короткими ответвлениями в сторону эльбаита.

Многочисленные более детальные исследования включений в эльбаите подтвердили неоднородность их строения и состава.

На микроанализаторе Quanta 3D включение было изучено в участках, различающихся в отраженных электронах по цвету: сером (1), тёмно-сером (2) и светло-сером (3). Как видно в табл. 1, составы этих участков довольно сильно различаются по содержанию Ta и Nb. Самые высокие содержания Ta и Nb определены в сером участке (1) в вес. %: соответственно 62.33 и 3.97. Кроме того, установлены в вес. %: U — 7.89, Ca — 4.38 и незначительные количества Al, Mn и Fe. В тёмно-сером

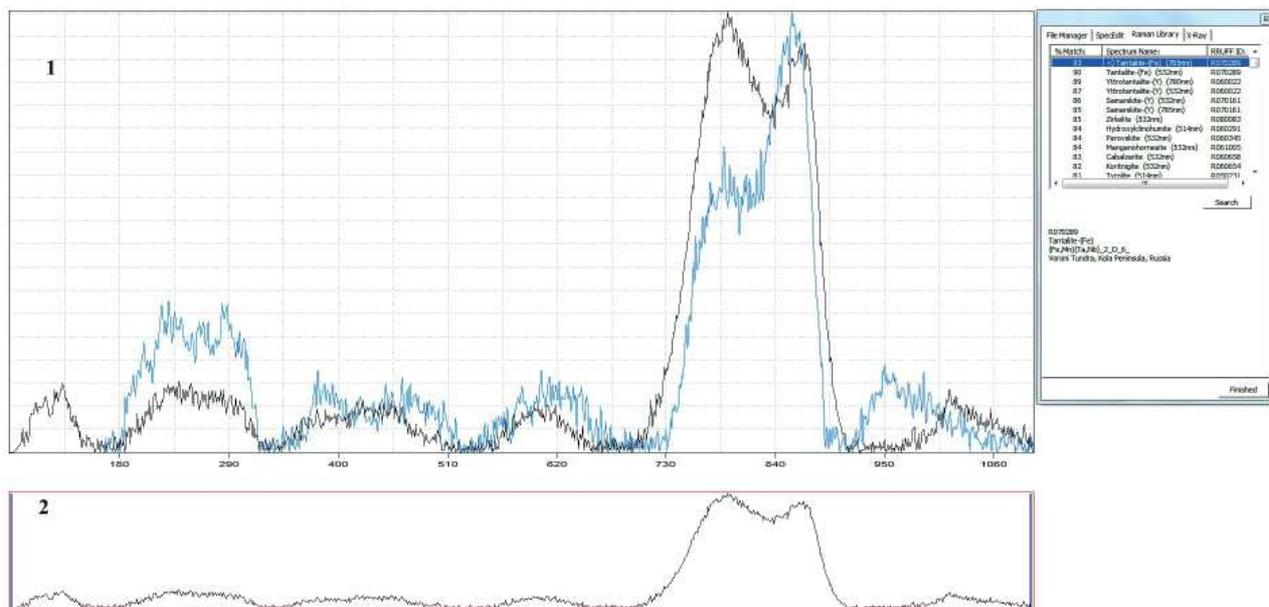


Рис. 2. Рамановский спектр танталита. 1 — синий спектр турмалина; чёрный спектр — турмалин+ танталит; 2 — спектр танталита

Таблица 1. Состав включения танталита, определённый с помощью микроанализатора Quanta 3D

№ № точек	Содержание элементов в вес. %													
	O	Al	Nb	U	K	Na	Ca	Ba	Mn	Fe	Pb	Ta	P	S
1	19.73	0.51	3.97	7.89	0.23		4.38	0.00	0.50	0.47	0.00	62.33	0.00	100
2	24.78	3.52	1.88	2.86	0.00	0.65	0.62	0.00	0.00	2.62	8.97	52.38	1.72	100
3	17.20	0.00	0.00	4.85	0.14	0.00	7.20	5.04	0.00	0.00	27.81	37.77	0.00	100

№ № точек на рис. 1.

Таблица 2. Состав включения танталита, определённый на электронном микроанализаторе

Оксиды	Номера исследованных точек на рис. 1							
	5	6	7	8	9	10	11	12
Na ₂ O						0.36		1.84
Al ₂ O ₃				3.69		3.96		41.33
SiO ₂				14.31		14.27		37.63
P ₂ O ₅				4.35		4.35		
SO ₃		18.66					12.96	
CaO	5.7	2.17	7.02	0.57		0.59	2.95	0.29
MnO	0.51	0.34	0.97		15.28			1.24
FeO	0.86	0.73	1.17	2.43		3.07		
SrO			3.5					
Nb ₂ O ₅	2.32		1.5	2.93	2.05	2.72		
Sb ₂ O ₃				0.46		0.53		
BaO							4.84	
Ta ₂ O ₅	68.55	31.5	67.58	32.13	82.42	31.63	43.47	
HgO							1.74	
PbO	1.82	52.99	3.82	5.9		5.94	37.87	
Bi ₂ O ₃				8.75		8.77		
UO ₂	7.72	2.55	7.45	2.86		2.52	6.06	

Примечание. Спектр 12 соответствует эльбаиту. Аналитик Н. С. Власенко

участке (2) содержится в вес. %: Ta — 52.38, Nb — 1.88, Pb — 8.98, Al — 3.52, U — 2.85, Fe — 2.62, Ca — 0.62, P — 1.72. В светло-сером участке (3) содержится наименьшее количество Ta — 37.77 вес. % и наибольшие количества в вес. %: Pb — 27.81, Ca — 7.20, Ba — 5.04. здесь же присутствует U — 4.85% и незначительное количество K.

Неоднородность состава кристалла-включения была подтверждена исследованиями на электронном микроанализаторе SEM-501 (табл. 2), Состав включения в точке 9 соответствует манганотанталиту, при этом формула его: Mn_{1.09}Ta_{1.89}Nb_{0.08}O₆.

В точках 5 и 7 состав включения — ближе всего к самериситу (*mindat.org*): U_{0.17}Ca_{0.61}Pb_{0.05}Fe_{0.07}Nb_{0.10}Ta_{1.85}O₆. В точках 8 и 10, относящихся к коричневатой-серой кайме, отмечено повышенное содержание SiO₂, P₂O₅, Sb₂O₃, PbO, Bi₂O₃ и Ta₂O₅ соответственно - 32.13 и 31.63%, и незначительное содержание Al₂O₃ соответственно 3.69 и 3.96%, что не позволяет однозначно отнести минерал к симпсониту.

Как показано в работе Е.В. Баданиной и соавт. [5], посвящённой изучению различных генераций минералов группы колумбита-танталита из пегматитов Колмозёрского месторождения, ранние генерации минерала представлены колумбитом, а

наиболее поздние - метасоматическим марганец-содержащим танталитом, что авторы объясняют образованием последнего на постмагматическом этапе,

Изучение включений в эльбаите из жилы № 2 г. Охмыльк показало, что состав их отвечает танталиту с незначительным количеством ниобия, и, кроме того, довольно часто присутствует чистый мангантанталит.

Всё выше сказанное подтверждает предположение А.Ф. Соседко [1] и В.В. Гордиенко [3] о формировании альбит-сподуменовых пегматитов района при участии на поздних этапах высокотемпературных постмагматических растворов, обогащённых флюидной фазой, а также Na, Li, Cs, Be, Ta, отчасти Nb.

Авторы благодарны Н. С. Власенко, В. В. Шиловских, С. Ю. Янсон, Н. С. Овчиниковой и О. В. Кашпар за консультации и помощь при выполнении исследований турмалина.

Литература

1. Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. М., 1961. 154 с.
2. Гордиенко В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л., 1970. 240 с.

3. Гордиенко В. В. Гранитные пегматиты. СПб., 1996. 272 с.

4. Мельянцов Н. О., Пономарева Н. И., Гордиенко В. В., Бочаров В. Н., Власенко Н. С., Шиловских В. В., Янсон С. Ю. Турмалин из редкометалльных пегматитов Колмозеро-Воронья (Кольский п-ов, Россия)// Материалы конференции «Минералогические музеи,

2019. Минералогия вчера, сегодня, завтра». СПб., 2019. С. 135–136.

5. Badanina E. V., Sitnikova M. A., Gordienko V. V., Melcher F., Gäbler H. E., Lodziak J., Sviritsko L. F. Mineral chemistry of columbite–tantallite from spodumene pegmatites of Kolmozero, Kola Peninsula (Russia). *Ore Geology Reviews*. 2015. 64. Pp. 720–735.

Рудный карст как проявление древнего сернокислотного спелеогенеза: минералогические критерии

С. С. Потапов¹, Н. В. Паршина¹, С. А. Садыков¹, О. Я. Червяцова²

¹Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс; s_almazov@74.ru

²Государственный природный заповедник Шульган-Таш, Иргизлы

В районах с сульфидной минерализацией имеют большое значение сернокислые воды, образованные в результате окисления сульфидов. Это — рудный, или сернокислый карст. Образование карстовых полостей происходит как в самом рудном теле, так и в зоне окисления, а также на некотором расстоянии от последних. В таких карстовых пустотах стенки покрыты натёчными окисленными рудами, переотложенными трещинно-карстовыми водами. Типичный пример рудного карста — пещера Ферсмана (месторождение Тюя-Муян). Другим примером рудного карста является пещера-рудник Кон-и-Гут (другое написание — Кан-и-Гут) в Кыргызстане, где нами были установлены сульфаты железа и магния — роценит, старкиит и эпсомит, а также гипс [2, 3]. Эти минералы являются продуктами сернокислотного процесса за счёт окисления первичных сульфидных руд, образования серной кислоты, взаимодействия её с породным субстратом и переотложением новых эфемерных минеральных фаз на испарительном барьере.

В процессе исследования пещер на Кавказе нами установлены признаки проявления древних процессов сернокислотного спелеогенеза (*Sulfuric Acid Speleogenesis* — SAS) в Новоафонской пещере в Республике Абхазия [7], а чуть позже мы открыли современный сернокислотный спелеогенез в пещере Шеки-Хьех в Чеченской Республике [4, 9].

В результате SAS-процесса формируется специфическая минеральная ассоциация, связанная с воздействием серной кислоты на вмещающие породы (известняки) и глинистые минералы. В Новоафонской пещере в эту ассоциацию входят установленные нами минералы: вторичный гипс замещения, барит, кварц, ярозит, алуниит, гиббсит [7]. В дополнение к полученным ранее данным, следуют отметить расширение списка минералов супергруппы алуниита — находки натроярозита, гидрониоярозита, натроалуниита [8]. Кроме того, впоследствии были диагностированы фосфаты железа — штрэнгит и таранакит [6]. Диапазон кислотности

среды для кристаллизации этих минералов смещён в кислую сторону (pH от 2.5 до 6.0), что соответствует обстановке SAS.

В ассоциацию современного сернокислотного спелеогенеза в пещере Шеки-Хьех входят: сера, гипс, барит, целестин, ярозит [4, 9], т.е. практически те же самые минеральные виды, что характерны и для древнего SAS-процесса в Новоафонской пещере. Особенностью современного сернокислотного процесса в пещере Шеки-Хьех является широкое развитие самородной серы. В пещере Шеки-Хьех сера образует субаэральные отложения, которые обильно формируются вблизи дегазирующего сероводородного водоёма (фидера). Рядом с фидером отложение серы происходит повсеместно на гипсовом субстрате, а при уменьшении концентрации H₂S она формируется преимущественно на поверхности биоплёнок ацидофильных бактерий [5]. Характерным признаком SAS в пещере Шеки-Хьех являются сноттиты — своеобразные сталактито-подобные слизистые формы ацидофильных бактерий с минеральным гипс-серным наполнением [1, 5].

Сернокислотный процесс реализуется так же и в техногенных обстановках: в зоне окисления разрабатываемых колчеданных месторождений, месторождений бурого угля. Яркий пример подобных процессов — самоизливы кислых шахтных вод в Кизеловском угольном бассейне, имеющие место с начала закрытия угольных шахт в 1997 г. по настоящее время, ставшие настоящим экологическим бедствием.

Таким образом, минеральными маркерами сернокислотных процессов, что в рудном карсте, что в SAS-пещерах, что в техногенных обстановках являются специфические минеральные парагенезисы сульфатов и фосфатов; типоморфным признаком этих процессов является так же специфический изотопный состав серы минералов (самородной серы, гипса, ярозита, алуниита и др.) [7].

Литература

1. Кузьмина Л. Ю., Галимзянова Н. Ф., Гильванова Е. А., Гуватова З. Г., Кудрявцева А. В., Ясаков Т. Р., Червяцова О. Я., Мусабилов И. И., Джабраилов С.-Э. М., Самохин Г. В., Потапов С. С., Мелентьев А. И. Ацидофильные микробные сообщества пещеры Шеки-Хьех (Северный Кавказ, Чеченская Республика) // Экобиотех. 2019. Т. 2. № 4. С. 520–524.
2. Потапов С. С. Средневековая пещера-рудник Кон-и-Гут (Кыргызстан) // Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе. Доклады 9-й студенческой научной конференции. 31 октября 2006 г. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006. С. 81–85.
3. Потапов С. С., Паршина Н. В., Базарова Е. П. Кристаллогидраты сульфатов железа и магния — роценит, старкиит и эпсомит в пещере-руднике Кон-и-Гут (Азиатская Патагония) // Материалы VI Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». 17-19 октября 2014 г. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2014. С. 73–76.
4. Потапов С. С., Червяцова О. Я., Паршина Н. В., Ракин В. И., Леонова Л. В., Самохин Г. В., Далдаев М. А., Джабраилов С.-Э. М. Результаты изучения минералогии пещеры Шеки-Хьех (Шатойский район, Чеченская Республика) // Уральский геологический журнал. 2017. № 4 (118). С. 43–57.
5. Потапов С. С., Червяцова О. Я. Сноттиты пещеры Шеки-Хьех как пример минерально-бактериального симбиоза // Минералогический семинар с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения–2018)». Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. С. 144–145.
6. Потапов С. С., Червяцова О. Я., Паршина Н. В., Дбар Р. С. О находке редких фосфатов — штрэнгита и таранакита в пещерах Абхазии // Уральский геологический журнал. 2019. № 5 (131). С. 55–62.
7. Червяцова О. Я., Потапов С. С., Садыков С. А., Леонова Л. В., Дбар Р. С. Распространение, морфология, изотопный состав серы и генезис гипсовых отложений в Новоафонской пещере (Абхазия) // Минералогия. 2016. № 3. С. 79–94.
8. Червяцова О. Я., Потапов С. С., Паршина Н. В., Дбар Р. С. Минералогическое разнообразие Новоафонской пещеры (Республика Абхазия) // X Всероссийская молодежная научная конференция «Минералы: строение, свойства, методы исследования». 27–31 мая 2019г. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2019. С. 274–279.
9. Olga Ya. Chervyatsova, Sergey S. Potapov, Ludmila Yu. Kuzmina, Yuri V. Dublyansky, Sergey A. Sadykov, Dariya V. Kiseleva, Tatyana G. Okuneva, Said-Emin M. Dzhabrailov, Gennady V. Samokhin. Sulfuric acid speleogenesis in the North Caucasus: Sharo-Argun valley Caves (Chechen Republic, Russia) // Geomorphology. 2020. 369. P. 1–17.

Апатиты метаморфических пород северной части Приполярного Урала

Ю. И. Пыстина

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; yuliya_pystina@mail.ru

При решении вопросов стратиграфии приполярноуральского докембрия, а также изучения процессов образования пород и их последующего метаморфического преобразования нами широко использовались акцессорные минералы. Особое внимание уделялось циркону, как одному из наиболее информативных акцессорных минералов [1, 2]. В данной работе с целью получения дополнительных минералогических критериев для расчленения и корреляции метаморфических толщ приводится описание акцессорного апатита, который, как и циркон, широко распространен в метаморфических породах этого района. При этом для оценки возможного влияния метаморфизма на морфологию и состав апатита дается сравнительный анализ свойств этого минерала из пород, принадлежащих одному структурному этажу (няртинский комплекс и шокуринская свита), а также к разным структурным этажам: няртинскому комплексу и шокуринской свите, с одной стороны, и пуйвинской свите — с другой.

Результаты минералогических исследований показали сходство апатитов из пород няртинско-

го комплекса и шокуринской свиты, как по морфологическим признакам, так и составу и отличие их от апатитов из пород пуйвинской свиты. Учитывая, что все апатиты отобраны из первично-осадочных пород кислого состава, эти различия, скорее всего, связаны не с различиями в составе пород, а с особенностями их метаморфизма. Из многолетнего опыта изучения апатитов следует, что кислый субстрат обуславливает повышенное содержание в минерале фтора [3, 4 и др.]. Нашими данными эта эмпирически установленная закономерность подтверждается: исследованные нами минералы из всех трех стратиграфических подразделений представлены фтор-апатитами.

Наличие в кристаллах апатитов из пород няртинского комплекса и шокуринской свиты кроме обычных граней призмы {1010}, пинакоида {0001}, дипирамиды {1011}, {1121}, дополнительных граней {2131}, {2021}, которые не обнаружены в апатитах из пород пуйвинской свиты, очевидно, связано с более высоким метаморфизмом пород.

Различными условиями метаморфизма может быть объяснена пониженная концентрация

иттрия в апатитах из пород няртинского комплекса и щокурьинской свиты в сравнении с апатитами из пород пуйвинской свиты. Влияние метаморфизма на распределение РЗЭ в апатитах отмечалось А.А. Краснобаевым и В.В. Холодновым [5]. Ими установлено, что в гранулитохараташского комплекса преобладают апатиты с содержанием цериевых РЗЭ (La), а в метаморфитахильменогорской свиты (амфиболитовая фация) — итриевых РЗЭ (Y).

Различие в содержании стронция в апатитах из пород няртинского комплекса (повышенные содержания), с одной стороны, и пуйвинской свиты (пониженные содержания), с другой, также может быть связано с различиями в степени метаморфизма (особенно давления), с учетом того, что стронций, имеющий более высокий атомный вес в сравнении с кальцием, увеличивает удельный вес апатита. Промежуточные значения содержания стронция в апатитах из пород щокурьинской свиты, возможно, связаны с диафторезом пород (уменьшение стронция при диафторезе).

Проведенное ранее изучение спектроскопических свойств апатитов из пород няртинского комплекса, щокурьинской и пуйвинской свит [1] показывает, что апатиты из кристаллических сланцев няртинского комплекса, так же, как и из пород щокурьинской свиты, характеризуются аномально высокой яркостью свечения Mn^{2+} , что, вероятно, связано с широким проявлением в породах процессов гранитизации, так как именно породам, генетически связанным с гранитоидами, присущи минералы с ведущей ролью люминогена Mn^{2+} [25]. Другие ЦЛ характеризуются низкой яркостью. В

ЭПР спектрах этих апатитов выделены ПЦ Mn^{2+} , F-центр, $F^- - O^- - F^-$. По интенсивности сигналов от всех ПЦ и характеру распределения отдельных ПЦ в спектрах, изученные апатиты практически идентичны. В апатитах из хлорит-мусковит-альбит-кварцевых сланцев пуйвинской свиты доминируют ЦЛ Ce^{3+} и Mn^{2+} . В ЭПР спектрах выделяются ПЦ Mn^{2+} , F-центр, $F^- - O^- - F^-$. При этом интенсивность перечисленных ПЦ в разных пробах — различна.

Результаты исследований подтверждают ранее полученные данные о принадлежности метаморфических пород няртинского комплекса и щокурьинской свиты к одному структурному этажу.

Литература

1. Пыстина Ю. И. Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 124 с.
2. Пыстина Ю. И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. 167 с.
3. Бушляков И. Н., Холоднов В. В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1986. 190 с.
4. Бушляков И. Н. Галогены в эндогенном петрогенезисе: Автореф. Дис. докт. геол.-мин. наук. Свердловск, 1989. 46 с.
5. Краснобаев А. А., Холоднов В. В. Редкоземельные элементы в апатитах и цирконах из гранитоидов и метаморфитов гнейсово-мигматитовых комплексов Урала и их петрологическая информативность // Кристаллохимические особенности силикатных минералов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981 С. 14–40.

Еще раз о проблеме оксония в эвдиалитах

Р. К. Расцветаева¹, Н. В. Чуканов², М. Ф. Вигасина³

¹ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН, Москва; rast@crys.ras.ru

²Институт проблем химической физики РАН, Черноголовка

³Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва

Некоторое время назад проблема оксония обсуждалась нами на Юшкинских чтениях-2018 [1]. Суть этой проблемы заключается в следующем. Минералы группы эвдиалита (МГЭ) — микропористые цирконосиликаты сложного состава, обладающие большим разнообразием минеральных видов и разновидностей [2-4]. В полостях структуры гидратированных представителей группы содержатся водородсодержащие группы, которые мы отождествляем с ионами оксония H_3O^+ и молекулами воды. В «Н-эвдиалитах» с отношением $H_3O/Na > 1$ эти группы компенсируют дефицит заряда катионов Na, K, Ca и др. вплоть до 75-80 % (полное замещение катионов H_3O^+ -группами невозможно, т.к. структура минерала становится нестабильной).

Оксониевые группы располагаются в пяти (N1–N5) полостях, а также в «дополнительных» N6- и N7-позициях — вершинах M2-октаэдра, объединяющего соседние шестичленные кольца Ca-октаэдров. Несмотря на то, что стерические ограничения для крупных H_3O^+ -групп отсутствуют, прямого доказательства их существования до настоящего времени не было: локализовать атомы водорода в структурах МГЭ, не удастся из-за высокой подвижности водородсодержащих молекул и ионов, расщепления их позиций, а также неполной заселенности позиций.

Присутствие ионов H_3O^+ в «Н-эвдиалитах» косвенно подтверждается данными ИК-спектроскопии. Однако полосы оксония в ИК-спектре слабые и пе-

рекрываются с полосами обертонов и молекул воды, что затрудняет их отнесение. Согласно данным квантовомеханических расчетов ион оксония способен к образованию гидратированных форм, включая катионы Цунделя $H_5O_2^+$ и Айгена $H_9O_4^+$ с очень прочными водородными связями и расстояниями $O\cdots O$ в пределах $\sim 2.40\text{--}2.55 \text{ \AA}$ [5], для которых предсказаны аномальные частоты $O\text{--}H$ -валентных колебаний в диапазоне $1300\text{--}2800 \text{ см}^{-1}$ [6]. Комплексы оксония с расстояниями $O\cdots O$ в этих пределах найдены нами в структурах ряда «Н-эвдиалитов» [7], включая аквалит $(H_3O)_8(Na,K,Sr)_5Ca_6Zr_5Si_{26}O_{66}(OH)_9Cl$ с максимальной степенью гидратации среди МГЭ [8], «калиево-оксониевый эвдиалит» [9] и шесть образцов МГЭ с разной степенью гидратированности (до $\sim 10 \text{ мас. \% H}_2\text{O}$) разных щелочных массивов [10]. Также были впервые получены рамановские спектры этих минералов, которые оказались значительно более чувствительными к присутствию гидратированных форм оксония, чем ИК-спектры. В отличие от обычного эвдиалита, в спектрах этих минералов присутствуют сильные полосы в диапазоне $1300\text{--}2800 \text{ см}^{-1}$, положения которых соответствуют расстояниям $O\cdots O$ в пределах $2.4\text{--}2.8 \text{ \AA}$.

Таким образом, данные рамановской спектроскопии подтверждают вхождение групп H_3O^+ в структуру МГЭ в результате их гидролитического преобразования.

Литература

1. Расцветаева Р. К., Викторова К. А., Аксенов С. М. Особенности изоморфизма в крупнокатионных позициях аквалита из Хибинского щелочного массива // Материалы минералогического семинара с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2018)».

Сыктывкар, 2018 г. С. 85–86.

2. Расцветаева Р. К., Чуканов Н. В., Аксенов С. М. Минералы группы эвдиалита: кристаллохимия, свойства, генезис. Изд-во НГУ. 2012. 229 с.

3. Ramiza K. Rastsvetaeva, Nikita V. Chukanov, Igor V. Pekov, Christof Schäfer, Konstantin V. Van. New data on the isomorphism in eudialyte-group minerals. 1. Crystal chemistry of eudialyte-group members with Na incorporated into the framework as a marker of hyperagpaite conditions. *Minerals*. 2020. V. 10. P. 587.

4. Ramiza K. Rastsvetaeva, Nikita V. Chukanov New data on the isomorphism in eudialyte-group minerals. 2. Crystal-chemical mechanisms of blocky isomorphism at the key sites (review) // *Minerals*. 2020. V. 10. P. 720.

5. Asthagiri D., Pratt L. R., Kress J. D. *Ab initio* molecular dynamics and quasichemical study of $H^+(aq)$. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2005. V. 102. P. 6704–6708.

6. Sobolewski A. L. & Domcke W. Hydrated hydronium: a cluster moder or solvated electron? *Physical Chemistry*. 2002. V. 4. P. 4–10.

7. Nikita V. Chukanov, Marina F. Vigasina, Ramiza K. Rastsvetaeva et al. The evidence of hydrated proton in Raman spectroscopy data. *Journal of Raman Spectroscopy*. 2022 (in press).

8. Расцветаева Р. К., Викторова К. А., Аксенов С. М. Новые данные об изоморфизме в минералах группы эвдиалита. II. Уточнение структуры аквалита при 110 К // *Кристаллография*. 2018. Т. 63. № 6. С. 884–889.

Расцветаева Р. К., Соколова М. Н., Боруцкий Б. Е. Кристаллическая структура калиево-оксониевого эвдиалита // *Кристаллография*. 1990. Т. 35. № 6. С. 1381–1387.

9. Rozenberg K. A., Rastsvetaeva R. K., Khomyakov A. P. Decationized and hydrated eudialytes. Oxonium problem // *Eur. J. Mineral*. 2005. V. 17. P. 875–882.

О сквозных минералах эндолитов и экзолитов Горного Крыма

К. М. Седаева¹, Т. П. Майорова²

¹МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва; sedaeva-mgu@mail.ru

²СГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар; mayorova@geo.komisc.ru

Из всего многообразия минерального мира только пирит и кварц являются наиболее распространенными минералами эндосферы и экзосферы, фиксируя своим присутствием в горных породах самые разнообразные эндогенные и экзогенные процессы, происходящие в литосфере, стратиффере и седиментосфере. Пирит чаще встречается в разных геосферах Земли, чем кварц [2, 3, 4], и является наиболее распространенным минералом среди сульфидов Горного Крыма [5]. Он наблюдается в осадочных (экзолитах), метаморфических, гидротермальных, и отчасти в магматических породах (эндолитах), единично среди них

отмечается марказит [3, 4, 5]. Пирит экзолитов образует конкреции изометричной, удлиненной, почковидной, каплевидной форм с массивным, зернистым, марказит — радиально лучистым строением, как неограниченных, так и ограниченных на поверхности конкреций кристаллами, преимущественно, кубооктаэдрического и кубического габитуса, размер которых меняется от 1 до 4 мм. Форма пирита эндолитов менее разнообразная, в основном, встречаются выделения изометричной, реже слабо удлиненной формы с зернистым или друзовидным строением. Размеры кристаллов пирита гидротермальной природы меньше, чем кристал-

лов пирита осадочных комплексов, что возможно связано с более поздним временем их образования. Исключением являются крупные одиночные кристаллы из вмещающих его интрузивных пород. По данным фотометода выявлено, что пирит эндолитов, в основном, монокристаллический, а пирит экзолитов представлен поли- и монокристаллическими образованиями, он более разнообразный по морфологии, что является отражением различных условий его образования. Марказит экзолитов и эндолитов, преимущественно, поликристаллический.

В качестве микропримесей в пирите и марказите экзолитов и эндолитов были обнаружены кремний и в большинстве случаев – кальций, что косвенно указывает на их тесные связи с вмещающими породами во время формирования. Кроме этого было выявлено присутствие алюминия и калия, реже бария, что можно объяснить наличием: 1) микровключений силикатов и карбонатов в них; 2) глауконита и гидрослюд, реже каолинита в глинистой составляющей экзолитов, а в эндолитах – наличием полевых шпатов и биотита, вокруг которых нередко они концентрируются. Присутствие бария косвенно указывает на наличие вулканокластики и о воздействии гидротермальных растворов. По данным полуколичественного спектрального анализа дисульфидов экзолитов и эндолитов обнаружено 20 элементов-примесей, содержание которых сильно колеблется от $1.4 \cdot 10^{-4}$ до 0.25%, отмечается как наименьшее (*менее 0.001%* – *Be, Yb, V, Mo, Ga, Sc*), так и наибольшее (*более 0.01%* – *Mn, Zr, Cr, Ti, P, Zn*) их содержание, за исключением Ni (*более 0.2%*). Состав элементов-примесей пирита и марказита интрузивных образований приблизительно такой же, как и в дисульфидах осадочных комплексов, хотя в среднем их количество выше за счет повышенного содержания каждого из них. Видовой состав группы элементов-примесей с наименьшими (*Be, Yb, V, Mo, Ga, Sc, количество которых не превышает 0.001%*) и наибольшими (*Mn, Zr, Cr, Ti, P, Zn – более 0.01%*) их содержаниями в пирите и марказите магматических и осадочных ком-

плексов совпадает, что косвенно указывает о «геохимическом их родстве». Пирит и марказит экзолитов в данном случае как бы наследуют геохимические черты пирита и марказита эффузивных и интрузивных образований. Это косвенно говорит о том, что: 1) источником элементов-примесей пирита и марказита разновозрастных (от триаса до эоцена) осадочных комплексов являлись одни и те же магматические образования; 2) формирование пирита и марказита экзолитов сопряжено в пространстве с комплексами эндогенной природы в результате «сбрасывания» элементов [1] на отдельных этапах геологической истории развития Горного Крыма.

Литература

1. Алексеенко В. А. Минералого-геохимические особенности и изменения геохимических систем со сверхкларковыми содержаниями металлов // Роль минералогических исследований в решении экологических проблем (теория, практика, перспективы развития). М.: РИЦ ВИМСа. 2002. С. 5–6.
2. Прохоров В. Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию) // Тр. СНИИГИМС. Красноярск: Красноярское книжное изд-во. 1970. Вып. 102. С. 90–169.
3. Седаева К. М. О сквозных минералах–индикаторах // Теория, история, философия и практика минералогии: материалы IV Межд. минералог. семинара. Сыктывкар: Геопринт. 2006. С. 182.
4. Седаева К. М., Викулов А. Г. Новообразованные кварц и пирит и их типоморфные особенности как основные показатели литогенетических и геологических процессов // Проблемы геологии и освоения недр юга России: материалы Межд. конф.: Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН. 2006. С. 105–108.
5. Седаева К. М., Майорова Т. П., Устюгова К. С., Светов С. А., Филиппов В. Н. Пирит осадочных и магматических комплексов Горного Крыма и его минералого-геохимическая характеристика // Вестник Московского Университета. Сер. Геология. 2013. № 5. С. 45–56.

Результаты U-Pb (SIMS)-датирования цирконов из диоритов массива Нганотский-3, Полярный Урал

И. Д. Соболев¹, И. В. Викентьев¹

¹ИГЕМ РАН, Москва; sobolev_id@mail.ru, ilyavikentev@rambler.ru

В Щучинской зоне Полярного Урала широко распространены палеозойские габброиды гранитоиды. Немногочисленные современные изотопно-геохронологические исследования [1-6], посвященные датированию этих образований, показали, что plutonic породы этого района сформировались на разных этапах эволюции Полярноуральской островодужной системы — в позднеордовикское (малыкский и хоймпэйский комплексы), силурийское (харампэйско-масловский и юнъягинский комплексы) и девонское (юрмэнэкский комплекс) время. Полярный Урал активно изучался геологами середины 20-го века, однако, возраст и геотектоническая природа раннепалеозойских магматических пород до сих пор вызывают большое количество вопросов. Это связано как плохой обнаженностью и труднодоступностью региона, так и со слабой изученностью пород и минералов современными аналитическими методами.

В этой работе нами представлены первые результаты U-Pb (SIMS) датирования индивидуальных зерен циркона из диоритов массива Нганотский-3, расположенного на севере Щучинской зоны полярного Урала, в верхнем течении р. Юнъяха. Интрузив расположен в поле развития дацитов относимых к венлокско-лудловской янганпэйской свите [4], имеет в плане округлую форму (1.7×1.6 км), сложен роговообманковыми порфировидными габбро, диоритами и кварцевыми диоритами. Взаимоотношения между петрографическими разностями пород не выявлено.

U/Pb (SIMS) датирование индивидуальных зерен циркона из диоритов (обр. S75/18; 67°43'02.7" с. ш., 68°07'57.2" в.д.) проводилось на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ, ВСЕГЕИ), по методике [7] адаптированной в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Для интерпретации использовались изотопные отношения и возрасты, скорректированные по измеренному ²⁰⁴Pb.

Изученные цирконы представлены прозрачными розовато-жёлтыми идиоморфными бипирамидально-призматическими ($K_{удл}$ 41.5–2) зёрнами, которые в катодном свете чаще всего имеют контрастные яркие каймы и темные внутренние участки с осцилляционной, секториальной, реже лоскутной зональностью.

Датирование 11 индивидуальных кристаллов циркона (16 локальных анализов) дало диапазон ²⁰⁶Pb/²³⁸U возрастов — 464–390 млн лет. По когерентной группе датировок из 15 анализов (464–436 млн лет) рассчитан средний конкордантный

возраст — 448±4 млн лет (2σ, СКВО = 0.037), который соответствует катийскому веку позднего ордовика и, вероятно, является временем формирования этого массива. В таком случае, плагиодациты вмещающие массив Нганотский-3, следует относить не к венлокско-лудловской янганпэйской, а к средне-позднеордовикской сядайской свите, аналогично тому, как было показано нами ранее [5] для вулканитов, вмещающих массивы Нганотский-1, Яля-Пэ и Речной. Раннеэйфельский возраст наиболее молодого циркона (390±6 млн лет) коррелируется с завершающей стадией формирования ранне-среднедевонских габбро-диорит-плагиогранитовых массивов Полярного Урала. По всей видимости, эта датировка, отражает возраст не формирования, а преобразования массива Нганотский-3.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Минобрнауки № 075-15-2020-802.

Литература

1. Андреичев В. Л. Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.
2. Андреичев В. Л., Куликова К. В., Ларионов А. Н. U-Pb возраст плагиогранитов Малыко (Полярный Урал) // Изв. Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 4(12). С. 60–66.
3. Андреичев В. Л., Куликова К. В., Ларионов А. Н., Сергеев С. А. Возраст островодужных гранитов Щучинской зоны Полярного Урала: первые U-Pb (SIMS)-данные // Докл. АН. 2017. Т. 477. № 2, С. 194–198. DOI: 10.7868/S0869565217320135.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение) // Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 (Салехард) / Ред. А.В. Жданов. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.
5. Соболев И. Д., Шадрин А. Н., Расторгуев В. А., Козырева Д. А. Раннеостроводужные гранитоиды Щучинской зоны Полярного Урала (результаты U-Pb (SIMS) датирования цирконов) // Вестн. МГУ. Сер. 4 Геология. Изд-во Моск. ун-та. 2017. № 1. С. 22–32.
6. Шадрин А. Н., Соболев И. Д. Результаты геохронологических исследований магматических пород Сибилейской площади (Восточный склон Полярного Урала) // Горные ведомости. 2017. № 2 (150). С. 54–69.
7. Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J. et al. Early Proterozoic U-Pb zircon ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // Intern. J. Geosci. 2012. Vol. 3, N 2. P. 289–296.

Гранитные пегматиты п-ова Канин: первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования

А. А. Соболева¹, В. Л. Андреичев¹, А. В. Травин^{2,3}

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *aa_soboleva@mail.ru*

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск; *travin@igm.nsc.ru*

³Новосибирский государственный технический университет, Новосибирск

П-ов Канин представляет собой северо-западный приподнятый блок Тиманской гряды, где докембрийские осадочно-метаморфические толщи и прорывающие их магматические породы слагают хр. Канин Камень. Жилы гранитных пегматитов выходят на поверхность в юго-восточной части хребта, на побережье Чёшской губы в районе мыса Микулкин [4]. Пегматиты приурочены к зоне регионального метаморфизма амфиболитовой фации (дистен-альмандиновой субфации), наложенного на первично осадочные породы микулкинской серии [2, 9]. Пегматитовые жилы залегают согласно слоистости пород или пересекают ее под различными углами. Граниты, с которыми связывается генезис пегматитов, не вскрыты ни эрозией, ни скважинами, они лишь предполагаются по геофизическим данным [3].

РТ-условия начала пегматитообразования: $T = 600\text{--}680^\circ\text{C}$, $P_{\text{общ}} = 6\text{--}8$ кбар, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3\text{--}3.5$ кбар [9]. Температура завершения процесса, соответствующая кристаллизации кварца и мусковита, оценена по мусковитовому термометру в $510\text{--}400^\circ\text{C}$ [5]. Пегматиты отнесены к мусковитовой формации и группе пегматитов больших глубин [7].

На основании результатов К-Аг датирования возраст регионального метаморфизма, с которым связано образование пегматитов, оценивался как $620\text{--}510$ млн лет [4] и $755\text{--}485$ млн лет [2]. М. Н. Костюхиным по результатам К-Аг датирования монофракций полевых шпатов и мусковита из пегматитов получен диапазон $610\text{--}494$ млн лет [6]. При этом М.Н. Костюхин полагает, что этот возраст может быть несколько занижен ввиду перераспреде-

ления изотопов на поздних стадиях пегматитообразования, а истинный возраст регионального метаморфизма и гранитообразования около 680 млн лет [1].

Результаты определения изотопного U-Pb (SIMS) возраста пяти зерен циркона из гнейсовидных гранат-биотит-полевошпат-кварцевых сланцев дали интервал $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов $1225\text{--}1994$ млн лет [10], на основании чего возраст метаморфизма считается этими авторами раннепротерозойским.

Нами в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования по методике [11] монофракций крупночешуйчатого мусковита из двух образцов, отобранных из жил гранитных пегматитов на западном берегу Чёшской губы. В спектре обоих возрастов выделяются надежные плато, характеризующиеся возрастом: обр. 70 – 544 ± 7 млн лет, обр. 401306 – 536 ± 7 млн лет (рис. 1). Полученные значения близки в пределах ошибки, их можно рассматривать как время закрытия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопной системы в мусковите. Учитывая, что температура закрытия изотопной системы мусковита (порядка 370°C) близка к температуре завершения процесса пегматитообразования, можно считать, что значения возраста $536\text{--}544$ млн лет являются хорошей оценкой времени пегматитообразования. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст гранитных пегматитов п-ова Канин соответствует времени формирования коллизионных магматических и метаморфических комплексов орогена Протоуралид-Тиманид [8].

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование выполнено в рамках гос. Задания ИГМ СО РАН.



Рис. 1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования монофракций мусковита из гранитных пегматитов. Погрешности соответствуют 1σ

Литература

1. Андричев В. Л., Костюхин М. Н. Эволюция интрузивного магматизма фундамента Тимана // Геология и полезные ископаемые Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1983. С. 46–47.
2. Гецен В. Г. Строение фундамента Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, 1975. 144 с.
3. Гецен В. Г., Андричев В. Л., Беляев В. В. и др. Геологическая эволюция и минерагения Тимана. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1985. 24 с.
4. Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.; Л.: Наука, 1964. 126 с.
5. Костюхин М. Н. Петрология гранитных пегматитов юго-восточной части полуострова Канин // Магматические формации Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1979. С. 39–51.
6. Костюхин М. Н. Структурно-геологические типы жил гранитных пегматитов юго-восточной части полуострова Канин // Геология магматических образований севера Урала и Тимана. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1984. С. 16–26.
7. Костюхин М. Н., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.
8. Кузнецов Н. Б., Алексеев А. С., Белоусова Е. А., Романюк Т. В., Реймерс А. Н. Первые результаты изотопного U/Pb-датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из нижнекембрийских песчаников брусковской свиты юго-восточного Беломорья: уточнение времени коллизии Балтики и Арктиды // Доклады Академии наук. 2015. Т. 460. № 3. С. 310–314. DOI: 10.7868/S0869565215030202.
9. Новицкий И. П. Петрология метаморфического комплекса полуострова Канин и Северного Тимана. Автореф. канд. дис. М.: Изд-во МГУ, 1976. 24 с.
10. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Структура, метаморфизм и возраст докембрийских образований полуострова Канин и Северного Тимана // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 176–194.
11. Травин А. В., Юдин Д. С., Владимиров А. Г., Хромых С. В., Волкова Н. И., Мехоношин А. С., Колотилина Т. Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 47. № 11. С. 1181–1199. DOI: 10.1134/S0016702909110068.

Нетрадиционный апокарбонатный тип золотого оруденения Узбекистана

В. Д. Цой, И. В. Королева

ГУ «Институт минеральных ресурсов» Госкомгеологии РУз, Ташкент; vtsoi@inbox.ru

В последнее время в Узбекистане выявлены своеобразные золоторудные объекты, связанные с карбонатными породами (Барханный, Булуткан, Сардор, Таушан, Турбай, Акба, Широтное, Синтаб, Кошар, рудопроявления Серая скала, Карасай, Талбулак Алмалыкского рудного района и др.). Они отличаются от месторождений типа Карлин.

Рудные минералы Карлинского тренда по изученным образцам представлены в основном аурипигментом, реальгаром и реже пиритом, арсенопиритом. По данным атомно-абсорбционного анализа в отдельных образцах отмечаются высокие содержания золота до 76,3 г/т. Несмотря на это в аншлифах золото не установлено. Детальное сканирование на микросонде аншлифа с высоким содержанием золота также не дало положительных результатов. По-видимому, золото тонкодисперсное. В результате рентгеноспектрального локального анализа на микросонде в аншлифе № 9 установлены лантаноиды, цезий и ртуть. Лантаноиды сконцентрированы в собственном минерале. Кроме того, были проведены исследования трех проб с повышенными содержаниями золота из месторождения Карлин ИСП-масс-спектрометрическим методом.

В апокарбонатных месторождениях Узбекистана минеральный состав руд представлен в основном пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и про-

дуктами разложения этих минералов. Как видим, общность наших объектов с эталоном заключается в наличии железо- и мышьяксодержащих минералов. Отличительной особенностью является проявление реальгара и аурипигмента на руднике Карлин и скородита в апокарбонатных объектах Узбекистана (Булуткан, Барханный). В результате минералогических исследований получены данные о золотоносности карбонатных пород всех вышеперечисленных участков.

Этот тип руд названный апокарбонатным представлен в разной степени метасоматически окварцованными карбонатными породами с вкрапленностью сульфидов и самородного золота. В составе руд участка Барханный установлены следующие минералы (%): кальцит (9-40), доломит (1,5-18), кварц (42-86), серицит (0,1-8,7), гетит (0-22), ярозит (до 1), пирит (0,1-0,5), магнетит (0,6-4,3), самородное золото (знаки). Включения самородного золота в карбонате и тонких кварцевых прожилках имеют размеры от 0,001 до 0,015 мм. Золотины часто образуют «облачные» скопления. Структура руд мелкозернистая, скрытокристаллическая, порфиroidная; текстура массивная, брекчиевидная, катаклазированная. Содержание золота 0,0-1,46 г/т, а серебра — 0,0-23,3 г/т. Основными элементами-примесями являются: As, Cu, Pb, Zn, Sb, Sn.

На месторождении Мурунтау в пределах всего разреза глубокой скважины СГ-10 отмечается постоянное наложение сульфидно-кварцевого минерального комплекса на кварцево-жильные образования метаморфогенного комплекса. По нашему мнению метаморфогенный комплекс представляет собой карбонаты, на который накладываются рудоносные существенно силикатные гидротермальные растворы. Об этом свидетельствует преобладание в составе газовой фазы включений воды, уголекислоты и метана.

В результате изучения месторождений Мурунтау, Даугызтау, Кокпатас, Булуткан, Турбай, Барханный и др. с учетом вышеприведенных сведений нами предлагается следующая схема формирования апокарбонатного золотого оруденения.

На карбонатные и терригенные породы с линзами, прослоями карбонатных пород (тасказганская свита в Ауминзатау, космоначинская толща в Мурунтау и Дыугызтау, кокпатасская свита в Кокпатасском рудном поле) воздействуют гидротермальные существенно алюмосиликатные растворы содержащие золото и анионы WO_3 . В результате чего образуются окремненные карбонатные породы (апокарбонаты) — кварциты, джаспероиды, кремни, содержащие золото, шеелит, иногда антимонит (Мурунтау, Даугызтау, Кокпатас). Как известно на этих месторождениях имеются послей-

ные и секущие кварцевые жилы. Причём они отличаются, как по золотоносности, так и по свойствам. Послойные кварцы являются продуктами окремнения карбонатных прослоев, линз, а секущие — собственно гидротермальные существенно силикатные рудоносные растворы. Химизм процесса формирования апокарбонатных золотых руд представляется в следующем виде. Известно, что состав гидротермальных растворов существенно силикатный с примесью глинозема. В составе вмещающих карбонатных пород присутствует кальций, магний и уголекислота. При взаимодействии гидротерм с карбонатными породами происходит метасоматическое замещение карбонатов кремнеземом с образованием кварцитов, кремней и т. п. Кальций и магний идут либо на перекристаллизованный кальцит, доломит, что мы наблюдаем в Мурунтау и Даугызтау, либо на образование кальций-магнийсодержащих минералов — актинолита, тремолита, реже эпидота, волластонита. Отмечено на ряде золоторудных объектов тесная связь золота с вольфрамом (шеелитом). Если в гидротермальном растворе наряду с золотом есть и анионы WO_3 , то освобождающийся CaO в процессе окремнения идёт на постройку шеелита $CaWO_4$, что мы наблюдаем на наших объектах и некоторых золоторудных и вольфрамовых месторождениях (Мурунтау, участок Бургут, Саутбай, Яхтон и других).

О возрасте Карской депрессии (Пай-Хой, Ненецкий автономный округ)

Р. И. Шайбеков

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; shaybekov@geo.komisc.ru

Вопрос возраста Карской депрессии до настоящего времени остается одним из актуальных. Наиболее ранние сведения характеризовали возраст импактитов (тагамитов) на р. Анарога соответствующий кайнозой [11]. Позднее, радиологический возраст тагамитов р. Анарога по данным К-Аг изотопного датирования был определен равным 57 ± 3 млн. лет [12]. Анализ геологической обстановки, обширного комплекса ископаемых фауны и диатомовых водорослей, 27 радиологических датировок тагамитов и импактных стекол показал, что образование Карской депрессии могло произойти на границе мела и палеогена ~66–67 млн лет [5]. Изохронный К-Аг анализ ударных расплавов позволил получить наилучшую усредненную оценку возраста Карской депрессии равную 65.68 ± 0.44 (1σ) млн лет. Использование же метода трекового датирования импактных стекол Карской депрессии по распаду урана привел к получению двух независимых оценок (путем усреднения возрастов индивидуальных фрагментов и регрессивного анализа) и показали возраст равный 64.62 ± 2.19 (1σ) и 64.51 ± 2.23 (1σ) млн лет соответственно [9].

Согласно [14] возраст Карской депрессии, полученный по импактным расплавам $^{40}Ar-^{39}Ar$ -методом находится в интервале $70.6 \pm 0.1 - 80.7 \pm 0.7$ млн. лет и, вероятнее всего, соответствует границе кампан/маастрих (72.1 ± 0.2 млн лет).

На основе палеонтологических датировок имеется целый ряд точек зрения о сеноманском, послекампанском, меловом и даже палеогеновом возрасте Карской депрессии. Так, М.А. Маслов [7] при изучении глинистых осадков с прослоями опок, содержащих фауну иноцераматов, залегающих выше зювитов на р. Саяха, а также встреченные в скважинах ГГК-1 и ГГК-2 пришел к выводу, что они относятся к верхнему сантону, возможно низам кампана. Близкие результаты были получены Г.Я. Пономаревым [10] при геолого-съёмочных работах в скважинах ГГК-14, 18, 20, 26, 27 также вскрыли «суглинки опоквидные с прослоями опок» над зювитами, которые (основываясь на данных микрофаунистического анализа) были отнесены им к верхнемеловым (сеноманским). М.С. Машак [6] считал подобные опоки крупными «перемещенными глыбами в составе брекчии», а возраст депрессии

оценивал, как палеогеновый, хотя уже позднее [8] соотносил его с границей мела и палеогена. По данным изучения опок с р. Кара и толщи морских осадков из скв. ГК-7 по фауне возраст был охарактеризован как соответствующий сеноманскому ярусу верхнего мела [3].

Более поздними работами была предпринята попытка решить этот спорный вопрос. Для это была пройдена серия горных выработок, вскрывших «опоки». Их контакт с зювитами был определен как нормальный, а в породах около контакта и выше по разрезу было отмечено отсутствие признаков ударно-метаморфических изменений. Ниже в подстилающих «опоки» нелитифицированных глинах был установлен богатый комплекс радиолярий, возраст которых был определен как пограничный сантон-кампану. Идентичный возраст был получен по одному из разрезов по комплексу моллюсков. Кроме того, в этих же разрезах и ниже по течению реки в осадочных породах, перекрывающих импактиты были отмечен богатый комплекс радиолярий кампан-маастрихтского возраста [2]. В одной из последних работ, в результате находок более 30 видов дискоидных и сферических радиолярий в 23 образцах из кластических даек в зювитах Карской астроблемы показали их преимущественную приуроченность к сантон-раннекампанскому времени [1]. В работе [4] высказывалось мнение о возможности получения возраста по «шокированным» цирконам из габбро-долеритов, выступающих на поверхность в центре импактной структуры, но данные предположения не нашли своего подтверждения [13].

Таким образом, в настоящее время, возраст образования Карской депрессии до сих пор является спорным. С одной стороны, изотопно-геохронологические датировки пород указывают на маастрихт-данианский возраст, тогда как фаунисты эти значения, в большинстве случаев, соответствуют сантон-кампанскому времени.

Литература

1. Вишневская В. С., Алексеев А. С. Первые данные о возрасте комплексов радиолярий из осадочных даек в зювитах Карской астроблемы // Доклады Академии Наук, 2008, т. 423, №5, с. 645–650. https://www.elibrary.ru/download/elibrary_11634196_10698678.pdf.
2. Зархидзе Д. В., Пискун П. П., Красножен А. С., Девятуха Ю. А., Старикова Е. В., Бартова А. В., Клевцов А. С., Войтович З. Н., Цыбульская А. Е., Алексеева Н. А., Богатырева Е. В., Ухач Т. Н., Романов А. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Вайгачско-Пайхойская. Листы R-41-XXVIII, XXIX (Усть-Кара). *Объяснительная записка*. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 180 с. http://geo.mfvsegei.ru/200k/Zap/Zap_R-41-XXVIII,XXIX.pdf.
3. Импактиты / ред. А. А. Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1981, 240 с.
4. Мальков Б. А., Андреичев В. Л. Алмазоносные тагамиты Карской астроблемы // Вестник Ин-та геол. Коми науч. центра УрО РАН, 2010, № 3, с. 5-11. https://elibrary.ru/download/elibrary_15607531_71932351.pdf.
5. Машак М. С. Геологическая обстановка времени образования импактных кратеров на Пай-Хое // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. Л.: Наука, 1990, с. 24-37.
6. Машак М. С., Езерский В. А., Масайтис В. Л., Селивановская Т. Л. Геолого-петрографическое и минералогическое изучение измененных пород Карской структуры в связи с оценкой ее перспектив на полезные ископаемые (Окончательный отчет по теме: А.IV/(5) 44-3/20). Л.: ВСЕГЕИ, 1979, 293 с. Росгеолфонд. Инв. № 376861.
7. Маслов М. А., Пономарев Г. Я. Геологическое строение Карской депрессии (Отчет по глубинному геологическому картированию территории листов R-41-93-B (в, г); 94-B (в, г); 104-B (в, г); 105; 106; 116-B (а, б); 117-A (а, б), Б (а, б); 118-A, Б (а, б) по работам 1973–1976 гг. Масштаб 1: 200 000. В 2-х томах. Воркута, 1976, т. I, 538 с., т. II, 159 с. и др.]. ГУ «ТФИРК». Инв. № 4862.
8. Масайтис В. Л. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя // Сб. статей. Л.: Наука, 1990, 185 с.
9. Назаров М. А., Бадюков Д. Д., Алексеев А. С., Колесников Е. М., Кашкаров Л. Л., Барсукова Л. Д., Супонева И. В., Колесов Г. М. Карская ударная структура и её связь с мел-палеогеновым событием // Бюл. Моск. общ. исп. природы. Отд. геол., 1993, т. 68, вып. 3, с. 13–32.
10. Пономарев Г. Я., Булатова Р. А., Бабушкин В. А. Глубинное геологическое картирование масштаба 1: 50000 в южной части Карской депрессии на территории листов R-41-117-A (а, б), Б (а, б); 118-A (а, б), Б (а, б) (Отчет Анарогской партии за 1976–1977 гг.). Воркута, 1977, 230 с. ГУ «ТФИРК». Инв. № 4530.
11. Устрицкий В. И. Мезозойские отложения, кайнотипные лавы и туфобрекчии Пай-Хоя // Сб. статей по геологии Арктики: Тр. Ин-та геол. Арктики, 1953, т. 72, вып. 4, с. 3–13.
12. Фишман М. В. Позднемезозойский вулканизм юга Карского побережья // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР: Ежегодник-1973. Сыктывкар, 1974, с. 118–121.
13. Шайбеков Р. И., Уляшева Н. С., Хубанов В. Б., Исаенко С. И., Тропников Е. М., Игнатъев Г. В. U-Pb (LA-ICP-MS) возраст цирконов из габбродолеритов центральной части Карской депрессии (Ненецкий автономный округ, Россия). (Неопубликованные данные).
14. Koeberl C., Sharpton V. L., Murali A. V., Burke K. Kara and Ust-Kara impact structures (USSR) and their relevance to the K/T boundary event // *Geology*, 1990, v. 18, p. 50-53. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0050:KAUKIS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0050:KAUKIS>2.3.CO;2).

4

Экспериментальное моделирование
процессов минералообразования.
Синтез минералов

Синтез редлежита, линдслейита и хоторнеита в системе хромит-рутил/ильменит- H_2O - CO_2 - $BaCO_3$ при РТ-параметрах верхней мантии

В. Г. Бутвина¹, О. Г. Сафонов^{1,2}

¹ИЭМ РАН, Черноголовка; butvina@iem.ac.ru

²МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва; oleg@iem.ac.ru

Образование К-Ва хромсодержащих экзотических титанатов (минералы магнетоплюмбитовой, голландитовой и кричтонитовой групп) характеризует наивысшие степени метасоматических изменений перидотитов в условиях высоких активностей щелочных компонентов, прежде всего калия, во флюидах, заметно больших, чем необходимо для образования флогопита и калиевого рихтерита [1]. В предыдущих наших работах [2,3] обобщены результаты экспериментального изучения образования К-Сг минералов вышеуказанных групп титанатов в системе хромит — рутил/ильменит — K_2CO_3 — H_2O - CO_2 при параметрах верхней мантии. В данной работе публикуются результаты экспериментального изучения синтеза Ва-Сг конечных членов твердых растворов: 1) редлежит-прайдерит голландитовой группы; 2) хоторнеит-имэнгит магнетоплюмбитовой группы; 3) линдслейит-матиасит кричтонитовой группы. Эксперименты проводились с использованием аппаратов высокого давления (1) «цилиндр-поршень» ЦП-40 (1.8 ГПа, 1000 °С), (2) «наковальня с лункой» НЛ-40 (3.5 ГПа, 1200 °С) и (3) «наковальня с лункой» НЛ-13Т (5 ГПа, 1200 °С) в лаборатории метаморфизма, магматизма и геодинамики литосферы Института экспериментальной минералогии РАН им. Д.С. Коржинского.

В качестве стартовых веществ использовались смеси природного хромита с составом $(Mg_{0.49-0.54}Fe_{0.50-0.54}Mn_{0.01-0.02}Zn_{0.01-0.02})(Al_{0.17-0.20}Cr_{1.55-1.61}Fe_{0.10-0.22}Ti_{0.03-0.07})O_4$ (из ксенолита гранатового лерцолита кимберлитовой трубки Пионерская, Архангельская обл.) либо с синтетическим TiO_2 , либо с ильменитом состава $Fe_{0.98}Mg_{0.01}Mn_{0.06}Ti_{0.93}Al_{0.01}Nb_{0.01}O_3$ (ксенокристалл из кимберлита трубки Удачная, Якутия) [2]. Флюид задавался смесью $BaCO_3$ и щавелевой кислоты в соотношении 9:1 по массе. Смеси хромит+ TiO_2 и хромит + ильменит смешивалась с флюидной смесью в соотношении 9:1 по массе. Стартовые смеси содержали небольшое количество силикатного материала (вероятно, включения в исходных хромите и ильмените), что обусловило образование Ва слюды (по составу предположительно киноситалит).

Эксперименты продемонстрировали возможность образования Ва-Сг-титанатов в ходе реакций шпинели с бариевым водно-карбонатным флюидом в интервале давлений, соответствующим глубинам субкратонной мантии 60-150 км. Впервые был синтезирован редлежит, эксперименты в системах хромит-рутил/ильменит- H_2O - CO_2 - $BaCO_3$ показали, что Ва-Сг титанаты образуются в широком диапазоне давлений 1.8 — 5.0 ГПа, соответствующим параметрам верхней мантии. В сопоставлении с данными, полученными по К-Сг титанатам [2, 3] новые эксперименты показывают, что минералы голландитовой группы, К-Сг-прайдерит и редлежит, образуются лишь в бедных железом системах хромит-рутил- H_2O - CO_2 - $BaCO_3$ / K_2CO_3 , а в системах с ильменитом предпочтительней кристаллизуются минералы магнетоплюмбитовой группы. При давлении менее 3 ГПа минералы кричтонитовой группы не обнаружены. Присутствие Ва-титанатов подтверждено посредством КР-спектроскопии.

Работа выполнена в рамках тем FMUF-2022-0001 (1021060708334-5-1.5.2;1.5.6;1.5.4) государственного задания ИЭМ РАН на 2022–2026 гг.

Литература

1. Сафонов О. Г., Бутвина В. Г. Реакции-индикаторы активности К и Na в верхней мантии: природные и экспериментальные данные, термодинамическое моделирование // *Геохимия*. 2016. Т. 10. С. 893–908.
2. Бутвина В. Г., Воробей С. С., Сафонов О. Г., Варламов Д. А., Бондаренко Г. В., Шаповалов Ю. Б. Экспериментальное изучение образования хромистого прайдерита и имэнгита — продуктов модального мантийного метасоматоза // *Доклады РАН*. 2019. Т. 486. № 6. С. 709–713.
3. Бутвина В. Г., Сафонов О. Г., Воробей С. С., Лиманов Е. В., Косова С. А., Ван К. В., Бондаренко Г. В., Гаранин В. К. Экспериментальное изучение реакций образования флогопита и калиевых титанатов — индикаторных минералов метасоматоза в верхней мантии // *Геохимия*. 2021. Т. 66. № 8. С. 709–730.

Численное моделирование процессов минералообразования с разной степенью водонасыщенности при активном выносе диссипативного тепла из мантийного субдукционного клина в Охотском море

С. В. Гаврилов, А. Л. Харитонов

¹ИФЗ РАН, Москва; gavrilov@ifz.ru

²ИЗМИ РАН, Москва; ahariton@izmiran.ru

Цель исследований — построение модели конвективного переноса вещества (углеводородов) и диссипативного тепла из мантийного клина над субдуцирующей Амурской микро-плитой к дневной поверхности и формирования в этих зонах углеводородосодержащих минералов. Модель позволяет указать локализацию перспективного нефтегазоносного района в акватории Охотского моря в зоне повышенного теплового потока. В наших исследованиях основное внимание сконцентрировано на геотермодинамическом механизме формирования залежей углеводородов в зонах литосферной субдукции Амурской микро-плиты, а также на физическом механизме их миграции в верхние структурные этажи складчатой системы. В дальнейшем это приводит к выносу углеводородов гидротермальными растворами в складчатые образования островодужного типа и формированию гидротермальных месторождений нефти и газа. В предположении неньютоновской реологии мантии выполнено численное моделирование 2D термической конвекции, возбуждаемой диссипативным тепловыделением в мантийном клине при субдукции Амурской микро-плиты под Охотскую к востоку от острова Сахалин. В модели учитываются фазовые переходы в мантии на глубинах 410 и 660 км. В рамках построенной модели локализация, широтная протяженность и величина теплового потока в вытянутой параллельно острову Сахалин зоны аномального мантийного теплового потока соответствуют скорости субдукции ~ 8–9 мм в год при наблюдаемом угле субдукции (~ 36°), происходящей в восточном направлении, и содержания воды в мантийном клине ~ 1 весовой %. При такой субдукционной скорости в мантийном клине возбуждается одна конвективная ячейка с единственным 2D конвективным течением, восходящим к зоне максимального мантийного теплового потока, составляющего ~ 130 мВт·м⁻² и наблюдаемого в бассейне Охотского моря. При полученной скорости вещества порядка десятков мм в год в конвективных вихрях в мантийном клине у кровли мантии, восходящий конвективный поток может обеспечить наблюдаемый вынос тепла и мантийных углеводородов к дневной поверхности. В число тектонических плит на Дальнем Востоке РФ помимо трех основных — Евразийской, Тихоокеанской и Северо-Американской — входят микро-плиты: Амурская, Охотская и Курильская, концепция первой из которых (Амурской) была впервые обоснована в [1]. Остров Сахалин относится к

активному региону Северо-Восточной Азии, и в пределах острова проходит граница между крупнейшими литосферными плитами Земли: Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской. В [2] приводятся аргументы в пользу того, что Амурская литосферная микро-плита субдуцирует под Охотскую в восточном направлении со скоростью ~ 10 мм/год. Согласно [3] литосфера, где расположен о. Сахалин движется к западу со скоростью 3–4 мм/год относительно Евразийской плиты, а скорость этого блока литосферы относительно Северо-Американской плиты направлена к востоку и составляет 3–5 мм/год. В [3] также указывается, что данные GPS-наблюдений, проводившихся на Дальнем Востоке в течение более чем 10 лет, наилучшим образом согласуются с субдукцией Амурской литосферной микро-плиты под Охотскую на разломе, проходящем по территории о. Сахалин, с падением 36° в восточном направлении. Согласно [4] в мантийном клине возможны два типа мелкомасштабной термической конвекции, вызываемой диссипативным нагревом: 3D конвекция, если она возникает, проявляется в виде струй, восходящих к вулканической цепи, и 2D конвекция в виде вихрей Карига, ориентированных поперек субдукции, формирующих углеродосодержащие минералы с достаточно широким диапазоном их водонасыщенности. В [4] показано, что пространственное разделение этих двух типов термической конвекции возникает вследствие зависимости коэффициента эффективной вязкости мантии от температуры, причем конвективные вихри Карига располагаются, позади вулканической гряды, т.е. дальше в направлении движения субдукции микро-плиты. Поскольку о направлении субдукции микро-плит в районе о. Сахалин нет однозначного понимания, представляемое моделирование зоны аномального теплового потока на акватории Охотского моря, может служить решающим аргументом в поддержку наличия субдукции Амурской микро-плиты в восточном направлении.

Литература

1. Zonenshain L. P., Savostin L. A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // *Tectonophysics*. 1981. V. 76. P. 1–45.
2. Taira A. Tectonic evolutions of the Japanese island arc system // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2001. V. 29. P. 109–134.

3. Kogan M. G., Burgmann R., Vasilenko N. F., Scholtz C. H., King R. W., Ivashchenko A. I., Frolov D. I., Steblou G. M., Kim Ch. U., Egorov S. G. The 2000 Mw 6.8 Uglegorsk earthquake and regional plate boundary deformation of Sakhalin from geodetic data // *Geophys. Res. Lett.*

2003. V. 30. No. 3. P. 1102–1106. doi: 10.1029/2002 GL016399.

4. Гаврилов С. В. Исследование механизма формирования островных дуг и тылового раздвигания литосферы // *Геофизические Исследования.* 2014. Т.15. № 4. С. 35–43.

Влияние лазерного нагрева на трансформацию НЗ-дефектов природного алмаза

С. И. Исаенко

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *s.i.isaenko@gmail.com*

Метод рамановской спектроскопии [1] является эффективным инструментом для фазовой диагностики вещества. В процессе исследований используется мощное лазерное излучение, поэтому необходимо предвидеть и учитывать последствия нагрева образца, частичное трансформирование материала в зоне анализа [2].

С целью выяснения особенностей влияния лазерного нагрева на положение линий люминесценции, попутно регистрируемых в КР-спектрах и дающих дополнительную информацию, нами проведены экспериментальные исследования методом рамановской спектроскопии с контролируемой мощностью возбуждающего излучения лазера.

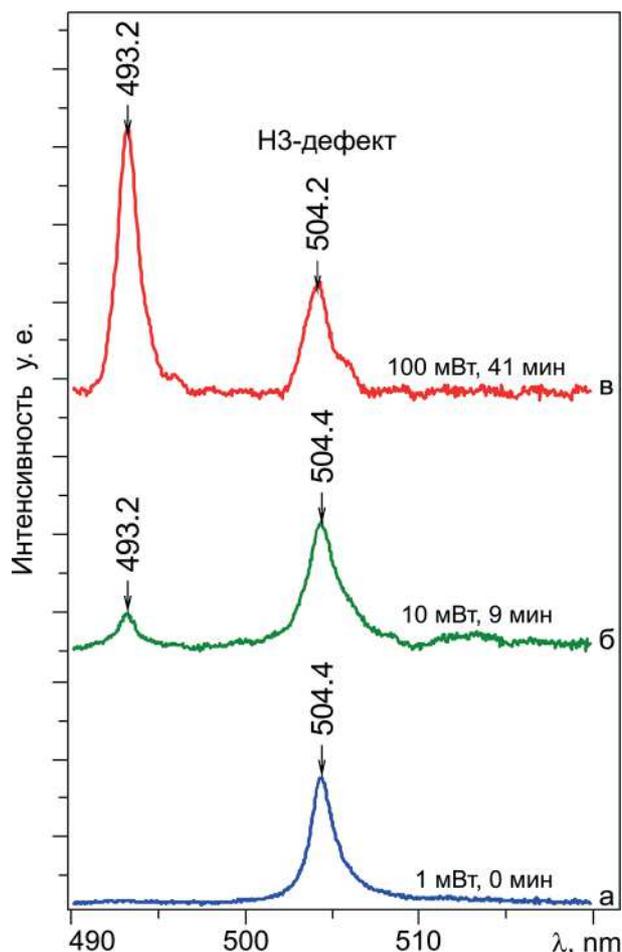
В данной работе проведен эксперимент с россыпным природным алмазом с зелеными пятнами на поверхности, которые связывают с наличием НЗ- или Н4-дефектов. Как известно, НЗ-дефекты (503.2 нм) образуются в алмазе при его облучении и последующем отжиге при температуре выше 800 К, при этом НЗ- и похожий на него Н4-дефект (495.8 нм) могут быть образованы в результате пластической деформации [3, 4]. Установлено что НЗ-дефекты возникают в кристалле, если присутствуют А-дефекты, а Н4-дефекты проявляются в алмазах, содержащих обязательно В1-дефекты, оба дефекта стабильны при отжиге до 1200–1500 К [5].

Исследования выполнены в ЦКП «Геонаука» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар) на рамановском спектрометре LabRam HR 800. Параметры эксперимента: Ar⁺ лазер 488 нм, выходная мощность лазера при регистрации спектров составляла 0.01–100 мВт, решетка спектрометра 600 ш/мм, конфокальное отверстие 300 мкм, щель — 100 мкм, время накопления сигнала — от 1 до 10 секунд. Исследования проводились при комнатной температуре.

После регистрации 15 спектров, было установлено, что при увеличении мощности лазера с 1 мВт до 100 мВт происходит уменьшение интегральной интенсивности полосы 504.4 нм (рисунок, а) с одновременным увеличением интегральной интенсивности полосы 493.2 нм (рисунок, б, в). Таким образом, в спектрах наблюдается трансформация

НЗ-дефектов предположительно в Н4-дефекты, при этом соотношение площадей полос 493.2/504.4 возрастает в 340 раз по истечении 40 минут эксперимента.

Проведенные исследования показали, что во время регистрации КР-спектров, при длительном воздействии лазера мощностью выше 1 мВт, может происходить отжиг НЗ-дефектов и их транс-



Характерные спектры люминесценции, полученные при ступенчатом увеличении мощности лазера: а — начало отжига, мощность 1 мВт; б — прошло 9 минут после начала отжига, мощность увеличена до 10 мВт; в — мощность увеличена до 100 мВт, прошло 40 минут после начала эксперимента

формация в H4-дефекты. Установленный эффект подчеркивает необходимость тщательного контроля за длительностью воздействия и мощностью лазерного излучения во время регистрации спектров люминесценции с целью минимизации термического воздействия, приводящего к искажению картины качественного состава азотных дефектов.

Работа выполнена при финансовой поддержке темы НИР № 1021051101666-2-1.5.1

Литература

1. Raman C., Krishnan K. A new type of secondary radiation // Nature. 1928. V. 121. P. 501–502.

2. Исаенко С. И., Шумилова Т. Г. Термостимулированные и динамические эффекты при диагностике и изучении углеродных веществ методом спектроскопии комбинационного рассеяния света. Записки Казанского университета // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2021. Т. 163, кн. 1. С. 72–87.

3. Phaal C. The absorption spectra and irradiation of plastically deformed diamond // Philos. Mag. 1964. Vol. 11. N 110. P. 369–378.

4. Соболев Е. В., Лисовайн В. И. О природе свойств алмазов промежуточного типа // ДАН СССР. 1972. Т. 204. № 1. С. 88–91.

5. Davies G. The optical properties of diamond // Chemistry and physics of carbon. 1977. Vol. 13. P. 1–143.

Получение нанокompозитных материалов на основе опаловых матриц и элементов I группы (Ag, Au)

Д. В. Камашев, А. А. Кряжев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; kamashev@geo.komisc.ru, kryazhev@geo.komisc.ru

В настоящее время одной из наиболее актуальных проблем в области создания наноструктурированных материалов является разработка методов и подходов для упорядоченного распределения наночастиц в трехмерном пространстве. Надмолекулярные структуры кремнезема, представляющие собой плотно упакованные системы из сферических частиц, являются одними из наиболее перспективных в этом отношении. Они химически и термически устойчивы, практически не меняются со временем, но что самое важное, обладают упорядоченной системой октаэдрических и тетраэдрических пустот. Размер данных пустот зависит от размера слагающих их сферических частиц и может изменяться в значительном интервале, от первых десятков до сотен нанометров [1]. Все это, по сравнению с другими аналогичными методами, дает значительное технологическое преимущество. В то же время методика их получения относительно проста [2] и по сравнению с другими не требует дорогостоящего оборудования. В связи с этим разработка методологических основ введения различных элементов и их соединений в пустоты опаловой матрицы, для создания на ее основе широкого спектра новых нанокompозитных материалов является весьма перспективным и востребованным, в настоящее время, направлением для исследований.

В данной работе представлены результаты экспериментов по пропитке полученных нами надмолекулярно упорядоченных структур на основе монодисперсных сферических частиц кремнезема диаметром 300 нм (опаловых матриц) соединениями металлов I группы периодической системы (Ag, Au) с последующим их восстановлением раз-

личными восстановителями (гидразин гидрат, натрий лимоннокислый, натрий муравьинокислый, винная кислота) и анализом полученных результатов, с целью выработки основных условий влияющих на форму вхождения металлов в структуру. Обобщенная схема проведения эксперимента представлена на рис. 1.

В результате проведенных экспериментов были выявлены следующие виды условий при которых происходит формирование материалов с закономерным распределением металла в надмолекулярной структуре.

Золото. При пропитке опаловых матриц золотохлористо-водородной кислотой, без использования какого-либо восстановителя, и прошедших лишь предварительную сушку при температуре 20°C, золото восстанавливается в виде отдельных наночастиц диаметром менее 10 нм, на поверхности сфер кремнезема, упакованных в надмолекулярную структуру (рис. 2а). Использование в качестве восстановителей натрия муравьинокислого или натрия лимоннокислого приводит к равномерному распределению золота в опаловой матрице с содержанием 2–3 % мас. Однако форма его вхождения остается не выявленной.

В обоих случаях можно с уверенностью говорить о формировании нанокompозитных материалов типа: золото — опаловая матрица. Стоит отметить, что последующая температурная обработка при 800°C приводит к нарушению сформированной структуры распределения золота в надмолекулярной матрице и не может применяться к данным структурам.

Серебро. При пропитке опаловых матриц азотнокислым серебром, без использования какого-



Рис. 1. Схема проведения эксперимента по получению нанокompозитных материалов на основе надмолекулярных матриц кремнезема и соединений Au и Ag

либо восстановителя, серебро восстанавливается в виде корок на поверхности сфер кремнезема, если они не подвергались предварительной температурной обработке, либо заполняет пространство целиком в случае их предварительного нагрева до 800 °C. Использование в качестве восстановителя 5 % водного раствора гидразин гидрата приводит к формированию на поверхности глобул кремнезема частиц серебра диаметром 10–20 нм, при чем

их расположение в основном приурочено к зонам контакта упакованных в матрицу частиц (рис. 2б). Использование в качестве восстановителя цитрата натрия с последующей температурной обработкой при 800 °C, приводит к образованию опаловых матриц, морфология частиц которых значительно изменена, однако в них равномерно распределено серебро, массовая доля которого находится в пределах 4–7 %. В то же время форма нахождения

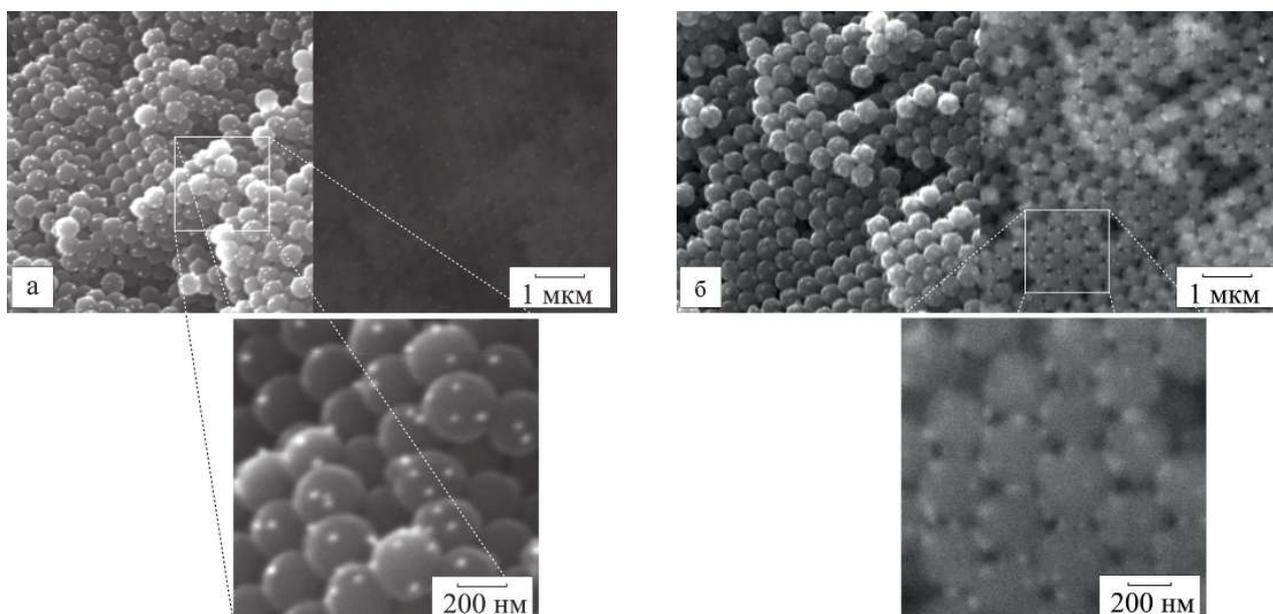


Рис. 2. Надмолекулярные структуры кремнезема с восстановленными на поверхности сфер наночастицами золота — а и серебра — б

этого серебра в опаловой матрице остается не выявленной.

Заключение

Подводя итоги полученных результатов можно отметить следующее. На основе надмолекулярных матриц, состоящих из плотно упакованных сферических частиц кремнезема диаметром 300 нм и соединений металлов I группы периодической системы (Au и Ag), проведены эксперименты по синтезу нанокompозитных материалов на их основе.

Выявлены условия: наличие или отсутствие предварительной температурной обработки матриц перед их пропиткой азотнокислым серебром или золотохлороводородной кислотой, и как следствие влияние присутствия амино групп на поверхности частиц, на последующее восстановление металлов. Исследовано влияние типа используемого восстановителя: гидразин гидрат, винная кислота, цитрат натрия, виннокислый натрий, или его отсутствие, а также значение времени воздействия используемых соединений Ag и Au на размеры и

форму вхождения металлов в структуру опаловых матриц. Показаны в целом негативные последствия температурной обработки полученных материалов при температуре 800 °С, вследствие агрегации металлических наночастиц с их последующим плавлением.

Полученные результаты могут быть использованы для синтеза нанокompозитных материалов типа: металл — опаловая матрица, с различной формой вхождения элементов I группы: Ag и Au в надмолекулярную структуру, которые могут найти широкое применение в различных областях оптики, электроники, катализа.

Литература

1. Kamashev D. V. The influence of synthesis conditions on the packing of the spherical particles of silica in a supramolecular structure // Journal of Optoelectronics and Advanced Materials. V. 9, 5. 2007. P. 1435–1436. (1.138).
2. Камашев Д. В. Влияние условий синтеза на морфологию и свойства надмолекулярных структур кремнезема. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 127 с. ISBN 5–7691–1838–5.

Исследование динамики формирования предкристаллизационных кластеров в растворе KNO_3 методом высокоразрешающей Рамановской спектроскопии

А. А. Кряжев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; kryazhev@geo.komisc.ru

Контроль и понимание процессов, происходящих в кристаллообразующих средах, играют решающую роль в получении кристаллов желаемого качества, размера и формы. Зародышеобразование и рост кристаллов могут либо доминировать, либо конкурировать между собой и зависят от степени насыщения в кристаллообразующей системе, которая также влияет на предзародышевое состояние и дальнейшее развитие процессов. Поэтому необходимо понимать динамику предзародышеобразования в зависимости от условий на начальной стадии процесса зародышеобразования и дальнейшей кристаллизации. Эту задачу можно решить исследуя модельные кристаллообразующие растворы в различных состояниях. В лабораторных условиях удобными являются водные растворы солей, а методом исследования была выбрана Рамановская спектроскопия чувствительная к изменению молекулярной структуры вещества.

Цель данной работы заключалась в исследовании динамики агрегации вещества в предкристаллизационные кластеры, при различных условиях, в водном кристаллообразующем растворе KNO_3

методом высокоразрешающей Рамановской спектроскопии.

Растворы KNO_3 подготавливались путем взвешивания перекристаллизованной (классификации «х. ч.») соли и разбавлением её в воде таким образом, чтобы точки насыщения соответствовали температурам $T = 10\text{ °C}$ и 40 °C . Подготовленные растворы вводились в кювету через шприцевой фильтр с диаметром пор $0.2\text{ }\mu\text{m}$ для фильтрации от возможных грубых загрязнений. Измерения проводились при охлаждении растворов в интервале температур от 60 до 25 °C с шагом 10 °C по 5-ти различным значениям температуры в массиве. Таким образом, один из растворов всегда находился в недосыщенном состоянии, а второй проходил стадии от недосыщения до пересыщения с понижением температуры. В пересыщенном растворе, при температурах ниже точки насыщения, контролировалось и не допускалось спонтанное образование кристаллов в кювете. Настройки аппаратуры оставались неизменными в ходе всех экспериментов.

Было проведено исследование частотных сдвигов основного пика колебаний анионов NO_3^- . Предполагается, что изменение температуры или

концентрации в отсутствии кластеризации должно вызывать линейный сдвиг частоты симметричных валентных колебаний аниона NO_3^- , связанный только с тепловыми эффектами. Но в растворе с увеличенной концентрацией обнаружены скачкообразные сдвиги.

В растворе с концентрацией соответствующей температуре насыщения 10°C частотное смещение происходит практически линейно. С понижением температуры происходит сдвиг в низкочастотную область, т. е. колебания анионов замедляются. Сдвиг ведет себя линейно, хотя визуально тоже можно выделить незначительные группы в смещении. Сами пики имеют симметричную форму, отношение внутренних компонент стабильное. Раствор можно считать среднестатистически однородным. Но в растворе, проходящем стадии от недосыщения к пересыщению, аналогичный частотный сдвиг ведет себя скачкообразно. Колебания анионов замедляются нелинейно и можно выделить несколько групп в зависимости от температуры (рис. 1). Помимо нелинейности сдвига, сами пики начинают проявлять асимметрию с понижением температуры и состоят из нескольких частот, хотя в свободном состоянии должен быть симметричный одночастотный основной пик.

Вместе с основным пиком 1050 см^{-1} были детально исследованы валентные полосы $\sim 3460\text{ см}^{-1}$ ОН-групп чистой воды (рис. 2). Исследование показало влияние изменения температуры и концентрации на общую форму пика во всех образцах. Так повышение температуры чистой воды вызывает

сдвиг пика в область низких частот и изменение его формы. Добавление в воду соли вызывает аналогичное смещение и изменение общей формы пика, даже без повышения температуры. Это говорит о разрушении структуры ОН-групп как под действием температуры, так и путем добавления соли. При понижении температуры валентные полосы ОН-групп сдвигаются в область высоких частот и общая форма пика становится похожей на таковую у чистой воды. Также форма и положение пиков практически совпадают у разогретых до 60°C чистой воды и недосыщенного раствора с пересыщенным раствором охлажденным до комнатной температуры. Обнаруженное смещение, асимметрия и изменения формы основного и ОН-групп пиков в исследуемых растворах, вероятно, связано со структурированием, а также с высвобождением воды из-за агрегации в кластеры растворенного вещества. Все это показывает наличие как минимум трех стадий формирования предкристаллизационных кластеров, вплоть до достижения критической температуры и спонтанного образования кристаллов.

В итоге, моделируя кристаллообразующий процесс в предзародышевом состоянии, удалось обнаружить частотный сдвиг, асимметрию и проанализировать компоненты основного пика 1050 см^{-1} колебаний анионов NO_3^- , что дает право утверждать о наличии предкристаллизационных кластеров в растворе. Обнаружено, что в данных исследуемых растворах всегда имеются кластерные ассоциации, даже если раствор недосыщен. Скачкообразный частотный сдвиг пика колебаний анионов NO_3^- и

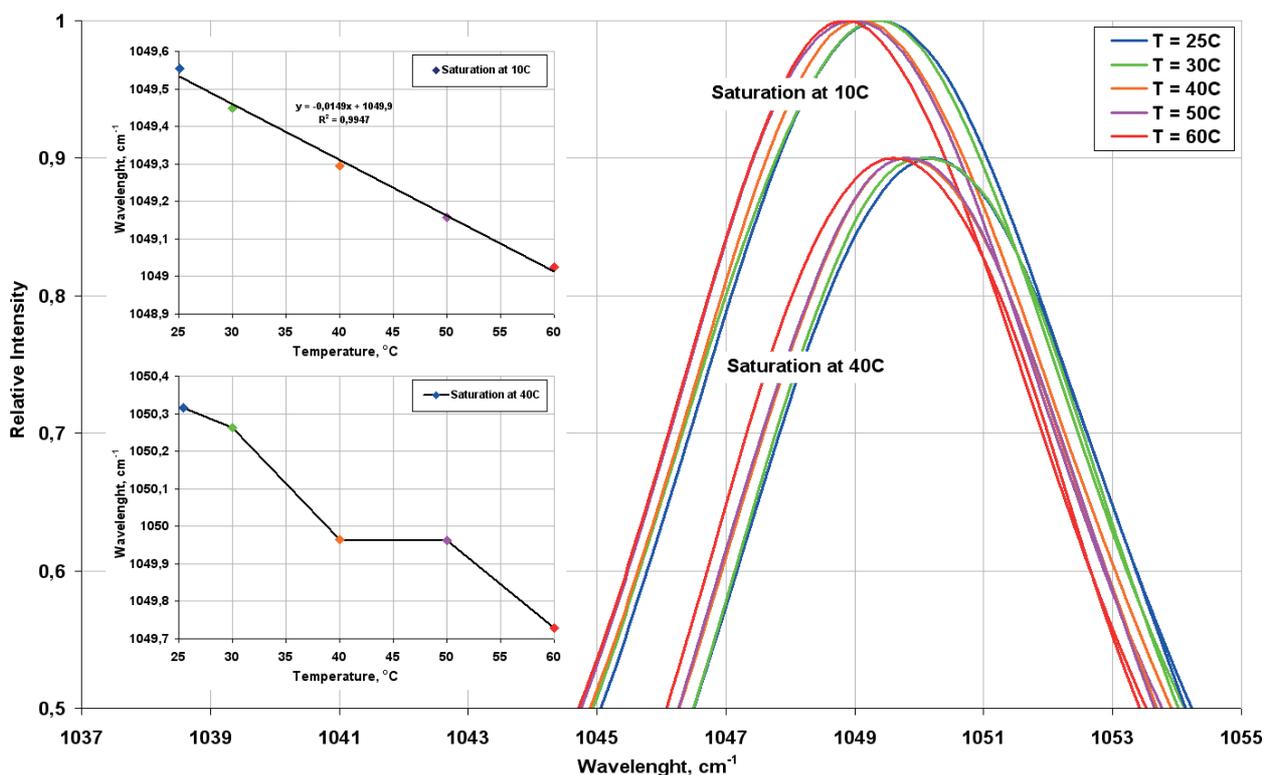


Рис. 1. Частотный сдвиг основного пика колебаний анионов NO_3^- для растворов KNO_3 с различной концентрацией при изменении T раствора от $\sim 25^\circ\text{C}$ до 60°C

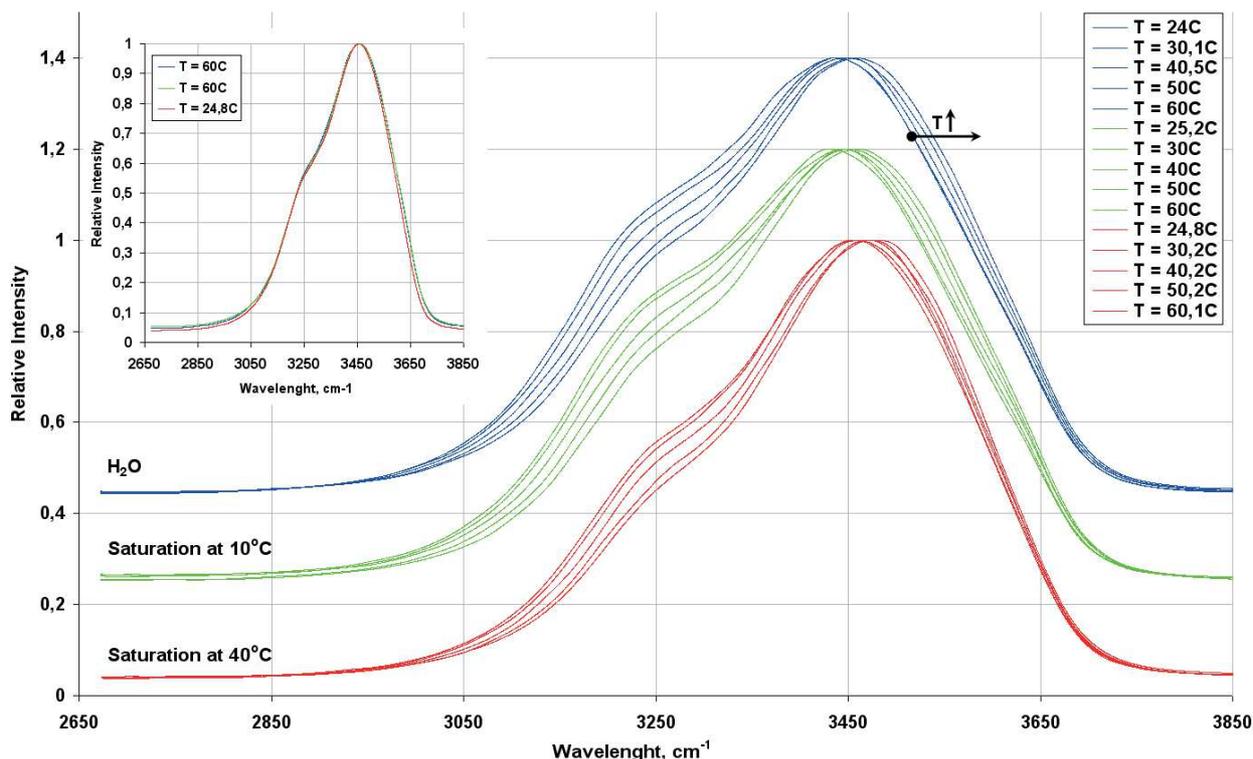


Рис. 2. Валентные полосы ОН-групп чистой воды и растворов KNO_3 с различной концентрацией при изменении T от $\sim 25^\circ\text{C}$ до 60°C

поведение валентных полос ОН-групп при изменении условий связано со структурированием, а также с высвобождением воды из-за агрегации в кластеры растворенного вещества. Асимметрия ос-

новного пика и его нелинейный сдвиг свидетельствуют об образовании предкристаллизационных кластеров в растворе, имеющих как минимум 3 стадии формирования до появления кристаллов.

Экспериментальное исследование влияния С-О-Н-флюида на фазовые отношения мантийной алмазобразующей силикат-карбонатной системы при 6 ГПа

А. В. Кузюра, Ю. А. Литвин, А. В. Спивак, Т. Н. Ковальская

ИЭМ РАН, Черноголовка; shushkanova@iem.ac.ru

Силикатные породы мантии подвергаются воздействию метасоматического горячего углеродсодержащего флюидного агента [1], что приводит к образованию карбонатных расплавов. В этих расплавах растворяются вмещающие силикатные породы, а также углерод, так формируются очаги материнских алмазобразующих карбонатно-силикатных расплавов. В результате происходящих реакций в ксенолитах обнаруживаются непрерывные серии алмазонасных перидотит-пироксенит-эклогитовых пород. Экспериментально показано, что их генезис контролируется фракционной ультрабазит-базитовой эволюцией материнских расплавов с устранением оливина и ортопироксена в результате перитектических реакций. Ранее авторами [2] обоснована перитектическая реакция оли-

вина с образованием граната как в сухой силикатной системе оливин-диопсид-жадеит, так и в силикат-флюидной системе оливин — диопсид — жадеит — (С-О-Н-флюид).

Целью настоящего исследования была оценка совместного влияния высокого содержания карбонатов и метасоматизирующего потенциала С-О-Н-флюида на возникновение и течение перитектической реакции оливина в алмазобразующей карбонат-силикат-флюидной системе.

Эксперимент проводился при 6 ГПа с использованием установки тороидного типа «наковальня с лункой» в ИЭМ РАН. Стартовые смеси $[(\text{Ol}_{80}\text{Jd}_{12,40}\text{Di}_{7,6})_{80}\text{Carb}_{20}]_{92,5}\text{COH}_{7,5}$ и $[(\text{Ol}_{30}\text{Omph}_{70/80})_{80}\text{Carb}_{20}]_{92,5}\text{COH}_{7,5}$ в платиновых ампулах подвергались давлению 6 ГПа и нагревались при температурах 700-

1400°C. В каждую ампулу помещалось зерно андрадита $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ для контроля условий эксперимента.

Микрорентгенспектральный анализ свидетельствует об образовании на ликвидусе оливина, пироп-альмандинового граната, клинопироксена. Новообразованный гранат пироп-альмандинового ряда кристаллизовался самопроизвольно, без участия затравочного андрадита. CO_2 -компонент флюида способствовал частичной карбонатизации силикатов с образованием карбонатных фаз — кальцита, магнезита, Na,Ca- и Mg,Fe-карбонатов. В условиях практически мгновенной закалки (20°C/сек) в некоторых образцах образовались обособленные полости, а также достаточно крупные гидротермальные структуры типа жеод. Пустоты заполнены крупными кристаллами силикатов (до 120 мкм) и смесью из мелких карбонатов и силикатов в межзерновом пространстве (рис. 1). В одной из таких жеод методом

КР-спектроскопии зафиксирован водный карбонат несквегонит $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (рис. 2). Это указывает на присутствие водного раствора в момент образования карбоната.

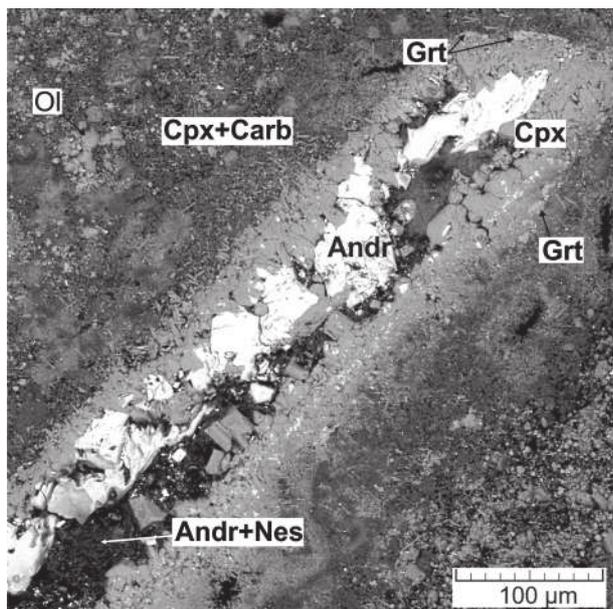


Рис. 1. Заполненная силикатами и карбонатами «жеода» в образце 3291

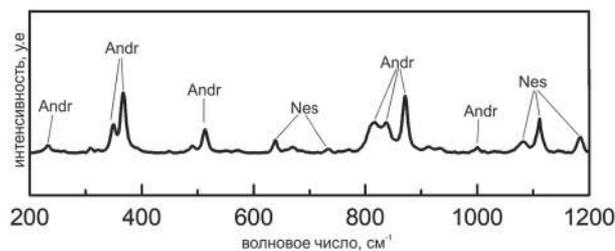


Рис. 2. КР-спектр фаз в «жеоде», тонкого срастания андрадитовых (Andr) кристаллов с несквегонитом (Nes). Обр 3291, 1130 °C

Таким образом, установлено, что при участии Mg-Fe-Ca-Na-карбонатов и сверхкритического C-O-H-флюида (7.5 мас. %) в составе алмазообразующей силикат-карбонат-флюидной системы сохраняется перитектическая реакция оливина, при этом температура солидуса алмазообразующей системы понижаются на 300-350°C по отношению к солидусу силикатных пород верхней мантии. Важно, что углекислотный CO_2 и водный H_2O компоненты находятся в состоянии полностью смешимой сверхкритической C-O-H-жидкости-флюида. Компонент H_2O выделяется на солидусе в газовой-флюидную фазу, создавая самостоятельную сверхкритическую гидротермальную систему, которая в открытом режиме сосуществует с субсолидусными силикатными и карбонатными продуктами алмазообразующих процессов.

При участии COH-флюида происходит «пост-солидусное» расщепление на субсолидусные минеральные фазы магматической системы и сосуществующую с ней в субсолидусе открытую гидротермальную систему.

Исследование проводится в рамках темы FMUF-2022-0001

Литература

1. Shirey S. B., Smit K. V., Pearson G. D. et al. Diamonds and the mantle geodynamics of carbon. Deep Carbon, Chapter 5, (Cambridge, 2019), pp. 89–128.
2. Литвин Ю. А., Кузюра А. В. Перитектическая реакция оливина при 6 ГПа в системе оливин-жадеит-диопсид-гранат (C-O-H) как ключевой механизм эволюции магматизма верхней мантии // Геохимия. Т. 66, № 9. С. 771–798.

Синтез гибридного материала «слоистый силикат магния – димерное производное хлорина e_6 »

И. В. Лоухина¹, О. М. Старцева², Д. В. Белых¹

¹ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; loukhina-iv@chemi.komisc.ru

²СыктГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар

Современный интерес к системам, содержащим комбинацию смектита с порфирином или порфирином металла, обусловлен возможностью получения на их основе катализаторов, фотокатализаторов, сенсоров, искусственных систем фотосинтеза и др. Природные и синтетические смектиты выступают в качестве матрицы, а порфириновый компонент может располагаться как на поверхности силикатных частиц, так и в межслоевом пространстве. В качестве молекул «гостей» используют природные макроциклы (хлорофилл a , гемин) [1], полусинтетические (производные хлорина e_6) [2] или синтетические (мезо-замещенные производные порфина) макроциклы [3]. Выбор комбинации «смектит – порфирин» определяется областью использования гибридного материала. В случае проведения фотохимических процессов в качестве матрицы лучше подходят синтетические силикаты, т.к. в них отсутствуют структурные примеси ионов железа, коллоидные растворы смектитов прозрачны в ультрафиолетовой части видимого диапазона спектра [4]. В зависимости от условий синтеза органический компонент может находиться в силикатной матрице в виде индивидуальных молекул [2] или в агрегированном состоянии [5]. Молекулы димерных производных хлорина e_6 имитируют упорядоченное расположение молекул хлорофилла в клетках растений, а силикатные слои обладают обратимой гибкостью [6] и копируют поведение молекул белка в качестве носителя. Учитывая приведенные особенности, гибридные материалы «слоистый силикат – димерное производное хлорина e_6 » перспективны в качестве искусственных систем фотосинтеза.

В докладе представлены результаты синтеза силикатов магния, модифицированных димерным производным хлорина e_6 (**1**). В золь силиката магния при интенсивном перемешивании вводили соединение **1** в виде 0.001н раствора соляной кислоты или раствора в этиловом спирте в количестве 0.7 мкмоль и 1.4 мкмоль в расчете на 1 г силиката магния. Процесс проводили в течение 24 ч.

Получены гибридные системы состава «слоистый силикат магния – димерное производное хлорина e_6 », в которых, согласно комплексу физико-химических методов исследования, индивидуальные молекулы димерного производного хлорина e_6 располагаются на поверхности силикатных частиц. В молекулах димерного производного хлорина e_6 часть внутрициклических атомов азота про-

тонируется в результате взаимодействия с протондоноными группами силиката магния. Увеличение количества димерного производного хлорина e_6 (1.4 мкмоль на 1 г силиката магния), вводимого из солянокислого раствора, приводит к его ассоциации в гибридной системе и росту размеров гибридных частиц. В случае введения димерного производного хлорина e_6 (1.4 мкмоль на 1 г силиката магния) в виде раствора этилового спирта не наблюдается ассоциации молекул димера. Неагрегированное состояние молекул димерного производного хлорина e_6 в составе гибридных систем, полученных введением органического компонента из этилового спирта, позволяет считать перспективным дальнейшее проведение исследований их флуоресцентных и фотокаталитических свойств.

Работа выполнена с использованием оборудования Центра коллективного пользования (ЦКП) «Химия» Института химии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Литература

1. Xiong J., Hang C., Gao J., Guo Y., Gu C. A novel biomimetic catalyst templated by montmorillonite clay for degradation of 2,4,6-trichlorophenol // *Chemical Engineering Journal*. 2014. V. 254. P. 276–282.
2. Лоухина И. В., Градова М. А., Худяева И. С., Лобанов А. В., Белых Д. В. Синтез и фотокаталитические свойства слоистого силиката магния, модифицированного катионными производными хлорина e_6 // *Журнал общей химии*. 2021. Т. 91. № 4. С. 627–637.
3. Fujimura T., Shimada T., Sasai R., Takagi S. Optical humidity sensing using transparent hybrid film composed of cationic magnesium porphyrin and clay mineral // *Langmuir*. 2018. V. 34. No 12. P.3572–3577.
4. Čeklovský A., Takagi S., Bujdák J. Study of spectral behaviour and optical properties of *cis/trans*-bis(*N*-methylpyridinium-4-yl) diphenyl porphyrin adsorbed on layered silicates // *Journal of Colloid and Interface Science*. 2011. V. 360. No 1. P. 26–30.
5. Bujdák J. Effect of the layer charge of clay minerals on optical properties of organic dyes. A review // *Applied Clay Science*. 2006. Vol. 34. No 1–4. P. 58–73.
6. Takagi S., Shimada T., Ishida Y., Fujimura T., Masui D., Tachibana H., Eguchi M., Inoue H. Size-matching effect on inorganic nanosheets: control of distance, alignment, and orientation of molecular adsorption as a bottom-up methodology for nanomaterials // *Langmuir*. 2013. Vol. 29. P. 2108–2119.

Экспериментальное изучение процессов дегидратации/декарбонатизации и частичного плавления карбонатсодержащих метаморфических пород в условиях континентальной коры

А. С. Митяев^{1,2}, О. Г. Сафонов^{1,2}, Д. А. Варламов¹

¹ИЭМ РАН, Черногловка; *classic_ten@mail.ru*.

²МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

Образование гранитоидных магм связано с процессами метаморфизма и анатексиса в условиях верхнеамфиболитовой и гранулитовой фаций в нижней и средней коре, где метаморфические ассоциации выступают реститами от частичного плавления разнообразных коровых субстратов [1]. Высокотемпературный метаморфизм характеризуется специфическим флюидным режимом, в котором заметную роль играет CO_2 [напр. 2], а первичные флюидные включения, содержащие CO_2 и/или дочерние карбонатные фазы [3], в минералах гранитоидов однозначно указывают на участие углекислых флюидов в гранитообразовании. Перспективным направлением в решении вопроса связи углекислых (водно-углекислых) флюидов и гранитоидных магм может быть модель, согласно которой источником для магм и флюидов в отдельных случаях могли служить породы, изначально содержащие карбонаты [4]. Однако эта модель не подтверждена экспериментально, поскольку экспериментальные данные по плавлению метаморфических субстратов, содержащих карбонаты, в условиях континентальной коры отсутствуют.

В данной работе приведены результаты экспериментов по дегидратации/декарбонатизации и частичному плавлению карбонатсодержащих метаграувакк, метабазитов, метаультрамафитов в условиях высокотемпературного метаморфизма и моделирование фазовых отношений в этих породах посредством метода псевдосечений. Эксперименты проводились в интервале давлений 6–15 кбар на установке цилиндр-поршень в ИЭМ РАН. Продолжительность каждого эксперимента составляла 7 суток.

Эксперименты с карбонат-биотитовым гнейсом по составу близкого к метаграувакке при давлениях 6, 10 и 15 кбар в температурном интервале 800–950°C и моделирование фазовых отношений в этой породе посредством метода псевдосечений выявили субвертикальный положительный dP/dT наклон солидуса породы. В продуктах опытов при давлениях 6 и 10 кбар и температурах > 850°C выявлены ассоциации клинопироксена, ортопироксена и ильменита, а при 15 кбар ортопироксен и ильменит отсутствуют, но стабильны кальциевый гранат и рутил. Первые порции расплава вблизи солидуса при 6 и 10 кбар представляют собой бедные SiO_2 (44–50 мас. %) расплавы, образование которых обусловлено участием карбонатных фаз в реакциях плавления. С повышением температуры расплавы приобретают гранитный состав, который

близок к составу расплавов, образующихся при плавлении ассоциации плагиоклаз + биотит + кварц без участия карбонатов. С расплавами сосуществует (водно-)углекислый флюид, содержащий Ca-Mg-Fe карбонатные компоненты. Сравнение результатов экспериментов с литературными данными по частичному плавлению ассоциации плагиоклаз + биотит + кварц без участия карбонатов позволяет сделать предварительный вывод о том, что Ca-Mg-Fe карбонаты способствуют понижению температуры плавления.

Эксперименты с карбонатсодержащим метаультрабазитом (хлорит-амфибол-карбонатный сланец) проводились при температурах 600, 700 и 800°C, давлении 7 кбар. При 600°C заметных изменений в образце не выявлено. При 700°C в зернах доломит-анкеритового карбоната появляются многочисленные поры, свидетельствующие об его разложении и, вероятно, растворении водным флюидом, образованном при дегидратации хлорита. Содержание магниевой составляющей карбоната заметно снижается с 0.43 до 0.35, но растет отношение $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe})$ до 0.57, указывая тем самым, вероятно, на активное перераспределение магниевых карбонатных компонентов во флюид. На контактах зерен карбоната с хлоритом и амфиболом появляется ортопироксен. При 800°C происходит практически полное разложение карбоната, на контактах реликтов зерен карбоната с амфиболом и хлоритом образуются каймы орто- и клинопироксена. Состав карбоната становится близким к кальциту ($X_{\text{Ca}} = 0.80\text{--}0.90$). Свидетельств частичного плавления сланца не установлено. Термодинамическое моделирование минеральных ассоциаций этой породы показало, что водный флюид начинает образовываться в результате разложения хлорита и амфиболов при температуре выше 650–670°C. Выделение CO_2 при разложении карбоната происходит при температуре выше 750–800°C.

Предварительные эксперименты с карбонатсодержащим метабазитом (амфибол + плагиоклаз + кварц + биотит + кальцит) при температуре 900 и 950°C и давлении 10 кбар показали первые порции расплава образуются при 900°C, однако содержание расплава не превосходит 2 об. %. На контактах карбоната с биотитом, кварцем и плагиоклазом образуется клинопироксен. При 950°C в продуктах опытов отсутствует кварц, количество клинопироксена увеличивается и появляется Сагранат. Содержание расплава увеличивается до 10–15 об. %. С расплавами сосуществует (водно-)угле-

кислый флюид, содержащий Ca-Mg-Fe карбонатные компоненты. Сравнение результатов экспериментов с литературными данными по частичному плавлению ассоциации амфибол + плагиоклаз + кварц (+биотит) без участия карбонатов позволяет сделать предварительный вывод о том, что основными минералогическими индикаторами присутствия карбоната в реакциях частичного плавления являются клинопироксен и Са-гранат, в то время как главной фазой в процессах плавления указанной ассоциации без участия карбоната является ортопироксен.

Эксперименты продемонстрировали возможность образования гранитных магм совместно с (водно-)углекислыми флюидами в карбонатсодержащем источнике в условиях высокотемпературного метаморфизма в средней и нижней коре. Присутствие Са-граната, клинопироксена или двупироксеновых ассоциаций (в зависимости от состава исходного протолита) в гранитоидах может рассматриваться как минералогический индикатор этого процесса.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ №20-35-90013 для аспирантов и частично гранта РНФ 18-17-00206-П.

Литература

1. Brown M. Granite: from genesis to emplacement. // GSA Bull. 2013, 125, 1079–1113.
 2. Santosh M., Omori S. CO₂ flushing: a plate tectonic perspective. Gondwana Res. 2008, 13, 86–102.
- Safonov O. G., Mityaev A. S., Yapaskurt V. O., Belyanin G. A., Elburg M., Rajesh H. M., Golunova M. A., Shcherbakov V. D., Butvina V. G., van Reenen D. D., Smit A. C. Carbonate-silicate inclusions in garnet as evidence for a carbonate-bearing source for fluids in leucocratic granitoids associated with granulites of the Southern Marginal Zone, Limpopo Complex, South Africa. Gondwana Res. 2020, 77, 147–167.
- Lowenstern J.B. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems // Mineralium Deposita, 2001. V. 36. P. 490–502.

Особенности высокотемпературной кристаллохимии природных оксосульфатов меди

Е. В. Назарчук, Л. Р. Жданова

СПбГУ, Санкт-Петербург; e_nazarchuk@mail.ru

Сульфаты меди весьма распространены в геологических формациях и прежде всего в зонах гипергенеза медных месторождений. Богатая медно-сульфатная ассоциация минералов отмечается в фумаролах окислительного типа. Фумарольный минералогенез характеризуется высокой температурой протекания газотранспортных реакций в весьма специфической геохимической обстановке [1]. В результате на фумаролах вулкана Толбачик уже открыто более 25 сульфатов меди. В 1992 группой С. К. Филатова были предложены два метода моделирования образования и преобразования фумарольных минералов: синтез методом газового транспорта и терморентгенографическое исследование методом порошка [2]. Методом газового транспорта синтезированы аналоги таких минералов, как: нантоцит, CuCl; толбачит, CuCl₂; пономаревит, K₄Cu₄OCl₁₀; стойберит, Cu₅O₂(VO₄)₂, хлороменит, Cu₉O₂(SeO₃)₄Cl₆; георгбокиит, Cu₅O₂(SeO₃)₂Cl₂; тенорит, CuO и др. Развивая предложенные в работах С.К. Филатова подходы методом синтеза в вакууме из расплава, методом газового транспорта, а также синтезом в токе газа исследователям удалось получить аналоги: ительменита, Na₄Mg₃Cu₃(SO₄)₈; белоусовита, KZn(SO₄)Cl; алюмоключевскита, K₃CuAlO₂(SO₄)₄; вергасоваита, Cu₃O[(Mo,S)O₄][SO₄] и ряда других сульфатов меди [3].

Внедрение метода порошковой терморентгенографии в вулканологию позволило не только установить температуры устойчивости и коэффициенты объемного теплового расширения ряда минералов, но и *in situ* изучить их преобразования при градиенте температуры. В частности, удалось показать, что конечным продуктом разложения большинства природных сульфатов меди является минерал тенорит. Развитие приборной базы рентгеноструктурного анализа позволило перейти на качественно более высокий уровень исследований основанный на монокристалльном терморентгенографическом эксперименте.

В рамках настоящего доклада приводятся данные, полученные авторами при изучении структур минералов: эвхлорина, KNaCu₃(SO₄)₃O; долерофанита, Cu₂OSO₄; халькоцианита, CuSO₄ и камчаткита, KCu₃(SO₄)₂OCl в интервале температур от 300 до 1200 К. Эксперименты проводились на монокристаллах, помещенных в кварцевый капилляр, шаг съемки 10–25 К.

Эвхлорин устойчив до температуры 900 К после чего плавиться с последующей кристаллизацией тенорита. Параметры элементарной ячейки эвхлорина и ее объем при нагревании линейно увеличиваются, а угол моноклинности уменьшается. Анизотропия теплового расширения объясняется особенностями кристаллической структуры мине-

рала. При нагревании длины связей в полиэдрах калия, натрия и меди увеличивается, а в сульфатных тетраэдрах уменьшаются. Отметим, что объем оксоцентрированных тетраэдров также увеличивается. Каркас в структуре минерала можно разделить на слои, которые при нагревании, за счёт увеличения длин связей К-О и Na-О, сдвигаются друг относительно друга.

Долерофанит устойчив до 975 К, после чего плавится. Тепловое расширение его структуры резко анизотропно. В структуре долерофанита тетраэдры OSu_4 объединяясь по вершинам и ребрам образуют слои, в плоскости которых тепловое расширение минимально. При этом объемное расширение оксоцентрированных полиэдров с увеличением температуры растёт, а сульфатных тетраэдров падает.

Камчаткит устойчив до температуры 590 К. Параметры ячейки и ее объем увеличиваются при нагревании. При нагревании максимально увеличиваются связи Cu-Cl. При этом объемы сульфатных тетраэдров увеличиваются незначительно.

В структуре же **халькоцианита** нет дополнительного атома кислорода. Минерал устойчив до температуры 675 К. Значение параметров **a** и **b** с увеличением температуры динамично растет, а параметр **c** меняется в пределах погрешности. При этом объемы медного и сульфатного полиэдров незначительно увеличиваются.

Таким образом, присутствие в кристаллических структурах оксосульфатов меди дополнительного атома кислорода является одним из факторов, влияющих на анизотропию теплового расширения. Отметим, что в оксосульфатах меди при нагревании объемы тетраэдров OSu_4 незначительно увеличиваются, а тетраэдров SO_4 уменьшаются. Это приводит к сдвиговым деформациям.

Литература

1. Пеков И. В., Агаханов А. А., Зубкова Н. В., Кошлякова Н. Н., Щипалкина Н. В., Сандалов Ф. Д., Япаскурт В. О., Турчкова А. Г. и Сидоров Е. Г. Фумарольные системы окислительного типа на вулкане Толбачик — минералогический и геохимический уникум // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 5–6. С. 826–843.
2. Веграсова Л. П., Филатов С. К. Новые минералы в продуктах фумарольной деятельности большого трещинного толбачинского извержения // Вулканология и Сейсмология. 2012. № 5. С. 3–12
3. Nekrasova D. O., Siidra O. I., Zaitsev A. N., Ugolkov V. L., Colmont M., Charkin D. O., Mentré O., Chen R., Kovrugin V. M. & Borisov A. S. A fumarole in a one-pot: synthesis, crystal structure and properties of Zn- and Mg-analogs of itelmenite and a synthetic analog of glikinite // Physics and Chemistry of Minerals. 2021. V. 48. P. 6–9.

Методы получения минералоподобных силикатов шестивалентного урана

Я. Г. Тагирова, Е. В. Назарчук

СПбГУ, Санкт-Петербург; e_nazarchuk@mail.ru

Типичные представители зон окисления урановых месторождений, силикаты шестивалентного урана, сравнительно малочисленны. На сегодня достоверно установлено только 20 минеральных видов. Интерес к особенностям их кристаллических структур и к свойствам материалов на их основе привел к синтезу более 100 соединений. Показанная в ряде работ [1] способность уранил силикатов селективно поглощать радионуклиды из кристаллизационного раствора сделала еще более актуальной задачу их синтеза.

Базируясь на экспериментах по окислению уранинита [2], а также на непосредственных наблюдениях в зонах окисления урановых месторождений [3], предложены условия кристаллизации силикатов уранила. Гидротермальным методом [4] и высокотемпературным синтезом с использованием флюсов [5] получены аналоги таких минералов, как уранофан, болтвудит, складовскит и казолит, а также ряд уранил силикатов щелочных и щелочноземельных элементов.

Настоящее исследование направлено на разработку методик синтеза и кристаллохимическое

изучение силикатов уранила. В работе использованы гидротермальный синтез, синтез методом изотермического испарения и синтез из расплава на воздухе и в вакууме. Полученные соединения исследованы с использованием монокристалльного дифрактометра Rigaku XtaLAB Synergy-S и растрового электронного микроскопа Hitachi TM3000.

В результате гидротермальных синтезов при температуре 200°C нами получены соединения $Na_2(UO_2)_2(SiO_4)F_2$ и $Rb_2(UO_2)_2(SiO_4)F_2$, изоструктурные минералу соддииту, а методом высокотемпературного синтеза в вакууме при температуре 900°C соединение $Rb_2(UO_2)_2(Si_5O_{13})(H_2O)_2$, изоструктурное минералу уикситу.

Разработанные подходы высокотемпературного синтеза в вакууме позволили получить ряд уранил силикатов, структуры которых построены из микропористых каркасов, в частности соединения: $Rb_2(UO_2)_2(Si_8O_{19})(H_2O)_4$, $Cs_2(UO_2)_2(Si_2O_7)(H_2O)_3$, $K_3Rb[(UO_2)_4(Si_6O_{18})](H_2O)$, $[Rb_5Cl][(UO_2)(Si_4O_{10})]$. Особенности их кристаллических структур и способы получения будут подробно рассмотрены в ходе доклада.

Работа выполнена на оборудовании ресурсного центра «Рентгендифракционные методы исследования» научного парка СПбГУ.

Литература

1. Buns P. C. Cs boltwoodite obtained by ion exchange from single crystals: Implications for radionuclide release in a nuclear repository // *Journal of Nuclear Materials*. 1999. V. 265. P. 218–223.
2. Plášil J. Oxidation–hydration weathering of uraninite: the current state-of-knowledge // *Journal of Geosciences*. 2014. V. 59. P. 99–114.

3. Белова Л. Н., Дойникова О. А. Условия образования урановых минералов в зоне окисления урановых месторождений // *Геология рудных месторождений*. 2003. Т. 45. С. 148–152.

4. Vochten R., Blaton N., Peeters O., Van Springel K., Van Haverbeke, L. A new method of synthesis of boltwoodite and of formation of sodium boltwoodite, uranophane, sklodowskite and kasolite from boltwoodite // *The Canadian Mineralogist*. 1997. V. 35. P. 735–741.

5. Babo J., Albrecht-Schmitt T. E. High temperature synthesis of two open-framework uranyl silicates with tenring channels: $Cs_2(UO_2)_2Si_8O_{19}$ and $Rb_2(UO_2)_2Si_5O_{13}$ // *Journal of Solid State Chemistry*. 2013. V. 197. P. 186–190.

Экспериментальное моделирование захвата твердой частицы растущей поверхностью кристалла с помощью атомно-силовой микроскопии

Н. Н. Пискунова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; piskunova@geo.komisc.ru.

Кристаллы с захваченными внутри твердыми гетерогенными частицами настолько часто встречаются в минералогической практике, что сложнее найти абсолютно однородный кристалл. Известно, что такой захват может послужить причиной блочности или расщепления индивида. Но интересно и то, что захват твердых примесей может внешне не отразиться на форме кристалла, несмотря на количество и размер примесей — яркий пример тому кристаллы горного хрусталя с множеством кристаллов рутила внутри (кварц-волосатик). При этом наружная часть кристалла, свободная от иголок рутила, визуально не теряет своих оптических свойств, хотя несложно представить сколько линейных и объемных дефектов в кристаллической структуре кварца должно возникнуть при таком захвате. Известно, что растущая грань часто отгоняет частицы примеси, под которыми из-за диффузионного голодания возникают полые каналы. В этом случае имеет значение разница кристаллизационного давления в растворе под частицей и без нее, а также индекс грани, химический состав и, конечно, размер примеси. После захвата механической примеси, возникшее в этом месте напряжение кристаллической структуры действительно должно релаксироваться созданием дислокаций и объемных дефектов (трещин). Решающее значение начнут играть такие факторы, как пересыщение раствора, тип решетки и т.д. Эти теоретические представления, косвенно подтверждаемые оптическими наблюдениями, экспериментально, в полном объеме и с высоким разрешением могли бы быть доказаны только нанотомографией, однако для исследований в динамике и в растворе такой техники не существует. Единственный инструмент, подходящий для высокоразреша-

ющих прямых наблюдений роста кристаллов в растворе — атомно-силовой микроскоп (АСМ). Он не дает представления о внутренней структуре, но так как он с высоким разрешением фиксирует изменение поверхности в динамике, то такую реконструкцию в некоторых случаях возможно произвести. Однако в основном с помощью АСМ изучается влияние растворимых примесей на кинетику роста элементарных ступеней на поверхности [1, 2]. Несложная экспериментальная задача — внедрить в центр площадки наблюдения на поверхности модельного кристалла кусок инородной примеси с целью дальнейшего за ним наблюдения, для АСМ превращается в невыполнимую. Во-первых, технически сложно разместить частицу в зоне сканирования: когда размер изучаемого кристалла несколько сотен микрометров, частица подходящая для него по размеру не будет обладать достаточной массой, чтобы прижаться к грани и не всплывать. Можно использовать магнитные частицы и магнит, однако из-за их малых размеров также возникает масса технических проблем. Но самое главное — уже размещенная, но пока еще не захваченная поверхностью частица не фиксируется в АСМ, а частично захваченная поверхностью, из-за своей высоты, она «засвечивает» изображение так, что одновременно не могут быть отображены мономолекулярные ступени рядом с ней. Эти и множество других непреодолимых методических ограничений привели к тому, что процесс захвата инородной частицы поверхностью растущего кристалла до сих пор не был зарегистрирован в субнанометровом масштабе. В литературе встречаются только примеры наблюдения с помощью АСМ внедрения микрокристаллов материнского вещества спонтанно вы-



(1) — кварц с рутилом (Приполярный Урал), (2) — кварц с брукитом (Приполярный Урал, м. Додо). Кристаллы диоксида для растворных АСМ-съемок: (3) — с магнитными частицами, (4) — с частицами порошка шерла (Забайкалье)

павших на поверхность большого кристалла из объема раствора [3].

В настоящем докладе впервые приводятся результаты эксперимента по захвату нейтральной механической примеси гранью (100) растущего кристалла гидроксиметилхиноксалиндиоксида $C_{10}H_{10}N_2O_4$ с помощью атомно-силовой микроскопии. Установлен механизм взаимодействия с частицами примеси мономолекулярных, а также макроступеней роста. Впервые в наномасштабе зарегистрирован процесс релаксации напряжения с образованием винтовой дислокации. Проведен анализ скоростей роста множества точек на поверхности кристалла в течении всего времени наблюдения — 4.5 часов.

Работа выполнена на оборудовании ЦКП «Гео-наука», использованы изображения образцов музея им.

А. А. Чернова. Автор благодарит Радаева В.А. за организацию работы на атомно-силовом микроскопе.

Литература

1. Land T. A., Martin T. L., Potapenko S., Palmore G. T., De Yoreo J. J. Recovery of surfaces from impurity poisoning during crystal growth // *Nature*, 1999. V. 399. P. 442–445.
2. Ruiz-Agudo E., Putnis C. V. Direct observations of mineral-fluid reactions using atomic force microscopy: the specific example of calcite // *Mineralogical Magazine*, 2012. V. 76(1). P. 227–253.
3. Malkin A. J., Kuznetsov Y. G., McPherson A. Incorporation of microcrystals by growing protein and virus crystals // In book «Proteins: Structure, Function, and Genetics», New York, NY: John Wiley & Sons, 1996. P. 247–252.

О формах нахождения Au, Ag, Pd, Pt в отходах переработки К-Мг-руд

А. Ф. Сметанников, О. В. Коротченкова, Д. В. Оносов, Е. Ф. Оносова

ГИ УрО РАН, Пермь; tm_djucha@mi-perm.ru

В К-Мг рудах Верхнекамского месторождения солей (ВКМС) благородные металлы (БМ), представлены Au, Ag, Pd, Pt. Выявлено, что Au и частично Ag связаны в минеральном пигменте сильвина, а Pd, Pt и большая часть Ag с нерастворимым в воде остатком (Н.О.) в межзерновом пространстве агрегата соляных минералов. Доля минерального пигмента сильвина в массе сильвинита составляет 0.02 %, а доля межзернового Н.О. — от 2 до 8 % основной массы соляных пород. Установлена связь БМ с органическими соединениями, локализованными в сульфатной составляющей Н.О. [1]. При переработке К-Мг руд Н.О. вместе с БМ концентрируется в глинисто-солевых отходах (шламах). Разработан способ извлечения БМ из шламов, основой которого является высокотемпературный обжиг, преобразующий органические соединения БМ в кислоторастворимую форму [2]. Этот способ применялся для галургического передела К-Мг руд. В этом случае весь комплекс БМ локализовался в галургических шламах. При флотационном спосо-

бе переработки К-Мг руд происходит последовательная флотация шламовой части измельченного сильвинита и сильвиновая флотация. Сильвин формирует товарный продукт «флотационный хлористый калий» и сохраняет пигмент сильвина с Au и частью Ag. В шламе остаются Ag, Pd, Pt.

Для выявления распределения БМ во флотационных шламах было проведено опробование шламохранилища БПКРУ-3 ПАО «Уралкалий».

В отличие от галургических шламов обжиг которых проводился при температурах 600–800 и 900 °С, обжиг флотационных шламов проводился при температуре выше 800 °С.

Были проведены анализы (агрохимический), характеризующие огарок как удобрения [3], и анализ проб методом ИСП МС, для определения содержания БМ (таблица). Были выявлены высокие содержания Pd - 11.0 г/т, Pt - 6.33 г/т и Ag - 26 г/т.

Достаточно высокие содержания Pd, Pt, Ag дали основание к проведению обогащения проб. После измельчения огарка, дешламации с получе-

нием шламов и песков, последние были обогащены гравитационными способами. Из полученного концентрата Pd, Pt, Ag были сделаны шлифы и проанализированы под микроскопом. Под микроскопом в растре площадью 1.2x1.2 см (рис. 1), видны

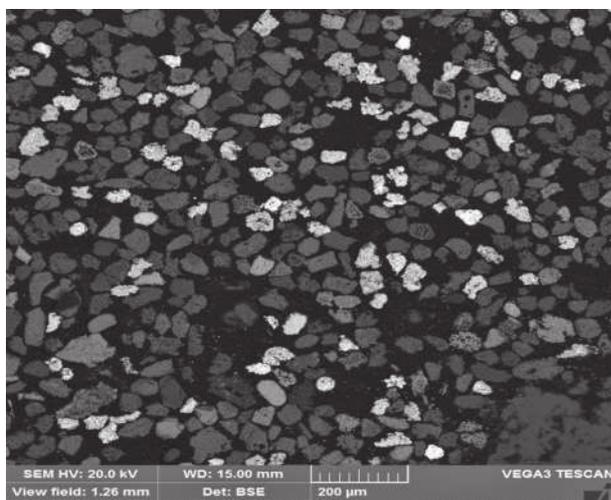


Рис. 1. Матричные минералы (темные) и обособления интерметаллидов (светлые)

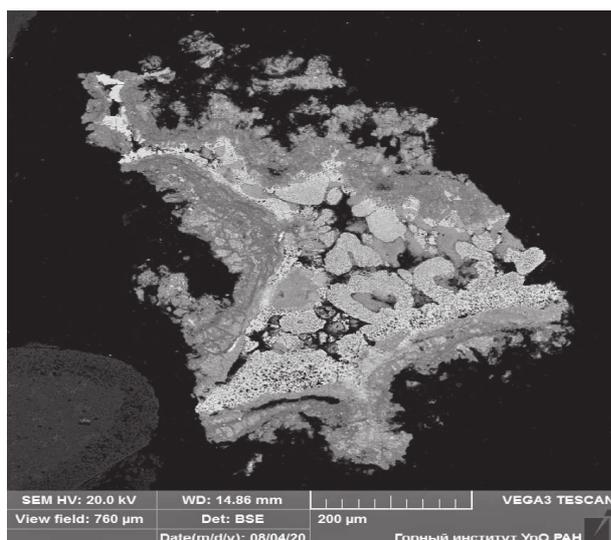


Рис. 2. Индивидуализированные обособления

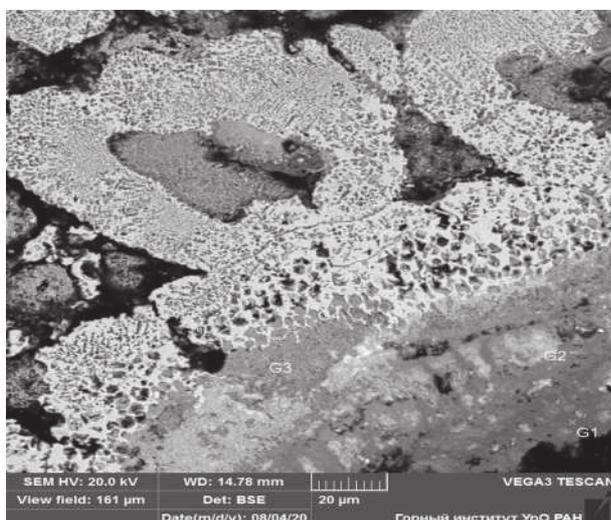


Рис. 3. Детализация рис. 2

темные частицы (матричные минералы) и светлые частицы (обособления интерметаллидов). На изображении видно, что частицы разобщены и «индивидуализированы».

Обсуждение результатов. Из результатов следует, что обжиг, проведенный при температуре выше 800 °С инициирует образование обособлений сформированных интерметаллидными многофазными сростаниями Pd, Pt, Ag, Sn, Cu, Pb. Обособления представлены сростаниями фаз: 1) Pd, Pt, Cu, Sn; 2) Ag, Sn, Cu, Pb; 3) Sn, Cu (таблица). Присутствуют и фазы состава: Ag, Sn; Pt, Pd и др.

Элементный состав фаз сростания
(по данным МРС-анализа)

Элемент	Содержание в отн. %			
	G1	G2	G3	G4
O	17.47	16.89	15.97	-
Pd	-	-	-	47.26
Pt	-	-	-	8.96
Ag	-	8.74	4.08	-
Sn	0.23	47.95	68.64	28.39
Pb	-	22.59	2.01	-
Cu	82.3	3.02	7.58	15.4
Z	100	100	100	100

Суть процесса преобразования состоит в том, что в условиях хлоридного расплава, который формируется при температуре выше 800 °С (температура плавления галита 804 °С, сильвина 790 °С) органические соединения Pd, Pt, Ag и сульфиды отжигаются. Свободные Pd, Pt, Ag, халькофильные элементы (Cu, Sn, Pb) аккумулируются и формируют индивидуализированные обособления, представляющие собой многофазные сростания интерметаллидов Pd, Pt, Ag, совместно с Cu, Sn, Pb, образуя техногенную минеральную ассоциацию.

Исследования проводились при поддержке госпрограммы по рациональному недропользованию, госпрограммы по селекции и семеноводству картофеля (подпрограмма по хранению и удобрению картофеля) и при финансовой поддержке ООО ГТК «Западный Урал»

Литература

1. Сметанников А. Ф., Шанина С. Н. Благородные металлы в солях Верхнекамского месторождения // Записки РМО. 2006. № 3. С. 61–65.
2. Синегрибов В. А., Сметанников А. Ф., Юдина Т. Б., Новиков П. Ю., Логвиненко И. А., Красноштейн А. Е. Способ извлечения благородных металлов / Патент № 2291907. Зарегистрирован 20.01.2007.
3. Сметанников А. Ф., Оносов Д. В., Синегрибов В. А., Косолапова А. И., Новиков П. Ю., Семенов А. А. Способ переработки отходов калийного производства / Патент № 2497962. Зарегистрирован 10.11.2013.

Сравнительный анализ синтетических и природных микрополикристаллических алмазов

А. Е. Сухарев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; sukharev@geo.komisc.ru

Природные алмазы встречаются не только в форме отдельных монокристаллов, но и в виде микрозернистых поликристаллических агрегатов, основной разновидностью которых являются карбонадо. Ввиду своего необычного строения, уникальных механических свойств и загадочной природы эти алмазы привлекают интерес геологов и материаловедов. Основной отличительной особенностью природных алмазов карбонадо является их скрытокристаллическая или мелкозеренная структура и неправильная внешняя форма. Термин «карбонадо» был введен бразильскими добытчиками для определения непрозрачных черных или серых алмазов (наибольший из известных имел массу 3167 карат). В настоящее время существуют различные гипотезы образования природных карбонадо – импактное, метаморфическое, коровое происхождение или кимберлитовый генезис. Характерной особенностью микроструктуры природных и синтетических карбонадо является взаимное прораствание зерен при достаточно малых их размерах и высокой плотности дефектов [1, 2]. Анализ шлифов малопористых природных микрополикристаллических алмазных агрегатов и образцов, синтезированных в диапазоне давлений от 6 до 14 ГПа из графита с помощью металлов-растворителей на основе никеля показал, что по характеру распределения включений и пор природные образцы соответствуют диапазону давлений их формирования не ниже 9 ГПа. Важным в понимании генезиса карбонадо является установление источника углерода и его формы в процессе синтеза [2-4].

Экспериментальное моделирование процесса синтеза микрополикристаллических агрегатов было проведено при использовании различных углеродных материалов, схем снаряжения ячеек высокого давления и активаторов фазового перехода графит-алмаз. Сравнение структурных особенностей синтетических микрополикристаллов проводили с природными образцами из Бразилии. Полученные данные показывают, что по совокупности своих генетических свойств природные карбонадо могут быть определены как мантийные алмазы, образовавшиеся из флюидизированных расплавов при значительных, но нестабильных пересыщениях по углероду. Обнаруженные в природных кристаллах включения твердых растворов металлов

(железо, титан и др.) и их оксидов свидетельствуют о высокой вероятности их участия в процессе образования карбонадо. Возможность синтеза карбонадо в системе графит- Fe_2O_3 была подтверждена нами экспериментально.

Для синтетических образцов установлено, что микрополикристаллические карбонадо формируются из объемных блоков графита с совершенной структурой. При наличии активаторов процесса перестройки гексагональной решетки в кубическую (металлы группы железа, водород) реализуется комбинированный механизм превращения, включающий мгновенный мартенситный переход с последующим ростом алмазного кристалла через расплав или флюидную фазу.

Подбор термобарических условий и минимизация активирующих добавок позволили провести синтез карбонадо заданной формы (цилиндры, кубы, октаэдры) из плотного графита МПГ-6 и пирографита. Такие алмазы имеют минимальные размеры зерен и низкое содержание примесей в поверхностном слое, поэтому они успешно могут заменять природные монокристаллы в резцах или инструменте для правки абразивных кругов.

В природных карбонадо, достигающих размеров в несколько сантиметров, как правило, области с плотной и пористой структурой чередуются. Поэтому использовать их на практике в буровом и других видах инструмента можно только после дробления и разделения на соответствующие фракции.

Литература

1. Верещагин Л. Ф., Яковлев Е. Н., Варфоломеева Т. Д. и др. Синтез алмазов типа карбонадо // Докл. АН СССР. 1969. Т.185. №3. С. 555–557.
2. Сухарев А. Е., Петровский В. А. Минералогия карбонадо и экспериментальные модели их образования. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 196 с.
3. Петровский В. А., Филоненко В. П., Сухарев А. Е. Экспериментальное моделирование генерации алмазных микрополикристаллов в ростовой среде Н–С–О–Fe с участием газовой фазы. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 20 с. (Отчетная серия № 4).
4. Яковлев Е. Н., Воронов О. А., Рахманина А. В. Синтез алмазов из углеводородов. Сверхтвердые материалы. 1984. №4. С. 8–11.

High-pressure fluidogenic carbons from supercritical liquids – potential for mineralogical and material science

T. G. Shumilova¹, L. A. Ivanova², K. Sun³, G. O. Odunmbaku³

¹IG FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia; shumilova@geo.komisc.ru

²Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia; liva@crust.irk.ru

³Chongqing University, Chongqing, China; kuan.sun@cqu.edu.cn

Carbon substances are the broadest class of materials with numerous varieties and areas of applications [1]. Following to the wide range of possible formation conditions and the peculiarities of a carbon atom structure and its energetic state the carbon substances with significantly different structures and properties are formed. In this regard, the possibilities of identifying new types of carbon materials are constantly expanding. Therefore, a detailed study of the structure and properties of carbon substances has an ever-increasing relevance. In nature, carbon and carbonaceous substances also play an important role, forming their own mineral deposits (diamond, graphite, shungite, as well as carbon compounds, including hydrocarbons, etc.), as well as widely participating in the formation of mineral resources, including precious metals, rare earth elements and ore matter. At the same time, in the latter case, the most important role is played by carbon-containing fluids, as a rule, have a state of supercritical fluid in the conditions of geological processes [2]. However, despite the widespread occurrence of fluidogenic processes in nature, the understanding of the behavior of supercritical fluids proper and the mechanisms of their participation in the formation of mineral deposits remains very superficial. At the same time, supercritical fluid in physics and chemistry of matter, as well as in materials science, is a very actively studied object and finds the widest fields of application, including medicine, cosmetics, food technologies, as well as technologies for the extraction and transportation of hydrocarbons. But, despite the 200-year history of the discovery of a matter state in the form of a supercritical fluid [3], the fundamental understanding of this phenomenon and the state of matter remains far from clear enough [2-4]. In the course of our preliminary experimental modeling of natural fluidogenic systems with the formation of native carbon [5, 6], we experimentally obtained carbon polymer-like substances under high-pressure conditions, represented by carbon photonic-like structures with periodicity in the IR range, as well as high-pressure carbon films and microtubes [5-8]. The resulting substances can be potentially useful for various applications, including such as micro- and na-

no-electronics, energy devices and opto-electronic technologies and others. In this regard, the interdisciplinary studies of supercritical fluids at high pressure and products of their reactions are actual for both – mineralogical and material science directions, that will have an important value to mineral deposits prospecting and technologies for different applications.

References

1. Dresselhaus, M.S., Dresselhaus G., Avouris Ph. Carbon nanotubes: synthesis, structure, properties, and applications. Berlin, Springer-Verlag, 2001. 453 p.
2. Bethke C.M. Hydrothermal Fluids. Published online by Cambridge University Press: 09 December 2021. DOI: <https://doi.org/10.1017/9781108807005.033>.
3. Berche B., Henkel M., Kenna R. Critical phenomena: 150 years since Cagniard de la Tour // Revista Brasileira de Ensino de Fisica. 2009. V. 31. # 2. 2602.
4. Brazhkin, V. V., Lyapin, A. G., Ryzhov, V. N., Trachenko, K., Fomin, Y. D., & Tsiok, E. N.. Where is the supercritical fluid on the phase diagram? // Physics-Uspekhi. 2012. # 55(11). P. 1061–1079. doi:10.3367/ufne.0182.201211a.1137.
5. Ivanova, L. A., Shumilova, T. G., Medvedev, V. Y., Marchuk, M. V., Isaenko, S. I., & Shevchuk, S. S. Experimental modeling of native carbon formation in a C–O–H fluid system // Doklady Earth Sciences. 2016. # 466(2). PP. 196–198. doi:10.1134/s1028334x16020197.
6. Letnikov F. A., Shumilova T. G., Medvedev V. Ya., Ivanova L. A. Transport and Crystallization of Noble Platinum in Supercritical C–O–H Fluid // Doklady Earth Sciences. 2018. Vol. 479. Part 2. P. 460–462. DOI: 10.1134/S1028334X18040049.
7. Shumilova T.G., Medvedev V.Ya., Ivanova L.A., Marchuk M.V., Shevchuk S.S. Method of Synthesis of One-Dimensional Carbon Photonic-Like Structures by Ethanol Pyrolysis at High Pressure. Patent RU # 2659275. Priority 31.12.2015. Published 29.07.2018a, Issue #19.
8. Shumilova T. G., Medvedev V. Ya., Ivanova L. A., Marchuk M. V., Shevchuk S. S. Method of Synthesis of Three-Dimensional Carbon Photonic-Like Structures by Ethanol Pyrolysis at High Pressure. Patent RU # 2659277. Priority 31.12.2015. Published 29.07.2018b, Issue #19.

5

Биоминералогия и биоминеральные взаимодействия. Органические минералы и минералоиды

Кероген – органический минералоид некристаллического строения

Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Кероген представляет собой геологический гетерополимер, состоящий из множества разнообразных мономеров, состав которых определяется составом исходного живого вещества, диагенетическими процессами, протекающими при захоронении этого вещества и последующим преобразованием под действием возрастающих температур и давления. Основными механизмами, формирующими молекулярную структуру керогена, являются реакции деградации–реконденсации, осернения органического вещества (ОВ), а также накопление ОВ вследствие прямого наследования. Создание уникальных условий, благоприятных для накопления ОВ, приводит к скоплению высокоуглеродистых формаций (горючесланцевых, угольных), а также материнских отложений, впоследствии приводящих к формированию нефтяных и газовых месторождений. Таким образом, важнейшим свойством керогена является генерация углеводородов в определенных условиях. Эти условия определяются типом и составом геополимера.

Фациально-генетическая принадлежность к той или иной группе ОВ позволила отечественным и зарубежным ученым четко разделить его на два диаметрально противоположных типа — если в основе первого типа лежит полимерлипидный комплекс (составляющий матрицу керогена), характеризующийся преимущественно алифатическим составом (Успенский, 1970; Конторович, 1976), образование которого связано с вкладом липидной составляющей фитопланктона и бактерий, то в основе второго — сложнотреническая ароматическая структура с многочисленными кислородсодержащими (преимущественно фенольными, метоксильными и карбоксильными) группировками, низкомолекулярными алкильными радикалами, формирующаяся из исходного органического вещества наземной растительности. Г. Потонье классифицирует данные типы как сапропелевое и гумусовое ОВ (1912). С тех пор терминология, относящаяся к типизации ОВ, принципиально не изменялась, так или иначе в её основе заложены генетические особенности исходной биомассы и фациальные условия, в которых происходило формирование ОВ — согласно А. Э. Конторовичу — это аквагенное и террагенное ОВ (Конторович, 1976), согласно Н. Б. Васоевичу — алиновое, отражающее повышенное содержание алифатических и алициклических структур, в которых сохраняется липидно-липоидная биохимическая основа, и арконовое ОВ, которому свойственны преимущественно конденсированные ароматические структуры, — аналог гумусового ОВ (Васоевич, 1972). В иностранной литературе, как правило, принято использование терминов «marine» (морское ОВ) и «terrestrial» (на-

земное ОВ), эквивалентное классификации, предложенной А. Э. Конторовичем.

Определение генетического типа и свойств керогена основано преимущественно на химической характеристике ОВ, включающей элементный состав, спектральные данные о структуре керогена и ряд термических показателей (Rock-Eval, пиролиз и т.д.) (Успенский, 1953; Тиссо, Вельте, 1981), и углепетрографических методах исследования ОВ, включающих изучение микрокомпонентного состава в концентратах керогена (Парпарова, Неручев, 1977).

Основными химическими элементами, слагающими структуру керогена, являются углерод, водород и кислород и в меньших концентрациях азот и сера, т.е. собственно все “биогенные” элементы, слагающие живое вещество. Обогащенность керогена водородом свидетельствует о значительных нефтегенерационных свойствах ОВ осадочной породы, повышенное содержание в его структуре гетероэлементов снижает генерацию УВ в катагенезе и способствует образованию преимущественно низкомолекулярных гетероатомных соединений (вода, углекислый газ и т.д.). Классификация, основанная на атомных соотношениях Н/С, О/С и S/C, позволила выделить 4 основных типа керогена — I, II, III и II-S соответственно. Примером I типа керогена является ОВ горючих сланцев миоценовой формации Грин Ривер (США) и известный ордовикский кукурсит Эстонии и Ленинградской области. Собственно II и II-S типы наиболее распространены среди нефтематеринских отложений, III — среди газоматеринских отложений, характерных для угольных месторождений. Типичным примером II и II-S типов является кероген горючих сланцев доманиковой формации Тимано-Печорского бассейна и юрских отложений Восточно-Европейской платформы соответственно. В основе их структуры лежит полимерлипидный комплекс, представленный длинноцепочечными *n*-алкильными звеньями, связанными с другими структурными фрагментами через кислород и серу — это алгаенановые фрагменты, связанные жирные кислоты и спирты. Отличительные особенности химического строения керогена верхнеюрских сланцев заключаются в формировании полисульфидного углеродного фрагмента, являющегося продуктом осернения углеводных компонентов. Сравнительный анализ преобразования их структуры в природных условиях и в условиях лабораторного эксперимента (водный термолиз при разных температурах) позволил установить направленное упорядочение структуры, связанное с потерей алкильных и гетероатомных элементов (звеньев, функциональных групп) и разрушением сульфидных связей. Сама углеродная структура в

процессе “созревания” претерпевает значительные изменения, которые одинаково характерны для всех типов керогена, но отличаются по скорости протекания. В конечном счёте, на поздних стадиях катагенеза структура керогена разных типов будет незначительно отличаться, что связано с относительной распространённостью структур

предшественников в матрице керогена, а также различными способами их включения. Тем не менее, она будет стремиться к более упорядоченной структуре, состоящей из поликонденсированных ароматических ядер, формирующих ароматические стеки, ориентированные параллельно друг к другу (Vandenbroucke, Largeau, 2007).

Кальцит в нижнепермских отложениях бассейна реки Вычегды

О. С. Ветошкина

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; vetoshkina@geo.komisc.ru

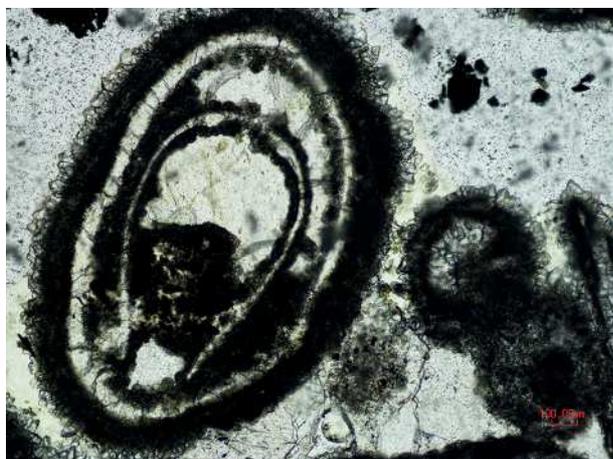
Известняки с пеллециподами, обнаруженные у с. Мыелдино Усть-Куломского района, отнесены к нижним горизонтам кунгурского яруса [1]. Исследования особенностей строения и состава породообразующего минерала способствуют пониманию условий их формирования.

В известняках преобладает стабильный маломагнезиальный кальцит. Содержание CaO, в образцах варьирует от 51.5 до 53.9 %, CO₂ — от 42.6 до 44.0 %, а MgO — от 1.0 до 3.2 %. Часто в одном шлифе наблюдаются структурные признаки разных путей формирования карбоната кальция. Выделяется относительно чистый, крупнозернистый кальцит, кристаллизовавшийся в поровых пространствах карбонатных осадков. К таким заполняемым кальцитом пустотам относятся пространства между зернами, полости в раковинах и скелетных остатках (рис. 2 в), а также трещины и полости растворения. Кроме того, в образцах определяются микрозернистые агрегаты, сложенные ксеноморфными плотно прилегающими друг к другу мелкими кристаллами кальцита. По-видимому, такой карбонатный материал первоначально отлагался в виде карбонатного ила, и вначале состоял из мельчайших кристалликов, которые в результате це-

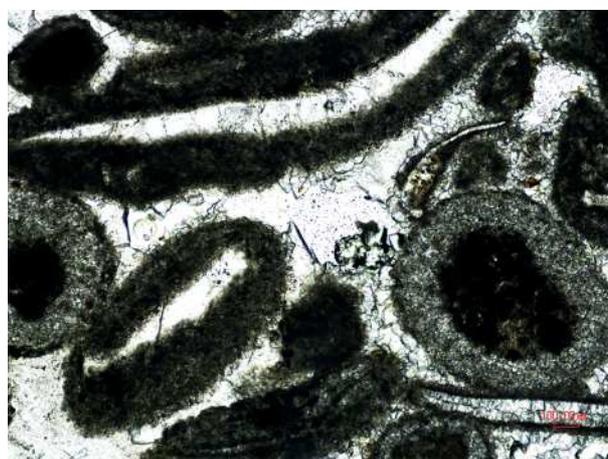
ментации и перекристаллизации превратились в микрокристаллический кальцит.

Наблюдаемые зерна сфероидной или эллипсоидальной формы (ооиды), сложенные кальцитовыми корочками (рис. 1 а, б), образовались в результате хемогенной кристаллизации вокруг некоторой зародышевой частицы. Оболочки ооидов состоят из концентрических слоев. Чаще корочки выглядят как темные микрокристаллические камки вокруг зерен (рис. 1 а, б). Зародышами в ооидах могут быть скелетные обломки (рис. 1, а), пеллеты (рис. 1, б), некоторые из которых имеют органиогенное происхождение.

В образцах часто встречаются органическое вещество, имеющее темную окраску, а также структуры обусловленные присутствием в карбонатных осадках организмов (рис. 2 а, б, в), выделявших карбонат кальция для образования своих скелетов или раковин. После того как раковины или их обломки были погребены, углубления и поры в них заполнялись, а затем и сами они замещались вторичным кальцитом. В результате этого органиогенная первичная структура затухивалась или утрачивалась, и образовались крупнозернистые мозаичные кальцитовые агрегаты. В этом случае только



а



б

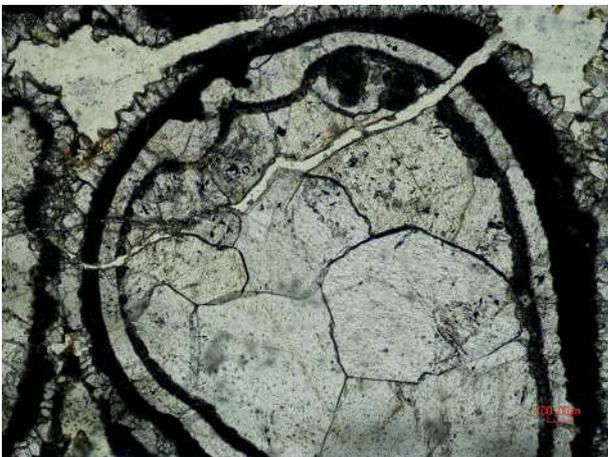
Рис. 1. Ооиды. Ядра нередко представлены обломками раковин, перекристаллизованных в кальцитовый агрегат. Ооиды имеют концентрическую структуру



а



б



в

Рис. 2. Перекристаллизованные обломки раковин, сцементированные тонкозернистым кальцитом

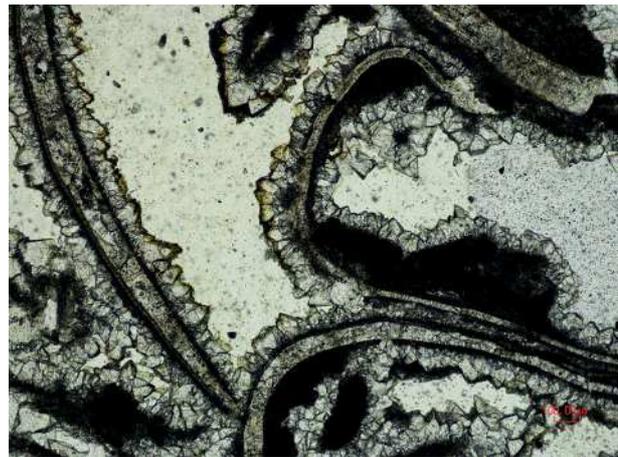


Рис. 3. Органогенные и другие структуры оторочены каемками мелких кристаллов

внешние контуры окаменелостей позволяют судить об их первичной природе. Редкие кальцитовые органогенные остатки, сохраняющие детали структуры, вероятно, первичные, но и они частично перекристаллизованы. Возможно, некоторые раковины, сложенные кальцитом, были первоначально арагонитовыми. Иногда органогенные структуры и другие зерна оторочены каемками мелких кристаллов (рис. 3). Сложность строения обусловлена различными способами образования кальцита (биогенным, хемогенным).

Величины $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов варьируют в интервале от 0,3 до 2,4 ‰ (V-PDB). Разброс величин $\delta^{18}\text{O}$ карб — от 17,5 до 19,4 ‰ (V-SMOW). Очевидно, установленные показатели $\delta^{13}\text{C}$ карб и $\delta^{18}\text{O}$ карб связаны с особенностями формирования отложений [2]. На основе ряда независимых критериев показано, что комплексу кунгурских карбонатов свойственны особенности отложений полулагунного типа [1]. Мы тоже интерпретируем условия их формирования как относительно мелководные. Источник и механизм привноса карбоната кальция связаны с осадками биогенного и хемогенного происхождения.

Литература

1. Геология СССР. М: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1963. Т. 2. Ч. 1. 1080 с.
2. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Изд-во Мир, 1989. 590 с.

Морфология и состав биомиметических композитов карбонатгидроксиапатит-высокомолекулярной гиалуроновой кислоты

С. А. Герк, О. А. Голованова

ОмГУ им. Ф. М. Достоевского, Омск; *gerksa_11@mail.ru*

Получение гибридных органо-неорганических фосфатных материалов является перспективным направлением исследований в области разработки биополимерных композитов для медицины [1]. В качестве органической матрицы может использоваться структурообразующий гликозаминогликан биологических жидкостей – гиалуроновая кислота. За счет создания сетчатой микроструктуры в растворе полисахарид концентрирует вокруг себя воду, компоненты межклеточного вещества, клетки. В связи с чем биоматериалы на основе гиалуроновой кислоты могут обеспечивать желаемую адгезию и сцепление имплантата с окружающими тканями.

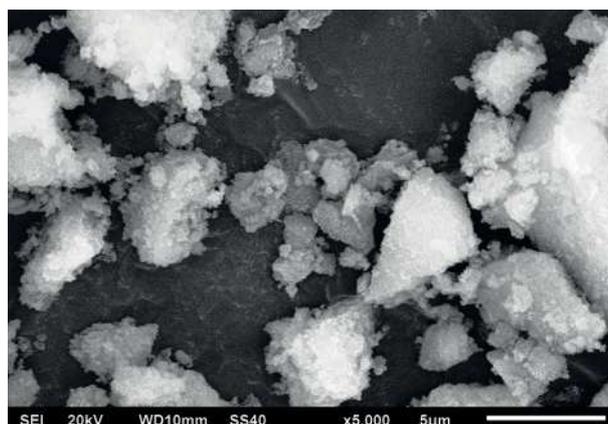
Целью работы является изучение структурных и поверхностных характеристик композитов гидроксиапатита и высокомолекулярной гиалуроновой кислоты, полученных из модельных растворов синовиальной жидкости человека.

Материалы и методы исследования. Композиты синтезированы из прототипа синовиальной жидкости здорового взрослого среднестатистического человека [2]. В качестве источника высокомолекулярной гиалуроновой кислоты (ВГК) применяли гиалуронат натрия (высокомолекулярный, квалификация «ч.»). В раствор с ионами HPO_4^{2-} ; HCO_3^- ; SO_4^{2-} ; Na^+ ; K^+ и гиалуронатом натрия вводили со скоростью 5 мл/мин при постоянном перемешивании ионы Ca^{2+} , Mg^{2+} и Cl^- (таблица). Время кристаллизации осадков – 7 суток. Состав и поверхность полученных осадков исследован с помощью РФА, СЭМ, одноточечной адсорбции азота по методу БЭТ ($S_{\text{уд}}$, $\text{м}^2/\text{г}$). Кристаллохимические параметры определены по методу наименьших квадратов. Величины областей когерентного рассеяния (ОКР или D, минимальных размеров кристаллитов) рассчитаны по формуле Дебая-Шеррера по рефлексу (002) [2].

Результаты и обсуждение. Установлено, что основной фазой всех образцов является кальций-дефицитный карбонатсодержащий гидроксиапатит (КГА, таблица). Композиты КГА-ВГК аморфизированы за счет присутствия в их составе фосфата

кальция и полисахарида. В кристаллической решетке порошков, синтезированных из вязких сред с содержанием ВГК $\geq 0,15$ масс. % (образцы № 4, 5), отмечается сужение элементарной ячейки вдоль оси a , как следствие уменьшение ее объема до значений, характерных для биогенного апатита. Возможно, образуется КГА Б-типа (Б-тип: $\text{Ca}^{2+} + 2\text{PO}_4^{3-} = \text{V}_{\text{Ca}} + 2\text{CO}_3^{2-}$) [2].

Порошки КГА-полисахарид по сравнению с чистой фазой имеют меньшие размеры кристаллитов (ОКР или D, таблица). Вероятно, ингибирование их роста происходит за счет снижения скорости диффузионных процессов в вязких средах. Минимальная величина ОКР характерна для образца №4 (ВГК 0,15 масс. %). Из модельных растворов с большей концентрацией ВГК (0,2 масс. %, обр. № 5) получены осадки с более крупными кристаллитами. Возможно, из-за образования между молекулами полисахарида трехмерных структур «сеток», обеспечивающих селективную диффузию растворенных частиц. В целом, в присутствии ВГК образуются порошки с развитой удельной поверхностью (таблица). Несмотря на вязкость модельных сред, из-за наличия большого количества карбоксильных групп, из раствора на поверхности образцов активно концентрируются катионы Na^+ , K^+ ,



Микрофотографии образца № 5 (таблица, увеличение $\times 5000$)

Кристаллографические параметры решетки КГА, размеры кристаллитов и площадь удельной поверхности композитов

№ образца	ВГК, масс. %	Ось a , Å	Ось c , Å	c/a	V , Å	D, нм	$S_{\text{уд}}$, $\text{м}^2/\text{г}$
1	0	9.459±0.002	6.874±0.002	0,726	532,6	22,09	130±7
2	0,15	9.455±0.002	6.870±0.002	0,727	531,9	18,12	125±6
3	0,1	9.475±0.002	6.871±0.002	0,725	534,2	18,12	110±6
4	0,15	9.446±0.002	6.869±0.002	0,727	530,8	13,72	110±6
5	0,2	9.433±0.002	6.861±0.002	0,727	528,7	15,62	116±6
6	Костная ткань [2]	9,410	6,891	0,732	528,4	5–20	–

Mg²⁺ и Ca²⁺. При содержании 0,2 масс. % в модельной среде получены образцы с более развитой поверхностью. На агрегатах композита №5 (рисунок) видны оформленные кристаллы в виде тонких пластинок характерных для биогенного апатита.

Таким образом, композиты КГА-ВГК обладают развитой удельной поверхностью, близки по составу к костному апатиту, что указывает на их перспективное применение в качестве материалов, стимулирующих остеоинтеграцию при замещении костных дефектов.

Литература

1. Kalmykova T. P., Kostina Yu V., Ilyin S. O., Bogdanova Yu. G., Severin A. V., Ivanov P. L., Antonov S. V. Effect of synthesis medium on the structure and physicochemical properties of biomineral composites based on hydroxyapatite and hyaluronic acid // *Polymer Science*. 2020. V. 62. № 1. P. 61–71.

2. Голованова О. А., Герк С. А. Структурно-морфологические характеристики и растворение карбонатгидроксиапатита, полученного в присутствии пролина // *Неорганические материалы*. 2020. Т. 56. №5. С. 571–580.

О магнетитовых сферулах в продуктах океанического вулканизма (Срединно-Атлантический хребет)

И. Г. Добрецова¹, В. И. Силаев²

¹Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург; *dobro54@mail.ru*

²ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В ходе изучения придонных осадков неоплейстоцен-голоценового возраста в северной части Срединно-Атлантического хребта (13–20° с. ш.) сотрудниками ПМГРЭ среди минералов тяжелой фракции были обнаружены единичные магнитные шарики размером 50–250 мкм с гладкой и полигонально-дифференцированной поверхностью. Как известно, в настоящее время существует несколько представлений о происхождении таких форм: 1) природно-техногенном [1]; 2) космическом — метеоритная пыль, гравитационно-осажденная на дно осадочных бассейнов [2]; 3) эксплозивно-вулканогенном на континентальных вулканах [3]; 4) туффизитовом [4, 5]; 5) магматическом — ультрабазиты концентрически-зональных массивов [6] и карбонатиты [7]; 6) гидротермальном [8]; 7) специфично-флюидогенном [9]; 8) кавитационном — схлопывание пузырьков образовавшихся в результате вскипания флюидизированных магм [10].

Нами подобные магнитные сферулы были, вероятно, впервые обнаружены в продуктах океанического вулканизма и придонного вулканогенно-гидротермального рудообразования, в частности, в гидротермально-измененных базальтоидах на рудопоявлении Зенит-Виктория (восточный

борт рифтовой долины САХ) и в сульфидных рудах на проявлении «Семёнов» (рис. 1).

Извлеченные микросферулы исследовались методами просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ) и аналитической СЭМ (Tesla BS-350). Неоценимую помощь в исследованиях нам оказал г. н. с. ВИМС Виктор Тимофеевич Дубенчук. Фазовая диагностика вещества магнитных сферул осуществлялась методом рентгеновской микродифракции в режиме ПЭМ. При этом были получены лауэграммы, типичные для магнетита (рис. 2), талька, кальцита, вернадита, манганита, апатита. Обнаружена также фаза углеродного вещества.

В режиме СЭМ при значительных увеличениях на магнитных шариках выявилась полигонально-дифференцированная поверхность, иногда с микроформами кристаллографического скульптирования (рис. 3 а, б). На одной из таких поверхностей в трех точках был определен химический состав магнетита, по которому были рассчитаны эмпирические формулы минерала и минеральные компоненты (табл. 1). Следует отметить, что точки анализа не были тождественными: точка 1 располагалась строго на поверхности шарика, а точки 2, 3 попали на микротрещины. В результате послед-



Рис. 1. Магнитная субстанция из осадков вблизи вулкана (слева) и магнитные сферулы, извлеченные из вулканогенных отложений и кварц-сульфидной руды

Химический (мас. %) и минеральный (мол. %) составы основной фазы в магнитных шариках

№ п/п	Fe	Mn	Ti	Al	Эмпирическая формула
1	96.6	3.4	не обн.	не обн.	$(\text{Fe}_{0.9}\text{Mn}_{0.1})\text{Fe}_2\text{O}_4$
2	77.92	3.06	3.87	15.15	$(\text{Fe}_{0.92}\text{Mn}_{0.08})(\text{Fe}_{1.08}\text{Al}_{0.8}\text{Ti}_{0.12})_2\text{O}_4$
3	83.88	2.33	1.34	12.45	$(\text{Fe}_{0.94}\text{Mn}_{0.06})(\text{Fe}_{1.28}\text{Al}_{0.18}\text{Ti}_{0.04})_2\text{O}_4$
Минеральный состав					
№ п/п	Магнетит	Якобсит MnFe_2O_4	Герцинит FeAl_2O_4	Ульвит	
1	90	10	нет	нет	
2	40	8	40	12	
3	56	6	34	56	

ние два анализа получились со значительным содержанием SiO_2 , что мы относим к влиянию на определение примесной к магнетиту стеклофазы. Особенностью состава исследованного магнетита является значительная примесь в нем герцинита —

индикатора кристаллизации магнетита в условиях повышенных литостатических давлений, т. е. магнитные шарики образовались не на дне океана, а под дном на значительной глубине.

Литература

1. Меньшикова Е. А., Осовецкий Б. М. Магнитные сферулы природно-техногенных осадков // *Современные проблемы науки и образования*. 2015. № 1. С. 18–29.
2. Грачев А. Ф., Цельмович В. А., Корчагин О. А. Космическая пыль и странные шарики в древних земных слоях // *Земля и Вселенная*. 2008. № 5. С. 1–6.
3. Силаев В. И., Карпов Г. А., Аникин Л. П., Вергасова Л. П., Филиппов В. Н., Тарасов К. В. Минерально-фазовый перагенезис в эксплозивных продуктах современных извержений вулканов Камчатки и Курил. Часть 2. Минералы-спутники алмазов Толбачинского типа // *Вулканология и сейсмология*. 2019. № 6. С. 36–49.
4. Силаев В. И., Чайковский И. И., Харитонов Т. В., Филиппов В. Н., Хазов А. Ф. К проблеме атипичных и нетрадиционных минералов-спутников алмаза (на примере Урала). Сыктывкар: Геопринт. 2009. 65 с.
5. Чайковский И. И., Коротченкова О. В. Эксплозивные минеральные фазы алмазоносных вишеритов Западного Урала // *Литосфера*. 2012. № 2. С. 125–140.
6. Малич К. Н., Рудашевский Н. С., Соколова Н. И. Микросферулы из ультрабазитов концентрически-зональных массивов Алданского щита, их генетическое и прикладное значение // *Минералогический журнал*, 1991. Т. 13. № 3. С. 52–71.
7. Кориневский В. Г., Кориневский Е. В., Котляров В. А. Металлические микросферулы в карбонатитах Южного Урала // *Вестник Коми НЦ УрО РАН*, 2018. № 10. С. 39–46.
8. Рычагов С. Н., Главатских С. Ф., Сандимирова Е. И. Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералообразования в современных гидротермальных системах Баранского (о-в Итуруп) // *Геология рудных месторождений*. 1996. Т. 38. № 1. С. 31–40.
9. Лукин А. Е. Минеральные сферулы — индикаторы специфического флюидного режима рудообразования и нефтидогенеза // *Геофизический журнал*, 2013. № 6. Т. 35. С. 10–33.
10. Галимов Э. М. Кавитация как механизм синтеза природных алмазов // *Известия АН СССР. Сер. геол.* 1973. № 1. С. 3–15.



Рис. 2. Типичная лауэграмма магнетита в исследованных магнитных сферулах, полученная методом микродифракции

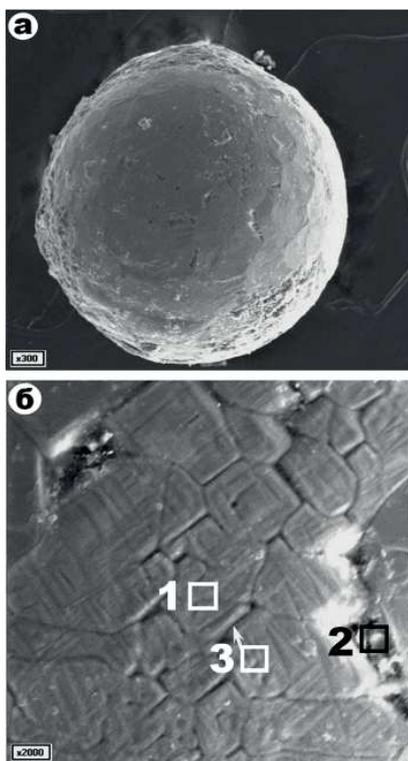


Рис. 3. Полигонально-дифференцированная микроморфология магнитной сферулы из гидротермально-измененного базальта (а) и схема определения на ее поверхности химического состава магнетита

Минералообразование кальцитовых трубочек на дне озер в Кунгурской ледяной пещере

О. И. Кадебская¹, А. С. Казанцева²

Пермский ФИЦ УрО РАН, Пермь; icecave@bk.ru¹, kazanalena@bk.ru²

Пещеры, развитые в сульфатных массивах, являются весьма специфическим местом минералообразования. Формы нахождения воды, температурный режим полости и состав пород определяют фациальные обстановки минералообразования. Одним из уникальных объектов в сульфатных массивах является Кунгурская Ледяная пещера, где за процессами минералообразования ведутся длительные наблюдения уже более ста лет. Несмотря на это, в последние годы было сделано несколько новых открытий, которые вошли в историю изучения минералов пещер [1-5].

В 2020-2021 гг. мы наблюдали за образованием на дне озер гротов Длинный и Дружбы Народов необычных кальцитовых трубочек (рис. 1). Температура воды в озерах в течение года почти стабильна — +5,0 – +5,4°C. Изучение минеральных пленок с поверхности озер показало, что они представляют собой друзовидные агрегаты острых ромбоэдрических кристаллов кальцита [4].

При изучении глинистых отложений на дне озер в местах нахождения кальцитовых трубочек было установлено наличие этих кальцитовых пленок, которые с поверхности воды осаждались на дне озера, а также органические растительные остатки, которые при окислении образуют углекислый газ. С одной стороны, CO₂ приводит к цементации множества кальцитовых корочек, образуя подводные многослойные агрегаты, где корочки перемежаются с глинистым веществом и органикой. С другой стороны, пузырьки газа при восходящей миграции увлекают за собой богатый раствор CaCO₃. Когда раствор становится несколько перенасыщенным, по краю пузырька начина-

ется отложение карбоната кальция в виде кальцита, но только в точках края, где происходит смешение пересыщенного раствора с озерными водами (рис. 2). Таким образом, начинают формироваться трубочки, которые со временем перемещают точку минералообразования все выше и выше.

Низкое пересыщение раствора, предполагаемое для образования трубочек, подтверждается и тем, что хорошо развиты кристаллы, составляющие оболочку трубочек (рис. 1, С).

Механизм развития подводных трубочек аналогичен механизму карбидинитов, описанных в работе Hill С., Forti P. [6]. Карбидиниты чаще всего образованы кальцитом [6] и развиваются поверх скоплений отработанного карбида, когда-то оставленного в пещере спелеологами. Вода, проникая в карбидный порошок, вступает в реакцию с CaCO₃, образуя ацетилен и гидроксид кальция. Таким образом, ацетилен стремится вверх, увлекая за собой раствор, богатый ионами кальция. Вначале образуется конкреционный «воротник», который окружает каплю воды. При росте карбидинит имеет тенденцию к расширению диаметра трубочки, иногда достигая 0,5 см.

Основные отличия минералообразования кальцитовых трубочек в озерах Кунгурской Ледяной пещеры от карбидинитов:

1) В нашем случае CO₂ поступает в результате разложения органики, а диффузия его происходит под водой, а не на границе соприкосновения карбида с воздухом.

2) Развитие подводных трубочек в Кунгурской пещере происходит непрерывно во времени, некоторые из них достигали длины 10 см, в то время как

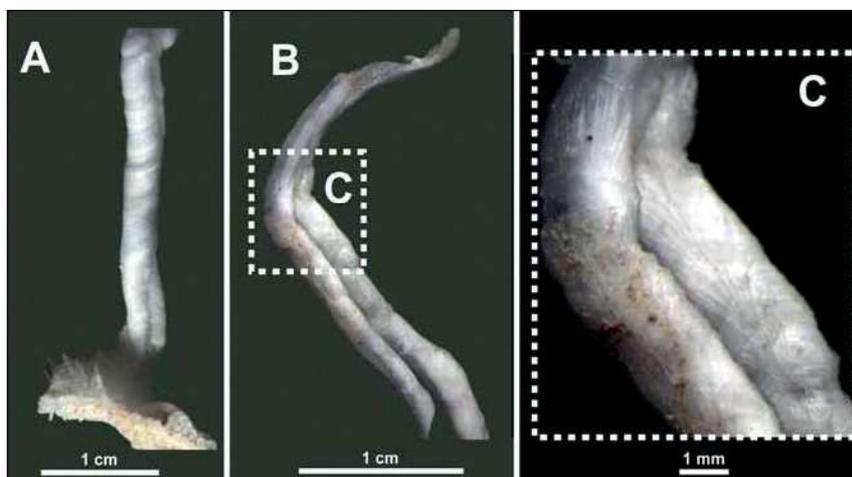


Рис. 1. Кунгурская Ледяная пещера: А–В — изображения двух фрагментов подводных антигравитационных канюль; С) увеличено, чтобы выделить игольчатую кристаллическую структуру кальцита, образующего стенки канюль (Фото О. Кадебской)

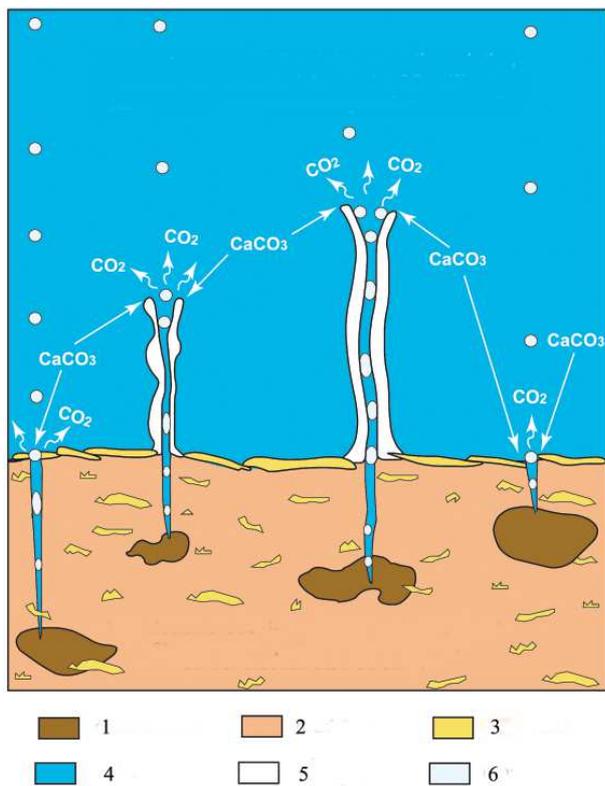


Рис. 2. Предполагаемый эволюционный механизм генезиса и развития подводных кальцитовых трубочек [7]: 1 – органические остатки, 2 – глина, 3 – кальцитовые пленки, 4 – вода, 5 – антигравитационные канюли, 6 – CO_2

развитие карбидинитов активно происходит только несколько часов после попадания карбида в пещеру и почти исключительно в летние месяцы.

3) Рост кристаллов происходит не на границе питающего субстрата, как у карбидинитов, а на конце кальцитовой трубочки, когда пузырьки газа поднимаются внутри, увлекая за собой насыщенный раствор карбоната кальция.

При обсуждении кальцитовых трубочек в озерх Кунгурской Ледяной пещеры П. Форти, извест-

ный специалист по минералам пещер, предложил выделить их в отдельный тип отложений и назвать их антигравитационные канюли.

На основании наших наблюдений был предложен эволюционный механизм генезиса и развития подводных кальцитовых трубочек (рис. 2).

Литература

1. Андрейчук В. Н., Кадебская О. И., Чайковский И.И. Криогенные минеральные образования Кунгурской Ледяной пещеры. Силезский университет – Горный Институт УрО РАН. Сосновец-Пермь. 128 с.
2. Чайковский И. И., Кадебская О. И. Криогенный гипс Кунгурской ледяной пещеры // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Пермь, 2009. Вып. 12. С. 85–90.
3. Чайковский И. И., Кадебская О. И. Минералогия переходной микроклиматической зоны Кунгурской Ледяной пещеры / Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Пермь, 2012. Вып. 14. С. 100–105
4. Чайковский И. И., Кадебская О. И., Калинина Т. А. Минералогия пленок на поверхности водоемов Кунгурской Ледяной пещеры // Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества: проблемы структурирования, упорядочения и эволюции структуры: матер. минералог. семинара с международным участием. Сыктывкар, 2012. С. 346–348.
5. Kadebskaya O., Tchaikovsky I. Skeleton crystals of cryogenic gypsum from Kungur Ice cave, Ural mountains, Russia / Proceedings 16-th international congress of speleology. Czech Republic, Brno, July 21–28, 2013. Vol. 3. P. 454–459.
6. Hill C., Forti P. Cave minerals of the World. Huntsville, 1997. 480 p.
7. Calaforra J.-M., Forti P. (2021) Speleotemi peculiari dei Gessi e delle Anidriti / Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia Serie II voi. 36–2021. 140 p.

Карбонатизация цианофитов из реки Вымь (Республика Коми)

В. И. Каткова, Т. П. Митюшева

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; katkova@geo.komisc.ru, mityusheva@geo.komisc.ru

Ранее проведенными исследованиями современного биоминералообразования в различных водоемах Республики Коми было установлено, что основным минералом, формирующимся в гликокаликсе в цианобактериях рода Ривулярия (*Rivularia*) из солоноватых Cl-Na техногенно загрязненных вод руч. Богдельский в с. Серегово, является кальцит. Отложение карбоната кальция происходит на поверхности чехлов в виде облекания нитей цианобактерий, их отпечатков и полных псевдоморфоз [1]. Инкрустация цианобактерий кальцитом в пресных водах происходит независимо от их местообитания и экологических условий. Первостепенную роль в осаждении кальцита играют экзополисахариды [2, 3].

Исследование процессов накопления биоминералов цианобактериями в пресных водоемах Республики Коми в связи со слабой изученностью были продолжены в 2020–22 гг. Целью работы является выявление особенностей состава и структуры микроминералов, формирующихся в цианобактериальных сообществах, обитающих в разных по составу водах юга Республики Коми.

Объектами исследований послужили высушенные формы минерализованных колоний цианобактерий род Глеотрихия (*Gleotrichia*, порядок Ностокальных) из р. Вымь и р. Луза (табл. 1).

Исследования минерализованных форм колоний проведены в ЦКП УрО РАН «Геонаука» в ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Водоросли рода *Глеотрихия* образуют студенистые полушаровидные или шаровидные колонии, в которых нити располагаются радиально. Исследования структурными методами несколь-

ких высушенных форм минерализованных колоний цианобактерий из р. Вымь показали, что минеральной составляющей во всех образцах является кальцит ($CaCO_3$). Экстремумы на рентгеновских дифрактограммах указывают на мономинеральный состав — 3.85; 3.04; 2.49; 2.28; 2.18; 2.09; 1.91; 1.87; 1.60; 1.52 Å. На ИК-спектрах кроме полос, характерных для кальцита (713, 874 и 1427 cm^{-1}), присутствуют слабые пики дублета в области 780–800 cm^{-1} (колебания связанных SiO_4 -тетраэдров) и полоса 1080 cm^{-1} , которые свидетельствуют о присутствии в составе гликокаликса колоний кристаллических примесей кварца. Широкая полоса ИК-поглощения в области 565–604 cm^{-1} , обусловленная колебаниями связей в ортофосфорных группировках, указывает на разупорядоченность фосфатной компоненты в структуре колоний.

Микронзондовым анализом и методом РЭМ в гликокаликсе колоний цианобактерий диагностируется кальцит с содержанием Ca до 34 мас. %. На микроснимках минерализованных колоний визуализируются множество монокристаллов и сростков, различающихся по морфологии и агрегатов кальцита размером до 250 мкм под биопленкой и на поверхности экзополисахаридного вещества. Кальцит формирует как вершинные скелетные кристаллы, так и образования ромбоэдрического облика с субиндивидами по всей поверхности. Отдельные скопления кальцита, визуализируемые на микроснимках в виде бесструктурных масс, содержат в себе минерализованные чехлы цианобактерий. На РЭМ-изображениях четко визуализируются валютинные гранулы в цитоплазме клеток, содержащие фосфат кальция. Содержание фосфора в цитоплазме кле-

Таблица 1. Характеристика объектов исследования в 2019–2021 гг.

Объект исследования	Размер колоний, см	Местоположение объекта	Координаты		Показатели водной среды		
			Долгота, E	Широта, N	pH	Удельная электрическая проводимость, мкСм/см	Температура, °C
Цианобактерии	2–2.5	р. Вымь (т.н.21-х 90)	62°19'57.0"	50°42'33.2"	7.8	460	20.8
род Глеотрихия	<1 см	р. Луза (т.н.21-70)	60°31'48.9"	48°47'02.0"	7.7	25	21.5

Таблица 2. Химический состав колоний цианобактерий р. Вымь по данным микронзондового анализа, мас. %

Структурные элементы цианофитов (число анализов)	Mg	Si	P	S	Ca
Гликокаликс (n=13)	0.28–1.05	0.00–1.92	0.2–0.8	0.37–0.63	1.39–2.5
Клетка (n=8)	0.00–0.77	0.00–0.77	0.21–2.09	0.37–0.92	1.45–8.86

ток в отдельных случаях достигает до 2.18, а кальция — 8.86 мас.% (табл. 2). Дифрактограммы высушенных форм колоний цианобактерий из р. Луза указывают на присутствие кварца и кальцита.

Литература

1. Каткова В. И., Митюшева Т. П., Филиппов В. Н., Симакова Ю. С. Минеральные включения в цианобактериях из водных объектов юга Республики Коми //

Вестник Кольского научного центра РАН, 2017. № 4. С. 65–71.

2. Билан М. И., Усов А. И. Полисахариды известковых водорослей и их влияние на процесс кальцификации // Биоорганическая химия, 2001. Т. 27. № 1. С. 4–20

3. Самылина О. С., Баулина О. И., Герасименко Л. М. Фоссилизация цианобактерий в условиях содовых озер // Водоросли в эволюции биосферы / Материалы I палеоальгологической конференции. 25–28 февраля 2013 г. Москва: ПИН РАН. 2013. С. 112–114.

О барите в осадке и в полостях фоссилий (заповедник Казантипский, Крым)

Л. В. Леонова¹, А. И. Антошкина², О. Б. Азовскова¹, Ю. С. Симакова²

¹ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; lvleonova@yandex.ru

²ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; Antoshkina@geo.komisc.ru

В пределах заповедника Казантипский (Керченский п-ов, Крым) на разрезе правого борта бухты Шарабай (рис. 1а) вскрыты породы глинисто-карбонатно-гипсового состава, подстилающие нижнеэотические мшанковые биогермные известняки [1, 2]. В верхней части этого комплекса пород сохранились следы захороненного грифона (рис. 1б).

Комплекс пород представляет собой отложение грязевого вулкана с сопутствующими газофлюидными высачиваниями, активность которого проявлялась в позднеарматско-раннеэотическое время. Грязевой вулканизм, в целом, типичен для неоген-современного интервала Керченско-Таманской области [3]. Интерес представляет специфичная минерализация (барит, целестин, стронцианит), не характерная как для осадочных, так и для грязевулканических отложений. Однако барит и целестин маркируют гидротермальные и газофлюидные высачивания [4]. Эти минералы могут формироваться синседиментационно как сиповые или в полостях осадочных пород в результате позднедиагенетической фильтрационной пропитки. Закономерно возникает вопрос: в изучаемых отложениях Казантипского заповедника барит-целестиновая минерализация сопутствовала грязе-

вулканической активности или эти минералы образовались значительно позже и связаны с пропиткой уже сформированных пород?

Поскольку захороненный грифон (современный - это извергающиеся грязевые массы и газы, часто с сопутствующими минерализованными водами и нефтью) однозначно указывает на грязевулканическую активность в раннеэотическое время, решено было взять пробу на шлиховой анализ из породы в его основании (рис. 1б, пометка X). В процессе промывки пробы после удаления глинистой компоненты выделялись следующие фракции: несортированный остаток, лёгкая немагнитная, тяжёлая магнитная и электромагнитная, тяжёлая немагнитная. Фракции изучались методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) (JSM-6390LV JEOL) с ЭДС-спектрометром (INCA Energy 450 X-max 80, напыление углеродом в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ ФГБУН УрО РАН).

Среди шлихового остатка встречаются раковины остракод и микрогастропод, обломки мшанковых известняков, мелкие гипсовые «розы» и баритовые сферокристаллы.

На поверхности раковины микрогастроподы (рис. 2а) видны следы сверления губок (?), илоедов (?). Наиболее часто раковины заполнены глини-



Рис. 1. Фото объектов изучения: а — космоснимок бухты Шарабай; б — разрез правого борта с захороненным грифоном и местом отбора проб на шлиховое опробование (X)

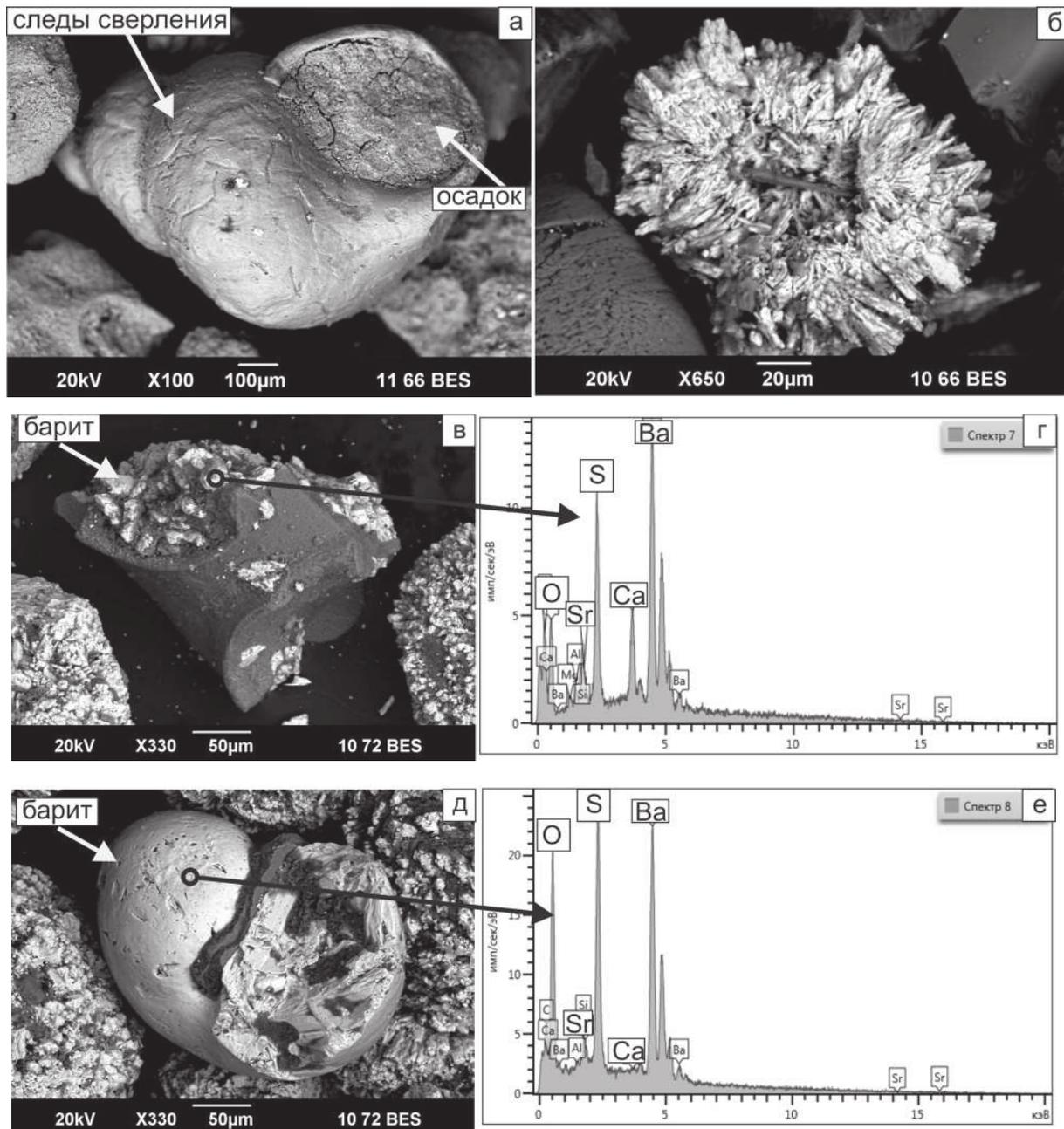


Рис. 2. СЭМ-фото и ЭДС спектры проб из легкой несортированной и тяжелой немагнитной фракций шлиха: а — раковина микрогастроподы, заполненная глинистым субстратом осадка; б — сферокристалл барита из вмещающей породы; в — обломок мшанки, полость которой заполнена баритом и осадочным субстратом; г — ЭДС-спектр барита со стронцием; д — фоссилия микрогастроподы с кристаллическим баритом в полости раковины; е — ЭДС спектр барита

стым субстратом осадка (рис. 2а). В этом осадке тяжелая немагнитная фракция на 80-90 % представлена сферокристаллами барита (рис. 2б). Хорошая сохранность тонких иголок барита свидетельствует о том, что он формировался в жидкой среде, когда осадок ещё не дегидратировался, и что агрегат не подвергался механическому разрушению. Встречаются обломки мшанок, во внутренних полостях которых кристаллический барит наблюдается вместе с осадком (рис. 2в, г), а в раковинах отмерших микрогастропод баритом заполнено всё свободное пространство раковины (рис. 2 д, е). Такие находки имеют большое значение.

Они свидетельствуют о том, что после отмирания организмов, ими занимаемые полости ещё не заполнились осадком, а в придонном слое воды было достаточно сульфат-иона и бария для формирования сферокристаллов в осадке и раскристаллизации в полостях остатков макрофауны. Аутигенная карбонатно-баритовая минерализация часто устанавливается в районах придонных сипов [6, 7, 3].

Таким образом, находки подобных псевдоморфоз заполнения полостей позволяют судить о сингенетичности процесса осаждения грязевулканического субстрата и минералов - маркеров сипа.

Работа выполнялась в рамках Соглашения между ИГГ ФГБУН УрО РАН, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН и ФГБУ Объединенная дирекция «Заповедный Крым».

Литература

1. Антошкина А. И., Леонова Л. В., Симакова Ю. С. Миоценовые мшанковые биогермы мыса Казантип, Крым: роль газифлюидного высачивания в их генезисе // Материалы Всерос. литолог. совещ. «Геология рифов», 25–26 июля, г. Сыктывкар. Сыктывкар: Геопринт, 2020. С. 23–24.
2. Antoshkina A. I., Leonova L. V., Simakova Yu. S. The Development of Miocene Biohermal Bryozoan Limestones of Kazantip Cape (Crimea): A New Insight // Doklady Earth Sciences. 2020. Vol. 49. Part 2, P. 195–198.
3. Деркачев А. Н., Николаева Н. А., Баранов Б. В. и др. Проявление карбонатно-баритовой минерализа-

ции в районе метановых сипов в Охотском море на западном склоне Курильской котловины // Океанология. 2015. Т. 55. № 3. С. 432–443.

4. Леонова Л. В., Антошкина А. И., Симакова Ю. С. Специфические минералы в мшанковых биогермах и полихетовых известняках // Материалы Всерос. литолог. совещ. «Геология рифов», 25–26 июля, г. Сыктывкар. Сыктывкар: Геопринт, 2020. С. 71–73.
5. Шнюков Е. Ф., Соболевский Ю. В., Гнатенко Г. И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Атлас. Киев: Наукова думка, 1986. 152 с.
6. Aloisi G., Wallmann K., Bollwerk S. M. et al. The effect of dissolved barium on biogeochemical processes at cold seeps // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. № 8. P. 1735–1748.
7. Canet C., Anadon P., Alfonso P. et al. Gas seep related carbonate and barite authigenic mineralization in the northern Gulf of California // Marine and Petroleum Geology. 2013. V. 43. P. 147–165.

Изотопный состав углерода и кислорода в раковинах лландоверийских брахиопод отряда Pentamerida (Тимано-Североуральский регион)

В. А. Матвеев, Т. М. Безносова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; vamatveev@geo.komisc.ru

Представлены первые результаты изучения изотопного состава кислорода и углерода раковин брахиопод отряда Pentamerida, отобранных из лландоверийских терригенно-карбонатных отложений Приполярного Урала, Северного Урала и Северного Тимана. Материалом для изотопного анализа послужили раковины брахиопод видов *Pentamerus oblongus* Sowerby, *Pseudoconchidium kozhmicum* Nikiforova, *Borealis samojedicus* (Keyserling). Изучение стабильных изотопов углерода и кислорода раковин брахиопод получило широкое использование при решении задач в хемотратиграфии, палеоклиматологии и палеоэкологии [1–5]. Использование брахиопод отряда Pentamerida в качестве наиболее подходящих объектов для изотопно-геохимических исследований, основано на том, что их развитие тесно связано с изменениями условий седиментации, процессами рифообразования и кардинальными перестройками морских экосистем. Пентамериды были широко распространены в Тимано-Североуральском морском бассейне и за его пределами — в палеоморях Балтоскандии, Канады, Гренландии, Казахстана, Северного Китая, Северо-Востока России [6–8]. На отдельных этапах развития Тимано-Североуральского морского бассейна в силуре пентамеридам принадлежала ведущая биоценотическая роль. В карбонатных толщах они нередко являются единственными, иногда породообразующими ископаемыми остатками в отложениях различных фаций, слагая разные по мощности слои [6].

Для оценки сохранности структуры раковин и возможности их использования для определений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ был применен электронно-микроскопический метод. Результаты исследований показали, сохранность первичного и вторичного слоя у раковины *B. samojedicus* (рисунок, А) и – кальцитовые волокна вторичного слоя раковины *P. oblongus* (рисунок, Б). Известно, что первичный слой у пентамерид сохраняется крайне редко [9]. Считается, что вторичный слой раковин, сложенный низкомагнезиальным кальцитом, устойчив к диагенетическим изменениям и в нем может сохраниться первичный изотопный состав [4, 5]. Изотопный анализ раковин показал, что величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для лландоверийских пентамерид, приведенные в таблице, лежат в пределах от –1.12 до 1.2 ‰, а кислорода от 20.68 до 24.47 ‰. Наиболее низкие значения $\delta^{13}\text{C} = -1.12$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = 20.68$ ‰ характерны для раковины *P. oblongus* (обр. 196/1077) из разреза западного склона Приполярного Урала, наиболее высокими значениями $\delta^{13}\text{C} = 1.2$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = 24.20$ ‰ характеризуется раковина *Ps. kozhmicum* (обр. 101в/462) из разреза Северного Урала. Для раковин *B. samojedicus* (обр. 1023/27b и 184/317) Северного Тимана $\delta^{13}\text{C}$ близки и лежат в пределах от –0.1 до –0.09 ‰, а значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируются в пределах от 23.83 до 24.47 ‰.

Таким образом, электронно-микроскопическое исследование раковин пентамерид свидетельствует о хорошей сохранности исходного материала и сохранении первичного изотопного состава.



Микрофотографии раковин ландоверийских брахиопод отряда Pentamerida. А — строение раковины *B. samojedicus*. Обр. 184/317; Б — кальцитовые волокна вторичного слоя раковины *P. oblongus*. Обр. 196/1077.

Изотопный состав раковин раковина ландоверийских брахиопод отряда Pentamerida

№ обр.	Вид	Местонахождение	Изотопный состав	
			‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
196/1077	<i>P. oblongus</i>	р. Кожым, Приполярный Урал	-1.12	20.68
101в/462	<i>Ps. kozhimicum</i>	р. Ильч, Северный Урал	1.2	24.20
1023/27b	<i>B. samojedicus</i>	р. Черная, Северный ТиманТ	-0.10	23.83
184/317	<i>B. samojedicus</i>		-0.09	24.47

Изучение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ разных видов пентамерид из ландоверийских отложений Тимано-Североуральского региона показало, что наиболее легкими значениями характеризуется раковина *P. oblongus* западного склона Приполярного Урала, более тяжелыми раковины *Ps. kozhimicum* Северного Урала. Раковины брахиопод Северного Тимана — *B. samojedicus* характеризуются близкими значениями. Различный изотопный состав изученных брахиопод, возможно, обусловлен большой удаленностью их местонахождений на изученной территории (Северный Тиман, Северный и Приполярный Урал), разными геохимическими процессами формирования отложений, а также влиянием биологического эффекта фракционирования стабильных изотопов и другими факторами.

Литература

- Azmy K., Veizer J., Bassett M. G., Copper P. Oxygen and carbon isotopic composition of Silurian brachiopods: Implications for coeval seawater and glaciations // Bulletin of the Geological Society of America. 1998. V. 11. № 11. P. 1499–1512.
- Azmy K., Veizer J., Jin J. Copper P., Brand U. Paleobathymetry of a Silurian shelf based on brachiopod assemblages: an oxygen isotope test. Can. J. Earth Sci., V. 43. 2006. P. 281–293.
- Modzalevskaya T. L., Wenzel B. Biostratigraphy and geochemistry of Upper Silurian brachiopods from the Timan-Pechora region (Russia) // Acta Geol. Polonica. 1999. V. 40. № 2. P. 145–157.
- Popp B. N., Anderson T. F. Sandberg P. A. Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones // Geol. Soc. Am. Bull. 1986. V. 97. P. 1262–1269.
- Samtleben C., Munnecke A., Bickert T., Patzold J. The Silurian of Gotland Sweden: facies interpretation based on stable isotopes in brachiopod shells. Geol. Rundsch. 1996. V. 85, 278–292.
- Безносова Т. М. История развития пентамерид (brachiopoda) в Тимано-Североуральском бассейне // Палеонтологический журнал. 2014. № 1. С. 49–54.
- Jin J., Copper P. Origin and evolution of the early Silurian (Rhuddanian) virgianid pentameride brachiopods — the extinction recovery fauna from Anticosti Island, eastern Canada // Boll. Soc. Paleontol. Ital. 2010. V. 49. № 1. P. 1–11.
- Rong J. Y., Zhan R. B., Han N. R. The Late Ordovician and Early Silurian pentameride brachiopod *Holorhynchus* from North China // J. Paleontol. 2004. V. 68. P. 763–776.
- Сапельников В. П. Морфологическая и таксономическая эволюция брахиопод (отряд пентамерид). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 231 с.

Биогенная природа высокомагнезиальных карбонатов донных отложений бессточных озер юга Западной Сибири

А. А. Новоселов, А. О. Константинов

Тюменский государственный университет, Тюмень; *an.a.novoselov@utmn.ru*

В современных исследованиях естественнонаучного профиля все чаще наблюдается тренд на оценку роли участия микроорганизмов в различных сложных геохимических процессах, в том числе и образовании аутигенных минералов, часто являющихся важными маркерами функционирования сред. Особый интерес, с точки зрения эволюции и динамики систем малых бессточных континентальных водоемов, представляют минералы ряда Са-Mg и Mg — карбонатов (гидромагнетит, магнезит, высокомагнезиальный кальцит и доломит), так как механизмы их формирования в современных континентальных обстановках остаются слабо изученными [1,2].

Исследования проводились на территории Тюменской, Курганской и Челябинской областей, в ходе которых изучались процессы аутигенного минералообразования в донных отложениях. Все случаи обнаружения высокомагнезиальных карбонатов в исследуемых образцах озер были приурочены к биогенным объектам — водорослевым либо бактериальным матам.

Высокомагнезиальные карбонаты встречаются как в виде единичных микрокристаллов или сростков, так и в виде, часто довольно массивных агрегатов, нередко составляющих целые тонкие прослои в осадке. Одним из ярких примеров бактериальной природы формирования таких минералов как доломит и Mg-кальцит, встречающиеся в виде довольно крупных агрегатов, иногда прослоев, состоящих из расщепленных сноповидных кристаллов (Mg-кальцит) и наноглобул (доломит). Такие формы характерны для минералообразования при деградации бактериальных колоний, вместе с тем, микроорганизмы, меняя pH среды, способны катализировать рост карбонатов. Помимо этого, подобные минеральные проявления зачастую окружены пленками внеклеточного полимерного вещества [3–5].

Таким образом, можно сделать вывод, что роль микробиальных сообществ в биоминерализации карбонатов заключается, главным образом, во влиянии метаболизма микроорганизмов на изменение (главным образом повышения) значений водородного показателя, как правило, под этим подразумеваются процессы сульфатредукции, а также фототрофное поглощение углекислоты; повышение концентрации иона CO_3^{2-} в воде; выделение в

процессе жизнедеятельности внеклеточных экзополисахаридов. Стоит также упомянуть о существовании механизма хелатации, суть которого заключается в том, что при жизни бактериями были захвачены катионы, в частности, Са и Mg, которые после отмирания колонии, не успев раствориться в окружающей воде, связываются с углекислым газом, выделяемым отмершими клетками. В этом случае происходит лавинное выпадение кристаллов, часто с сохранившимися полостями от бактериальных тел.

Однако стоит отметить, что факторы, из перечисленных, влияющие на гидрохимические показатели, согласно существующим исследованиям, не имеют сколько-нибудь значительного эффекта на воду водоема в целом, а изменяют параметры придонных слоев густой воды, непосредственно контактирующей с колонией. А ключевую роль в процессах биоминерализации карбонатов в условиях бактериальной активности играют внеклеточные экзополисахариды фототрофных сообществ (бактериальные пленки), являясь субстратом с локальными геохимическими параметрами, способствующим выпадению минерального осадка.

Литература

1. Hänchen M., Prigiobbe V., Baciocchi R., Mazzotti M. Precipitation in the Mg-carbonate system – effects of temperature and CO_2 pressure // *Chem. Eng. Sci.* 2008, 63, 1012–1028.
2. Power I. M., Dipple, G. M., Francis, P. S. Assessing the carbon sequestration potential of magnesium oxychloride cement building materials // *Cem. Concr. Compos.* 2017, 78, 97–107.
3. Sanz-Montero M.E., Rodríguez-Aranda J.P. Magnesite formation by microbial activity: Evidence from a Miocene hypersaline lake // *Sediment. Geol.* 2012, 263, 6–15.
4. Bundeleva I. A., Shirokova L. S., Pokrovsky O. S., Bénézeth P., Ménez B., Gérard E., Balor S. Experimental modeling of calcium carbonate precipitation by cyanobacterium *Gloeocapsa* sp // *Chem. Geol.* 2014, 374–375, 44–60.
5. Payandi-Rolland D., Roche A., Vennin E., Visscher P.T., Amiotte-Suchet P., Thomas C., Bundeleva I.A. Carbonate Precipitation in Mixed Cyanobacterial Biofilms Forming Freshwater Microbial Tufa // *Minerals.* 2019, 9, 409.

Синхротронные исследования альбумина в плазме человека

А. П. Петраков

СыктГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар; *petrakov@syktsu.ru*

Кровь представляет собой жидкость, осуществляющую в организме транспорт химических веществ. Более половины объема крови занимает плазма (55–60 %) [1]. В её состав входит вода (90–91 %), белки (6,5–8,5 %) и небольшое количество органических небелковых соединений и неорганических солей. Более половины белков (55–65 %) — занимает альбумин [2]. Он хорошо растворяется в воде и легко диффундирует сквозь стенки сосудов, таким образом, поддерживает осмотическое давление крови и осуществляет транспорт лекарственных веществ. Структура альбумина меняется при патологических изменениях в организме человека, что можно использовать в медицинской диагностике. До настоящего времени для исследования структуры альбумина применялся рентгеноструктурный анализ кристаллов альбумина. Однако, условия кристаллизации влияют на структуру кристаллов. Можно получить кристаллы альбумина тетрагональной пространственной группы $P4_21_2$, с параметрами элементарной ячейки $a = b = 186.6 \text{ \AA}$, $c = 81.1 \text{ \AA}$ [3] и моноклинной $P2_1$ с параметрами элементарной ячейки $a = 58.9$, $b = 38.3 \text{ \AA}$, $c = 60.7 \text{ \AA}$ и $\beta = 101.9^\circ$ [4]. В настоящее время можно исследовать структуру альбумина в естественной форме, не подвергая кристаллизации. Одним из таких методов является малоугловое рентгеновское рассеяние (МУР) основанное на упругом рассеянии рентгеновского излучения неоднородностях размером 1–103 нм [5]. По зависимости интенсивности излучения от модуля вектора рассеяния s ($s = 4\pi\sin\theta/\lambda$, где λ — длина волны излучения, θ — половина угла рассеяния), определяется размер, форма, внутренняя структура и другие характеристики неоднородностей [6].

Цель работы — исследование структуры альбумина, входящего в состав плазмы крови человека, методом МУР.

Альбумин — одноцепочечный белок. Его первичная структура представляет собой полипептидную цепь из 585 аминокислотных остатков. Вторичная структура имеет вид α -спирали. Третичная структура состоит из трех доменов, каждый из которых включает два субдомена (А, В), состоя-

щие, соответственно, из 6 и 4 α -спиралей, связанных гибкими петлями. Домены образуют асимметричную глобулу размером приблизительно $8 \times 8 \times 3$ нм [7].

Проведенные исследования показали, что метод МУР позволяет проводить структурную диагностику жидких биологических объектов в естественных физиологических растворах. Установлено, что экспериментальные данные исследования структуры альбумина, находящегося в плазме человека (в естественном виде), хорошо объясняются рассеянием синхротронного излучения глобулами в форме эллипсоида с полуосями 8, 8 и 3 нм. Глобулы формируются тремя доменами, состоящими из α -спиралей, связанных гибкими петлями. Расстояния между α -спиралями в разных доменах отличаются. В плазме человека альбумин присутствует в виде отдельных глобул, димеров и олигомеров, окруженных гидратационными оболочками, состоящими из связанной воды в виде спиралей. Глобулы расположены хаотично.

Литература

1. Березов Т. Т., Коровкин Б. Ф. Биологическая химия. М.: Медицина. 1998. 704 с.
2. Северин Е. С., Алейникова Т. Л., Осипов Е. В., Силаева С. А. Биологическая химия. М.: Медицинское информационное агентство. 2008. 364 с.
3. He X. M., Carter D. C. Atomic structure and chemistry of human serum albumin // *Nature*. 1992. Vol. 358. P. 209–215.
4. Бульенков Н. А., Желиговская Е. А. Роль связанной воды и осадителей в самоорганизации биокристаллов // *Журнал структурной химии*. 2014. Т. 55. Приложение № 1. С. S30–S40.
5. Свергун Д. И., Штыкова Э. В., Волков В. В., Фейгин Л. А. Рентгеновское малоугловое рассеяние, синхротронное излучение и структура био- и наносистем // *Кристаллография*. 2011. Т. 56. № 5. С. 777–804.
6. Свергун Д. И., Фейгин Л. А. Рентгеновское и нейтронное малоугловое рассеяние. М.: Наука. 1986. 280 с.
7. Peters T., Jr. All about Albumin: Biochemistry, Genetics, and Medical Applications. San Diego: Academic Press. 1996. 432 p.

Изменение углеводородного состава нефти в процессе ее биodeградации

Н. Н. Рябинкина, О. В. Валяева

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ryabinkina@geo.komisc.ru

При вертикальном рассмотрении палеозойских нефтяных залежей месторождений Варандей-Адзвинской структурной зоны (ВАЗ) Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции отмечаются не только изменение физических свойств нефтей, таких как плотность, вязкость, сернистость

и т.п., но и ярко выраженное изменение углеводородного (УВ) состава нефтей.

По результатам геохимических исследований состава УВ четко прослеживается биodeградация нефтей к верхним горизонтам разреза. Нами проведены исследования на примере Лабаганского [1] и др. месторождений ВАЗ. Ранее установлено, что коллектора, представленные карбонатными отложениями девонского, каменноугольного и пермского возраста, характеризуются хорошими и средними коллекторскими свойствами, тип коллекторов в основном трещинно-поровый и вторично-поровый [2]. По данным газо-хроматографического (ГХ) и хромато-масс-спектрометрического анализов установлено, что нефти девонских и турнейских залежей генерированы сапропелевым органическим веществом, накопление которого происходило в морской восстановительной обстановке (рис. 1, а–б). Нефти залежей в терригенных коллекторах перми и нижнего триаса к настоящему моменту существенно биodeградированы и восстановление их генезиса по результатам ГХ затруднено (рис 1, в–г). Распределение нормальных и изо-алканов свидетельствует о едином генотипе нефтей нижнего девона и нижнего карбона и хорошей их вертикальной флюидосообщаемости пород-коллекторов [1]. Однако, сравнительный анализ «звездных» диаграмм (рис. 2), построенных по стерановым и гопановым коэффициентам, выявил незначительные отличия нижедевонских и каменноугольных нефтей от пермских, что, вероятнее всего, связано с гипергенными изменениями последних. Анализ продуктов термолитиза асфальтенов нефти Лабаганского месторождения из отложений P_1ar , проведенный авторами [3], показал, что это нефть авкагенного типа.

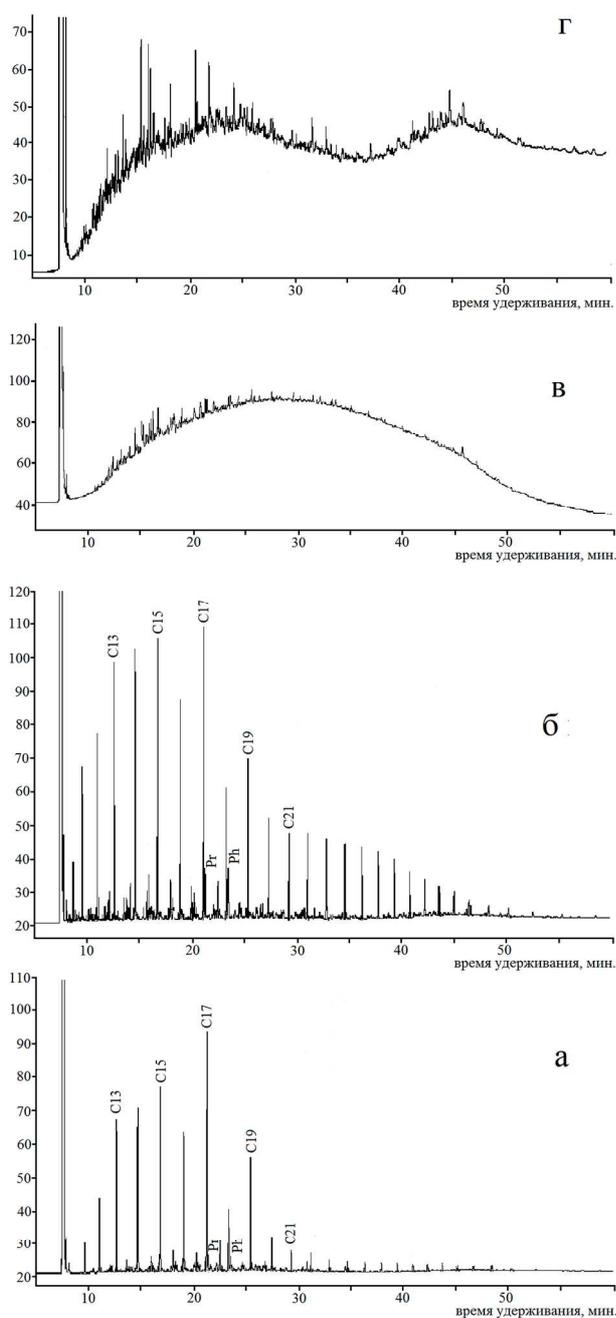


Рис. 1. Хроматограмма распределения нормальных и изопреноидных алканов в нефтях Лабаганского месторождения: а) из отложений D_1l , б) из отложений C_1t , в) из отложений P_1ar , г) из отложений P_2u . С (число) – n-алканы, Pr – пристан, Ph – фитан

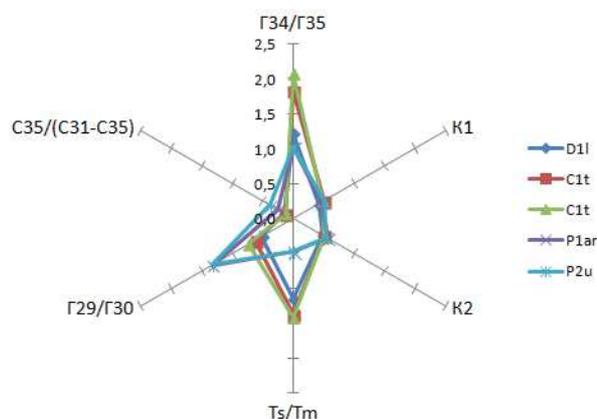


Рис. 2. Звездная диаграмма по стерановым и гопановым коэффициентам для нефтей Лабаганского месторождения

К биодеградациии нефтей в терригенных коллекторах перми и триаса, очевидно, привели тектонические факторы, связанные с развития этого региона.

Литература

1. Валяева О. В., Рябкина Н. Н., Бушнеv Д. А. Углеводороды-биомаркеры нефтей Лабаганского место-

рождения Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Георесурсы. 2020. № 1. С. 68–76.

2. Клещев К. А., Шеин В. С. Нефтяные и газовые месторождения России. Кн. 1. М.: ВНИГНИ, 2010. 832 с.

3. Burdel'naya N. S., Bushnev D. A., Golubev E. A., Derevesnikova A. A., Radaev V. A. Thermolysis of Asphaltenes of Timan-Pechora Heavy Oils // Petroleum Chemistry. 2020. Vol. 60. No 6. P. 699–708.

Ископаемый морж на р. Печоре: изотопно-геохимические данные и экологические реконструкции

В. И. Силаев, Д. В. Пономарев, И. В. Смолева, В. Н. Филиппов, А. Ф. Хазов

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Летом 2009 г. на бечевнике на правом берегу р. Печоры примерно в двух километрах выше дер. Гаревое (Республика Коми) и в 260 км к востоку от современного морского побережья (N65°25.750' E52°23.852') местный житель А. А. Глухенький нашел фрагмент черепа моржа, который в 2014 г. передал в Геологический музей им. А. А. Чернова Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (инвентарный № 548/317). В районе находки моржа сводный разрез четвертичных отложений состоит из трех горизонтов морен: одного нижнеплейстоценового (?) и двух среднеплейстоценовых — печорского и вычегодского с разделяющими их песчаными и глинистыми осадками предположительно родионовского возраста. Верхняя часть разреза представлена осадками, относимыми к отложениям ранне-средневалдайского подпрудного озера и покровному комплексу, сформировавшемуся, скорее всего, в последний ледниковый максимум. Хотя ближайшие разрезы с отложениями морской бореальной трансгрессии расположены на удалении 150–200 км от места находки моржа, мы предполагаем, что эта находка связана с сулинской (микулинской) бореальной трансгрессией (130–115 тыс. лет назад) (рис. 1).

Ископаемый костный материал моржа (*Odobenus rosmarus*) представлен лицевым отделом черепа хорошей сохранности без следов окатанности (рис. 2, а, б): верхнечелюстные кости со скуловыми отростками, предчелюстные и носовые кости, частично разрушенная в дистальной части альвеола правого клыка. Из постоянных зубов присутствуют по одному резцу (I3) и по три премоляра (Pm1–Pm3) с каждой стороны, имеется также левый клык (C1). Жевательные зубы характеризуются хорошо выраженными поверхностями стирания. Левый бивень обломан, выступая из альвеолы только на 20 мм при ширине 38 мм и толщине 52 мм. Сравнение найденного образца с черепами тихоокеанских моржей известного возраста по размерам черепа, левого бивня (верхнего клыка) и об-

литерации швов, проведенное Н. В. Крюковой (КФ ТИГ ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский), показывает, что находка соответствует половозрелому животному в возрасте 10–15 лет. Предметом непосредственного исследования послужили небольшие фрагменты левого бивня (рис. 2, в).

Изотопный состав С, О в биоapatите и С, N в костном коллагене исследованного образца анализировался в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на масс-спектрометре изотопной модели Delta V. Avantage с аналитическим комплексом Thermo Fisher Scientific в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS). В случае костного биоapatита его разложение производилось в ортофосфорной кислоте. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ рассчитывались в ‰ относительно стандартов VPDB (для углерода) и SMOW (для кислорода). Коллаген для исследований выделялся из кости химическим методом. При его изотопном анализе использовался международный

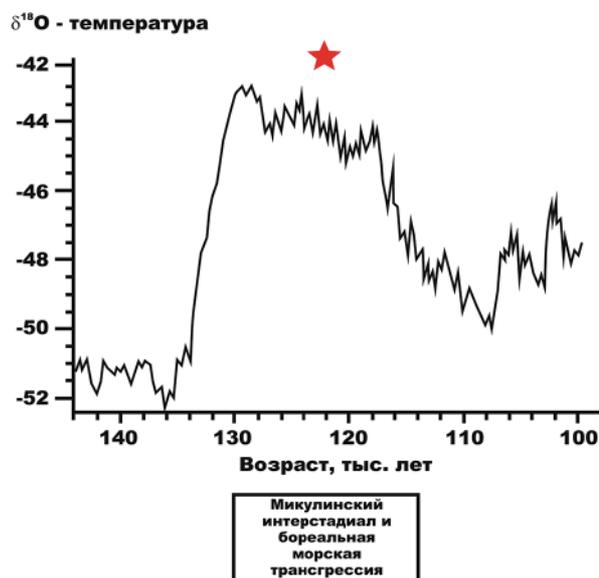


Рис. 1. Положение местонахождения исследованных костных остатков моржа (звезда) на шкале времени AICC2012

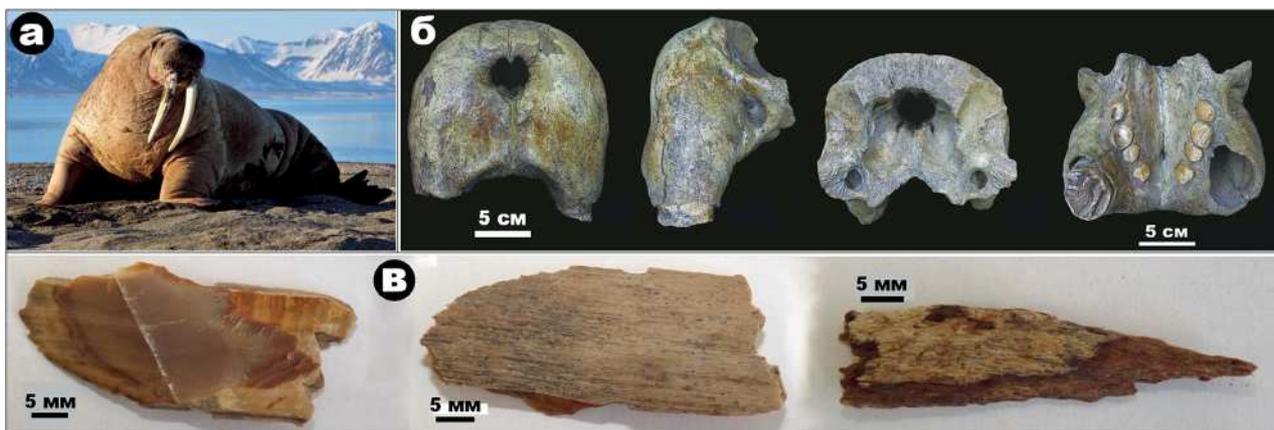


Рис. 2. Современный морж (а), лицевой отдел черепа найденного на р. Печоре ископаемого моржа атлантического подвида (б) и фрагменты левого бивня, послужившие объектом исследований (в)

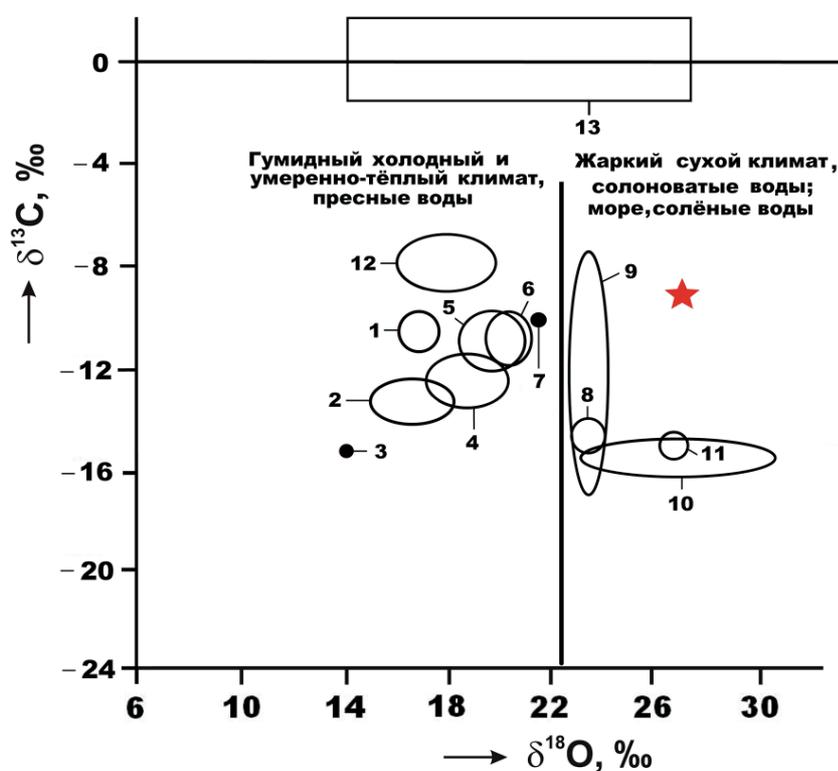


Рис. 3. Изотопный состав углерода и кислорода в биоапатите костных остатков млекопитающих и в некоторых эталонных геологических объектах: 1 – плейстоценовые лошади со стоянки Заозерье; 2, 3 – то же соответственно из Якутии и Западной Чукотки; 4, 5 – мамонтовая фауна соответственно с территорий Печорского Приуралья и Западной Сибири; 6 – то же, Западная Европа; 7 – плейстоценовые лошади, Нидерланды; 8, 9 – люди эпох мезолита и неолита; 10–11 – соответственно гигантопитек и орангутан, Южный Китай; 12 – карбонатные отложения в современных речных осадках Пермского края; 13 – морские карбонатолиты; звезда – ископаемый морж с р. Печора. Точки – единичные данные, поля – среднее \pm СКО

стандарт USGS-40 (L-Glutamic acid и лабораторный стандарт Acetanilide (C_8H_9NO)). Погрешность определения значений изотопных коэффициентов составляла ± 0.1 ‰ (1σ). Полученные экспериментальные данные приводят к следующим выводам.

Костный биотит в моржовом клыке характеризуется составом $(Ca_{9.57-9.75}Fe_{0.13-0.3}Mn_{0.09-0.13})_{10}[P_{4.92-5.05}S_{0.17-0.26}C_{0.1-0.26}O_{24}]_6(OH)_{1.26-1.45}$. Значение апатитового модуля (Ca/P_{an}) составляет 2.01 ± 0.02 , что соответствует костям неоплейстоценовых млекопита-

ющих, умеренно измененным в условиях континентального внепещерного захоронения. Этот биоапатит характеризуется типичным для костей млекопитающих умеренно-легким изотопным составом углерода, но сильно утяжеленным изотопным составом кислорода, типичным для гидрокарбоната морской воды (рис. 3).

Выделенный из бивня коллаген характеризуется преимущественно светло-бурым цветом и хорошо сохранившейся фибриллярной структурой

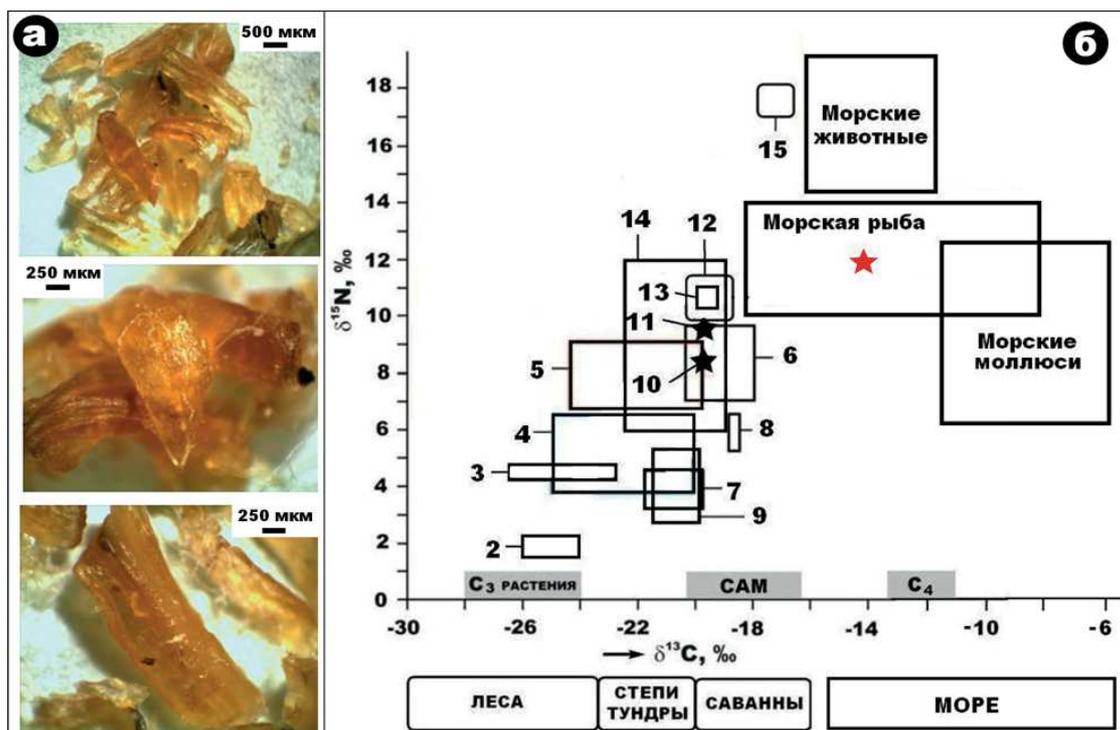


Рис. 4. Изотопный состав костного коллагена, волос и кожи плейстоценовых и современных млекопитающих: 1 — ископаемый морж с р. Печора; 2 — носорог шерстистый; 3 — современные таежные бурые медведи (волосы и кожа); 4, 5 — соответственно львы и медведи из пещеры Иманай; 6, 7 и 8, 9 — соответственно до-LGM и пост-LGM популяции пещерных львов и медведей Западной Европы; 10–12 — соответственно ископаемые пещерная гиена, волк и рососомаха с Западной Европы; 13 — ископаемая пещерная гиена с Южного Прибайкалья; 14 — современные бурые камчатские медведи (волосы и кожа); 15 — современные белые медведи с о. Вайгач (волосы и кожа). Шкала континентальных ландшафтов показана по Г. Бошрену и Д. Дракеру

(рис. 4, а). Его элементный состав определялся пи-рохроматографическим методом (мас. %): С = 44.5; N = 16.59; H = 6.8. Атомное отношение C/N в нем находится на уровне 3.35, что вполне приемлемо для проведения изотопных определений. Анализ показал, что исследованный коллаген характеризуется аномально тяжелым изотопным составом как по углероду, так и азоту (рис. 4, б), что типично именно для морских млекопитающих и имен-

но высокоширотных. При этом полученные изотопные данные для «печорского» моржа коррелируются не столько с показателями морских моллюсков — наиболее свойственной для моржей пищей, сколько с показателями морской рыбы. Не исключено, что это можно объяснить миграцией соответствующего животного по р. Печоре вслед за поднимающейся по ней морской лососёвой рыбой (например, сёмгой).

В развитие биоминералогии: костный детрит на уникальной палеолитической стоянке Ушбулак (Северо-Восточный Казахстан)

В. И. Силаев¹, А. А. Анойкин², Г. Д. Павленок², И. В. Смолева¹, А. Ф. Хазов¹

В. Н. Филиппов¹, Д. В. Киселева³, С. Н. Шанина¹, Б. А. Макеев¹, Е. М. Тропников¹

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск

³Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Проведены комплексные минералого-геохимические исследования ископаемых костей растительноядных млекопитающих на уникальной палеолитической стоянке Ушбулак (Северо-Восточный Казахстан), датирующейся в диапазоне от 45 до менее 10 тыс. л. н. — от начала верхнего палеолита до мезолита. Хронологически последовательность ис-

следуемых костных образцов соответствует интервалу от начала Средне-Валдайского интерстадиала, характеризовавшегося относительно теплым климатом (MIS 3) до конца Поздне-Валдайского ледниковья (MIS 2) и далее до начала современного теплого периода (MIS 1). Таким образом, исследованная коллекция ископаемых костей демон-

стрирует редкую по хронологической продолжительности и практически непрерывную последовательность от конца среднего палеолита до раннего мезолита.

Костеносные отложения на исследованной стоянке могут быть определены как склоновые, фациально варьирующие от делювиальных к коллювиальным и далее к пролювиальным, включая для некоторых интервалов склоновые флювиогляциальные. В разрезе этих отложений по данным археологических раскопок наблюдается восемь слоев, сложенных относительно плохо сортированными алевритистыми супесями с примесью мелкощебнисто-дресвяного материала, песками и гумусированными суглинками с линзочками Fe-Mn-оксигидроксидов. Венчает разрез гумусовый горизонт современной почвы. Археологический материал в этих отложениях представлен разнообразными каменными артефактами – орудиями труда и охоты.

В выборке костных остатков палеолитических млекопитающих (13 экз.) были идентифицированы фрагменты трубчатых костей, шейного позвонка и зуба верхней челюсти архаров, куланов и диких лошадей. Важнейшей их микроструктурной характеристикой как органо-минерального композита является ультрапористость в нанометровом диапазоне, которая из-за бактериального выедания коллагена в ходе фоссилизации сильно деградирует, отражая степень вторичного изменения и относительный возраст костных остатков. В ушбулакских костях нанопористость варьируется в соответствие с их возрастом от близкой к первичной до сильно-измененной.

Исследованные кости характеризуются относительно низкой степенью загрязнения иллювирированными ксеноминеральными примесями, источником которых выступали костеносные грунты. Согласно нормативным расчетам, в состав таких примесей входят кварц, альбит, слюды, хлориты, карбонаты, рутил и оксигидроксиды Fe-Mn-Al, общее содержание которых колеблется в пределах 3–13 мол. %. Последнее заметно уступает аналогичным данным, полученным для костей млекопитающих, захороненных в открытых грунтах, но раза в два превышает соответствующие показатели у костей, претерпевших пещерную фоссилизацию.

В ушбулакских костях выявлена довольно широкая ассоциация непосредственно наблюдаемых эпигенетических минералов, состав и распределение которых коррелируется с геологическим возрастом костей. Для относительно молодых костей наиболее свойственны сфалерит ($Zn_{0.92-0.94}Fe_{0.06-0.07}S$), ковеллин ($Cu_{0.94-0.96}Fe_{0.03-0.04}S$), сфалерит-ковеллиновые твердые растворы ($Zn_{0.51-0.67}Cu_{0.26-0.46}Fe_{0.03-0.09}S$), карбонаты, представленные кальцитом ($Ca_{0.88-0.98}Ba_{0-0.02}[CO_3]$), манганкальцитом ($Ca_{0.88}Mn_{0.12}[CO_3]$), родохрозитом ($Mn_{0.81-0.97}Ca_{0.02-0.15}Mg_{0-0.06}Ba_{0-0.02}Ni_{0-0.01}[CO_3]$) и кутнагоритом $Ca_{1.98-2.08}(Al_{2-2.14}Fe_{0.91-1})_{2.99-3.08}[Si_5O_{12}](OH)_{0.93-1.32}$. В более древних костях обнаружены окисленный пирит состава $(0.02-0.9)FeS_2 + (0.1-0.98)FeO(OH)$ и вивианит $Fe_{3-3.08}[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$. Кроме того, практически во всех костных образцах наблюдается примесь оксигидроксидов состава $(Fe_{0.15-0.97}Al_{0-0.84}Mn_{0-0.85})O(OH)$. Особый интерес представляют обнаруженные в костных образцах редко встречающиеся в

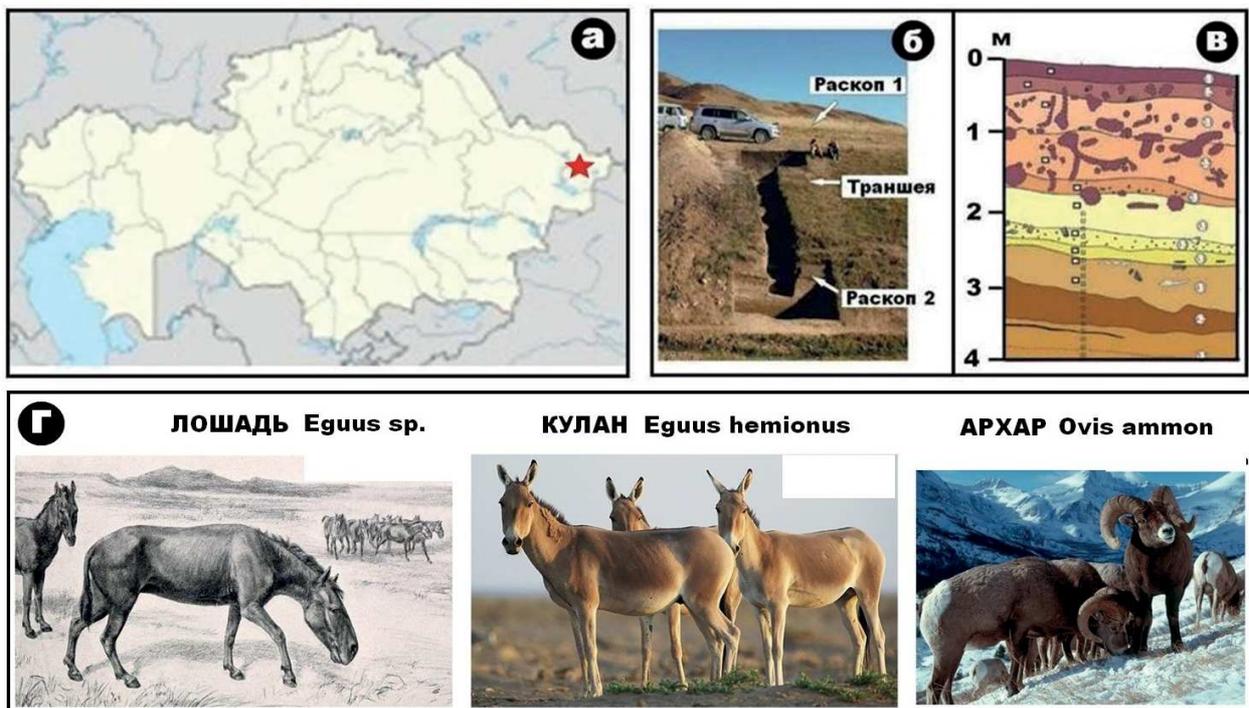


Рис. 1. Местонахождение палеолитической стоянки Ушбулак (а, показано звездочкой), траншея и раскопы, вскрывшие культурно-хронологические комплексы (б), схематический разрез костеносных отложений в юго-восточной стенке раскопа № 1 (в), животные, костные остатки которых обнаружили на стоянке (г)

природе поликомпонентные твердофазные смеси состава $(\text{Mn}_{0.33-0.72}\text{Ca}_{0.06-0.55}\text{Co}_{0.04-0.23}\text{Ni}_{0-0.02})[\text{CO}_3]$. Не исключено, что обнаружение таких минералов в ушбулакских костях может указывать на существование в соответствующей геологической среде проявлений перспективных Co-Mn минерализаций.

В составе исследованных костных остатков обнаружено более 50 микроэлементов, суммарная концентрация которых колеблется в диапазоне от 419 до 2711 г/т, увеличиваясь по мере удреждения костей. По этой концентрации ушбулакские образцы сильно уступают большей части исследованных нами неоплейстоценовых костей, находящихся в условиях внепещерных захоронений. Пропорция между групповыми концентрациями микроэлементов-эссенциалов и антибионтов изменяется от 6.54 в наиболее молодых костях до 0.08 в наиболее древних. Эту закономерность подтверждает и отношение содержаний эссенциального цинка и физиогенно-активной меди, которое изменяется в хронологической последовательности от 33 до 0.35. Таким образом, пропорции между микроэлементами-эссенциалами, антибионтами и физиогенно-активными являются весьма эффективным критерием оценки степени фоссилизации и соответственно относительного возраста ископаемых костей.

Степень кристалличности костного биоапатита оценивалась по рентгеновским дифрактограммам и данным ИК-спектроскопии. Установлено, что в направлении от относительно молодых к более древним костям происходит рост значений рентгеновских индексов кристалличности на 55–100 %. Это подтверждается и спектроскопическими результатами. Сравнение полученных данных с аналогичными данными по плейстоценовым костям во внепещерных захоронениях показывает, что ушбулакские кости обнаруживают относительно низкую степень кристалличности биоапатита. Это, возможно, отражает своеобразие фоссилизации костных остатков в условиях погребения в подвижных склоновых отложениях.

Биоапатит в ушбулакских костях имеет сравнительно простой состав, характеризуясь структурной примесью Sr и Mn в катионной подрешетке и S, C в анионной. Содержание структурного углерода колеблется, демонстрируя волнообразную тенденцию. В наиболее молодом образце атомное содержание такого углерода (формульные коэффициенты) составляет 0.66 ± 0.22 , в несколько более древних образцах оно возрастает до 0.91 ± 0.22 (24 %), в еще более древних образцах снижается до 0.68 ± 0.48 (71 %), а в наиболее древних достигает минимума в 0.38 ± 0.24 (63 %). Значения

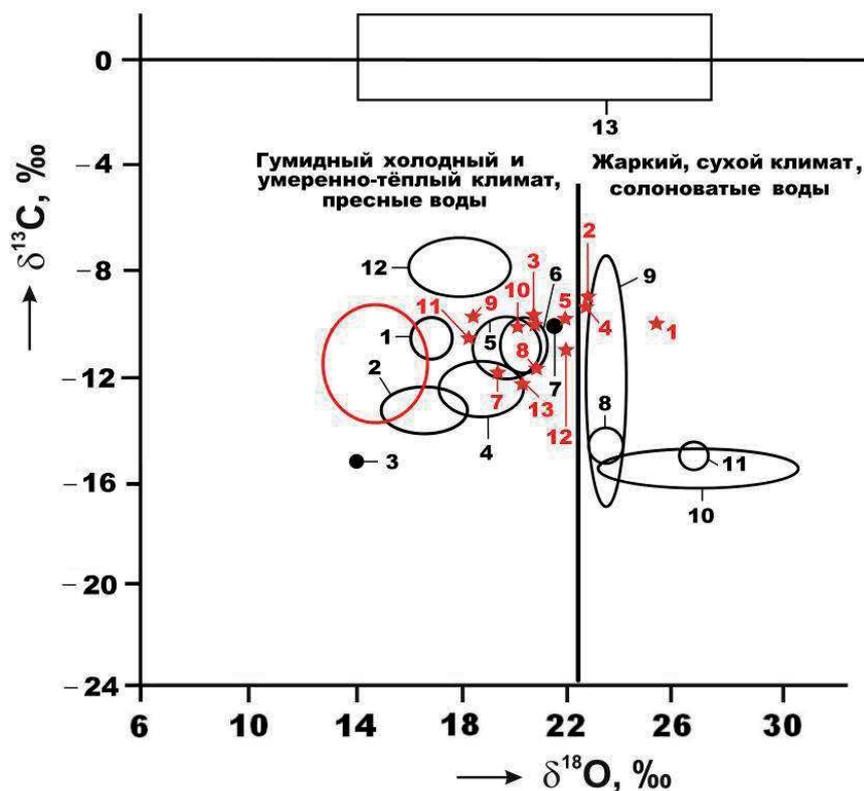


Рис. 2. Изотопный состав углерода и кислорода в биоапатите костных остатков и некоторых эталонных геологических объектах: 1 — плейстоценовые лошади со стоянки Заозерье; 2, 3 — то же соответственно из Якутии и Западной Чукотки; 4, 5 — мамонтовая фауна соответственно с территорий Печорского Приуралья и Западной Сибири; 6 — то же, Западная Европа; 7 — плейстоценовые лошади, Нидерланды; 8, 9 — люди эпохи мезолита и неолита; 10–11 — соответственно гигантопитек и орангутан, Южный Китай; 12 — карбонатные отложения в современных речных осадках; 13 — морские карбонатолиты. Точки — единичные данные, поля — среднее \pm СКО. Красные звездочки — образцы ушбулакских костей, красный овал — поле карбонатов из костеносных грунтов на стоянке Ушбулак

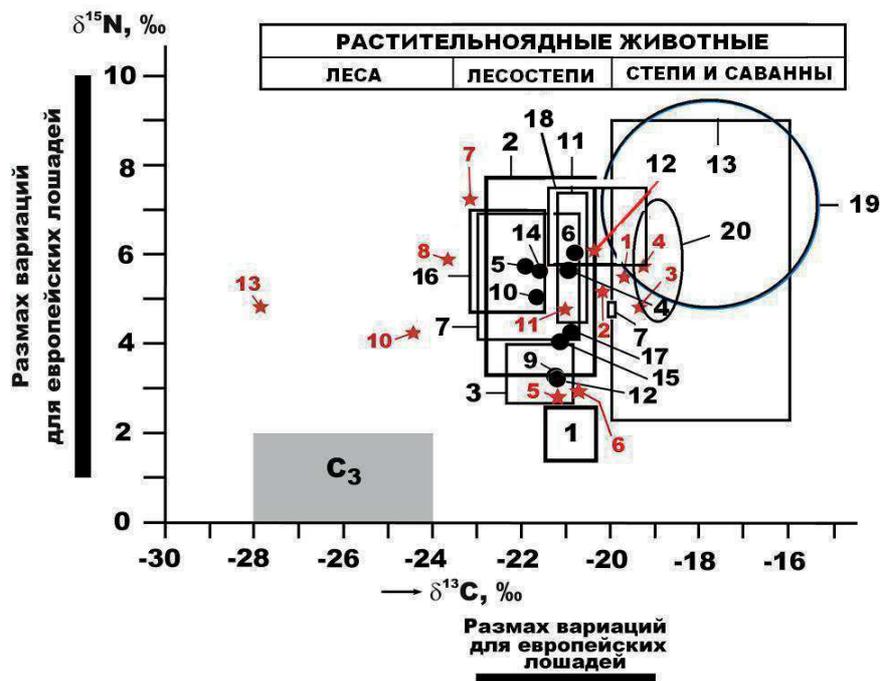


Рис. 3. Изотопный состав углерода и азота в костном коллагене плейстоцен-голоценовых млекопитающих: 1 — лошади со стоянки Заозерье, 2 — мамонтовая фауна, Печорское Приуралье; 3 — плейстоценовые лошади, Германия; 4 — то же, Западная Европа; 5 — то же, Франция; 6 — то же, Бельгия; 7 — то же, Украина; 8, 9 — то же, соответственно Якутия и Западная Чукотка; 10 — то же, Якутия; 11, 12 — то же, Аляска; 13 — мамонтовая фауна, Западная Сибирь; 14 — лошади медного века, Румыния; 15 — средневековые лошади, европейская часть России; 16, 17 — современные лошади, соответственно Польша и Голландия; 18 — плейстоценовые дикие лошади, лоси и овцы, Северное Приангарье; 19 — олени в саванне (пампасах) Аргентины; 20 — мега- и крупная фауна Патагонии. Точки — единичные данные, поля — среднее \pm СКО. Красные звездочки — образцы ушбулакских костей

апатитового модуля в молодых костях отвечает умеренно-измененным плейстоценовым костям, захороненным во внепещерных условиях (1.89 ± 0.07). В промежуточных по возрасту костях биоапатит демонстрирует незначительный рост значений модуля (1.91 ± 0.18), а в наиболее древних костях зафиксировано резкое их сокращение почти до уровня безуглеродного гидроксилатапата (1.78 ± 0.08). Очевидно, что эта тенденция прямо коррелируется с ростом степени кристалличности костного биоапатита.

Органическое вещество в ушбулакских костях выявляется уже термическим методом: на кривых нагревания наблюдается преобладающий по интенсивности экзотермический эффект В1 с экстремумом при $282\text{--}349^\circ\text{C}$ и дополнительный экзотермический эффект В2 с экстремумом при $365\text{--}476^\circ\text{C}$. Оба эффекта отражают выгорание органического вещества с потерей от 2 до 20 % исходной массы и выделением H_2O , NO , CO_2 . Положение пиков и их интенсивность коррелируются с возрастом костей, указывая на хронологически последовательное снижение содержания в них коллагена.

Элементный состав коллагена в исследованных костях оказался довольно однообразным (мас. %): $\text{C} = 60\text{--}65$; $\text{N} = 20\text{--}25$. Атомные отношения C/N составили $3.39\text{--}3.91$, что указывает на удовлетворительную сохранность химического состава кост-

ного органического вещества. В составе костного коллагена выявлено 15 белковых аминокислот (АК), валовое содержание которых варьируется в диапазоне от 1235 мг/г в наиболее молодых костях до 839 мг/г в наиболее древних. Групповые содержания АК снижаются в последовательности: алифатические > гидроксильные > кислые > имино > ароматические > основные > серусодержащие. Полученная последовательность соответствует именно животным белкам.

По изотопному составу углерода и кислорода в биоапатите и результатам палеоэкологической реконструкции исследуемые образцы в ландшафтно-климатическом отношении подразделены на пять групп, закономерно распределяясь в интервале от Каргинского интерстадиала с умеренно-теплым влажным климатом (лесостепи и лесные ландшафты) к Поздневалдайскому оледенению с холодным сухим климатом (лесостепные ландшафты) и далее к предголоценовому послеледниковью (бёллингское и аллерёдское потепления) с умеренно-теплым влажным и теплым сухим климатом (степные ландшафты), позднемриасовому похолоданию и к голоценовому потеплению с умеренно-теплым и теплым влажным климатом (переход от степных и лесостепных ландшафтов к саваннам). Предполагаемые среднегодовые температуры в среде обитания животных колебались от $0\text{...}+10$ до $+20^\circ\text{C}$.

По изотопному составу углерода и азота в костном коллагене ушбулакские образцы в целом отвечают растительноядным животным, обитавшим в разных ландшафтно-климатических обстановках. Наиболее древние животные проживали в условиях относительно холодного и сухого климата в лугово-степных и лесостепных ландшафтах, основу их диеты составляли растения С3 типа. Более молодые популяции были степными животными со смешанной диетой С3–САМ, обитавшими в условиях относительно прохладного климата. Еще более молодые млекопитающие жили в теплых климатических условиях перехода от степей к саваннам. Наконец, популяция раннего мезолита существовала в условиях степей и саванн с теплым

засушливым климатом, характеризующимся переходной от САМ к С4 диетой. Полученные изотопные данные хорошо коррелируются с климатическими условиями существования млекопитающих в районе стоянки Ушбулак в неоплейстоцене–начале голоцена, свидетельствуя о значительной адаптивной гибкости этих животных в обстановке резких колебаний ландшафтно-климатической обстановки.

Проведенные в последние годы в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН экспериментальные исследования подтвердили высокую эффективность минералогических методов в применении к биоорганическим объектам и обеспечили вывод отечественной биоминералогии на новый уровень развития.

Особенности аминокислотного состава галогенных отложений

С. Н. Шанина

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; shanina@geo.komisc.ru

В работе приводятся данные по содержанию и составу аминокислот (АК) в природных солях. Изучены образцы каменной соли и сильвинитов из эвапоритовых отложений отличающихся условиями залегания, возрастом и степенью постседиментационных преобразований соляных пород (см. таблицу). В качестве примера современной седиментационной соли взяты образцы солей оз. Текке и оз. Сиваш. Ископаемых солей — образцы Артемовского, Верхнекамского, Петриковского и Сереговского месторождений и солепроявлений Припятского прогиба, Предуральского прогиба и Полярного Урала.

Для извлечения аминокислот образцы солей подвергались кислотному гидролизу в 6М соляной

кислоте. Полученные гидролизаты очищались и переводились в N-PFP-изопропиловые эфиры соответствующих аминокислот, которые затем анализировались методом газовой хроматографии (хроматограф GC-17A, капиллярная колонка Chirasil-L-Val, детектор ПИД).

Проведенные исследования показали, что содержание аминокислот связано с количеством нерастворимого остатка солей, а распределение группового и индивидуального составов аминокислот зависит от степени преобразования органического вещества соляных пород.

Максимальные содержания АК установлены для современной соли оз. Текке и сильвинитовых пород Верхнекамского месторождения (см. табли-

Характеристика изученных образцов солей и содержание аминокислот

Месторождение, солепроявление	Состав	Глубина, пласт	Возраст	Стадия катагенеза	ΣАК, мг/г
Оз. Текке, Кипр	самосадочная соль			ПК	0.119
Залив Сиваш	самосадочная соль			ПК	0.077
Артемовское	каменная соль	Брянцевский пласт	P ₁	ПК ₃ -МК ₁	0.038
Верхнекамское	каменная соль	подстилающая соль, слой 16	P ₁	ПК ₃ -МК ₁	0.015
	красный сильвинит	калийная залежь, пласт КрII	P ₁	МК ₂₋₃	0.126
	пестрый сильвинит	калийная залежь, пласт Б	P ₁	МК ₂₋₃	0.121
Петриковское скв. 373	сильвинит	горизонт IV n	D ₃	МК ₁₋₂	0.062
Припятский прогиб скв. Давыдовско-Кореневская 2-р	каменная соль битуминозная	галитовая подтолща 1350–1620 м	D ₃	МК ₃	0.134
Сереговское скв. 2ПС	каменная соль	602 м	V-R?	МК ₃	0.068
Кочмеская площадь, скв. К-6	каменная соль	5573 м	O ₃	МК ₄₋₅	0.048
Полярный Урал скв. В. Лемва-1	каменная соль с черной глиной	3000 м	O-Cm	АК ₃	0.071

цу), которые характеризуются высокими концентрациями нерастворимого остатка. Самые низкие количества аминокислот установлены для разновидностей наиболее «чистой» соли. Так в первично-седиментационном галите Артемовского месторождения с минимальным количеством нерастворимого остатка содержание аминокислот составляет 0.038 мг/г образца, а для «шпатового» галита пласта подстилающей каменной соли Верхнекамского месторождения – 0.015 мг/г.

По групповому распределению АК современная соль отличается от древней. Так, для самосадочных солей максимальные содержания приходятся на алифатические и кислые аминокислоты. В ископаемых солях, термическая зрелость органического вещества которых не превышает стадий МК₃, также доминируют алифатические аминокислоты, а содержание кислых снижается при увеличении гидроксильных и в ряде случаев ароматических АК. Среди индивидуальных аминокислот в современных солях преобладают глицин, аспарагиновая и глутаминовая кислоты, тогда как для ис-

копаемых солей часто характерное преобладание глицина, аланина и серина. В высокопреобразованных солях порядок группового и индивидуального распределения аминокислот меняется как за счет накопления АК имеющих высокую термическую стойкость, так и за счет реакций их вторичного синтеза при высоких температурах.

Таким образом, аминокислотный состав галогенных отложений аридных зон характеризуется следующими особенностями. Содержания аминокислот не связаны с возрастом и минеральным составом солей и в основном зависят от количества находящегося в них нерастворимого материала. В органическом веществе мелководных морских водоемов обычно преобладают аминокислоты, содержащие алифатические, кислые и гидроксильные группы. С увеличением термической зрелости органического вещества происходит изменение состава доминирующих соединений. Доля кислых аминокислот снижается при увеличении содержаний гидроксильных и ароматических разновидностей.

6

Минералогия месторождений полезных
ископаемых. Топоминералогия

Минералогия микрокристаллических оксидов из связующей массы кимберлитов трубки Айхал

Т. А. Антонова, А. Н. Липашова

АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный; *AntonovaTA@alrosa.ru, LipashovaAN@alrosa.ru*

Трубка Айхал находится в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе (Алакит-Мархинское поле) в нижней части долины р. Сосхолох-Мархинский. Она расположена в поле ордовикско-силурийских пород рядом с трапповым силлом, который отстоит от нее в 50 м. Кимберлиты её, по сравнению с породами других трубок Якутской алмазоносной провинции, характеризуются высокими содержаниями карбонатов, апатита и барита. Отличительной особенностью их является присутствие бадделеита — минерала карбонатитовых комплексов.

Алмазы трубки Айхал характеризуются преобладанием ламинарных ромбододекаэдров при близких содержаниях октаэдров и переходных форм I разновидности, низким количеством додекаэдридов и присутствием в малом количестве кристаллов IV и VIII разновидностей по Ю. Л. Орлову. По свечению в ультрафиолетовых лучах незначительно доминируют камни с розово-сиреневой, при равных количествах с сине-голубой и желто-зеленой фотолюминесценцией. Характерной особенностью алмазов трубки Айхал является их пониженная степень сохранности (целостность). Большинство алмазов трещиноваты. Около половины алмазов имеют скульптуры травления и твердые включения, а также окрашены в дымчато-коричневые и другие цвета различной интенсивности. Среди скульптур травления наблюдаются шрамы, полосы пластической деформации, треугольные впадины и их ком-

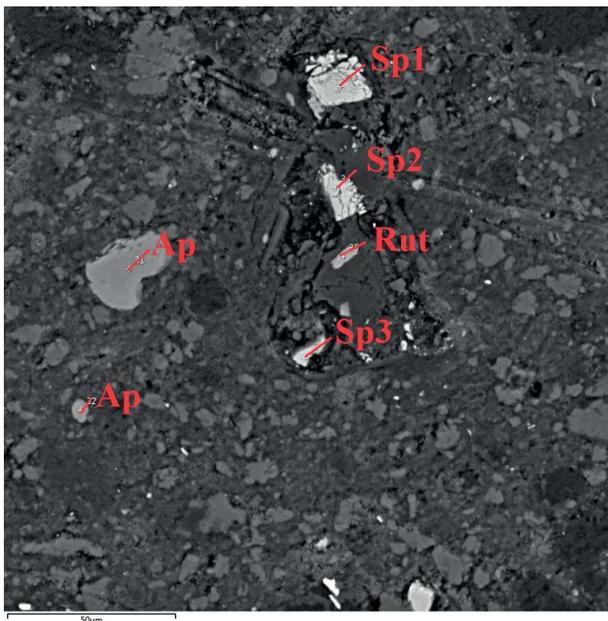


Рис. 1. Выделения минералов (Sp1 — ультравысокохромистый пикрохромит, Sp2, Sp3 — среднехромистый пикроферрихромит, Ap, Rut) в породе из образца гл.712,55 м т. Айхал. Изображения в отраженных электронах

бинации а среди включений преобладают единичные, групповые включения графита и графит-сульфидной ассоциации. Кроме того, встречаются кристаллы с включениями оливина, хромита, граната оранжевого. Присутствуют кристаллы с зелеными и бурными пятнами пигментации.

Изучение морфологии, химического и фазового состава микрокристаллических минералов проведено на растровом электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 LMU оснащенном рентгеновским энергодисперсионным микроанализатором AZTEC Advanced Inca Energy 350 с детектором X-MAX 80. Главное внимание, естественно, уделялось изучению количества, соотношений, взаимоотношений, химического и фазового состава оксидных минералов (шпинелиды, ильмениты, перовскит, рутил) из пород, как наиболее информативные не только с точки зрения генезиса пород, но и с точки зрения минералогических критериев оценки алмазоносности пород [1].

Исследование микрокристаллических (от 20 до 50 мкм) оксидных минералов двух кимберлитовых пород (АКБ и ПК) данной трубки показало неравномерное распределение рудных минералов в связующей массе изученной породы (АКБ) и колеблется от 1-2 до 3-5 об.%. Оксидные минералы представлены в основном шпинелидами. Также присутствуют ильменит, рутил. Перовскит не обнаружен.

Микрокристаллические шпинелиды из связующей массы АКБ и ПК, как правило, встречается в виде сложных зональных образований, отдельных зерен (рис. 1.), а также в виде включения в изменённый оливин. Микрокристаллические пикрохромиты отличаются высоким содержанием хрома (до 51,2-63,4 мас. % Cr_2O_3) и низким содержанием титана (2-3,8 мас. % TiO_2).

В небольшом количестве встречен микрокристаллический ильменит в АКБ и ПК в основном в виде кайм на шпинелиде, на рутиле, титаномagnetите, также отдельных зерен до 10 мкм. В основном встречен железистый ильменит (11ХГТ), также присутствует низкомарганцовистый ильменит (9ХГТ) и хромсодержащий средне-магнезиальный ильменит (7ХГТ).

Рутил встречен в виде отдельных зерен размером до 10 мкм обогащен, как правило, ниобием (до 4,9 мас. % Nb_2O_5). Для некоторых зерен рутила типична примесь железа (до 1, 2 мас. % FeO).

Литература

1. Гаранин В. К., Бовкун А. В., Гаранин К. В., Ротман А. Я., Серов И. В. Микрокристаллические оксиды из кимберлитов России. Москва: GEOS, 2009, 498 с.

Включения гранатов в алмазах из кимберлитов Якутии

Л. Д. Бардухинов

ВГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный; *bardukhinovld@alrosa.ru*
СВФУ (ф) МПТИ (ф), Мирный; *bardukhinovld@alrosa.ru*

Определение химического состава включений гранатов обычно проводят с использованием электронного микросонда [1], при этом изучаемое включение выводится на поверхность алмаза путем его шлифовки. Применение Рамановской спектроскопии позволяет упростить пробоподготовку и исключает в большинстве случаев разрушение исходного алмаза, являющегося минералом-хозяином по отношению к включениям гранатов в нем. Однако, определение химического состава гранатов методом комбинационной спектроскопии ограничено некоторыми параметрами, связанными со структурным строением минерала.

Съемка спектров комбинационного рассеяния включений в алмазах выполнена на КР-микроскопе InVia (фирма Renishaw, Великобритания). Все спектры были сняты при комнатной температуре. Источник возбуждения — твердотельный лазер КР — микроскопа, λ — 532 нм, мощность — 100 мВт. ИК-спектроскопические исследования алмазов проводились на ИК-Фурье спектрометре VERTEX 70 (Bruker) в комплексе с ИК-микроскопом Hyperion 2000. Диапазон измерений: 400–5500 см^{-1} .

В качестве образцов для исследования выбраны алмазы с включениями гранатов из кимберлитовых трубок Удачная, Заполярная, Комсомольская-Магнитная, Юбилейная, Комсомольская, Айхал, Мир и Майская Якутской алмазоносной провинции (ЯАП). Зарегистрированы КР-спектры включений гранатов и ИК-спектры соответствующих им алмазов.

Минальные составы проанализированных включений гранатов показывают, что они в основном соответствуют пироп-альмандиновым гранатам. Отмечено, что для кимберлитовых тел наблюдается свое закономерное распределение на диаграмме соотношения минального состава включений гранатов по Alm-Gross-Pyr, что может свидетельствовать о специфике условий образования алмазов из разных кимберлитовых тел. Для включений гранатов из трубки Юбилейная наблюдается преобладание пиропового компонента (более 0.75), что характерно и для включений гранатов из трубки Удачная. Несколько обособленно располагаются на диаграмме минальные составы включений из трубки Комсомольская-Магнитная, для них типично преобладание альмандинового компонента (более 0.4). Достаточно широкие вариации в соотношениях миналов с повышенным содержанием гроссуляра (более 0.3), можно отметить, для гранатов из алмазов кимберлитовой трубки Заполярная.

Установлена положительная корреляция между химическим составом гранатов и положением основных комбинационных мод в КР спектре. На основе полученных уравнений, выделены несколько групп гранатов, границы составов которых на диаграмме CaO — Cr_2O_3 практически совпадают с выделенными ранее [2, 3].

Выявлено, что алмазы с включениями эклогитовых гранатов содержат высокие концентрации азота и имеют среднюю его агрегацию, в свою очередь кристаллы с верлитовыми, дунит-гарцбургитовыми и лерцолитовыми включениями гранатов обладают широкой вариацией степени агрегированности азота и низкой концентрацией общего азота, что обычно свойственно алмазам перидотитового генезиса.

Выборка алмазов из одного коренного месторождения с установленным перидотитовым генезисом, на диаграмме содержания общего азота (N_{tot}) и его агрегации ($B1/(A+B1)$) имеет распределения соответствующее одной или нескольким генерациям алмазов, каждая из которых может быть описана постоянным параметром Kt. Соответственно, можно предположить, что формирования алмазов определенной парагенетической принадлежности из конкретного коренного месторождения происходило в единых температурно-временных условиях. Таким образом, полученные результаты дают возможность сопоставлять оптико-спектроскопические данные единичных находок алмазов с включениями гранатов с уже изученными коллекциями из известных кимберлитовых тел.

Поскольку, индикаторами алмазоносности кимберлитов являются составы минералов-спутников алмаза, в первую очередь гранатов, применение методики Рамановской спектроскопии для определения химического состава включений гранатов в алмазах позволит идентифицировать их состав и отнести к определенной парагенетической группе, в том числе к потенциально алмазоносной, без шлифовки алмаза.

Литература

1. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
2. Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев Е. В. Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189. № 1. С. 162–165.
3. Sobolev N. V., Lavrentev Y. G., Pokhilenko N. P., Usova L. V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses. Contr. Miner. Petrol., 1973. Vol. 40. N 1. P. 39–52.

Поисковое значение присутствия цеолита в агатах Кузбасса

Е. В. Звягинцева¹, В. Н. Токарев², Н. Н. Борозновская³, Т. С. Небера³

¹МАУК «НКМ», Новокузнецк; zmei7772006@mail.ru

²Ветеран-геолог, Новокузнецк

³НИ ТГУ, Томск; boroznovskaya@mail.ru

Цель исследования заключалась в установлении связи размещения агатовых проявлений и цеолитовой минерализации в зависимости от уровня их стратиграфического залегания.

Агатовая минерализация Кузбасса приурочена к нижнетриасовому трапповому комплексу и локализуется в покровах базальтовых лав, распространённых в центре северо-восточной части региона. Триасовый комплекс осадков Кузбасса здесь представлен абинской серией, которая состоит из мальцевской, сосновской и яминской свит (рис. 1).

Для изучения минерального состава использован рентгенофазовый анализ. Пробы анализировались на дифрактометре XPert Pro фирмы PANalytical (Нидерланды). Условия съемки: напря-

Изучение дифрактограмм позволило выявить присутствие следующих минералов: кварц, реже — кристобалит, скрытокристаллическая разновидность кварца — халцедон. В оторочках агатовых миндалинов проявления участка Терсюк обнаружены кристобалит с цеолитом (морденит $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{24})\cdot\text{H}_2\text{O}$), придающим оторочке красноватый оттенок (рис. 2). Кварц диагностирован по серии основных отражений $d(hkl)$: 3.34 Å (011), 4.25 Å (100), 1.81 Å (112); кристобалит — $d(hkl)$: 4.02 Å (101), 3.12 Å (110), 2.83 Å (102); морденит — $d(hkl)$: 13.37 Å (110), 8.97 Å (200), 6.52 Å (111), 3.45 Å (202).

Подстилающие породы могли играть большую роль в появлении тех или иных характеристик агатов (формы миндалинов, окраски периферийных сло-

ПЕГАССКО-ЗОЛОТОКИТАТСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА И КУЗНЕЦКИЙ ПРОГИБ

Эра	Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Индекс	Колонка	Мощность, м	Характеристика подразделений
МЕЗОЗОЙСКАЯ	МЕЛОВАЯ ЮРСКАЯ	Верхний нижний	Коньковский		$K_{1,2mp}$		2–3	Симоновская свита. Гравий, галечники
			Турковский		$J_{1,2s}$	20	Осиновская свита. Конгломераты слабо сцементированные, песчаники, гравелиты	
	ТРИАСОВАЯ	СРЕДНИЙ	Селенский		T_{2jam}	Более 100	Яминская свита. Базальты, трахибазальты, трахиандеизитовые и их туфы	
			Плещинский		T_{1-2ss}	260	Сосновская свита. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфопесчаники, туффиты базальтов, пласты цеолитов. Остатки раковин конкострак: <i>Sphaerostheria ovata</i> Novojilov, <i>Cocherisma tomensis</i> Novojilov, <i>Palaolimna diopsis konznetskensis</i> Defretin Lefrane и др.	
			Ладинский		T_{1-2ss}			
		НИЖНИЙ	Оленевский		T_{1mi}	450–500	Мальцевская свита. Песчаники полимиктовые, алевролиты, конгломераты, туфопесчаники, в верхней части разреза — трахибазальты, трахиандеизитовые и их туфы. Палинокомплексы: <i>Chomotriletes reduncus</i> Volch., <i>Caytoniapites</i> sp., <i>Siriadopinites</i> sp. и др.; остатки флоры: <i>Cladophlebis</i> cf. <i>Lobifera Pryn.</i> , <i>Katasiopteris</i> cf. <i>Polymorpha Mog.</i> и др.; фауны: <i>Palaeonodonta babikamensis</i> (R a g.), <i>Palaeonodonta</i> sp. Nov. и др.	
			Индский		T_{1mi}			

Рис. 1. Стратиграфическая колонка мезозойских отложений Кузбасса [1]

жение 40 кВ, ток 30 мА, Cu излучение, Ni фильтр, диапазон измерений 3–60° 2θ. Расшифровку дифрактограмм проводили с использованием программного обеспечения HighScore и базы данных PDF-4 Minerals компании ICDD (PDF-4 ... , 2021).

Образцы для исследований отобраны со следующих проявлений:

— участок Терсюк (агатовая минерализация сосредоточена в яминской свите (T_{1jam}) Узунского хребта, согласно залегающей на сосновской свите (T_{1ss}), которая сложена вулканогенно-осадочными породами с пластами цеолитов (рис. 1);

— проявление Салтымаковского хребта, где агатовая минерализация сосредоточена в мальцевской свите (T_{1ml});

— проявление у д. Ключи локализовано в четвертичных отложениях погребённой террасы, содержащих переотложенные скопления агатов, материал вынесен с Ажандаровского хребта. Агатовая минерализация сосредоточена в мальцевской свите (T_{1ml}).

ев, состава). Так, агаты проявления Терсюк отличаются наличием цеолита в периферийной части миндалинов, тогда как в салтымаковских данный минерал отсутствует. Вероятно этот факт можно рассматривать, как результат взаимодействия флюидов с нижележащей сосновской свитой, содержащей цеолитовые прослои (к тому же в сосновской свите расположено Пегасское месторождение це-

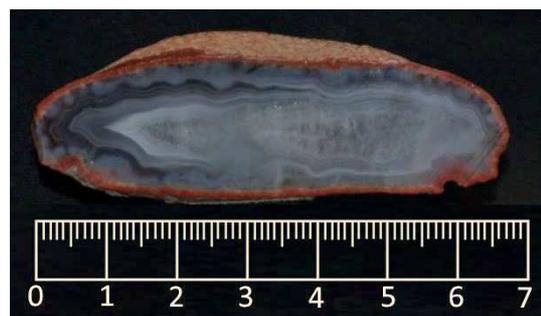


Рис. 2. Агат с цеолитовой каймой проявления участка Терсюк, Кузбасс

олитов). Таким образом, наличие определённых минералов в агатах (например, цеолита в периферийной зоне) может указывать на наличие этих минералов в нижележащих горизонтах.

Экспериментальные исследования выполнены с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ (ТРЦКП).

Литература

1. Лавренов П. Ф., Снежко Б. А., Щигрев А. Ф., Дмитриева Н. В., Филиппова Н. Е., Носков Ю. С., Зейферт Л. Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. 2-е изд. Серия Кузбасская. Лист N-45-IX (Крапивинский). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 156 с.

Структурно-генетические особенности глинистых минералов в осадочных толщах терригенных формаций

Н. Н. Зинчук, М. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный; nzinchuk@rambler.ru

Объективность геологической интерпретации результатов изучения глинистых минералов в первую очередь зависит от установления их генетической природы. Значительная часть аллотигенных глинистых минералов возникает в корях выветривания (КВ), начиная от изверженных (в том числе их эффузивных аналогов) до осадочных образований. Стадии литогенеза включают денудацию элювия, накопление вновь образующихся осадков и погружение сформировавшихся толщ на большие глубины в зону высоких давлений и температур. Образование КВ происходит в определенной тектонико-геоморфологической обстановке — преимущественно на несколько приподнятых пенепленизированных территориях. Ассоциации глинистых минералов в осадочных образованиях определяются тремя факторами: Первый — это тип исходных пород на континенте и степень их изменения под действием гипергенных процессов. Второй включает динамику переноса продуктов размыва исходных пород и гидрохимический характер среды осадконакопления. Третий — это особенности последующего геологического развития территории осадконакопления, обуславливающие интенсивность постседиментационного преобразования осадков и дальнейшего изменения сформировавшихся из них осадочных пород. Продукты денудации КВ свойственны, главным образом, осадкам платформенной субформации терригенной формации, а также аллотигенным прослоям терригенно-карбонатной и карбонатной формаций. Глинистые минералы осадочных пород в подавляющей массе связаны с аллотигенным материалом, поступающим в конечные области седиментации из различных источников сноса. Осадочные формации отражают физико-географические условия их образования. В осадочном чехле земной коры в зависимости от решения конкретных геологических задач может быть выделено значительное количество различных формаций (стратиграфических, литологических, фациальных, тектонических и т.д.). Стратиграфические формации обычно выделяются под местными географическими назва-

ниями. Наименование литоформаций непосредственно связано с типом преобладающих пород. Экоформации отражают физико-географическую обстановку их накопления (океаническая, морская, лагунная, континентальная, гумидная, аридная, ледовая и др.), а названия тектоформаций — тектонический режим их образования (платформенный, мио- и эвгеосинклинальный, орогенный, океанический) и стадию развития. В осадочном чехле земной коры отложения *терригенных формаций* имеют наиболее широкое распространение среди других формаций литологического типа. В зависимости от тектонического строения областей, на территории которых происходило накопление отложений терригенной формации, последняя может быть подразделена на осадки платформенной и геосинклинальной субформаций. Отложения *платформенной субформации* в гумидной климатической зоне свойственны, в основном, аллювиальным образованиям и осадкам начальных, ранних, поздних и конечных стадий геологического развития озерно-болотных водоёмов, параличских областей прибрежных равнин и эпиконтинентальных бассейнов. Они характерны для пассивных окраин континентов (континентальных окраин, в том числе внутренних их частей, зон перикратонного опускания — миогеосинклиналей), а также для зрелых и начальных этапов поздней стадии накопления пелагических осадков абиссальных котловин Мирового океана. Отложения этой субформации накапливаются большей частью в результате размыва древних КВ, что определяет поступление в области осадконакопления материала, претерпевшего различную, преимущественно глубокую переработку. Если размыв исходных пород и перенос обломочного материала в пределах водосборных площадей осуществляются преимущественно пресными водами, то накопление продуктов денудации указанных пород может происходить либо в пресных водоёмах, либо в различных частях морских бассейнов. При накоплении элювиальных продуктов в пресных водоёмах эти продукты испытывают изменения той же направ-

ленности, что и в КВ. В этих водоёмах реликты гипогенных минералов продолжают либо растворяться (минералы островной, цепочечной, ленточной и каркасной структур) с кристаллизацией новых, устойчивых в данных гидрохимических и термобарических условиях фаз, либо трансформироваться (минералы слоистого типа) в более стабильные в зоне гипергенеза фазы. Седиментация дисперсного материала в эпиконтинентальных и близких к ним морских бассейнах, благодаря минерализованной среде, сопровождается последовательной интенсификацией аградационно-трансформационных процессов. В первоначально накапливающихся осадках частицы глинистых минералов образуют ячеистую микроструктуру, в которой свойственные этим минералам преимущественно псевдоизометричные и псевдогексагональные частицы сочетаются между собой в основном по типу «скол-ребро» и в значительно меньшей степени по типу «скол-скол». Это обеспечивает высокую пористость и проницаемость не только песчано-алевритовых, но и глинистых отложений. Такие особенности микростроения глинистых осадков определяют возможность продолжения на стадии седиментогенеза преобразования в них реликтов гипогенных и возникающих в КВ гипергенных минералов. При размыве как КВ, так и слабо измененных в зоне гипергенеза толщ вновь накапливающиеся отложения субаквального типа в пределах платформенных территорий подвергаются значительной гранулометрической дифференциации вследствие относительно спокойных гидрологических условий переноса обломочных компонентов. При ближнем переносе продуктов выветривания он иногда ассоциирует с примесью неустойчивого в процессе длительной транспортировки галлузита — минерала возникающего только в характеризующихся слабощелочной средой средних горизонтов КВ на породах, содержащих наименее стабильные в природе средние плагиоклазы (олигоклаз и андезин). Каолинит, будучи весьма устойчивым диоктаэдрическим минералом в зоне гипергенеза, в глинистых осадках имеет исключительно аллотигенное происхождение. Необходимыми гидрохимическими условиями данного процесса являются кислая среда и окислительная обстановка в осадке, а также открытая система минералообразования, обеспечивающая свободный вынос из неё щелочей (Na и K), щелочных земель (Ca и Mg), а также избытка Si. В зависимости от химического состава и минералогических особенностей выветривания на континенте пород каолинит обладает различной дисперсностью. При выветривании ультраосновных и основных пород вследствие блокирующего действия Fe возникает высокодисперсный каолинит. Несмотря на высокую дисперсность каолинит, образующийся при выветривании ультраосновных и основных пород, характеризуется относительно высоким совершенством структуры с четко фиксируемой триклинной

(1ТС) сингонией минерала. Выветривание средних и кислых пород приводит к образованию каолинита с более крупным размером частиц. Преобладающим минералом в слагающих верхнюю часть КВ бокситах при условии их поверхностного заложения является гиббсит. Первоначально бокситы кроме гиббсита в виде существенной примеси содержали каолинит, гематит, гётит, турмалин и, в значительно меньшем количестве, гидрослюда $2M_1$, хлорит-вермикулитовые и монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, Гиббсит в реликтовых бокситах, наследующих структуру сланцев, возникает псевдоморфным путем с образованием псевдобобовин, состоящих в основном из агрегатов вновь генерируемого минерала. В результате ингрессии морского бассейна и смены субаэральных условий на субаквальные в толще первичных бокситов и КВ происходят интенсивные метасоматические процессы редукции железа, приводящие к шамозитизации, сидеритизации, преобразованию минеральных форм свободного глинозема, обеление и в меньшей степени к каолинизации, пиритизации и кальцитизации бокситов. К первому этапу изменения бокситов, связанному с их подтоплением и заболачиванием, относятся шамозитизация и сидеритизация ранних их генераций, а также преобразование минеральных форм свободного глинозема и обеление. Получивший наибольшее развитие процесс *шамозитизации* заключается в редукции железа и образовании триоктаэдрического слоистого минерала из двухэтажных слоев — бертьерина, который на этом этапе изменения бокситов относится к первой генерации алюмосиликата. В структуре бертьерина триоктаэдрические сетки содержат Si, замещенный (от $\frac{1}{4}$ до 1) на Al, а октаэдрические сетки заселены преимущественно Fe^{2+} , а также частично Al, Fe^{3+} и Mg. Наблюдаемые в природе в ряде случаев интенсивные процессы замещения каолинитовой КВ на гранитах бертьерином показывают, что этот минерал развивается за счет триоктаэдризации первичных диоктаэдрического минерала также из двухэтажных слоев — каолинита, т.е. наследуют структуру последнего. В областях накопления отложений *геосинклинальной субпровинции* происходит значительно более интенсивный, чем в платформенных областях, снос обломочного материала. Последний с большой скоростью накапливается в различных частях рассматриваемых бассейнов. К ним относятся континентальные склоны, подножия, окраинные моря, мезогеосинклинали, переходящие в передовые прогибы. Отложения этой субформации свойственны ранней, поздней и конечной стадии развития указанных выше структурно-тектонических частей морских бассейнов, вне зависимости от климатической зональности. В указанные области осадконакопления поступают обычно слабо выветрелые продукты. Поэтому в отложениях геосинклинальной субформации преобладает менее измененный,

чем в осадках платформенной субформации, материал полимиктового типа. В случае размыва слабо катагенетически преобразованных отложений наиболее характерными среди накапливающихся в отложениях геосинклинальной субформации глинистых минералов являются монтмориллонит, а также продукты существенной деградации менее устойчивых, по сравнению с диоктаэдрическими, триоктаэдрических слюд и диоктаэдризации остаточных продуктов последних. При денудации КВ в бассейны седиментации поступают гидрослюда, монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, монтмориллонит, хлорит и каолинит.

Исследованиями показан различный механизм изменения минералов в процессе выветривания, открывающий возможность отдельно выделять и исследовать среди главнейших двух групп пород (ультраосновных и основных с одной стороны, и средних и кислых — с другой) бесслюдистые

и слюдистые их разности. Развитие в средних частях профилей выветривания бесслюдистых пород смектитов, а в аналогичных горизонтах слюдистых пород также и смешанослойных образований (особенно монтмориллонит-гидрослюдистого типа) позволяет надежно идентифицировать тип исходных пород не только в элювии, но и в осадочных толщах, обогащенных продуктами КВ различных пород. Значительную помощь в этом может оказать оценка степени упорядоченности гипергенных минералов, унаследованной от структуры гипогенных фаз. Аналогичный механизм преобразования исходных пород в КВ в течении геологической истории развития планеты Земли в неогее показывает, что происходящие процессы имеют универсальный характер, не зависящий ни от возраста образовавшегося элювия, ни от его положения при близком типе пород в конкретных регионах при различных геолого-структурных обстановках.

Минералы-индикаторы условий формирования древних алмазоносных осадочных толщ

Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС(Я), Мирный; [nzninchuk@rambler.ru](mailto:nzinchuk@rambler.ru)

В последние годы поисковые работы на алмазы широко развиваются на новых площадях распространения верхнепалеозойских отложений и в первую очередь в пределах Малоботуобинского, Моркокинского и Далдыно-Алакитского алмазоносных районов Сибирской платформы (СП), расположенных, соответственно, в юго-восточной, центральной и северо-восточной частях восточного борта Тунгусской синеклизы. Вещественный состав верхнепалеозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов СП, а также фациальные особенности их формирования показывают, что осадки слагающие эти толщи, позже подверглись воздействию диагенетических и гипергенных процессов. Диагенетические процессы выразились в установлении физико-химического равновесия исходных осадков, вызванных действием различных компонентов (гидроксиды железа, органическое вещество и др.). В диагенетический этап формирования пород произошло их уплотнение и частичная литификация, не достигшие регионального развития, так как большая часть исследуемых пород находится в рыхлом или слабо сцементированном состоянии, а глинистые породы сравнительно легко размокают в воде. Диагенетические процессы отражены наличием ряда аутигенных минералов-новообразований (сидерит, пирит и гидроксиды железа), а также часть кремнистых и глинистых минералов, возникших на разных стадиях седиментогенеза пород.

Сидерит широко развит в отложениях отдельных фаций верхнего палеозоя, где он встречается во всех разностях пород — от грубообломочных до пелитовых. Представлен он выделениями различной формы и размеров (от микроскопических стяжений, рассеянных в породах, до крупных конкреций и сферолитов). Много его в глинистых гравелитах ланчанской свиты, где он связан с более поздними гипергенными процессами. Сидерит образуется при низких значениях окислительно-восстановительного потенциала ($E_h \approx 0$) при изменчивых величинах рН среды, т.е. относится ко второму этапу диагенеза — этапу восстановительного минералообразования.

Широко распространены в верхнепалеозойских отложениях различные формы *пирита*, отмеченного в виде мельчайших образований (рассеянных в породах), более крупных конкреций агрегатного строения, отдельных кристаллов и их сростков, псевдоморфоз по органическим (преимущественно растительным) остаткам и нередко как цемент грубозернистых пород. Пиритовый цемент часто присутствует в гравийно-песчаных породах, где создает крупные сростки кластических частиц. Образуется пирит в условиях восстановительной среды ($E_h < 0$) при изменчивых значениях рН, поэтому в изученных породах, как и сидерит, он возникает на этапе восстановительного диагенетического минералообразования. Несмотря на некоторые сходства условий образования (в диагенезе)

сидерита и пирита, между ними существует четкое различие. Их появление регулируется (при наличии в растворе Fe^{2+}) концентрациями сероводорода и уголекислоты: для сидерита необходима уголекислота, а среда может быть слабовосстановительной, нейтральной и даже слабоокислительной. Пирит же может образовываться только в условиях высокой концентрации сероводорода (восстановительная среда). Пирит возникает на более поздних стадиях восстановительного этапа диагенеза, чем сидерит. Обычно слои, обогащенные сидеритом, бедны пиритом, а в слоях, содержащих много пирита, мало сидерита. Однако они иногда встречаются в существенных количествах и вместе. Все это свидетельствует о преобладании в диагенезе верхнепалеозойских осадков в основном восстановительных условий.

Заметно менее распространены в исследуемых отложениях минералы, которые связаны с более ранними этапами диагенеза — окислительного минералообразования. Наиболее распространенные из них — минералы группы оксидов и гидроксидов железа — гётит, гидрогётит, гематит, лимонитовые скопления и др. Эти минералы встречаются в виде отдельных частиц и скоплений, но чаще находятся в тонкодисперсной смеси с глинистыми массами, образуя цемент в кластических породах различных частей разреза. Особенно обогащены гидроксидами железа породы лапчанской свиты, хотя они характерны и для всего разреза верхнего палеозоя. В образовании гидроксидов железа в этом случае большую роль сыграли не только диагенетические, но и более поздние гипергенные процессы. Из других образований окислительного этапа в верхнепалеозойских осадочных образованиях отмечены фосфаты, барит, глауконит и цеолиты.

Фосфаты представлены колломорфными выделениями, образующими местами цементирующую массу на небольших участках породы. Редко встречается сложный фосфат типа божицкита, хотя существенного значения эти минералы не имеют.

Барит довольно часто встречается в отдельных толщах верхнего палеозоя, где представлен мелкими зернами (обычно без следов огранки) и составляет иногда значительную часть тяжелой фракции. Обычно минерал распределен в поровом пространстве обломочных пород и лишь изредка цементирует их небольшие участки. Такое расположение барита указывает на его аутигенное (диагенетическое) происхождение. Образование барита наиболее вероятно в раннем диагенезе, в период, когда иловые растворы содержали SO_4^{-2} , т.е. до начала редукции сульфатов — одного из процессов восстановительного минералообразования.

Нередко в кластических и глинистых породах верхнего палеозоя в значительном количестве встречаются цеолиты типа *гейландита*, образующего мелкие кристаллики, обрастающие обломки

полевых шпатов и даже слагают часть цемента породы. Цеолиты являются широко распространенными аутигенными минералами в современных глубоководных океанических отложениях, где они локализованы в верхнем слое осадков вместе с железо-марганцевыми конкрециями и другими образованиями этапа окислительного минералообразования раннего диагенеза. Можно считать, что цеолиты богатые водой (в том числе и гейландит) характерны для этого этапа диагенеза. В изученных разрезах верхнего палеозоя некоторая часть цеолитов (особенно в цементе) могла возникать при воздействии гидротерм на определенных участках разреза.

К диагенетическим образованиям относится также небольшая часть глинистых минералов. Основная же часть таких образований имеет аллотигенное происхождение. Однако, аутигенное происхождение определенной части глинистых минералов за счет развития их по обломкам полевых шпатов, эффузивных и пирокластических пород несомненно. Среди них следует отметить монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, хлориты (особенно развивающиеся по магнезиально-железистым слюдам). *Монтмориллонит* является одним из доминирующих минералов пелитовой составляющей пород анализируемых толщ. Максимальное количество (в среднем до 90% глинистой фракции) его отмечено во всех типах пород русловых фаций боруллойской свиты. *Гидрослюда* является повсеместным компонентом глинистой фракции пород изучаемых толщ, присутствуя зачастую в виде примеси, количество которой не превышает 20%. *Каолинит* в наименьшем количестве зафиксирован в глинистой фракции пород русловых фаций боруллойской свиты. Максимальное среднее содержание минерала, превышающее половину объема фракции мельче 0,001 мм, отмечено в глинистой составляющей из песков озерных фаций лапчанской свиты и алевритов пойменных фаций боруллойской свиты. *Хлорит* наиболее распространен в лапчанских отложениях и в породах пойменных и озерно-болотных фаций боруллойской свиты.

Диагенетические превращения современных осадков завершаются этапом перераспределения аутигенных минералов и образованием конкреций. Эти процессы достаточно широко развиты в описываемых породах и продолжаются в настоящее время. Конкреции образуют сидерит и пирит, а для других диагенетических минералов они не характерны. Сравнительно небольшие размеры основной части диагенетических конкреций в верхнепалеозойских породах указывают на продолжающееся развитие этого процесса. Происходит возникновение и перекристаллизация различных типов цемента: сидеритового, пиритового, железистого и более редких — цеолитового и баритового. Отдельные верхнепалеозойские толщи иногда несут четко выраженные следы постседиментационного выветривания. Наиболее четко это

отмечается для нижних частей (базальных горизонтов) лапчанской свиты, где широко развиты характерные «галечки» пелитизированных эффузивов и пирокластов. Относить эти процессы только к диагенетическим не представляется возможным, так как в более молодых юрских отложениях, содержащих эффузивный материал, подобные «галечки» встречаются значительно реже. Возникновение таких «галечек» связано с достаточно интенсивным выветриванием нижних слоёв лапчанской свиты во время перерыва в осадконакоплении. При длительном воздействии поверхностных агрессивных вод происходило гидrolитическое изменение обломков неустойчивых эффузивов и туфов с превращением их в глинистые агрегаты, сохраняющие реликты исходных структур. Выделяющееся при этом железо связывалось с CO_2 для образования сидерита, обильно наполняющего слои таких гравелитов. Пузырьки CO_2 , выделявшиеся при окислении органического вещества, становились центрами для образования полых оолитов сидерита. Обилие органического вещества не позволило свободному кислороду окислить эти образования до оксидов железа. Минералы группы алюминита (алунит, алюминит, паралюминит, ярозит и др.), нередко встречающиеся в верхнепалеозойских отложениях (особенно в лапчанской свите), образовались, вероятнее всего, в процессе гипергенного преобразования пород, когда стало возможным интенсивное окисление пирита. За счет этого возникла серная кислота, реагирующая с богатыми глиноземом соединениями, которыми могли служить глинистые минералы или продукты их выветривания. В результате таких реакций возникли упомянутые сульфаты. На участках выхода верхнепа-

леозойских пород на дневную поверхность их выветривание происходит и в настоящее время.

Всё сказанное свидетельствует, что изученные верхнепалеозойские отложения основных алмазных районов СП претерпели в основном диагенетические изменения и находятся на стадии конкрециеобразования или протокатагенеза. Катагенетические процессы в них слабо выражены, что подтверждается результатами замера отражательной способности углистых частиц, встреченных в отложениях лапчанской и углей боруллойской свиты. В разрезе боруллойской свиты отмечаются углистые глины с маломощными прослоями углей, которые имеют близкие значения отражательной способности витринита, но нередко — различный микрокомпонентный состав. Макроскопически верхнепалеозойские угли матовые, однородные с редкими полосками более блестящего угля. Цвет их буровато-черный, блеск тусклый, излом полураковистый. Микроскопически уголь клареновый с неоднородным, тонкопористым, мелкоатритовых раздробленным веществом желтовато-бурого цвета. Довольно часто наблюдаются тонкие (до 0,1–0,4 мм) прожилки витрена обычно трещиноватого. Атрит представлен мелкими комочками гелифицированного вещества, обрывками устойчивых коровых тканей (феллинит) и кsilовитренов. Фюзенизированные компоненты (линзы кsilовитрено-фюзена и фюзенизированный атрит) встречаются редко. Участие выветрелых образований в формировании древних верхнепалеозойских осадочных толщ может быть оценена с использованием структурных особенностей некоторых слоистых силикатов (соотношение основных базальных рефлексов диоктаэдрических гидрослюдов).

Минералогические особенности углеродсодержащих пород Хараматалоуского комплекса (Полярный Урал)

Н. С. Ковальчук, Т. Г. Шумилова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; kovalchuk@geo.komisc.ru

Углеродсодержащие породы черносланцевого типа привлекают внимание ученых как перспективные геологические объекты, характеризующиеся мощными геохимическими аномалиями и часто являющиеся рудовмещающими. Исследование роли углеродистого вещества (УВ) в переносе, концентрировании и рассеянии рудных элементов относится к одной из актуальных проблем современной геологии.

Одним из таких объектов может являться Хараматалоуский метаморфический комплекс (Полярный Урал), в составе которого широко распространены углеродсодержащие породы, пространственно связанные с магматическими телами и тектоническими нарушениями. Комплекс рас-

положен в осевой зоне Полярного Урала в бассейне р. Большая Хараматалоу, на северо-востоке и юго-западе граничит по разломам с массивами Райиз и Войкар. В его составе объединены докембрийские метаморфические породы, представленные графитоидными слюдяно-кварцевыми сланцами, кварцитами, эпидотовыми и гранатовыми амфиболитами хараматалоуской серии (PR_1). Обрамление комплекса представлено измененными до зеленосланцевой фации осадочно-вулканогенными толщами ивтысьшорской и монталорской свит (R_3), сложенными туфогенными сланцами, углеродсодержащими кварцевыми сланцами, кварцитами, кварцитосланцами с прослоями и линзами мраморизованных известняков [1]. Углеро-

дсодержащие породы образуют прослои и пачки мощностью от десятков сантиметров до десятков метров [2].

Углеродсодержащие породы ивтысьшорской и монгалорской свит (R_3iv ; R_3mt) представлены мусковит-альбит-кварцевыми сланцами. Породы тонкозернистые, тонкослоистые, сложены кварцем (60–95 %) с примесью альбита, мусковита, хлорита, эпидота, рудных минералов, карбонатного и углеродистого вещества. УВ располагается согласно общей текстуре между зернами породообразующих минералов и концентрируется преимущественно в кварц-слюдистых прослойках. Часто образует агрегаты с кварцем и апатитом.

Ранее в работе [2] были приведены результаты комплексного исследования УВ, рассмотрены особенности геолого-структурной позиции и вещественно-петрографического состава углеродсодержащих пород Хараматалоуского выступа и сопредельного участка Лемвинской зоны. На основе изучения УВ сделан вывод о его преимущественно битумной специализации. В подчиненном количестве установлены свободные формы углерода в виде зачаточных образований, микроскопических обособлений, пластинчатых, ежевидных, глобулярных форм графита, а также в виде сростков графита с чаоитом. На основе минералогических признаков сделан вывод о возможности обнаружения на территории Хараматалоуского выступа микроалмазов некимберлитового происхождения, которые могли образоваться путем кристаллизации из газовой фазы в условиях относительно низких давлений и температур.

В данной работе приведены результаты минералогических исследований углеродсодержащих пород Хараматалоуского комплекса в связи с возможностью участия углеродистого вещества в переносе, концентрировании и рассеянии рудных компонентов.

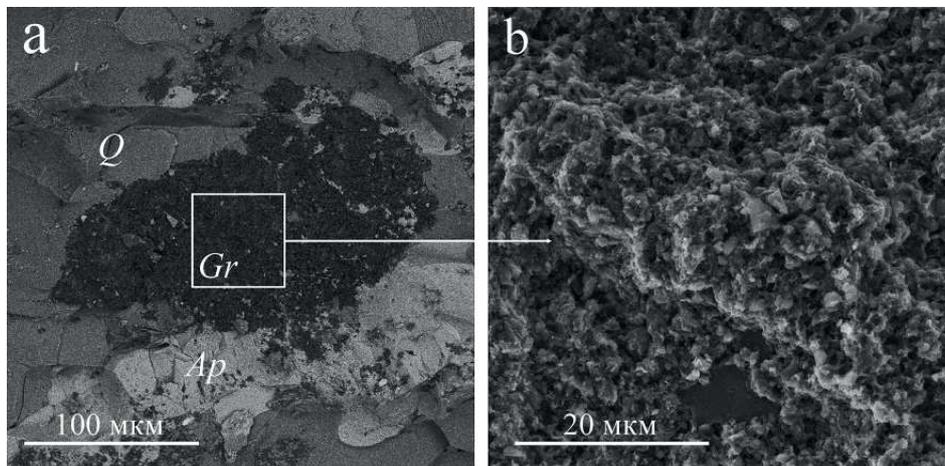
Элементный состав минералов в углеродсодержащих породах определялся на сканирующем

электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Oxford Instruments X-Max в аншлифах и свежих необработанных сколах породы с углеродным напылением. Фазовая диагностика углеродистого вещества (УВ) проводилась с использованием спектроскопии комбинационного рассеяния света на рамановском микроспектрометре LabRam HR800 (Horiba Jobin Yvon).

На основе исследований полированных шлифов и свежих сколов углеродсодержащих пород установлено, что УВ распределено беспорядочно в породообразующей минеральной матрице и представлено преимущественно отдельными частицами, а также сгруппировано в прослои и линзы, и широко распространено в основной массе породы, чаще всего в ассоциации с кварцем и апатитом. В ряде случаев агрегированные частицы проявляют признаки слоистости и наличие тонких деталей рельефа (рисунок).

По данным спектроскопии комбинационного рассеяния света в углеродсодержащих породах Хараматалоуского комплекса УВ представлено нанокристаллическим графитом и шунгитоподобным углеродом. Положение G-полосы в КР спектрах графита составляет 1581 см^{-1} , ее полуширина (FWHM) имеет значение 24 см^{-1} , а положение D-полосы — 1335 см^{-1} (FWHM= 40 см^{-1}). Изученное УВ, согласно данным Б. Вopenка [3], соответствует нанокристаллическому графиту ставролитовой стадии метаморфизма. Температурные условия метаморфизма для пород Хараматалоуского комплекса полученные Л. Н. Любоженко [1], оцененные по магнетиальности новообразованные гранатов и равновесных с ними роговых обманок, хорошо согласуются с данными рамановской спектроскопии и находятся в интервале $400\text{--}550^\circ\text{C}$.

Согласно КР спектроскопии второй тип УВ характеризуется положением G-полосы в среднем 1604 см^{-1} (FWHM= 53 см^{-1}), а положение D-полосы составляет 1333 см^{-1} (FWHM= 79 см^{-1}), что соответствует шунгитоподобному углероду, образованно-



Электронно-микроскопические изображения поверхности свежего скола углеродсодержащей породы Хараматалоуского комплекса: а — выделения графита (*Gr*) в кварце (*Q*) и в апатите (*Ap*) в режиме вторичных электронов; б — увеличенное изображение агрегата частиц графита на рис. а (в режиме отраженных электронов)

му в сланцах низкой стадии метаморфизма по Б. Вепенка [3].

В результате микронзондового изучения пород установлена редкоземельная минерализация, представленная монацитом и алланитом. В качестве акцессорных минералов диагностированы апатит, циркон, сфалерит, гранат, титанит. Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, пирротином, пентландитом, галенитом и разнообразными самородными фазами Ni, Fe с Zn и W, Cu с Sn. В неидентифицируемой минеральной фазе, содержащей SiO_2 , PO_4 , ZrO , Fe_2O_3 , UO_2 , Y_2O_3 отмечено присутствие Ag. Установлено, что самородные металлы в ассоциации с рудными минералами имеют пространственную связь с УВ.

Выявленные характерные признаки метаморфизма пород выражены в понижении марганцовистости гранатов (от центра зерен к краевым частям зерен); повышении железистости, отражающейся в присутствии в породах пирита, халькопирита, включений пирротина в пирите, включений пентландита в пирротине, развитии в породе окислов железа, кристаллогидратов FePO_4 (штренгит) в сростании с монацитом, повышении содержания Fe_2O_3 к краевым частям зерен гранатов. Также, отмечено зональное строение циркона с повышением содержания Fe_2O_3 , Hf и UO_2 в оболочках зерен, при этом поверхность зерен цирконов имеет неровную пористую текстуру; включения галенита в монаците; часто встречаются сростки пирита со сфалеритом и халькопиритом; в монаците отмечены повышенные содержания примесей ThO_2 (до 4.84 мас. %) и UO_2 (до 2.02 мас. %). Многочисленные выделения самородных фаз Fe, Ni, W, Cu могут свидетельствовать о сильно восстановительной среде минералообразования в углеродсодержащих породах Хараматалоуского комплекса.

В результате исследований минерального вещества углеродсодержащих пород Хараматалоуского комплекса (непосредственно в аншлифах и свежих сколах породы) микронзондовым анализом впервые отмечено присутствие частиц самородного Ag. На основе данных рамановской спектроскопии выделены два типа УВ — нанокристаллический графит и шунгитоподобный углерод. Выявлена пространственная связь самородных металлов и их соединений с УВ. Полученные данные могут иметь важное значение для оценки перспектив данного объекта на благороднометалльное оруденение черносланцевого типа.

Авторы выражают благодарность Л. Н. Любоженко за предоставленные для изучения образцы, С. И. Исаенко и Е. М. Тропникову за помощь в проведении аналитических исследований. Аналитические работы выполнены в ЦКП «Геонаука» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН).

Литература

1. Любоженко Л. Н., Филиппов В. Н. Химические особенности минералов-индикаторов метаморфизма пород хараматалоуского комплекса (Полярный Урал) / Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: материалы XV Геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 388–390.
2. Шумилова Т. Г., Любоженко Л. Н., Букалов С. С. Углеродистое вещество пород Хараматалоуского выступа и сопредельного участка Лемвинской зоны. Сыктывкар: Геопринт, 2000. 56 с.
3. Wopenka B., Pasteris J. D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy // American Mineralogist, 1993. V. 78. P. 533–557.

Об устойчивом динамическом равновесии физико-химических свойств минералов в составе пород и оболочек Земли

А. В. Кокин

РАНХ и ГС при Президенте РФ, Ростов-на-Дону; alex@avkokin.ru

В процессе физико-химической эволюции Земли состав магматических пород, их плотность изменялась от ультраосновного к основному, среднему и кислому. Строго говоря, такое разнообразие горных пород уже существовало на рубеже около 3.5 млрд лет назад. Возникает вопрос, закончился ли процесс дифференциации земных оболочек, пород и минералов в их составе или продолжается до сих пор?

В рамках модели золотого сечения предполагается наличие такого состояния в эволюции, когда исследуемый объект из неустойчивого может переходить в состояние устойчивого динамическо-

го равновесия. Показателем последнего состояния относительно предыдущего является число близкое к $\Phi = 1.618...$ И если процесс физико-химической дифференциации Земли действительно в основном завершился, то это должно отразиться на физико-химическом состоянии горных пород нормального щелочного ряда и на составе наиболее распространенных в них минеральных фаз кремнезёма и полевых шпатов.

Действительно, отношение средних содержания SiO_2 в крайних дифференциатах гранитов (70.500 % SiO_2) и ультраосновных пород (43.572 % SiO_2) близко к $\Phi = 1.618$. Т. е. в рамках рассматри-

ваемой модели дифференциация пород в истории земной коры действительно завершена. Отражается ли подобное состояние на главных породообразующих полиморфных модификациях кремнезёма и полевых шпатов в породах?

В составе земной коры тригональный кварц может достигать предельной плотности (ρ) около 2.65 г/см^3 . В метеоритах и верхней мантии Земли, а также в условиях импактного воздействия преобразования структуры и минерального состава горных пород, кремнезём превращается в полиморфную структуру моноклинного коэсита с $\rho = 2.95\text{--}3.0 \text{ г/см}^3$ и/или тетрагонального стишовита с расчётной (теоретической) плотностью $\rho = 4.29 \text{ г/см}^3$. Поскольку стишовит представляет крайний ряд высокотемпературной модификации кремнезёма¹, то, взяв отношение плотностей стишовит/кварц, как $4.29 \text{ г/см}^3 : 2.65 \text{ г/см}^3$, также получим значение близкое к величине $\Phi = 1.6188$, отличающегося от неё превышением всего на 0.0008 отн. ед., сравнимую с точностью оценки плотностных характеристик минеральных фаз кремнезёма. То есть изменение ρ кремнезёма в ряду стишовит — кварц представляет собой действительно не только крайние эволюционные состояния фаз кремнезёма в земной коре и мантии, но также находятся с ними в состоянии близком к устойчивому динамическому равновесию.

Оценка крайних дифференциатов земных пород нормального щелочного ряда в составе полевых шпатов от анортита к альбиту по отношению в них содержания SiO_2 ($68.44 : 43.2$) составляет величину 1.584 , которая близка к Φ и отличается от неё всего на 0.034 отн. ед.

Если породы и главные породообразующие минералы в их составе находятся в состоянии устойчивого динамического равновесия, то геосферы Земли в процессе физико-химической дифференциации в принципе также должны соответствовать такому состоянию.

Плотность кремнезёма в составе верхней мантии оценивается в 3.3 г/см^3 , нижней мантии — 4.29 г/см^3

(по индикаторной плотности стишовита). Отсюда оценка средней плотности Земли в состоянии устойчивого динамического равновесия должна составлять величину $\rho = 3.3 \times 1.618 = 5.34 \text{ г/см}^3$, где $\Phi = 1.618$. Т.е. против принятого теоретического значения плотности Земли в 5.51 г/см^3 отклонение от него составляет всего 0.17 отн. ед. Плотность нижней мантии $4.29 \text{ г/см}^3 \times 1.618 = 6.94 \text{ г/см}^3$ (по индикаторной плотности стишовита в ней); внешнего ядра Земли $5.34 \times 1.618 = 8.64 \text{ г/см}^3$; внутреннего ядра Земли $8.64 \times 1.618 = 13.97 \text{ г/см}^3$. Как известно теоретически оценочная плотность ядра Земли принимается за $\rho = 13.10 \text{ г/см}^3$. Отклонение плотности внутреннего ядра Земли от теоретического составляет 0.87 отн. ед. Т.е. геосферы Земли в первом приближении также находятся в состоянии близком к устойчивому динамическому равновесию.

Таким образом можно полагать, что процесс физико-химической дифференциации оболочек Земли и формирования крайних по составу дифференциатов горных пород нормального щелочного ряда действительно в основном завершился уже на рубеже 3.5 млрд лет назад. Последующие процессы тектоно-магматической активизации в геологической истории Земли не привели к существенному изменению в них достигнутого динамического равновесия фаз кремнезёма и полевых шпатов. Это даёт основание говорить и о том, что физико-химическое состояние Земли как геологического тела находится вблизи устойчивого динамического равновесия. Отклонения от него в геологической истории могли быть только локальными, например, в направлении формирования пород различной щёлочности и т. д.

В рамках системного подхода принятая модель золотого сечения вскрывает ещё одну сущность: физико-химическая эволюция минералов, пород, оболочек Земли в настоящее время целиком зависит от их внутреннего состояния и не может определяться только внешними факторами.

¹Экспериментальные результаты о синтезе при высоком давлении новой модификации кремнезёма с плотностью 4.35 г/см^3 , что на 60% плотнее фазы кварца, опубликованы С. М. Стишовым и С. В. Поповой в журнале Геохимия № 10 в 1961 году. Менее чем через полгода Е. С. Т. Chao, J. J. Fahey, и J. Littler сообщили об открытии плотной фазы кремнезёма в породах Аризонского метеоритного кратера и назвали новый минерал «СТИШОВИТ» (Journal of Geophysical Research № 1, 1962 г.).

Редкоземельные элементы в кварцево-жильных образованиях Южного Урала

М. А. Корекина

ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс; maria@mineralogy.ru

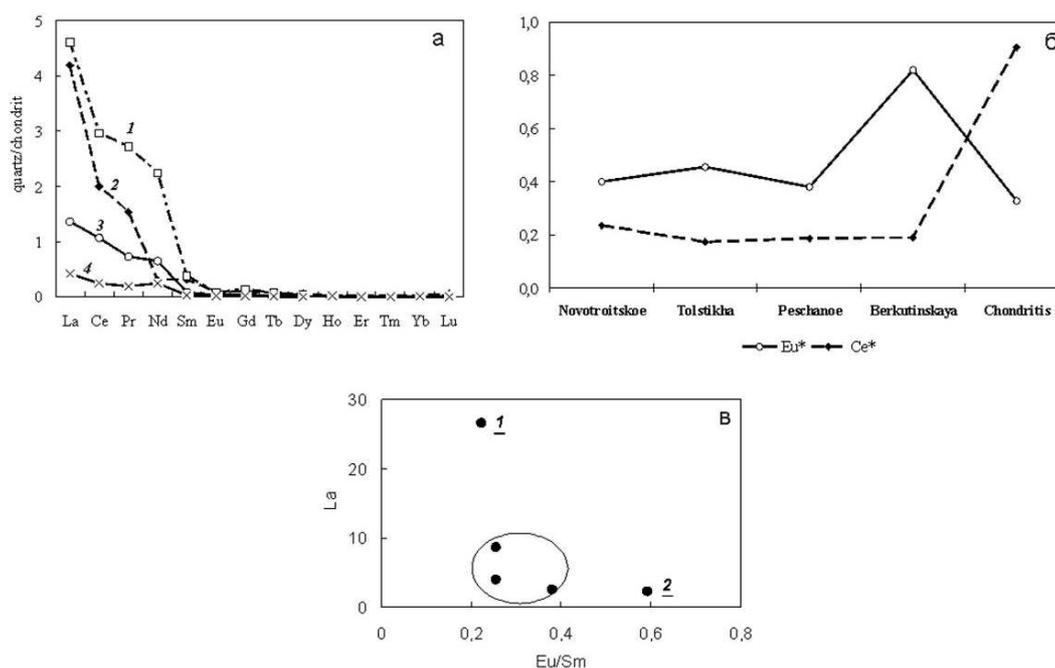
Более 3000 кварцевых жил прозрачного, полупрозрачного и молочно-белого кварца различного генезиса слагают крупную Уральскую кварцевосную провинцию [1, 2, 3, 4]. Все кварцевые поля приурочены к тектонически-активным зонам и, кроме условий образования, отличаются содержанием и переменным составом элементов-примесей, минеральных и флюидных включений, а также редкоземельных элементов. Целью настоящей работы является получение новых данных по изменению содержания редкоземельных элементов в молочно-белом кварце, залегающем в разных геодинамических обстановках. Содержание редкоземельных элементов определялось методом лазерной абляции на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (LA-ICP-MS). Масс-спектрометр Agilent 7700x с программным комплексом MassHunter и лазерной приставкой New Wave Research UP-213 (аналитик Артемьев Д. А.).

Рассмотренные в работе месторождения молочно-белого кварца можно разделить на несколько генетических групп в зависимости от их геологической позиции и характера вмещающих пород. Новотроицкое месторождение расположено в пределах максютовского эклогит-глаукофан-сланцевого комплекса, представляющего собой узкий тектонический блок шириной 12–15 км и протяженностью около 200 км [5]. Вмещающие породы пред-

ставлены переслаивающимися кварцитами и слюдястыми сланцами. Молочно-белый кварц месторождения крупнозернистый, интенсивно деформированный, блокованный, содержит зерна прозрачного разлистованного кварца и флюидные включения, размером до 20 мкм.

Кварцевая жила Толстиха является структурным элементом Наилинского месторождения золота, расположенного на контакте небольшого массива габбро с крупным массивом Больших Таловских гор [6]. Вмещающие породы представлены в разной степени метаморфизованными габбро, диоритами и перидотитами, которые в приконтактных зонах интенсивно изменены и местами превращены в метасоматиты. Кварц молочно-белый крупно-гигантозернистый, блокован, местами разлистован. К внутризерновыми трещинами приурочены флюидные включения, формирующие цепочки с разной степенью насыщенности включениями газа и жидкости. Размер включений от 1 до 15 мкм.

Месторождение Песчаное представлено пятью кварцевыми жилами, залегающими в лейкократовых среднезернистых гранитах, южнее Джабык-Карагайского гранитного массива. Песчаное сложено жилами заполнения размером до 400 м по простиранию и мощностью до 1.5 м. Кварц молочно-белый, крупнозернистый, интенсивно дефор-



а — сводная спайдер-диаграмма (1 — месторождение Песчаное, 2 — жила Толстиха, 3 — Новотроицкое месторождение, 4 — жила Беркутинская); б — Eu^* и Ce^* аномалии в кварце; в — диаграмма $Eu/Sm - \Sigma La$ (1 — Песчаное, 2 — Беркутинская)

мированный, трещиноватый. К трещинам приурочены флюидные включения образующие ленточные поля или поля неправильной формы. Размер включений колеблется от 5 до 30 мкм, чаще всего 10–20 мкм.

На рисунке приведена сводная спайдер-диаграмма образцов молочно-белого кварца, нормированных на хондрит. Для примера приведен спектр перекристаллизованного кварца жилы Беркутинская. Жила Беркутинская является метаморфогенно-метасоматически переработанным гидротермальным образованием, сложенным мелко-среднезернистым кварцем с содержанием флюидных включений размером от 1–2, редко до 5 мкм.

В результате проведенных исследований было установлено, что редкоземельная минерализация молочно-белого кварца зависит от геологической позиции месторождений и в большей степени от содержания флюидных включений, являющихся основным источником РЗЭ в кварце (рис. а) [7]. Из диаграммы (рис. б) видно, что образцы молочно белого кварца имеют идентичные значения Eu и Ce аномалий, близкие к хондритовой, в то время как перекристаллизованный кварц характеризуется явно выраженной положительной Eu аномалией. Ce* аномалия близка во всех образцах и резко отлична от значений хондрита. Если говорить об отношении суммы лантаноидов к отношению Eu/Sm (рис. в, значение представляет собой среднее по 6 пробам), то виден узкий диапазон вариаций по образцам молочно-белого кварца за исключением кварца месторождения Песчаное, в котором наблюдаются высокие содержания лантаноидов. Возможно это обусловлено присутствием в кварце редкоземельной минерализации. Отношение La/Lu > 1 свидетельствует о преобладании лантаноидов во флюидных включениях, являющихся «микропробами» тех минералообразующих сред, при участии которых происходило образование кварцевых жил [8].

Литература

1. Анфилогов В. Н., Кабанова Л. Я., Игуменцева М. А., Никандрова Н. К. Геологическое строение и генезис кварцевых жил Уфалейского комплекса на примере жилы 2136 // Доклады Академии наук. 2016. Т. 466. № 4. С. 443–446.
2. Игуменцева М. А., Кузьмин В. Г., Анфилогов В. Н., Кабанова Л. Я., Рыжков В. М., Штенберг М. В., Зайнуллина Р. Т. Кварц жилы № 175 Кыштымского месторождения гранулированного кварца (Южный Урал) как эталон для оценки качества кварцевого сырья // Разведка и охрана недр. 2018. № 5. С. 48–53.
3. Игуменцева М.А., Кабанова Л.Я., Анфилогов В.Н., Штенберг, М.В. Блинов И.А., Рыжков В.М. (2019) Кварцевые обособления в сланцах и амфиболитах Восточно-Уфалейской зоны как источник кварцевого сырья (Южный Урал). Литосфера. Т. 19. № 4. С. 588–597.
4. Штенберг М.В., Игуменцева М.А., Быков В.Н. Инфракрасная Фурье спектроскопия воды и Н-дефектов в гранулированном кварце Кузнецихинского месторождения (Ю.Урал) // Литосфера. 2010. № 4. С. 152–156.
5. Korekina M.A. Assessment of possibility of using milky-white quartz of Novotroitsk deposit for obtaining high-purity quartz, South Urals. Bulletin of the Tomsk polytechnic university-geo assets engineering. Vol. 332. №. 8. P. 99–108.
6. Анфилогов В. Н., Кабанова Л. Я., Игуменцева М. А., Насыров Р. Ш., Штенберг М. В., Лебедев А. С., Рыжков В. М., Ардышев П. А. Геологическое строение, петрография и технологические характеристики кварца кварцевого месторождения «жила Толстиха» // Разведка и охрана недр. 2012. С. 12–16.
7. Винокуров С.Ф., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г. и др. Лантаноиды в кварцах эпитеpmальных золото-рудных месторождений: распределение и генетическое значение // Геохимия. 1999. № 2. С. 171–180.
8. Bau M. Rare-earth Element Mobility during Hydrothermal and Metamorphic Fluid-Rock Interaction and the Significance of the Oxidation State of Europium. Chem. Geology. 1991. Vol. 93. P. 219–230.

Минерально-сырьевые ресурсы рудных полезных ископаемых Российского Севера

С. К. Кузнецов¹, И. Н. Бурцев¹, М. Б. Тарбаев²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²Коминедра, Сыктывкар

Северные регионы, включая арктические территории, располагают значительными запасами и ресурсами металлических и неметаллических полезных ископаемых, сведения о которых изложены в ряде работ [1–4]. Многие месторождения разрабатываются, имеются крупные горно-обогатительные и металлургические предприятия. Добыча, переработка руд, а также экспорт получаемых на их основе различных продуктов имеет большое значение для российской экономики.

В целом в северных регионах сосредоточено около 10 % общероссийских запасов железных руд, 84 % хромовых руд, 68 % титана, 44 % бокситов, 43 % меди, 81 % редкоземельных металлов, 33 % золота, 40 % серебра, 99,5 % металлов платиновой группы, 99,9 % алмазов, 80 % фосфатов. Можно отметить, в частности, медно-никелевые месторождения Норильского района (Талнахское, Октябрьское, Норильск 1), месторождения золота и серебра сосредоточенные, преимущественно, в Магаданской

области, Чукотском АО и Республике Саха (Наталкинское, Павлик, Песчанка, Неждановское, Дукаат, Прогноз), месторождения алмазов в Республике Саха и Архангельской области (Трубка Юбилейная, Трубка Удачная, Трубка Мир, Трубка Айхал), месторождения фосфатов в Мурманской области (Кукисвумчоррское, Юкспорское, Коашвинское Ковдорское).

Ведется масштабная добыча различных полезных ископаемых. Имеются подготавливаемые для разработки, подготовленные (но неразрабатываемые по ряду причин, в том числе, находящиеся в нераспределенном фонде недр) месторождения титана (Ярегское, Пижемское), урана, марганцевых руд (Парнокское), свинца и цинка (Павловское), вольфрама, молибдена, редкоземельных металлов (Томтор), калийных солей, баритов, горного хрусталя и высококачественного жильного кварца и других видов сырья. Вместе с этим, при достаточно больших запасах титановых (лейкоксоновых руд) остаются проблемы с их востребованностью. Это касается также редкоземельных металлов, извлечение которых из комплексных руд осуществляется в весьма незначительных объемах.

Возможно наращивание запасов и ресурсов полезных ископаемых. Согласно существующим оценкам нераскрытым можно считать до половины минерально-сырьевого потенциала сибирских и дальневосточных регионов [5]. Имеются представляющие интерес площади и на европейском севере, в частности, в Карелии, на Кольском полуострове, Полярном и Приполярном Урале, Пай-Хое, Северном Тимане, Новой Земле. Однако такие площади становятся все более отдаленными, труднодоступными и открытие новых месторождений требует значительных финансовых затрат.

Для обоснования постановки геологических работ, в частности, геологического доизучения и опосредованного потенциально рудоносных районов, большое значение имеет проведение комплексных или специализированных металлогенетических (минерогенетических) работ. Установление региональных и локальных пространственных закономерностей развития рудной минерализации, эволюционных закономерностей минералообразования, минерального состава руд относится к числу важнейших направлений минералогических исследований.

Литература

1. Бортников Н. С., Лобанов К. В., Волков А. В., Галямов А. Л., Викентьев И. В., Тарасов Н. Н., Дистлер В. В., Лаломов А. В., Аристов В. В., Мурашов К. Ю., Чижова И. А., Чефранов Р. М. Месторождения стратегических металлов Арктической зоны // Геология рудных месторождений, 2015, том 57, № 6, с. 479–500.
2. Волков А. В., Галямов А. Л., Лобанов К. В. Минеральные богатства циркумполярного пояса // Арктика: Экология и экономика, № 1 (33), 2019, с. 106–117.
3. Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2020 году» / главные редакторы Петров Е. И., Тетенькин Д. Д. Министерство природных ресурсов и экологии РФ, Федеральное агентство по недропользованию. Москва, 2021. 569 с.
4. Минерально-сырьевая база твердых полезных ископаемых Арктической зоны России / гл. ред. Г. А. Машковцев. М., ФГБУ ВИМС, 2018. 196 с.
5. Орлов В. П. Минерально-сырьевая база и минерально-сырьевой комплекс в экономике северных и восточных регионов // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, № 5, 2013, с. 2–5.

Минералы группы граната прибрежно-морских россыпей Белого моря

Е. Н. Левченко, Е. О. Соленикова

ИМГРЭ, Москва; minlab.imgre@yandex.ru

Промышленный интерес к абразивным материалам, особенно к гранатовым пескам, обозначился практически сразу после распада СССР, когда основные сырьевые источники оказались за пределами России. В Архангельской области в береговой зоне Белого моря обнаружены новые россыпные проявления гранатосодержащих песков, освоение которых может обеспечить страну высоколиквидным, стратегическим сырьем.

Объектом изучения были пробы гранатовых россыпей, расположенных на участках побережья недалеко от Архангельска. По результатам исследований определен минеральный состав россыпей, минеральный состав гранатов, а также состав некоторых включений в гранатах.

Результаты исследования и их обсуждение. По генезису и условиям формирования россыпи абразивного граната с попутной титановой (ильменитовой) минерализацией связаны с морскими пляжевыми отложениями (m^2H^{2-3}). Россыпепроявления гранатовых песков представлены линзовидными пластообразными телами. Полезная толща представляет собой в разрезе слои, в котором чередуются прослойки, обогащенные гранатом — естественный гранатовый концентрат, со слабо обогащенными и «пустыми» прослойками, сложенными, в основном, кварцевыми песками. В обогащенных гранатом прослоях отмечаются повышенные концентрации минералов тяжелой фракции, которые часто образуют прослойки черного цвета мощно-

стью до 1–2 см. По гранулометрическому составу пески полезной толщи преимущественно мелкозернистые, хорошо сортированные, реже — среднезернистые. Иногда содержат прослои разнозернистых песков с гравием до 10 %.

По минеральному составу гранатсодержащие пески полимиктовые, существенно кварцевые. Средний минеральный состав: кварц — 58.90 % (в т.ч. 9.25 % ожелезненный); гранат — 10.8 %; амфибол — 2.63 %; пироксен — 0.46 %; ильменит — 0.96 %; полевой шпат — 6.5 %; магнетит (титаномагнетит) — 1.94 %; обломки горных пород — 2.7 %. Высокие содержания граната характерны для участков природного обогащения и формирования естественных гранатовых концентратов. Как правило, это ограниченные мысами песчаные бухты, в которых созданы все условия для аккумуляции материала.

Изученные гранаты имели различную окраску — от розовато-красной, оранжево-красной до насыщенной красно-сиреневой и чаще представляли собой угловатые обломки с острыми сколами. Также были встречены и хорошо окатанные зерна. Для определения минерального состава гранатов был выполнен рентгеноспектральный микроанализ (РСМА), а также анализ методом спектральной электронной микроскопии (СЭМ).

Считается, что цвет граната напрямую зависит от его химического состава. Для решения вопроса о возможности дифференциации разновидностей минерала в пределах группы по внешним параметрам были изучены гранаты разного цвета, выделены и исследованы пять монофракций. В составе каждой из них зерна граната были близки по цвету, его насыщенности и по морфоструктурным особенностям. Изучались цвет, форма опико-минералогическим методом и химический состав методом РСМА и СЭМ. Установлено, что все гранаты чаще отвечали алмадину с тем или иным содержанием прочих миналов.

По форме, составу и объему включений в гранате можно сделать предположение о том, в каких условиях происходила кристаллизация минерала и в каких породах он мог образоваться. При опти-

ко-минералогическом [1] изучении зерен граната обнаружены мелкие включения рутила и циркона, по данным РСМА и СЭМ выявлены включения кварца, гематита/магнетита, анортита. Среди интересных находок в россыпях стоит отметить мелкие обломки и зерна алмазов, диагностированные по голубоватой люминесценции минерала в ультрафиолетовом луче.

Учитывая полученные результаты, а также данные, приведенные в публикациях по аналогичному минеральному сырью [2, 3, 4], оценка обогатимости гранатовых песков на исследуемом материале позволяет однозначно рекомендовать магнитно-электрическую схему их переработки.

Установлено, что по цвету и морфоструктурным особенностям граната нельзя делать выводы о его разновидности в пределах группы, необходимо применять точные методы исследования: РСМА, СЭМ.

Анализ полученных данных о россыпепроявлениях технического граната позволяет предполагать наличие в Архангельской области новых месторождений этого сырья [3]. Данные объекты могут полностью обеспечить ценным стратегическим сырьем предприятия Российской Федерации и быть конкурентными на международном рынке.

Литература

1. Левченко Е. Н., Ожогоина Е. Г. Опико-минералогический анализ гранатсодержащего сырья Методические рекомендации НСОММИ № 201. М. ВИМС, 2020. 24 с.
2. Левченко Е. Н., Соленикова Е. О. Особенности минерального состава гранатсодержащих россыпей побережья Белого моря, определяющие технологию их переработки // Разведка и охрана недр. 2021. № 10. С. 69–75.
3. Петров С. В., Казанов О. В. и др. Россыпной технический гранат — новый вид минерального сырья Мурманской области. Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. С. 466–472
4. Щипцов В. В., Бубнова Т. П., Скамницкая Л. С. и др. Гранатовые руды Карелии. / Петрозаводск: КНЦ РАН, 2009. 208 с.

Природные радионуклиды Ra^{226} , Th^{232} , K^{40} Пижемского месторождения

А. Б. Макеев

ИГЕМ РАН, Москва; abmakeev@mail.ru

Одно из крупнейших в России Пижемское титановое (псевдорутит-лейкоксен-кварцевое) месторождение, запасы которого по категориям C_1 и C_2 утверждены ГКЗ в 2020 г. в количестве 300 млн т руды и 12.8 млн т TiO_2 (по борту 3 мас. % TiO_2), расположено в северной периклинальной части Вольско-Вымской гряды Среднего Тимана (Республика Коми). Геологическое строение, веще-

ственный и минеральный состав руд и вмещающих пород хорошо изучены [2, 3]. Титаноносная малоручейская толща PR_3mr с лейкоксен-псевдорутитовым оруденением с угловым несогласием субгоризонтально залегает на рифейских глинистых сланцах PR_3lv и также с угловым несогласием перекрывается терригенно-осадочными и вулканогенно-осадочными породами среднего-верхне-

го девона. Руды и породы не содержат остатков руководящей биоты. Среднее содержание TiO_2 в пижемских сероцветных песчаниках средней малоручейской толщи (PR_3mr^2) – 5.7 мас. %, при средней мощности пласта 5.6 м, в красноцветных песчаниках нижней малоручейской толщи (PR_3mr^1), соответственно, 3.5 мас. % (35 м). На северо-восток мощность рудных пластов значительно увеличивается до 40 и 100 м, соответственно.

В рудах Пижемского месторождения диагностировано 40 минералов и их разновидностей: ильменит, пикроильменит, рутил, Fe-рутил, псевдорутит – $(Fe^{2+}Fe^{3+})_{2-n}Ti_3O_9 \cdot SiO_2$, лейкоксен – $TiO_2 \cdot SiO_2$, Nb-рутил («ильменорутит»), Ta-Nb-рутил («струверит»), колумбит, циркон, монацит, куларит, ксенотим, флоренсит, хромит и другие. Главные рудные титановые минеральные фазы – лейкоксен и псевдорутит – не имеют строгой ориентировки и сортировки в песчаниках, как и остроугольные зёрна кластогенного кварца. Цементом рудных песчаников являются гематит, сидерит, гидромусковит, каолинит. Сидерит часто образует гидротермальные прожилки толщиной до 1–2 мм. По классификации ВИМС кварц-лейкоксеновые титановые месторождения относятся к гидротермально-метаморфогенным коренным месторождениям. В них на месте происходит ступенчатое гидротермально-метаморфическое преобразование ильменита в рутиловый лейкоксен с выносом железа при участии углекислотного флюида: ильменит → Fe-рутил → псевдорутит → лейкоксен + сидерит + рутил [2, 3].

Важной обязательной характеристикой для руд всех месторождений, позволяющей безопасно их изучать, разрабатывать, обогащать и получать товарные продукты, является оценка содержания в них природных радионуклидов [7]. Цель настоящей работы оценить содержание естественных радионуклидов в породах и рудах Пижемского титанового месторождения и определить их минералы-концентраты.

Впервые исследованы 15 керновых проб в полном вертикальном профиле пород: от перекрывающих месторождение среднедевонских кварцевых песчаников, через всю трехчленную титаноносную малоручейскую толщу (PR_3mr^{1-3}), до подстилающих рифейских глинистых сланцев в лабораториях ИГЕМ РАН и ВИМС. По единой методике измерений оценена удельная активность естественных радионуклидов в твердых и сыпучих пробах с использованием полупроводникового гамма спектрометра «Ortec-65195-P/DSPecPlus» (США). Наименьшие содержания радионуклидов установлены для кварцевых (D_2pz) и кварц-каолиновых (PR_3mr^3) песчаников стекольного качества.

Известно обязательное требование при проведении разведочных буровых работ, которые должны сопровождаться геофизическими исследованиями – каротажем скважин. При проведении ГРП в пределах Пижемского месторождения основным видом каротажа был гамма-картаж, который по-

зволял точно отбивать литологические разности пород: кварцевые песчаники пород вскрыши, конглобрекчиевый горизонт полиминерального проявления Ичетью [5]; титановые руды малоручейской толщи; подстилающие рифейские глинистые сланцы.

Источником γ -излучения является радионуклид Ra^{226} , который накапливается в древних зёрнах циркона и малакона при α -распаде примеси урана в нём [6]. Установлено, что примерно 10 % зёрен циркона в проявлении Ичетью и малоручейской титаноносной толщи содержат аномально высокие примеси иттрия, фосфора, урана и других некогерентных компонентов, которые отличают эту гидротермально измененную разновидность циркона от обычного циркона магматических пород.

Концентратом природного радионуклида Th^{232} является монацит (куларит), в котором содержание тория варьирует от следов до нескольких процентов. Это обстоятельство позволило радиоизотопными и химическими методами оценить возраст монацита [2, 4]. Кроме этого минерала в крайне малых количествах (в единичных зёрнах) в конглобрекчиевом горизонте проявления Ичетью обнаружены торинит $(Th,U,Pb)O_2$ и неназванная фаза $ThPO_4$ – фосфат тория, но эти два последних минерала не могут заметно повлиять на концентрацию радионуклида Th^{232} в рудах проявления Ичетью.

Природный радионуклид K^{40} концентрируется в калиевых минералах. Главным концентратом калия в пределах Пижемского месторождения является гидромусковит-иллит, содержащий 9–11 мас. % K_2O , который вместе с каолинитом слагает глинистый цемент в псевдорутит-лейкоксен-кварцевых титановых рудах. Он же является главным породообразующим минералом глинистых сланцев рифейских пород фундамента. Содержание калия и его радионуклида K^{40} возрастает в литологическом разрезе пород месторождения сверху вниз.

Все три охарактеризованных выше природных радионуклида имеют важное значение и используются при проведении аэрогеофизических радиоизотопных исследований. Такая аэросъёмка 1 : 50 000 масштаба уже была проведена ранее в исследуемом регионе – Среднем Тимане [1]. Её результаты были использованы при геологическом картировании и поисках месторождений. Еще более полезной оказалась бы крупномасштабная радиоизотопная съёмка 1 : 10 000 и 1 : 5 000 в пределах самого Пижемского месторождения.

Природный радионуклид радий (Ra^{226}) концентрируется в цирконе ($ZrSiO_4$), которого больше всего в сероцветных песчаниках (PR_3mr^2), а также частично в монаците. Природный радионуклид торий (Th^{232}) содержится в минерале монаците (куларите) – фосфате редких земель $(Ce, Nd, La)(PO_4)$. Этот минерал концентрируется в сероцветных и красноцветных титаноносных песчаниках. Природный радионуклид калий (K^{40}) содержится, в основном, в калиевой слюде (гидромусковите-ил-

Результаты определения природных радионуклидов в пробах титановых руд малоручейской толщи PR3mg и вмещающих пород — вышезалегающих среднедевонских песчаниках (D_2pz) и низезалегающих глинистых сланцах рифея (PR_3lv)

№ пробы	Название породы	Ra^{226} , з/м	±	Th^{232} , з/м	±	K^{40} , з/м	±	Ra^{226} , Бк/кг	±	Th^{232} , Бк/кг	±	K^{40} , Бк/кг	±	Возраст толщи
3918-2	Песч. кварц.	0.77	0.20	2.65	0.80	0.52	0.54	10	3.0	10	3.0	<40	-	D_2pz
392-36	Песч. каолин.	0.80	0.21	2.22	0.51	<0.26	-	10.6	2.8	8.4	1.9	21	26	PR_3mr^3
392-35	Песч. сер.	4.74	0.68	15.94	2.04	0.57	0.14	63	7.7	60	7.7	170	42	PR_3mr^2
392-34	Песч. сер.	4.83	0.61	16.55	1.97	0.75	0.15	65	8.1	62	7.4	230	44	- « -
392-32	Песч. крас.	3.74	0.49	11.86	1.50	1.04	0.16	50	6.5	45	5.5	320	44	PR_3mr^1
392-26	Аргиллит	4.05	0.58	13.49	1.68	1.37	0.20	54	7.8	51	6.3	410	59	- « -
392-25	Аргиллит	4.85	0.69	14.97	1.88	2.30	0.30	65	9.3	56	7.1	700	90	- « -
392-21	Аргиллит	4.77	0.63	14.46	1.81	2.32	0.32	64	8.5	55	6.8	720	95	- « -
392-15	Песч. крас.	4.42	0.57	11.31	1.39	0.80	0.14	59	7.6	43	5.3	240	43	- « -
392-14	Песч. крас.	3.27	0.43	10.56	1.30	0.78	0.13	44	5.8	40	4.9	230	39	- « -
392-13	Алевролит	4.11	0.56	12.42	1.58	1.91	0.27	55	7.5	47	6.0	580	80	- « -
392-3	Аргиллит	4.31	0.59	15.45	1.96	1.77	0.24	58	7.9	58	7.0	540	72	- « -
М-209	Песч. крас.	5.19	0.64	14.33	1.78	0.51	0.13	69	8.6	54	6.7	150	40	- « -
2515-18	Сланцы глин.	3.51	0.52	14.02	1.88	2.71	0.35	47	7.0	53	7.0	825	105	PR_3lv
2517-12	Сланцы глин.	3.21	0.45	14.97	1.88	3.61	0.47	43	6.0	56	7.0	1100	140	- « -
Сред- нее	Сероцветы	4.77	0.64	16.25	2.01	0.66	0.14	64.0	7.9	61.0	7.5	200.0	43.0	PR_3mr^2
	Красноцветы	4.30	0.58	13.21	1.65	1.42	0.21	57.6	7.7	49.9	6.2	432.2	62.4	PR_3mr^1

Примечание. Эффективная удельная активность природных радионуклидов ($A_{эфф}$) в минеральном сырье и товарах, произведенных из этого сырья, определяется по формуле: $A_{эфф} = A_{Ra} + 1,3 \cdot A_{Th} + 0,09 \cdot A_K$, Бк/кг [7], где A_{Ra} и A_{Th} — удельная активность ^{226}Ra и ^{232}Th , находящихся в радиоактивном равновесии с остальными членами рядов ^{238}U и ^{232}Th соответственно; A_K — ^{40}K , Бк/кг.

лите), который вместе с каолинитом, сидеритом и гематитом образует поровый межзерновой цемент титановых руд в песчаниках, алевролитах и аргиллитах. Этого минерала больше всего в цементе пород нижней красноцветной толщи (PR_3mr^1) и глинистых сланцах (PR_3lv) фундамента. При переработке титановых руд по разработанной в ИМЕТ РАН технологии калий содержащая слюда — гидромусковит-иллит уходит в шламовую фракцию, а монацит и циркон в мелкую тяжелую фракцию ($d \approx 4.0$ г/см³). Таким образом, получаемые концентраты титановых минералов, состоящие из ильменита, псевдорутила и лейкоксена и их обескремненные товарные продукты будут почти полностью свободны от природных радионуклидов.

Впервые определенные показатели содержания природных радионуклидов в титановых рудах и вмещающих породах Пижемского месторождения оказались минимальными, они характеризуют все изученные пробы как содержащие природные радионуклиды (радий Ra^{226} , торий Th^{232} , и калий K^{40}) в фоновых количествах и ниже фона (таблица), такие содержания безвредны для человека. Титановые руды относятся к I классу минерального сырья ($A_{эфф} < 0,74$ кБк/кг) и могут быть использованы в качестве сырья в технологических процессах для получения концентратов и товарной продукции, а кварцевые и кварц-каолиновые песчаники стекольного качества в строительной промышленности без ограничений.

*Работа выполнена в соответствии с госзада-
нием ИГЕМ РАН по теме FMMN-2021-0005.*

Литература

1. Контарович Р. С. Отчет об аэрогеофизических поисках бокситов и других твердых полезных ископаемых на Пижменской и Вольско-Вымской площадях Тимана партией № 36 в 1977—78 гг. 1979. Росгеолфонд.
2. Макеев А. Б. Типоморфные особенности минералов титановых руд Пижемского месторождения // Минералогия. 2016. № 1. С. 24—49.
3. Макеев А. Б. Пижемское титановое месторождение новый объект ближайшего освоения в Арктической зоне России // Арктика: экология и экономика. 2021. № 4 (39). С. 541—556. DOI: 10.25283/2223-4594-2021-4-541-556.
4. Макеев А. Б., Борисовский С. Е., Красоткина А. О. Химический состав и возраст монацита и куларита из титановых руд Пижемского и Ярегского месторождений (Средний и Южный Тиман) // Георесурсы. 2020. 22(1). С. 22—31. DOI: 10.18599/grs.2020.1.22-31.
5. Макеев А. Б., Красоткина А. О., Скублов С. Г. Геохимия и изотопный U-Pb возраст циркона Пижемского титанового месторождения (Средний Тиман) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 5. С. 38—52. DOI: 10.19110/2221-1381-2016-5-38-52.
6. Макеев А. Б., Скублов С. Г. Иттриево-редкоземельные цирконы Тимана: геохимия и промышленное значение // Геохимия. 2016. № 9. С. 821—828. DOI: 10.1134/S0016702916080070.
7. Радиационный контроль и санитарно-эпидемиологическая оценка минеральных удобрений и агрохимикатов по показателям радиационной безопасности. М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора. 2014. 20 с.

Распределение среднего размера алмазов в прибрежных отложениях Атлантического побережья Южной Африки

О. Н. Малых

ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург; *Oleg_Malykh@vsegei.ru*

В общем, довольно приближенная картина данного распределения обрисована в статье [1]. Из нее следует, что главными поставщиками алмазов на побережье служат рр. Оранжевая и Олифантс (палеорека Карру) (рис. 1).

Что проявляется в уменьшении среднего размера алмазов в северном направлении при удалении от устьев этих рек вследствие перемещения алмазов на север прибрежным течением Бунгела. Для р. Оранжевой эта тенденция подтверждается. А для р. Олифантс при более детальном рассмотрении значительный вклад в снос алмазов в океан вносят реки, расположенные к северу от р. Олифантс, что мы подробнее и рассмотрим.

Намаквалэнд (территория Атлантического побережья ЮАР от р. Олифантс до р. Оранжевой)

Стратиграфия. На территории Намаквалэнда известно пять уровней алмазоносных прибрежно-морских отложений. Все они перекрыты золотыми покровными песками (мощностью в десятки м).

1. **Формация Коингнаас (Koingnaas).** Представлена речными мел(?))-олигоценowymi [4] палеока-

налами, врезанными в породы фундамента на глубину до 20 м, заполненными каолинизированными кварцевыми конгломератами, местами очень алмазоносными. 2. **Формация Клензее (Kleinzee)** (пакет прибрежных террас на уровне 90 м) среднемиоценового возраста мощностью около 35 м. Представлена базальными алмазоносными гравийными отложениями вверх по разрезу сменяющимися галечно-илистыми песками и глинами. [2]. 3. **Формация Авонтур (Avontuur)** (пакет 50 м) раннеплиоценового возраста мощностью 5–25 м. Базальные алмазоносные гравийные отложениями вверх по разрезу перекрыты мелкозернистыми песками [5]. 4. **Формация Хондеклипбаай (Hondeklipbaai)** (пакет 30 м) среднеплиоценового возраста мощностью до 20 м. Базальные алмазоносные гравийные отложения сменяются вверх по разрезу крупнозернистыми красноцветными песками. [2]. 5. Современные позднеплейстоценовые пляжевые отложения Курлев Стренд (*Curlew Strand*) (на уровнях 2–12 м) мощностью 10–20 м часто бывают алмазоносными. Состоят из маломощных, гравелитистых песков [2].

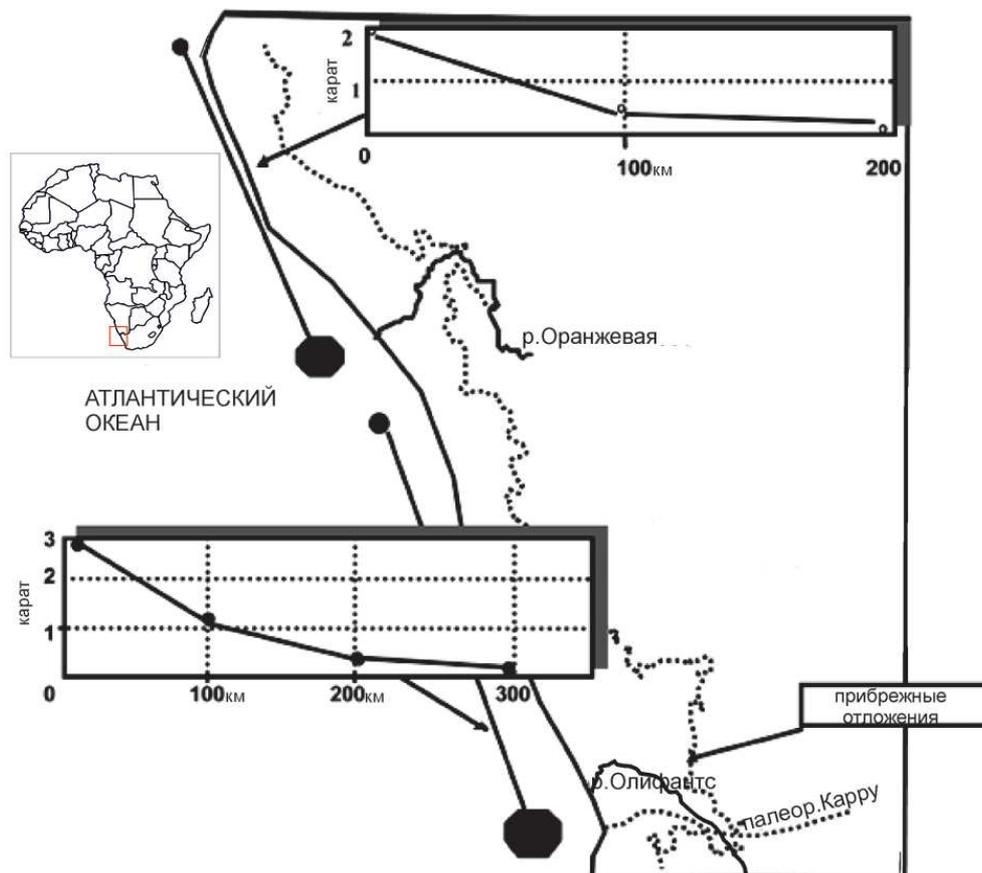


Рис. 1. Распределение среднего размера алмазов в прибрежных отложениях Атлантического океана (Bluck, 2005)

Алмазоносность прибрежных отложений Намаквалэнда

В настоящее время на территории Намаквалэнда ведется разработка прибрежных россыпей, связанных с устьями рр. Бюффельс, Свартлинтъес (Swartlintjies) и Олифантс [5].

Данные по алмазоносности формации Коингаас весьма отрывочны. Wilson [10] упоминает о «раннетретичных (палеоген?) палеопритоках»: а) к югу от современного устья р. Бюффельс со средним размером алмазов 0.4 кар/камень (10 % алмазов > 1 кар, некоторые больше 10 кар/камень); б) в районе р. Гроен — с алмазами размером 0.35 кар/камень, но низкими содержаниями (< 2 кар/100 т). Компания Trans Нех упоминает о наличии двух горизонтов алмазоносных гравийных отложений в районе пос. Конгнаас: древних захороненных меловых палеорусел и более молодых морских террасовых, образовавшихся в результате переотложения первых. Оба горизонта характеризуются высокими концентрациями алмазов небольшого размера (около 0.25 кар/камень) [9].

Среди более молодых формаций все исследователи подчеркивают повышенную алмазоносность формации Авонтур (террасы уровня 50 м). Поэтому данные по среднему размеру алмазов в

районе побережья от пос. Ноллот до пос. Клензее относим к этому уровню.

В районе устья р. Олифантс современные пляжевые отложения, которые разрабатываются в настоящее время, имеют средний размер 1 кар/камень [3]. Данные [1] — 3 кар/камень непонятно к какому уровню относятся, но учитывая общую тенденцию можно предположить, что алмазы такого размера в данном районе находятся на уровне террас 50 м.

Распределение среднего размера алмазов в Намаквалэнде отражено на рис. 2. После анализа данного распределения можно сделать следующие выводы:

1) В нижнем олигоцене существовало несколько алмазоносных рукавов палеореки Карру, впадающих в Атлантический океан в районе современных рек Бюффельс, Сварлиньес, Гроен и Олифантс с довольно невысоким средним размером алмазов, что можно предположительно объяснить интенсивным выносом крупных алмазов из палеорукавов (или с континента) в плиоцене.

2) Дальнейшее распределение алмазов в этих рукавах можно достоверно проследить только в районе р. Бюффельс (рис. 2). Происходит последовательное понижение размера алмазов с 1—3 кар

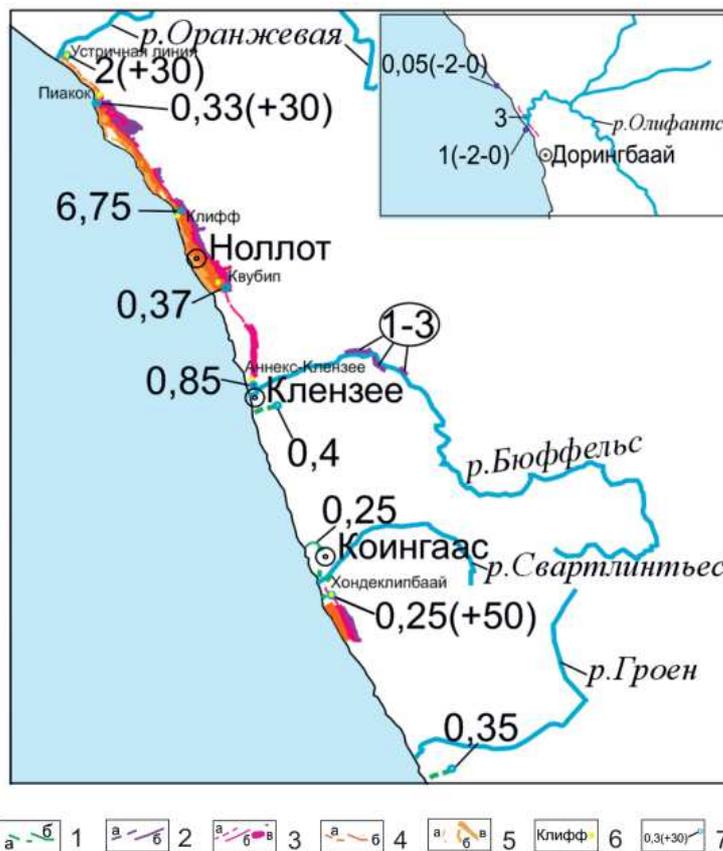


Рис. 2. Средний размер алмазов Намаквалэнда. 1 — позднеолигоценовые палеоканалы формации Коингаас: а — предполагаемые; б — достоверные; 2 — среднемиоценовые террасы (+90м): а — предполагаемые, б — достоверные; 3 — позднемиоценовые террасы (+50м): а — предполагаемые, б — достоверные, в- площадные; 4 — плиоценовые террасы (+30м): а — предполагаемые, б — достоверные; 5 — позднеплейстоцен-голоценовые пляжи: а-предполагаемые, б — достоверные, в- площадные; 6 — точки разработок алмазных россыпей; 7 — средний размер алмазов, (+30) — уровень террас, с которыми связаны алмазы [5–8]

в среднемиоценовых террасах нижнего течения реки до 0,85 кар в позднемиоценовых террасах в районе устья (Аннекс-Клензее). И далее к северу от устья р. Бюффельс наблюдается дальнейшее понижение размера алмазов в террасах этого уровня до 0,37 кар (Квубип).

3) Интересно положение старых алмазных разработок в районе Клифф (рис. 2) со средними размерами алмазов 6,75 кар. Нигде рядом — по побережью и в районе низовой р. Оранжевой (2,7 кар максимально) — таких средних размеров обнаружено не было. Возможно, здесь в мелу-олигоцене был еще один палеорукав р. Карру.

Литература

1. Bluck B. J., Ward J. D. & De Wit M. C. J. Diamond mega-placers: southern Africa and the Kaapvaal craton in a global context, in McDonald I., Boyce A., Butler I. B., Herrington R. J. & Polya D. A. (eds) Mineral Deposits and Earth Evolution. Geological Society. London. Special Publications. 2005. N 248. pp. 213–245.

2. Carrington A. J. and Kensley B. F. Pleistocene moluscs from the Namaqualand coast. // Ann. S. Afri. Museum. 1969. N 52. P. 189–223.

3. Cole I., Ngcofe L., Halenyane K. Mineral commodities in the Western Cape Province, South Africa. Western Cape Regional Office. 2014. Report N 2014-0012. 85 p.

4. De Beer C. H. The geology of the Garies area. Explanation: 1:250000 Sheet 3017 Garies. 2010. Council for Geoscience South Africa. 100 p.

5. Elferink L. The Cenozoic stratigraphy and associated heavy mineral paleo-placer deposit on Geelwal Karoo: West Coast, South Africa. The requirements for the degree of Master of Science. University of Stellenbosch. 2005. 283 p.

6. Keyser U. The occurrence of diamonds along the coast between the Orange River estuary and the Port Nolloth reserve // Geological Survey of South Africa Bulletin. 1972. Vol. 54. P. 1–23.

7. Pether J. Proposed heavy mineral sand prospecting on Namaqualand coastal farms: Lang Klip 489, Mitchells Bay 495 and Farm 496. 2018. Saxon Heavy Minerals (PTY) LTD.

8. Pether J. Proposed heavy mineral sand prospecting on Alexkor Mine Vast Mineral Sand (PTY) LTD, Namakwa District. Prepared for CTS Heritage. Northern Cape. 2017.

9. Trans Hex Group Limited Valuation of Mineral Assets Project Number JB009790. September 2016.

10. Wilson M. G. C., McKenna N. and Lynn M.D. The occurrence of diamonds in South Africa, De Beers. Council for Geoscience. Pretoria. 2007.

Комплексное золотосурьмяное оруденение, завершающее минерагеническую эволюцию террейновых структур Евразии

С. К. Мустафин¹, Г. С. Анисимова²

¹Башкирский государственный университет, Уфа; sabir.mustafin@yandex.ru

²Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск; gsanisimova1952@mail.ru

Сурьма относится ко второй группе полезных ископаемых недр РФ, достигнутый уровень добычи, которых возможно удержать в период после 2025 года. [1]. РФ занимает второе место в мире по запасам (350 тыс. т) и производству (ресайклинг) 30 тыс. т сурьмы.

Китай с запасами 480 тыс. т, ежегодно добывает 80–89 тыс. т и импортирует 55–60 тыс. т Sb. Столкновение террейнов кратона Янцзы и блока Катайзия в среднем-позднем протерозое привело к формированию орогенных отложений Цзяннань с месторождениями Au-Sb-W типа (Вокси (Woxi)) [2]. В провинции Хунань более 100 месторождений с запасами: Sb — 1,67 млн т; Au — 42 т; WO₃ — 0,25 млн т. В рудах содержатся: Sb (2–6 %); Au (5–10 г/т); WO₃ (0,2–0,8 %). Продуктивны жилы с антимонитом, шеелитом и высокопробным (998,6–1000) Au. Флюидные включения в шеелите содержат повышенные концентрации золота. Южный Тибетский Au-Sb металлогенический пояс, южнее шва Инд-Цангпо (ITS), отделяющего террейн Лхасы от Гималаев включает более 50 жильных месторождений, Au-Sb руд и питаемых ими россыпей. Месторождение Мажала с ресурсами Sb — 10000 т;

и Au — 5т локализуется в толще J₁₋₂ сланцев, песчаников, известняков. Жилы 10–400 м и мощностью 2,5 м содержат антимонит, пирит, арсенопирит, кинноварь и самородное золото пробностью 982–990 размерами 0,01–2,0 мм в виде включений в кварце и сульфидах.

В 12 жилах месторождение Шалаганг среди песчаников, известняков, аргиллитов (K₁) ресурсы Sb до 100 тыс. т при содержаниях 1,98–29,0%. Рудные минералы: антимонит, кинноварь, валентинит, пирит, арсенопирит и реальгар.

Рудно-Алтайский, Колба-Нарымский и Западно-Колбинский террейны образованы коллизией (C₃-P) Казахстано-Байкальского и Сибирского континентов.

Месторождение Бакырчик типа Au-As-Sb-вкрапленных руд с 30 пластообразными и линзовидными телами мощность 1–40 м. в толще терригенно-углеродистых отложений C₁₋₂ содержит в рудах 3,0 — 49,0 г/т; «упорное» золото в пирите и арсенопирите. Оруденение прослежено на 5,5 км по простиранию и до 1200 м на глубину. Предполагается наличие золотосодержащих металлоорганических образований. Руды представлены: пиритом, арсе-

нопиритом, антимонитом, самородным золотом, ауристобитом и др.

Основу сырьевой базы Sb РФ составляют 6 месторождений Республики Саха (Якутии) (РС(Я) с запасами Sb 146 354 т (44,1% запасов РФ). Оруденение контролирует региональный Адыча-Тарынский разлом, разделяющий Кулар-Нерский террейн и Верхоянский пояс. Балансовые запасы месторождений составляют: Сарылах — 48700 т Sb, Сентачан — 84 000 т Sb и 14488 кг Au, Тан — 14800 т Sb. Руды Сарылаха отличает массивная, губчатая и горчичная структуры самородного золота, развитие ульманнита (NiSbS), ауристобита и Sb самородной. Результаты топоминералогических исследований золота оптимизировали прогноз, оценку, выбор технологии освоения комплексного золото-сурьмяного сырья [3].

Золоторудные сурьмосодержащие объекты террейнов Енисейского кряжа локализуются в углеродисто-терригенных и карбонатно-терригенных отложениях сухопитской серии рифея. На месторождениях Олимпиадинское, Удерейское, Ведугинское промышленная Au-Sb минерализация образована после продуктивной золото-сульфидной; установлена тесная связь Au с As. На Восточной Олимпиаде в сульфидных рудах содержания Au варьируют от 0,2 до 165,4 г/т [4]. Вертикальный размах оруденения превышает 1400 м; запасы золота составляют при содержании 5,55 г/т составляют 441,6 т. В рудах преобладают, арсенипирит, стибнит, пирит; отмечаются ауристобит и Sb самородная.

Чаткальский террейн Срединного Тянь-Шаня отличает развитие как джаспероидных стратифицированных (подъэкранных), так секущих жильных (типа минерализованных зон) промышленных Au-Sb месторождений. Здесь получили развитие все известные на сегодня минеральные и структурные типы Ab-Sb оруденения от жильного самородно-сурьмяного до джаспероидного, включая и так называемые объекты тренда Карлин. Нетрадиционными для Центральной Азии являются месторождения: сурьмяно-антимонитового (Сейняйокского, Финляндия), золото-антимонитового (Верхояно-Колымского), гюбнерит-антимонитового (Боливийского), золото-пиритового (Невадийского) минеральных типов.

Для зёрен гюбнерита жильных антимонит-гюбнеритовых руд месторождения Чаарат (запасы Au — 76 т) свойственна зональность — центр — (мас. %): (FeO — 4,07–5,17; MnO — 21,18–17,90; WO₃ — 74,76–76,93) и периферия — (FeO — 1,54–1,7; MnO — 24,11–23,20; WO₃ — 74,25–75,10). В ассоциации с электрумом встречена фаза селенсодержащего сульфида золота состава (мас. %): Au — 32,47–41,52; Ag — 46,32–58,59; S — 7,24–9,68; Se — 0,55–2,14 [5].

Джаспероидный тип с Hg, As, Tl и ртутистым (2,5 мас. % Hg) золотом, представленный внутриформационными подъэкранными залежами в обогащённой Сорг. (0,2–3 %) терригенно-карбонат-

но-эвапоритовой газоносной толще девона, отнесён к объектам тренда Карлин. Для генетически связанных типов Au-Sb месторождений Чаткальского террейна установлены эволюционные ряды продуктивных парагенетических минеральных ассоциаций.

Для объектов джаспероидного типа: золото-пиритовая → золото-кварцевая → кварц-антимонитовая → золото-киноварная; для золото-сурьмяного оруденения жильного типа: золото-пирит-арсенипиритовая → золото-пирротин-халькопиритовая → золото-кварцевая → кварц-джерсонитовая → золото-тетраэдритовая → кварц-сурьмяная → золото-антимонитовая (с ауристобитом) → гюбнерит-антимонитовая → золото-диккитовая. Промышленная ценность может определяться одной продуктивной парагенетической минеральной ассоциацией, хотя нередко случаи совмещения двух и более ассоциаций.

Зеравшано-Гиссарский рудный пояс (Центральный Таджикистан), формировался с раннего PZ до KZ и включает ртутные, сурьмяные, сурьмяно-ртутные и Sb-Hg-As-Pb-Zn-CaF₂-Au и сурьмосодержащие оловянные (с серебром, полиметаллами и РЭ) месторождения. Комплексные по составу минерального сырья месторождения представлены объектами пластообразной, жильной секущей и сложной морфологии]. Au-Sb руды нижних горизонтов месторождения Джижикрут могут эффективно перерабатываться по технологии, позволяющей извлекать до 83% золота [6]. В рудах Кончока содержатся (т): золота — 50; серебра — 59; сурьмы — 265000; ртути — 1197; флюорита — более 76000 т CaF₂.

Во всех рассмотренных террейнах Au-Sb оруденение завершает процесс рудогенеза.

Литература

1. Стратегию развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2035 года. М.: Правительство РФ. Распоряжение от 22 декабря 2018 г. № 2914-р, 26 с.
2. Wei Zhai, Xiaoming Suna, Jianzhou Yi, Xiangguo Zhang, Ruwei Mo, Feng Zhouc, Huixiao Wei, Qinggao Zeng. Geology, geochemistry, and genesis of orogenic gold-antimony mineralization in the Himalayan Orogen, South Tibet, China. *Ore Geology Reviews* 58 (2014) 68–90.
3. Ковалев К. Р., Калинин Ю. А., Наумов Э. А., Мягкая М. К. Связь сурьмы с золотым оруденением в рудных районах Восточного Казахстана. *Российская геология и геофизика* 55 (2014) 1170–1182.
4. Анисимова Г. С. Полиминеральное включение, отражающее весь минералогический состав Сарылахского рудного месторождения. *Записки РМО*. 2005, нет. 5, стр. 87–94.
5. Сильянов С. А. Геология и минерально-геохимические индикаторы генезиса Олимпиадинского золоторудного месторождения (Енисейский кряж). Диссертация на соискание ученой степени кандидата

геолого-минералогических наук. Красноярск: Сибирский федеральный университет, 2020. 185 с.

6. Kholov Kh, Samikhov Sh. Acetylthiourea leaching gold from tails of flotation deposit Dzhikikrut. Norwegian Journal of development of the International Science. 2019, no. 27, pp. 7–11.

7. Мустафин С. К., Анисимова Г. С. Комплексное золото-сурьмяное оруденение в террейновых структурах Азии. [Электронный ресурс]: Материалы XI Всероссийской научно-практической конференции Геология и полезные ископаемые Северо-Востока России. — Якутск: Изд-во СВФУ, 2021. С. 206–209.

Минералогия золоторудного месторождения Дайка Среднеканская (Северо-Восток России)

Е. М. Никитенко¹, Т. И. Михалицына^{2,3}, М. И. Фомина², О. Т. Соцкая²

¹ООО «Видный», *elena_mih-na@mail.ru*

²СВКНИИ ДВО РАН

³СВГУ, *tim_66@mail.ru, fomina@neisri.ru, sotskaya@neisri.ru*

В связи с мировой тенденцией к исчерпанию запасов золота крупных месторождений традиционных типов, в последние годы возрастает интерес к месторождениям нетрадиционных типов руд, разработка которых ранее считалась нерентабельной, таким как золоторудные месторождения в дайках гранитоидов. К подобным объектам относится золоторудное месторождение Дайка Среднеканская, являющаяся частью Среднеканского рудного поля, расположенного на Северо-Востоке России. Дайка Среднеканская входит в состав оруденелых даек Центральной Колымы, изучение которых началось в 1928 г. (первая Колымская экспедиция Ю. А. Билибина). Месторождение приурочено к юго-восточной части Иньяли-Дебинского метасинклиория Яно-Колымского орогенного пояса и относится к нера-бохапчинскому интрузивному комплексу.

Дайка образует структуру, вмещающую разноориентированные золотосодержащие кварцевые прожилки с включениями сульфидов, в среднем 3–5 % (максимально 10 %, до сливных сульфидных 80 % руд). Рудовмещающими породами являются метасоматически измененные (от слабо- до полнопроявленных березитов) диорит-порфириды и микродиориты. Распределение золота крайне неравномерное, максимальная его концентрация наблюдается на контакте «диорит-кварц». В геохимическом плане окисленные руды характеризуются ассоциациями: Mo-Cr-As-Sb-Sr-Au-Ag-W (1), Cu-V-Ni-Zn-Co-Pb-Sc (2); первичные руды ассоциациями: Au-Ag-Pb (1); Co-Ni-Zn-Cu-V-Cr (2); As-Sb-Mn-Sr-Sc (3).

Руды месторождения характеризуются разнообразными типами текстур. Основная рудная минерализация приурочена к рудам с брекчиевой и вкрапленной текстурами, включающим прожилки кварца мощностью от 0.01 мм до 10 см, сульфиды (пирит, пирротин, галенит, халькопирит и арсенопирит) и самородное золото. Установлено три генерации кварца. Продуктивным является кварц I

генерации — полупрозрачный, цвет светло-серый до белого, слабо трещиноватый, по трещинам развивается лимонит. Главные рудные минералы — арсенопирит и пирит; установлены пирротин, галенит, марказит, сфалерит, халькопирит, пентландит, блеклая руда и самородное золото.

Самородное золото встречается в виде включений в кварце, арсенопирите и пирите. В кварцевых образованиях золото находится в виде свободных самородных зёрен и приурочено к кварц-карбонат-полевошпатовым прожилкам. В арсенопирите золото заполняет трещины катаклаза и пустоты, так же сростается с ним. Находится в пространственной ассоциации с галенитом и пирротин. В пирите золото отлагается по трещинам в парагенезисе с сингенетичным галенитом. В ряде случаев пространственно приурочено к сростаниям пирита и арсенопирита, совместно сростаясь с ними. Размер включений самородного золота в кварце — 0.1–1.0 мм, в сульфидах от 0.001 до 0.3 мм. Пробность самородного золота варьирует от 889 до 928 ‰, составляя в среднем 906 ‰.

Установлено, что рудообразование происходило в несколько этапов — метаморфогенный, гидротермально-метасоматический (продуктивный) и гипергенный.

В результате проведенных исследований были выявлены следующие черты золотой минерализации месторождения Дайка Среднеканская. Основная часть золота приурочена к жильному кварцу (1); золото выполняет интерстиции в кварце, арсенопирите и пирите (2); золото, в кварцевых жилах и кварц-карбонат-полевошпатовых брекчиях, локализованных в микродиоритах, отлагается в арсенопирите и пирите, а связанное с диорит-порфирами — только в арсенопирите (3); решающую роль в образовании месторождения имеет структурный контроль, который проявлен в брекчировании и гидротермально-метасоматической проработке пород с осаждением золота в ослабленных зонах (4).

Золото из аллювиальных россыпей Хобеинско–Пуйвинского района (Приполярный Урал)

С. К. Кузнецов, К. Г. Пархачева, Т. П. Майорова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ksparhacheva@yandex.ru

Изучено золото и ассоциирующие с ним минералы из аллювиальных россыпей Хобеинско-Пуйвинского района, расположенного на восточном склоне Приполярного Урала в его южной части. Золото здесь широко распространено, известен целый ряд россыпных месторождений и проявлений, а также мелких коренных золотосульфидных и золото-сульфидно-кварцевых проявлений.

Россыпепроявления *Хартес*, *Сертынья*, *Ойка*, *Дорожный*, *Боровой* находят в восточной части района в предгорьях, в зоне развития преимущественно палеозойских отложений. Россыпное золото относится к очень мелкому и мелкому. Размеры частиц находятся в интервале 0.1–1 мм, преобладает фракция 0.1–0.25 мм. Большая часть золотин обладает комковатой и пластинчатой формой, реже встречаются частицы стержневидной и сложной формы. Поверхность золотин в основном шагреньевая, мелкая чешуйчатая и ямчато-бугорчатая. Нередко наблюдаются следы деформаций в виде царапин, скрученности, изогнутости, смятия. Окатанность частиц золота преимущественно слабая и средняя. Из примесных элементов в золоте присутствует Ag, содержание которого колеблется от 0.9 до 26.4 мас.%, иногда отмечается Cu (0.5–8.2 мас.%). Преобладает весьма высокопробное золото. В тяжелой фракции шлиховых проб вместе с золотом устанавливаются магнетит, ильменит, эпидот, гранат, апатит, титанит, роговая обманка. В единичных знаках отмечаются турмалин, гематит, циркон, монацит, анатаз. В отдельных пробах встречаются хромшпинелиды, пирит.

Большой интерес представляют промышленные россыпи *Хобеинской* и *Яроташорской* площадей, некоторые сведения о минеральном составе которых излагались нами ранее [1, 2]. Эти площади расположены в пределах осевой зоны Хобеинской антиклинали, сложенной породами нижнего среднего рифея. Примечательным является то, что в ассоциации и в сростках с золотом встречаются самородное серебро, минералы висмута и теллура.

Золото Хобеинского участка относится к мелкому и среднему классам крупности. Преобладает золото фракции 0.5–1.0 мм. Встречаются более крупное золото вплоть до мелких самородков. Форма частиц золота довольно разнообразна, хотя большая часть золотин обладает комковидной и пластинчатой формой. Окатанность частиц золота средняя и слабая, часто отмечаются не окатанные частицы. Содержание серебра в золоте колеблется от 9.1 до 15.9 мас.%. Присутствует весьма высокопробное, высокопробное, умеренно высокопробное золото.

Самородное серебро представлено частицами комковатой, слегка уплощенной, вытянутой формы. Присутствуют самородки величиной до 2–2.5 см. Поверхность самородков в основном неровная, ямчато-бугорчатая. Нередко наблюдаются довольно глубокие каверны сложной, щелевидной формы. В качестве примесных элементов в самородном серебре в небольшом количестве устанавливаются Au–1.4 и Hg– до 2.5 мас.%. Почти во всех изученных частицах и самородках серебра обнаруживаются минеральные включения. Прежде всего, это включения золота, наблюдаемые как на поверхности самородков, так и в их срезах внутри. Иногда наблюдается большое количество близкорасположенных мельчайших включений золота величиной 0.5–1 мкм и менее. Наряду с золотом присутствуют включения точно не диагностированных минеральных фаз Bi и Te, которые характеризуются переменным соотношением основных компонентов и приблизительно соответствует составам Bi_3TeS и $BiTeS$. В одном из небольших самородков серебра установлены микровключения самородного висмута.

Из других ассоциирующих с золотом минералов следует отметить галенит, пирит, касситерит, вольфрамит, ферберит ($FeWO_4$), козалин ($Pb_2Bi_2S_3$), тетрадимит (Bi_2Te_2S), иттроколумбит. В козалине обнаружено включение, предположительно, биндхеймита– $Pb_2Sb_2(O,OH)$, в тетрадимите – участки по составу близкие к цумоиту ($BiTe$). Устанавливаются единичные сростки золота с минералами состава $Bi+Te$ с заметным преобладанием висмута. На Яроташорском участке нередко устанавливаются висмутин, кобальтин, жозеит-А (Bi_4TeS_2), жозеит-В (Bi_4Te_2S), хедлейит (Bi_7Te_3), мальдонит (Au_2Bi). Находки этих минералов в золотоносных россыпях указывают на развитие нового для региона типа минерализации – золото-серебряно-теллуридно-висмутового.

Литература

1. Майорова Т. П., Кузнецов С. К., Филиппов В. Н. Первая находка самородков серебра в золотоносных россыпях Приполярного Урала // Доклады Академии наук, 2019, т. 486, № 6. С. 714–716.
2. Mayorova T., Kuznetsov S. Native Gold paragenesis with bismuth and tellurium minerals in Subpolar Ural placers (Russia) // 17th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2017: Conference proceedings / Science and Technologies in Geology, Exploration and Mining: Geology, Mineral processing. 29 June – 5 July, 2017. Albena, Bulgaria. V. 17. Iss. 11. P. 359–366.

Самородное золото из аллювия ручья Левый Кыввож (Вольско-Вымская гряда, Средний Тиман)

К. Г. Пархачева, М. Ю. Сокерин, Р. И. Шайбеков, Н. В. Сокерина

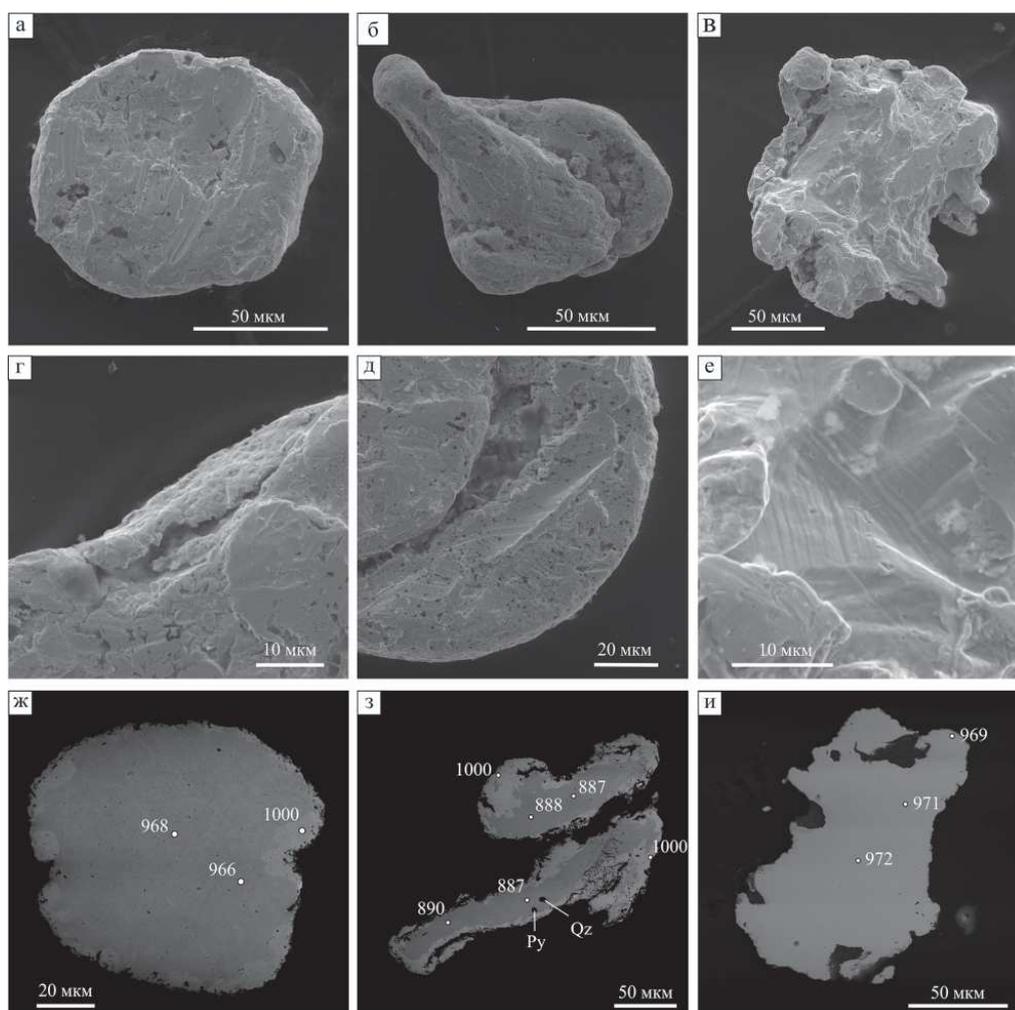
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *ksparhacheva@yandex.ru*

На Среднем Тимане в верховьях водотоков западного и восточного склонов Вольско-Вымской гряды известны небольшие россыпи золота, находящиеся в долинах ручьёв Средний Кыввож, Кыввож, Димтемъёлск, а также шлиховой поток на руч. Левый Кыввож. В настоящее время источники россыпей не установлены. Предполагается, что они могут находиться на водораздельной части Вольско-Вымской гряды. Для проверки этой версии нами впервые изучено аллювиальное золото верховьев руч. Левый Кыввож, истоки которого дренируют водораздел гряды.

Шлиховое опробование руч. Левый Кыввож проведено в ходе полевых работ 2020 г. Отбор проб

проводился из руслового аллювия, представленного обломками сланцев, кварцевых песчаников, кремней, кварца и редкой слабоокатанной галькой известняков.

Золото зафиксировано во всех шлихах. Общее число золотин составило 78 зерен. Оно имеет ярко-желтый, реже соломенно-желтый цвет. Размеры зерен варьируют от 0.05 до 0.5 мм. По гранулометрическому составу преобладающим является весьма мелкое золото (0.1–0.25 мм), составляя 59 %. Чуть меньше распространено тонкое (0.05–0.1 мм) – 37%. Достаточно редким является золото размером 0.25–0.5 мм, которое классифицируется как мелкое (4 %). Частицы представлены преимуще-



Морфология (а–в), детали микрорельефа (г–е) и внутреннее строение (ж–и) золота из аллювия руч. Левый Кыввож: а – среднеокатанное золото пластинчатой формы; б – хорошо окатанное золото сложной формы с признаками повторной деформации; в – слабоокатанное золото комковидной формы; г – наклеп, д – борозда, е – микроступенчатый рельеф, ж – сплошная высокопробная кайма, з – прерывистая кайма, и – отсутствие каймы. На рисунках ж–и цифры указаны в %. Сканирующий электронный микроскоп Tescan VEGA 3LMN с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450: а–е – вторичные электроны; ж–и – обратно-рассеянные электроны

ственно пластинчатыми, таблитчатыми, реже комковидными и сложными формами с разной степенью окатанности (рис. а–в). Среди них встречаются формы, образованные повторными деформациями. Преобладает золото средней и хорошей окатанности с примерно одинаковой частотой встречаемости (46–49 %). Поверхность преимущественно ямчато-бугорчатая с затертым рельефом, их края сглаженные, а выступы прижаты (рис. г). Довольно редко отмечается слабоокатанное золото (5 %) со сложным рудным обликом с гладким рельефом.

На поверхности золота зачастую фиксируются царапины, борозды, каверны (рис. д). На золотилах рудного облика отмечаются отпечатки кристаллов и участки с микроступенчатым рельефом (рис. е). Диагностированы зерна кварца, слюдистых минералов, ильменита, альбита, эпидота, апатита. На его срезах диагностированы включения пирита и кварца.

При изучении химического состава золота была установлена единственная примесь Ag с содержаниями в центральных частях 0.7–11.4 мас. %. Соответственно пробность золота варьирует от 877 до 1000 ‰. Согласно Н.В. Петровской [1], золото характеризуется как весьма высокопробное (77 %). Реже отмечается высокопробное (15 %) и умеренно высокопробное золото (8 %).

Высокопробная (1000 ‰) кайма наблюдается практически у всех окатанных зерен. Она представляет собой ажурную, пористую каемку толщиной от 5 до 29 мкм (рис. ж). Встречаются золотины

как со сплошной, так и с прерывистой каймой (рис. ж, з). В слабоокатанном золоте рудного облика кайма не наблюдается (рис. и). Но в нем отмечаются неоднородные выделения в виде пятен и прожилок с содержаниями Ag от 7.1 до 52.2 мас. %.

На основе проведенных исследований золота из руслового аллювия руч. Левый Кыввож можно предположить, что его источник расположен в непосредственной близости от шлихового потока. Об этом свидетельствуют малая ширина высокопробных кайм у окатанных золотин и присутствие слабоокатанных частиц с рудными формами. Весьма вероятно, что золото поступает в аллювий ручья с водораздельной части Вольско-Вымской гряды. Учитывая сходство типоморфных свойств описанного золота и золота водотоков западного и восточного склонов гряды [2], можно говорить о существовании единого или нескольких однотипных его источниках.

Литература

1. Петровская Н. В. Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: Наука. 1973. 347 с.
2. Пархачева К. Г. Морфология и химический состав золота из современного аллювия р. Покъю (Кыввожский район, Средний Тиман) // Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: материалы 30-й научной конференции. Сыктывкар: ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2021. С. 153–156.

Минеральный состав руд участка «Северо-западный» месторождения Кызыл-Алмасай

Ш. М. Расулов¹, С. С. Сайитов¹, Р. Д. Печерский¹, С. Е. Булин¹

¹Институт минеральных ресурсов, Ташкент; shohruhrasulov2019@gmail.com

Участок Северо-Западный расположен в Кызылалмасайском золоторудном поле, в Чаткал-кураминских горах Республики Узбекистан. При минералогических работ, в составе руд и рудовмещающих пород установлены около 50 минералов - породообразующих, метасоматических, рудных золотосодержащих, сопутствующих минералов зоны окисления.

Минералы подразделены на главные, широко распространенные, второстепенные, средней и малой распространенности, присутствующие в различных разновидностях пород и аксессуарные (табл. 1). Последние могут быть как обломочными (циркон, монацит, рутил), так и аутигенными — целестин, барит.

Главными минералами руд являются пирит, арсенопирит, самородное золото, аргентит, кюсте-

лит, сульфантимониты серебра. Они встречаются как в свободном состоянии, так и в виде микровключений в пирите, гидроксидах железа.

Золото самородное как свободное, так и в виде включений, наростов на пирите (рис. 1–2). Встречаются золотины в сростании с блеклой рудой, гидроксидами железа, пиритом. Золото самородное в отношении с пиритом замещает его по краям, заполняет трещины кристаллов пирита или отмечается в виде включений в нем. Размер золотин от <0,01 до 0,7мм. По размеру преобладает пылевидное, весьма мелкое золото, редко мелкое.

По результатам рентгеноспектрального локального анализа в самородном золоте установлены следующие элементы (%): Au 54,17–66,97; Ag 31,17–45,68. Кроме того, установлено наличие коллоидного золота, нарастающего на золотины.

Таблица 1. Минеральный состав руд и рудовмещающих метасоматитов участка Северо-Западный месторождения Кызылломла

Распространенность	Гипогенные		Гипергенные
	Породообразующие	Рудные	
Широко распространенные	Кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кальцит, серицит, хлорит	Золото самородное, серебро самородное, электрум, аргентит, кюстелит, фрейбергит, арсенопирит, пирит	Гетит, лимонит, скородит, глинистые минералы (каолинит)
Мало распространенные	Биотит, мусковит, карбонат железистый	Галенит, сфалерит, халькопирит, Pb-Sn-Sb соединение, Fe-Mn-соединение, блеклая руда, пирротин, свинец самородный, пираргирит, агвиларит	Халькозин, церуссит, ярозит, сурик
Акцессорные	Циркон, монацит, апатит, барит, гранат, целестин, хромшпинель (алюмохромит)	Магнетит, рутил,	Лейкоксен

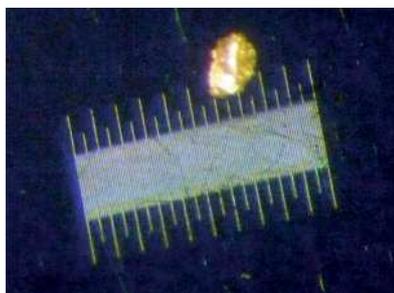


Рис. 1. Золото самородное свободное. Длина линейки – 1,0 мм.

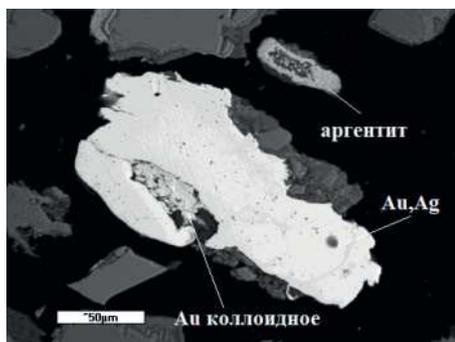


Рис. 2. Золото самородное с коллоидным золотом. Проба № сз-11. Фотография в обратно-отраженных электронах

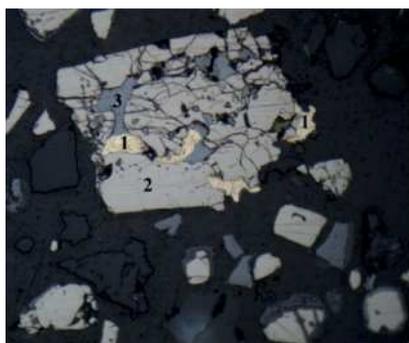


Рис. 3. Самородное серебро (1) и полибазит (3) по трещинам пирита (2); Увел. 400^x

Содержания Au 75,03-79,65; Ag 5,29-7,52; примеси Cu, Fe, S.

Самородное серебро. Встречается редко в ассоциации с полибазитом, аргентитом в пирите (рис. 3). Отмечаются переходы аргентита в самородное серебро.

Процесс золотого оруденения на участке Северо-Западный был продолжительным. Высокие коэффициенты корреляции золота с мышьяком характерны для раннесульфидной стадии гипогенного минералообразования, и серебром, сурьмой, свинцом, характерными элементами для поздних (полиметаллической, золото-серебряной и сурьмяной) стадий. Кроме того, наличие барита, целестина указывают на проявление поздней сульфатной стадии. Длительный процесс минералообразования является свидетельством перспективности участка. Также установлен постепенный переход золота в электрум, затем серебряные минералы (до самородного серебра).

Золотое оруденение связано с раннесульфидной и золото-серебряной стадиями гипогенного минералообразования [2]. Кварц-золото-пиритовая, золото-гесситовая, собственно-серебряная парагенетические минеральные ассоциации являются основными продуктивными для благородных металлов на участке Северо-Западный.

Литература

1. Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. 661 с.
2. Цой В. Д., Королева И. В., Сайитов С. С., Булин С. Е. Стадийность гипогенного минералообразования рудных месторождений Узбекистана и её значение при оценке перспективности разведываемых объектов // Геология и минеральные ресурсы. 2020. № 1. С. 15–18.

Вещественный состав руд месторождения Яхтон (Узбекистан)

С. С. Сайитов, В. Д. Цой, Ш. М. Расулов

Институт минеральных ресурсов, Ташкент; *sardorsayitov@gmail.com*

Месторождение Яхтон находится в горах Чакыл-Калян. Административно принадлежит Ургутскому району Самаркандской области Республики Узбекистан. Морфологические типы скарново-рудных тел — межпластовый, контактовый (приконтактовый), штокверковый. Межпластовые скарновые залежи развиты в пределах всего рудного поля и образуются на расстоянии до 150 м от интрузива гранитоидов [1].

Основной компонент руд — трехокись вольфрама, попутным компонентом является золото. Последнее время были установлены собственно золотое оруденение в метасоматически измененных гранитоидах.

По данным ИСП-масспектрометрического анализа содержание вольфрама достигает 550 г/т, в среднем по 26 пробам составляет 96,6 г/т. Кларк концентрации вольфрама составил 47,3, золота 149,9 г/т. Содержание золота составило до 4,45 г/т.

Из попутных компонентов установлены повышенные содержания Ag, Bi, Se, Te, Mo, Cu и др. Содержание Ag колеблется от 0,45 г/т до 330 г/т, в среднем составляет 29,4 г/т. Содержание висмута колеблется в широких пределах от 1,8 г/т до 2400 г/т, в среднем составляет 148,3 г/т по 26 пробам. Содержание теллура достигает 130 г/т в отдельных пробах, в среднем составляет 7,2 г/т. Кларк концентрации селена составляет 431,8 г/т. Содержание элемента достигает 220 г/т, в среднем составляет 21,6 г/т. Содержание Mo колеблется в широких пределах от 7,6 г/т до 9800 г/т, в среднем 620,6 г/т.

Элементы с повышенными содержаниями на месторождении Яхтон подразделены на три группы: 1) умеренно концентрирующиеся в 1,6-5 раз (в последовательности увеличения кларков концентрации): $In < Mn < Ba < Co$; 2) сильно концентрирующиеся в 5-40 раз: $Cd < Sn < Pb$; 3) аномально концентрирующиеся в 40-16500 раз: $Sb < W < Re < Au < Cu < As < Ag < Se < Mo < Te < Bi$.

Рудная минерализация представлена в основном вкраплениями, гнездовыми скоплениями, реже текстура рудных минералов прожилково-вкрапленная, прожилковая. Структура руд неравномерно зернистая, тонко-, среднезернистая, аллотриоморфно-зернистая.

В процессе минералогических исследований были определены более 60 минералов и соединений в составе руд и рудовмещающих пород месторождения Яхтон. Кварц, кальцит, калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, пироксен, амфибол являются основными нерудными минералами. В подчиненном количестве отмечаются биотит, хлорит, серицит, гранат. Из акцессорных минералов установлены сфен, циркон, апатит, ильменит, рутил.

В группу главных рудных минералов входят: пирит, арсенопирит, пирротин. Шеелит, золото самородное, электрум, серебро самородное также были отнесены к главным минералам, так как они являются минералами основных ценных компонентов руд. В группу минералов, средне распространенных попадают халькопирит, галенит, сфалерит, магнетит, марказит, гессит, фрейбергит, полибазит, пираргирит, акантит, стефанит, висмут самородный, висмутин, молибденит, блеклая руда, редко отмечаются медь самородная, тетрадимит, жозеит, невскит, марказит, науманнит, витихенит, клаусталит, ингодит, борнит, хедлейит, киноварь, $PbAgTe$, $BiTeSbSe$, $PbBiAgS$, $BiSeTe$, $BiSe$ соединения, гематит, гидроксиды железа и др.

По минеральному составу изученные пробы руд месторождения Яхтон относятся к первичным рудам, т.е. рудные минералы представлены в основном сульфидами и сульфосолями. Основные и попутные компоненты образуют собственные минералы. Также они входят в состав основных рудных минералов в виде примеси.

Самородное золото отмечаются в виде вкраплений в нерудной массе, пирите, арсенопирите, пироксене. Ассоциируется часто с пиритом, арсенопиритом, самородным серебром, блеклой рудой, минералами висмута. Состав самородного золота следующий: Au 69,81–80,75%, Ag 17,07–27,25%, Fe 0,4–2,95%.

Пирит-арсенопиритовая с золотом парагенетическая минеральная (ПМА) ассоциация является самой широко распространенной в изученных пробах и основной продуктивной на золотое оруденение. Золото-серебряная стадия гипогенного минералообразования представлена тетрадимит-теллуrowисмутитовой, золото-гесситовой, собственно-серебряной ПМА. Типичными минералами ПМА золото-серебряной стадии гипогенного минералообразования являются селениды и теллуриды золота и серебра. Минералы собственно-серебряной ПМА, представлены самородным серебром, сульфоантимонидами серебра, акантитом, блеклой рудой и достаточно широко проявлены в изученных пробах. Завершает процесс минералообразования пострудная кальцит-кварцевая ПМА.

Если сравнить выявленные минералы со схемой гипогенного минералообразования рудных месторождений Узбекистана [2], то можно заключить о длительном процессе минералообразования на месторождении. Многообразие минерального состава связано с распространенным процессом телескопирования. За счет чего образованы комплексные руды.

Литература

1. Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. 661 с.
2. Цой В. Д., Королева И. В., Сайитов С. С., Булин С. Е. Стадийность гипогенного минералообразова-

ния рудных месторождений Узбекистана и её значение при оценке перспективности разведываемых объектов // Геология и минеральные ресурсы. 2020. № 1. С. 15–18.

Первая находка аутигенного самородного золота в рифейских псаммитах Кыввожской площади (Вольско-Вымская гряда, Средний Тиман)

М. Ю. Сокерин, Ю. В. Глухов, Б. А. Макеев, К. Г. Пархачева, Н. В. Сокерина, Р. И. Шайбеков

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина; sokerin@geo.komisc.ru

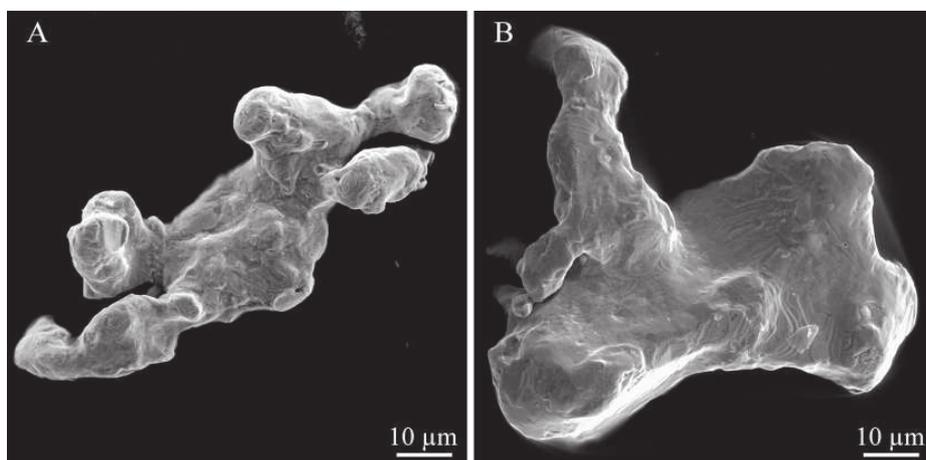
Россыпная золотоносность Кыввожской площади выявлена ухтинскими геологами в ходе поисковых работ в 80-х годах прошлого века (А. А. Котов, В. П. Савельев, А. М. Плякин, М. Ю. Острижный, В. А. Капустин, Ф. Л. Юманов, В. А. Дудар, В. Г. Шаметько, Н. М. Пармузин, П. П. Битков, М. М. Дуняшев, Ф. А. Кулбакова и др. (Тиманский край, 2010; Плякин, Ершова, 2012). После открытия россыпей на левых притоках р. Белая Кедва — ручьях Средний Кыввож, Кыввож и Димтемьёл — было выделено Кыввожское золотороссыпное поле. Россыпи локализованы в верхней разрушенной части коренных пород, представленных флишоидными образованиями лунвожской и кыввожской свит среднего рифея и в надплотиковой части пойменно-руслового гравийно-галечно-щебнистого аллювия. Существенная доля относительно крупного плохоокатанного золота в россыпях, присутствие его агрегатных сростаний с кварцем и оксигидроксидами железа рассматривались предшественникам как признаки близости коренного источника. Но предпринимавшиеся поисковые работы положительных результатов не дали.

В ходе проведенных нами исследований самородное золото аутигенного облика в количестве более 20 знаков было обнаружено в бороздовой пробе из слоя кварцевых песчаников лунвожской

свиты. Все золотины относятся к тонкому (до 0.1 мм) гранулометрическому классу и характеризуются сложными округло-комковатыми, комковато-ветвистыми, коралловидными формами без признаков механических деформаций и сглаженной, иногда с микроступенчатым рельефом поверхностью (рис.). Для россыпного золота той же размерности характерны торцевые валики, наклёпы и бугорчатая, часто пористая поверхность, обусловленные его механическим преобразованием в эрозивно-денудационных процессах.

Рентгенографический анализ, выполненный по методу Дебая-Шеррера, также выявил значимые отличия описываемого золота от россыпного. В последнем наблюдается хаотическое распределение микрокристаллитов, выражающееся в виде сплошных колец на дебаеграммах. Аутигенное золото, судя по рефлексам в виде штриховых линий, характеризуется присутствием более крупных субориентированных кристаллитов.

Исследование внутреннего строения золотинок, выполненное на сканирующем электронном микроскопе Tescan VEGA 3 LMN с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450, выявило характерную для эндогенного золота прямую зональность в распределении серебра — относительно однородные высокопробные внутренние об-



Типичные формы самородного золота из кварцевых песчаников. Сканирующий электронный микроскоп Tescan VEGA 3 LMN с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450, режим вторичных электронов

ласти обрамляются непрерывной, более низкопробной каймой толщиной 1–2 мкм. Содержания серебра в каймах в 1.5–2 раза выше, чем в центре золотин.

Таким образом, изученное самородное золото по комплексу описанных свойств является аутигенным и имеющим, с большой долей вероят-

ности, гидротермальную природу. Вмещающими коренными породами являются песчаники кыввожской свиты позднего рифея. Полученный результат указывает на положительные перспективы обнаружения проявлений гидротермального золоторудного рудогенеза в данном регионе Среднего Тимана.

Платиноидная минерализация в дайках Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал)

О. Б. Азовскова, Е. И. Сорока, М. Ю. Ровнушкин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; oazovskova@yandex.ru

Расположенное на севере Свердловской области, Воронцовское золоторудное месторождение относится к «карлинскому» (или «Carlin-Like») типу золото-мышьяковисто-сульфидной формации; продуктивное оруденение имеет Au-As-Hg-Tl-Sb специализацию. Характерной особенностью месторождения является наличие многочисленных даек среднего и основного состава, образующих сложный штокверк [1].

Платиноидная минерализация, представленная теллуридами, селенидами и Te-Se соединениями, выявлена на Воронцовском месторождении впервые при детальном изучении одной из даек основного состава (рис. 1).

Исследованная дайка (Вор-129) представляет собой обильно порфировую породу с преобладанием темноцветных вкрапленников (роговая обманка и пироксен-авгит, частично уральтизированный) и умеренными метасоматическими изменениями. Сульфидная минерализация представлена преимущественно халькопиритом (+ борнит), реже пиритом (\pm As) и нередко приурочена к вкрапленникам темноцветных минералов. Именно здесь были обнаружены Pt-Pd-содержащие теллуридно-селенидные микровключения. Кроме того, в халькопирите также встречаются включения магнетита, барита, иногда — галенита, вилламинита. Обнаруженные Pt-

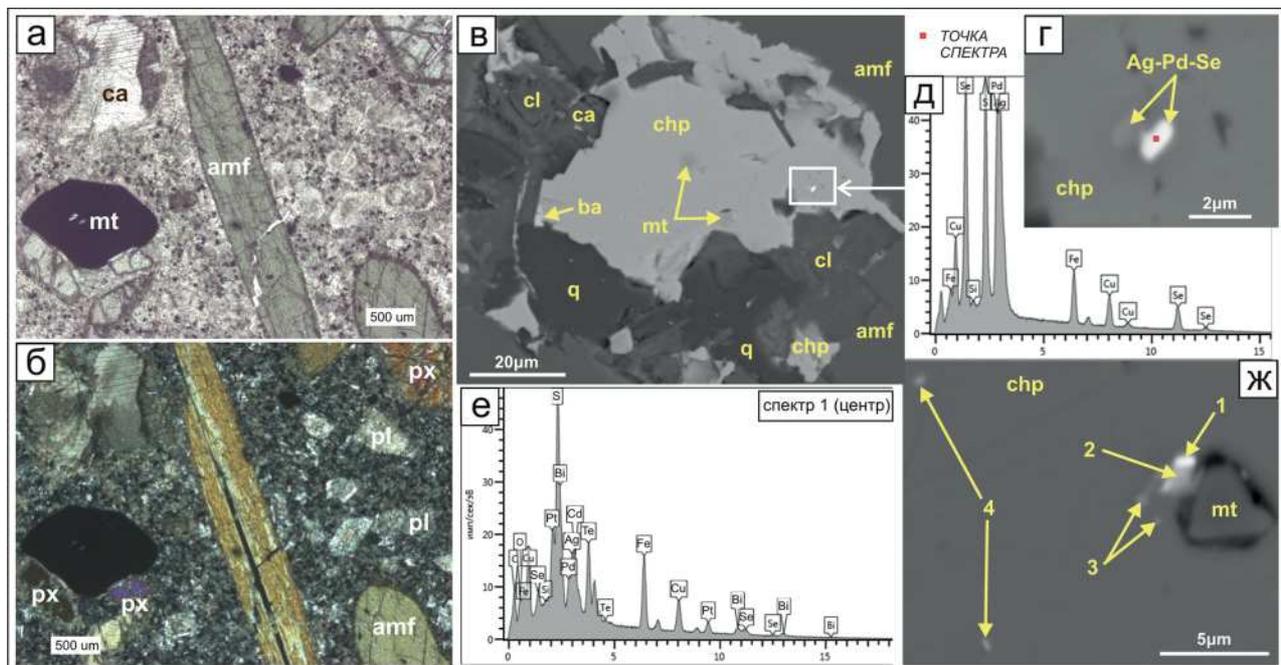


Рис. 1. Внутреннее строение Pl-Rx-Amf-порфировой дайки (Вор-129) и характерная рудная минерализация с включениями платиноидов в халькопирите.

(а, б) — фото участка шлифа; (в-д) — микровключение селенида типа $Ag_2Pd_3Se_4$ (chrisstanleyite); (е, ж) — микровключения Pt-Pd-фаз: 1 — селено-теллурид Ag-Pt-Pd-Bi-Cd (или смесь фаз), 2 — теллуридо-селенид серебра (+ Cd), 3 — теллурид Pt-Pd, 4 — селенид Pt-Ag (\pm Cd). Минералы: amf — амфибол (роговая обманка), ba — барит, ca — карбонат (кальцит), chp — халькопирит, cl — хлорит, mt — магнетит, pl — плагиоклаз, px — пироксен (авгит), q — кварц

Pd-содержащие минералы имеют переменный, иногда сложный состав и представлены селено-теллуридом Ag-Pt-Pd-Bi-Cd и теллуридом Pt-Pd в ассоциации с теллуру-селенидом Ag (+ Cd), а так же селенидом Pt-Ag (\pm Cd). Одно включение соответствует по составу редкому минералу — chrisstanleyite $Ag_2Pd_3Se_4$.

Согласно устоявшимся представлениям считается, что дайковый комплекс Воронцовского месторождения генетически связан с вулканоплутоническими образованиями раннего-среднего девона. Проведенные ранее авторами исследования Sm-Nd изотопной системы и пробное датирование по 6 образцам даек указывают на относительно молодой (нижнекарбонный) возраст даек [2]. Это может свидетельствовать о проявлении на данной территории более позднего постколлизийного этапа магматизма, с которым вероятно связана выявленная платиноидная минерализация.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590028-9, с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования РФ, Соглашение № 075-15-2021-680.

Литература

1. Azovskova O. B., Rovnushkin M. Yu., Soroka E. I. Petrochemical features of the dike complex of the Vorontsovskoye gold-ore deposit (Northern Urals). // Известия Уральского государственного горного университета. 2019. Вып. 1(53). С. 18–27. (in Engl.)
2. Azovskova O. B., Soroka E. I., Rovnushkin M. Yu., Soloshenko N. G. Sm-Nd isotopy of the dykes of the Vorontsovskoe gold-ore deposit (Northern Urals) // Vestnik of Geosciences. 2020. 9(309). P. 3–6.

Ильменит в песчаниках нижнего триаса на севере вала Сорокина (Печорский седиментационный бассейн)

Н. Н. Тимонина

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, ntimonina@geo.komisc.ru

Триасовые отложения северных площадей вала Сорокина Печорского седиментационного бассейна относятся к континентальным образованиям, что определяет их значительную изменчивость как по разрезу, так и по площади. Это обстоятельство затрудняет корреляцию этих отложений, в особенности, вследствие низкой охарактеризованности керновым материалом. Выявление дополнительных минералогических критериев является актуальной задачей при постановке исследований. Геохимическому и кристаллохимическому изучению аксессуарных минералов осадочных образований в последнее время уделяется довольно большое внимание, этой проблеме посвящены исследования А. В. Маслова, Г. А. Мизенса, Л. В. Бадида, М. А. Mange, А. С. Morton и др. ученых [1,2,3]. Большой вклад в минералогическое изучение песчаников нижнего триаса сделан Л.А. Удовиченко [4]. Данная работа посвящена изучению характера распространения и типоморфным особенностям ильменита.

В ходе работы изучались песчаники нижнего триаса, вскрытые скважинами, пробуренными на Варандейской площади на севере вала Сорокина, расположенного в пределах Варандей-Адзвинской структурной зоны. Исследованные песчаники подняты из продуктивных пластов чаркабожской свиты (I, II, III) и базального пласта харалейской свиты (T_{1h}). Были проведены литолого-петрографические исследования, минералогический анализ с выделением монофракций, микронзондовые исследования.

Установлено, что в составе тяжелой фракции песчаников преобладают минералы (об. %) группы эпидота-цоизита 50-70, присутствуют ильменит 10-20, гранаты 5-8, лейкоксен 5. В самой нижней части толщи, базальном пласте песчаников наблюдаются повышенные содержания (об. %) ильменита 20-47, лейкоксена 20, хромшпинелидов 15-18, сфена 10. Содержание минералов группы эпидота-цоизита варьирует в пределах 3-22%, встречаются щелочные амфиболы.

Согласно результатам микронзондового анализа, содержание TiO₂ в ильмените варьирует от 47,5 до 55,5%, в трех образцах обнаружена небольшая примесь MgO, содержание MnO меняется в значительных пределах от 1,42 до 22,39% (табл. 1). В ряде образцов присутствует примесь ванадия — от 0,49 до 0,92%. Состав и структурные особенности этого минерала, а также тот факт, что он встречается в ассоциации с эпидотом, сфеном позволяют говорить о том, что источником могли служить эпидот-амфиболовые сланцы. Лейкоксен часто встречается в виде желтоватых (в отраженном свете) зерен, образующих скопления неправильной формы, и пленок вокруг обломков. Обогащение мелкозернистых песчаников титансодержащими минералами обусловлено тем, что удельный вес минералов титана (ильменита, лейкоксена) незначительно отличается от удельного веса преобладающей части зерен аллювия, поэтому они не концентрируются в нижней части разреза у плотика. Размеры зерен ильменита, лейкоксена, находящихся в виде аксессуариев, не

Таблица 1. Химический состав ильменита из песчаников нижнего триаса, мас. %

Продуктивный пласт	№№ образцов	TiO ₂	FeO _{общ}	MnO	CaO	MgO	V ₂ O ₅	Сумма
Пласт I	109-116-8-2	53.83	42.06	3.1				99.00
Пласт I	113-93-10-3	52.18	39.91	4.04				96.13
Пласт II	111-2-1-9-1	47.51	46.96	2.33	0.19			96.99
Пласт III	109-50-2-1	43.17	31.01	22.39			0.49	97.06
Пласт III	110-35-4-2-1	52.48	40.53	5.54	1.67			100.23
Пласт III	110-57-1-5	49.15	38.58	11.82	0.69			100.24
Пласт III	110-60-1-7	54.97	39.47	2.22				97.03
Пласт III	110-72-3-3	52.93	40.49	2.73			0.66	97.07
Пласт III	110-75-1-5	47.91	47.24	1.42			0.92	97.49
Пласт III	110-75-2-2-1	54.82	38.6	2.3		1.19	0.67	97.59
Пласт III	111-12-4-8	50.19	31.33	17.45	0.34		0.57	99.87
Пласт III	113-65-7-8-1	48.01	46.98	1.93		2.77		100.01
Пласт III	113-65-7-3-1	49.16	34.81	16.04				100.01
Пласт Th	110-5-5-1	52.87	44.64	1.42		1.13		100.06

превышает 0,25 мм, поэтому в процессе дифференциации терригенного материала они накапливаются в мелкозернистых песчаниках, обогащая тонкозернистые осадки прирусловой отмели и отложения внешней части поймы.

Высокое содержание лейкоксена характерно для песчаников базального пласта нижнего триаса на тех участках, где размывалась кора выветривания нижележащих отложений. Обогащение лейкоксеном отмечается также благодаря наличию его аутигенных образований и развитию по другим титаносодержащим минералам.

Литература

1. Бадида Л. В., Мизенс Г. А. Кристаллохимическая характеристика акцессорных минералов молассовых

песчаников юга Предуральяского прогиба // Геологический вестник. 2015. № 2. С. 77–84

2. Бадида Л. В., Маслов А. В., Мизенс Г. А. Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 3. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (гранатов, турмалинов, хромшпинелидов, рутила и др.). Литосфера. 2020. №20(2). С. 149–167.

3. Mange M. A., Morton A. C., Geochemistry of heavyminerals. Heavy Minerals in Use / Eds M. A. Mange, D.T. Wright. Dev. Sediment., 58. 2007. Elsevier, Amsterdam. P. 345–391.

4. Удовиченко Л. А. Структурно-вещественные комплексы и перспективы нефтегазоносности нижнего триаса Тимано-Печорской провинции // Закономерности размещения зон нефтегазоаккумуляции в Тимано-Печорской провинции. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 66–73.

Редкие земли в пирохлорах Верхнешугорского месторождения, Средний Тиман

О. В. Удоратина¹, И. В. Козырева¹, А. С. Шуйский¹, Д. А. Варламов², С. Г. Симакин³

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; udoratina@geo.komisc.ru

²ИЭМ РАН, Черноголовка; dima@iem.ac.ru

³ЯФ ФТИАН РАН, Ярославль; simser@mail.ru

Исследовались плюмбопирохлоры из бокситоносной коры выветривания (БКВ) Верхне-Шугорского месторождения (Средний Тиман), коллекция В.В.Лихачева (ИГ Коми ФИЦ УрО РАН). Пирохлоры (Sr-пирохлор, Pb-пирохлор, Th-пирохлор [2]) являются типичными устойчивыми минералами щелочных метасоматитов, развивающихся по осадочным терригенно-карбонатным породам быстринской серии, наследующихся в БКВ [1].

Изучение химического состава минералов (микронные данные) проведены на базе ЦКП «Геонаука» (г. Сыктывкар), редких, рассеянных и

редкоземельных элементов в ЯФ ФТИАН им. К. А. Валиева РАН (г. Ярославль).

Пирохлор неравномерно распространен в профиле БКВ (Северная залежь, скв. 105д, 106е, гл. 95–103 м) и является унаследованным от материнских для бокситов пород — щелочных метасоматитов [1]. Пирохлор является устойчивым в гипергенных условиях БКВ типоморфным минералом тыловой зоны первично-метасоматических щелочных пород (эгирин-кварц-карбонат-полевошпатовых). Из прочих устойчивых рудных минералов метасоматитов ассоциирует с ильменорутилом и монаци-

том, образует редкую вкрапленность или мелко-гнездовые скопления. Нередко наблюдается в виде октаэдрических кристаллов до 0.5 мм разнообразной окраски. Как обычно для пироксенов из щелочных пород – характерны химически зональные кристаллы с вариациями содержаний Na:Ca, Sr, Nb, F, Ba, но наиболее контрастны вариации именно Pb.

Агрегаты пироксена в БКВ в отличие от пироксенов собственно щелочных метасоматитов насыщены включениями оксидов алюминия (боксит) (рис. 1, а, в). Содержания Pb в минерале варьируют в широком диапазоне от 4 до 25 мас. % (табл. 1, рис. 1, а, в). При увеличении содержания PbO уменьшается количество Na₂O, CaO, Nb₂O₅.

Таблица 1. Химический состав пироксена (мас. %) и формульные коэффициенты

137388	Na ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	SrO	Nb ₂ O ₅	PbO	ThO ₂	F	Формула
рис.1а,т.1	2.26	7.19	1.03	0.48	1.88	58.17	22.40	0.00	1.71	(Na _{0.31} Ca _{0.54} Pb _{0.42} Sr _{0.08} Ti _{0.05} Fe _{0.03}) _{1.85} Nb ₂ O ₆ (OH,F)
рис.1а, т.2	4.95	10.26	1.44	0.53	4.32	66.62	6.44	0.00	3.11	(Na _{0.68} Ca _{0.77} Pb _{0.12} Sr _{0.18} Ti _{0.08} Fe _{0.03}) _{2.12} Nb ₂ O ₆ (OH,F)
рис.1в, т.1	1.23	3.49	1.50	0.46	4.01	55.13	24.45	0.00	0.90	(Na _{0.17} Ca _{0.26} Pb _{0.46} Sr _{0.16} Ti _{0.08} Fe _{0.03}) _{1.76} Nb ₂ O ₆ (OH,F)
рис.1в, т.2	4.20	8.74	2.14	0.70	5.31	63.19	4.29	4.18	2.90	(Na _{0.57} Ca _{0.66} Pb _{0.08} Sr _{0.22} Ti _{0.11} Fe _{0.04} Th _{0.05}) _{2.01} Nb ₂ O ₆ (OH,F)

Таблица 2. Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) в пироксене

Элементы	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Y
рис.1а,т.1	34033.94	43091.73	17517.08	5668.32	23330.72	10011.79	3841.90	3050.65	365.66	21565.66
рис.1а, т.2	22630.95	27234.44	12823.93	3506.43	15025.46	5808.02	2364.27	2008.10	223.39	12296.45
рис.1в, т.1	3942.85	3934.95	2650.31	1075.07	2637.64	1314.09	696.78	748.67	72.60	2472.07
рис.1в, т.2	5108.23	5828.55	3374.68	1247.02	3770.27	1662.43	985.89	1002.37	93.94	3772.17
Элементы	Hf	Zr	Sn	Cs	Ba	Ta	Th	U	Pb	W
рис.1а,т.1	1538.35	838.95	503.83	3641.80	56240.10	817.90	54416.52	9066.39	905813.20	4470.91
рис.1а, т.2	946.50	605.39	410.83	3502.45	40630.46	567.56	52619.24	7815.90	768330.61	3770.32
рис.1в, т.1	311.87	1968.69	291.51	4729.63	38047.21	629.11	61717.75	4714.08	863805.19	3114.24
рис.1в, т.2	368.58	766.31	423.27	4607.64	37178.75	510.90	64393.96	6917.07	570120.88	2799.18

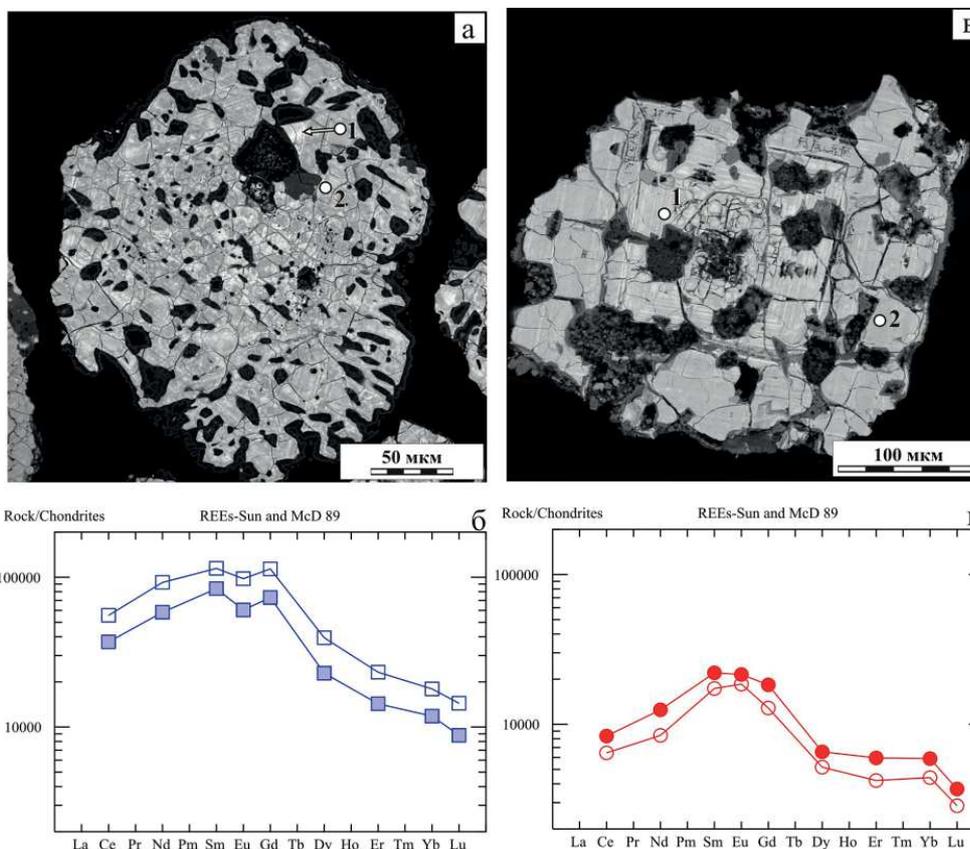


Рис. 1. Примеры кристаллов пироксена (а, в) с различным содержанием Pb, Sr и примеры спектров распределения РЗЭ в них (б, г)

Содержания РЗЭ в пироклорах находится на уровне первых тысяч и десятков тысяч г/т, при этом резко контрастно отличаются в различных кристаллах. При сохранении «типа спектра» нормированных на хондрит, содержания в них РЗЭ отличаются на порядок (табл. 2, рис. 1, б, г), при этом легкие и средние РЗЭ преобладают над тяжелыми.

Таким образом, полученные данные указывают на высоконтрастные вариации составов пироклоров и различное содержание РЗЭ в пироклорах из БКВ. Спектры распределения РЗЭ характерны для пироклоров, сформированных при развитии метасоматических процессов. Формирование редкометалльно-редкоземельной минерализации

рассматривается в рамках воздействия щелочных растворов на первично метаосадочные карбонатные породы быстринской серии.

Исследования поддержаны грантом РФФИ и Республики Коми № 20-45-110010.

Литература

1. Лихачев В. В. Редкометалльность бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1993. 224 с.

2. Atencio D., Andrade M. B., Christy A. G., Gieré R., Kartashov P. M. The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature // *Canad. Mineral.* 2010. Vol. 48. P. 673–698.

Гранаты плагиомигматитов ханмейхойской свиты (Полярный Урал)

О. В. Удоратина¹, А. С. Шуйский¹, Н. С. Уляшева¹, К. В. Куликова¹, С. Г. Симакин²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; udoratina@geo.komisc.ru

²ЯФ ФТИАН РАН, Ярославль; simser@mail.ru

На Полярном Урале в центральной части Харбейского блока в разрезах руч. Хабинсово-шор вскрыты зоны мигматизации в нижней части ханмейхойской свиты (PR₁hn) [1]. Зоны мигматизации сложены полосчатыми породами, палеосома (меланосома) представлена амфиболитами, а неосома (лейкосома): Amf-Ep-, Amf-Bi-Ep-, Amf-Grt-Bi-, Amf- плагиогнейсами (плагиомигматиты промежуточного и кислого состава) и Mus-Bi- и Bi гнейсами (калишпатовые мигматиты). Выплавление анатектических плагиомигматитов и мигматитов происходило при параметрах метаморфизма рассчитанных для амфиболитов ханмейхойской свиты: T — 600–790 °C и P 5.6–10 kbar [4]. В целом породы ханмейхойской свиты претерпели несколько этапов прогрессивного и регрессивного метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (процессы гранитизации и последующего диафтореза). Первичный состав амфиболитов соответствует базальтоидам толеитового и известково-щелочного рядов [1, 4].

В составе амфиболитов, плагиомигматитов и мигматитов участвует различное количество амфибола (Hb), граната (Alm-Spes), слюды (Bi, Mus), плагиоклаза (And, Olg, Ab) из акцессорных минералов присутствует циркон, F-апатит, титанит, из вторичных — эпидот хлорит, карбонат, из рудных магнетит, рутил, титаномагнетит с ламеллями ильменита и наоборот. Микроструктуры пород немато-, лепидо- и гранобластовые.

Гранаты являются маркерами РТ условий формирования метаморфических пород. Редкие земли в гранатах также выступают одним из таких маркеров, за последнее время накоплен значительный материал по поведению редких земель в гранатах различных метаморфических толщ [2 и литература в работе].

Изучение химического состава (микрзондовые исследования) проведены на базе ЦКП «Геонаука» (г. Сыктывкар), редких, рассеянных и редкоземельных элементов на ионном зонде в ЯФ ФТИАН РАН (г. Ярославль).

Содержание гранатов в амфиболитах, плагиомигматитах и мигматитах варьирует в пределах от ед. зн. до 5 об. % (редко до 30 об. % по данным [1]). Существенное количество граната появляется именно в неосоме (лейкосоме) — плагиомигматитах и мигматитах. Гранаты имеют светло красно-коричневую окраску, размер 0.1 до 5 мм, кристаллы содержат многочисленные включения (плагиоклаза, эпидота, кварца, апатита), что указывает на рост в условиях метаморфизма (рис. 1, а, б).

По своему химическому составу гранаты являются гроссуляр-альмандинами (рис. 1, в), содержание миналов варьирует незначительно: and (0.1), **grs (0.24-0.25)**, **alm (0.51-0.54)**, sps (0.01-0.1), prp (0.7-0.9), на диаграммах составов точки находятся в поле гранатов амфиболитовой фации. Как правило, гранаты зональные (рис. 1, б), от центра к кайме наблюдается незначительное увеличение содержания Mn и незначительное уменьшение содержаний Ca и Fe. Содержание РЗЭ увеличивается от центра к кайме, при этом увеличивается содержание всех РЗЭ. Необходимо отметить отсутствие легких РЗЭ в центральной части (рис. 1, г) и их наличие в каймах. Полученные ранее спектры распределения РЗЭ в гранатах методом нейтронной-активации показывают усреднение состава за счет анализа навески зерен граната.

Наблюдающаяся зональность в гранатах, как минералообразующих элементов, так и РЗЭ показывает регрессивную направленность зафиксированных в них процессов метаморфизма.

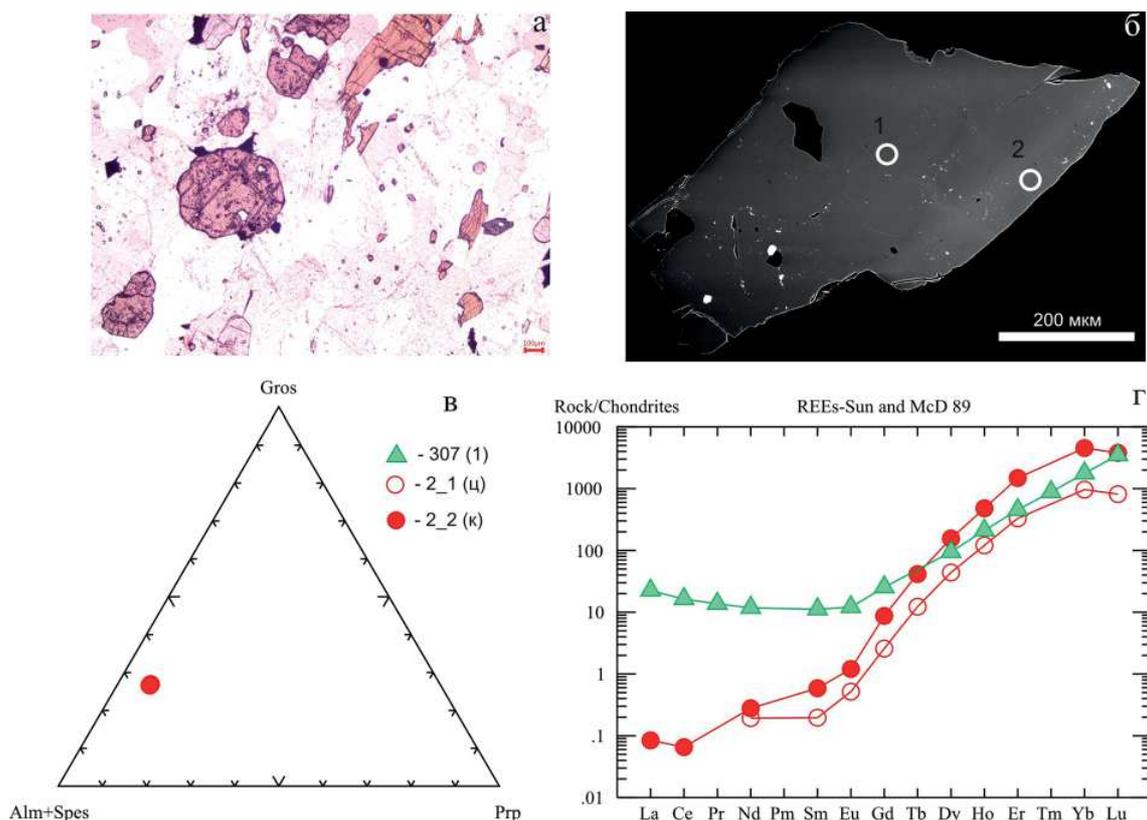


Рис. 1. Пример кристалла граната в плагиомигматите (обр. 301г), без анализатора (а); пример зональности в гранате (обр. 307-7), отмечены аналитические точки, BSE (б), диаграмма состава (Alm+Spes)-Gros-Prp (в), пример спектров распределения РЗЭ в гранате (г), треугольник — нанесен спектр граната (обр. 307-7), данные получены по навеске граната нейтронно активационным методом [3]

Исследования проведены по теме НИР: 1021062 211107-6-1.5.6; FUUU-2022-0085

Литература

1. Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А., Никулина И. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-б 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII

(Обской). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 384 с.

2. Скублов С. Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука, 2005. 147 с.

3. Удоратина О. В. Щелочные метасоматиты локальных зон смятия севера Урала. Сыктывкар. Геопринт. 1996. 36 с.

4. Уляшева Н. С. Метабазиты харьбейского комплекса. Сыктывкар. 2012. (Коми НЦ УрО РАН). 98 с.

Ниобозинит-(Y) в метариолитах саблегорской свиты (Северный Урал)

О. В. Удоратина¹, Т. А. Вовчина¹, А. С. Шуйский¹, Д. А. Варламов²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; udoratina@geo.komisc.ru

²ИЭМ РАН, Черноголовка; dima@iem.ac.ru

На Северном Урале в верховьях р. Подчерем известна геохимическая аномалия «Редка» редких металлов и урана в районе одноименной г. Редка в метариолитах саблегорской свиты. Участок слагают метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации отложения, представленные в основном базальтами и их туфами с прослоями риолитов поздне-рифейского-ранневендского возраста [1]. Породы в зоне субмеридионального разлома к СЗ от г. Редка

открыты поверхностными горными выработками, в последних наблюдаются альбитизированные породы, относимые к формации рудоносных эйситов.

Альбитизированные метариолиты представлены светло-серыми до белых с зеленоватым оттенком породами, чаще массивными, плотными, с раковистым сколом и реже слаборассланцованными. Под микроскопом наблюдаются микрогранобластовые и микролепидогранобластовые ми-

кросструктуры. Породы сложены порфировыми вкрапленниками полевого шпата и кварца. Основной матрикс обладает микрофельзитовой микроструктурой и состоит из кварца, альбита, калиевого полевого шпата и серицита. По химическому составу породы соответствуют риолитам и трахириолитам. Содержание SiO_2 в них составляет 73.95–75.68 и 75.04–76.06 мас. % соответственно при сумме щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) – 6.4–7.8 и 7.9–8.6 мас. %. Риолиты принадлежат к серии нормальной щелочности, трахириолиты – к субщелочной.

Породы имеют натриевую специфику, являются низкотитанистыми и низко- (трахириолиты) и высокоглиноземистыми (риолиты). На диаграммах применяемых для реконструкции геодинамических обстановок образования, фигуративные точки риолитов и трахириолитов попадают в область внутриплитных образований. Акцессорные минералы представлены десятками рассеянных зерен рудных минералов (титаномагнетит, рутил), апатита (до 3 об. %) и редкими зернами циркона, алланита, монацита.

Таблица 1. Типичные упрощенные (сокращенные) составы ниобозинитов-(Y)

№. Обр.	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	Y ₂ O ₃	S	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₂	Сумма
35-9a	1.65	19.13	0.68	1.55	16.39	4.97	28.46	2.94	2.16	2.82	80.75
35-9b	1.87	21.73	0.77	1.76	18.61	5.64	32.32	3.34	2.45	3.20	91.71
35-9c	1.03	21.85	0.61	1.56	18.36	8.15	27.63	5.10	3.39	3.06	90.74
36-1a	2.11	18.79	0.88	1.64	18.57	8.68	32.73	5.08	2.69	1.34	92.51
36-1b	1.30	26.77	1.17	1.41	18.41	10.49	25.67	-	3.42	3.74	92.38
41-1a	1.33	24.97	0.73	1.02	19.56	10.03	29.01	1.32	1.04	2.98	91.99
46-1	2.29	20.43	0.79	1.01	16.34	8.90	32.92	1.98	3.44	1.60	89.70
47-3a	1.09	21.57	-	1.38	18.55	8.43	31.00	3.31	3.92	1.59	90.84
47-3b	0.91	21.89	-	-	21.97	9.63	36.79	1.40	1.94	0.44	94.97
47-3c	1.09	21.07	-	-	20.24	9.84	36.70	2.24	1.89	0.64	93.71

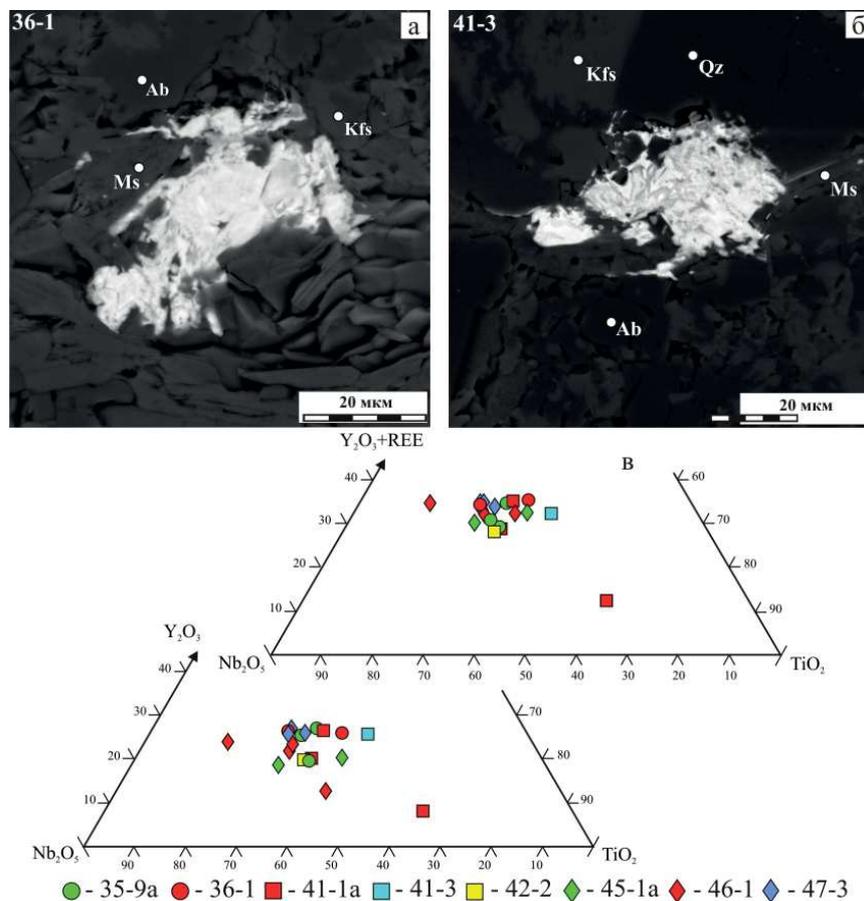


Рис. 1. А–б – формы выделений ниобозинита (Y) в альбитизированных метариолитах участка Редка. В – диаграммы составов Nb_2O_5 - Y_2O_3 - TiO_2 в Nb_2O_5 -(Y_2O_3 +REE)- TiO_2 . Номера в правом углу снимка – номера образцов. Ab – альбит, Kfs – калиевый полевой шпат, Qz – кварц, Ms – мусковит

Изучение химического состава минералов в аншлифах из рудной зоны проведено на базе ЦКП «Геонаука» (г. Сыктывкар).

Идентифицированные редкометалльно-редкоземельные минералы представлены алланитом, монацитом, ниобиевым рутилом (Nb_2O_5 до 12 мас. %) и минералами группы эшинита, причем исключительно его редкой разновидностью ниобозшинитом-(Y) [Nioboeschynite-(Y) [(Y,REE), Ca, Th](Nb, Ta, Ti, Fe³⁺)₂(O, OH)₆].

Наблюдаемое развитие зерен в межзерновом пространстве позволяет предполагать поздний наложенный генезис минерализации. Ниобозшинит (Y) образует мелкие до 50 мкм выделения сложной формы (рис. 1, а-б) в основной массе альбитизированных метариолитов.

В исследуемом ниобозшините-(Y) – (Y, Ln, Ca, Th) (Nb, Ta, Ti, Fe)₂(O, OH)₆ Nb > Ti, при этом содержание (Таблица 1; мас. %), TiO₂ варьирует от 11 до 47, содержание Nb₂O₅ также варьирует в широких пределах от 21 до 41, содержание Y₂O₃ до 22 (рис. 1, в). Также в минерале Th преобладает над U, содержание (мас. %), ThO₂ варьирует от 2 до 8, а UO₂ от 0.5 до 4. Содержание суммы редких земель (преимущественно средних и тяжелых) от 18 до 32 мас. % (рис. 1, в).

В сводке 2019 года приведены данные о первой находке на территории России ниобозшинита-(Y) [2]. Минерал является редким, его генезис рассматривается как пневматолито-гидротермальный (в пегматитах), гидротермально-метасоматический (в поздних жилках). Мы также рассматриваем формирование тонковкрапленной редкометалльно-редкоземельной минерализации в ходе

развития щелочных (натровых) метасоматических наложенных процессов в метариолитах саблегорской свиты.

Таким образом, данная находка ниобозшинита-(Y) является второй для этого минерала на территории России. Расширена не только география находок этого минерала (Канада [3], Россия, Вишневые горы, Северный Урал), но и потенциальные условия его формирования (поздние жилы, связанные с карбонатитами, пегматиты, альбитизированные риолиты).

Работа выполнена в рамках темы НИР «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента» Института геологии Федерального исследовательского центра «Коми научный центр» УрО РАН.

Литература

1. Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А., Козьмин В. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-VI (г. Тельпос-Из). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 216 с.
2. Попова В. И., Попов В. А., Касаткин А. В., Кузнецов А. М. Минералы группы эшинита из Вишневых гор (Южный Урал) // Минералогия, 2019. 5(3). С. 16–25.
3. Bermanec V., Tomašić N., Kniewald G., Back M.E., Zagler G. Nioboeschynite-(Y), a new member of the aeschynite group from the Bear Lake diggings, Haliburton County, Ontario, Canada. // Can. Mineral., 2008. (46). P. 395–402.

Собственно серебряные минералы в серебряных и серебросодержащих месторождениях Северного и Центрального Таджикистана

Ф. А. Файзиев¹, А. Р. Файзиев²

¹Таджикский национальный университет, Душанбе; foteh81@mail.ru

²Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии НАН Таджикистана; faiziev38@mail.ru

Недра Таджикистана богаты различными полезными ископаемыми. Среди них серебро занимает ведущее место. Серебряные и серебросодержащие месторождения и рудопроявления на территории республики обнаружены как в северной и центральной её частях, так и на Памире. Северный и Центральный Таджикистан являются основными серебряными районами не только нашей республики, но и мира [1].

В кругу наших исследований входили серебряные и серебросодержащие месторождения Табашар-Канджольского (Канджол, Школьное, Караулхана, Четсу), Кансайского (Кансай, Королево, Окурдаван, Шевчуковское, Восточный Канташ), Такелийского

(Такели, Кафтархона, Учочак, Гайнакан, Сассыксай) рудных полей, Зарнисорского рудного узла (Зарнисор, Ташбулак, Чалата, Сардоб, Северный Зарнисор, Перевальное, Ташгезе, Мышиккол, Пайбулак) Северного Таджикистана и месторождения Центрального Таджикистана в Тарорском (Мирхант), Казнок-Мушистонском (Мушистон, Кони Нукра, Хиргасанг, Сангисафед) и Пети-Такфонском (Такфон, Симич) рудных полей.

В серебряных и серебросодержащих месторождениях Северного и Центрального Таджикистана обнаружено и описано 33 собственно серебряных минералов. По составу серебряные минералы можно сгруппировать на *самородные элементы и ин-*

терметаллические соединения — самородное серебро, золотосодержащее серебро (кюстелит), электрум, арсенаргентит, дискразит, *сульфиды: простые* — аргентит, акантит, *сложные* — штроейерит, прустит, фрейбергит, пираргирит, миаргирит, матильдит, рамдорит, фрейеслебенит, андорит, штернбергит, аргентопирит, бетехтинит, полибазит, пирсеит, стефанит, ширмерит, овихиит, густавит, берриит, *селениды* — науманнит, агвиралит, крукесит, *теллуриды* — силванит, гессит, *галюиды* — кераргирит, *сульфаты* — аргентоярозит. Наиболее распространены пираргирит, аргентит, акантит, прустит и самородное серебро. Второстепенное значение имеют электрум, матильдит, шапбахит, полибазит, пирсеит, фрейбергит, науманнит. Редко встречаются дискразит, кюстелит, штроейерит, миаргирит, рамдорит, фрейеслебенит, андорит, штернбергит, аргентопирит, бетехтинит, стефанит, ширмерит, овихиит, густавит, берриит, арсенаргентит, силванит, агвиралит, крукесит. Определенное количество серебра в рудах связано с рудными минералами — галенитом, халькопиритом, блеклыми рудами (тетраэдрит, частично теннантит), а также другими сульфидными минералами.

Ниже даётся характеристика наиболее распространенных серебряных минералов.

Самородное серебро в серебряных и серебро-содержащих месторождениях бывает как гипогенное, так и гипергенное. Этот минерал встречается в месторождениях Большой Канмансур, Канджол, Тарыэкан, Окурдаван, Западный Кансай, Зарнисор, Мирхант, Такфон, Оно образует вкрапленники, проволочные, волосовидные, чешуйчатые, дендритовидные, пластинчатые, округлые, каплевидные, крючковидные, пленочные, неправильные и изометричные образования, а также корочки, пластинки, листочки, гнезда, сростки. Размер зерен самородного серебра составляет от 0.001 до 2 мм. Отдельные его пластинки в Большом Канмансуре достигают 1.5–2.0 см.

Химический состав самородного серебра показывает, что из 20 проанализированных проб, в 16 обнаружено золото. Содержание золота варьирует от 0.38 (Мирхант) до 31.5 (Школьное), в среднем 12.52 г/т. В 11 образцах обнаружена ртуть от 0.03 (Большой Канмансур) до 4.05 (Мирхант), в среднем 2.44 мас. %. В 4 пробах установлен селен от 0.00 до 0.55, в среднем 0.28 мас. %. В трех анализах обнаружены медь и сурьма, соответственно 0.02–0.66 и 0.10–0.50 мас.%. А в 2 анализах установлены мышьяк и теллур, в среднем соответственно 0.43 и 0.02 мас.%.

Аргентит в серебряных и серебро-содержащих месторождениях встречается в виде двух полиморфных модификаций: кубической, устойчивой выше 179° — аргентита, и ромбической, образующейся ниже 179° — акантита. Аргентит и акантит встре-

чаются как в гипогенных, так и гипергенных образованиях на месторождениях Канджол, Мирхант, Кансай, Южная Дарбаза, Окурдаван, Шевчуковское. Встречаются они в приповерхностных частях месторождений. Макроскопически их трудно отличать в рудах друг от друга.

Химический состав аргентита из Зарнисора следующий: Ag — 86.52%, S — 13.26%. Кроме того, есть один анализ акантита из месторождения Мирхант, который имеет следующий состав (мас.%): Ag — 87.06, S — 13.12.

Пираргирит один из основных минералов на серебряных месторождениях (Канджол, Мирхант, Большой Канмансур). Минерал распределен неравномерно. Наиболее высокие содержания минерала наблюдается в массивных рудах месторождения Мирхант. Образует изометричные и слабо удлиненные выделения размером 0.05–0.1 мм. Слагает линзы, прожилки, гнезда, образуется в основном выполнением пустот. Часто находится в сростании с фрейеслебенитом, галенитом [2]. Почти всегда в пираргирите отмечаются изометричные включения галенита размером 0.005 мм или менее. Иногда пираргирит отмечается в бурноните, рамдорите, тетраэдрите. В тонких секущих прожилках кальцита встречаются изометричные его зерна и таблитчатые кристаллики.

Было сделано 10 анализов пираргирита. В их составе наблюдается несоответствие. В шести анализах содержание серебра меньше теоретического (54.77 мас. %, против 59.76 мас. %), а сурьмы больше (27.46 мас.%, против 22.48 мас.%). В других (7–10) напротив, серебра в среднем из 4-х анализов больше теоретического (61.32 мас.%, против 59.76 мас.%), а сурьмы меньше (21.79 мас.%, против 22.48 мас.%). В пираргиритах серебряных месторождений встречается также медь от 0.00 до 1.02 мас.% (в среднем 0.43) и мышьяк от 0.28 до 0.65 мас.%. Наличие Си, по-видимому, связано с изоморфным замещением меди серебра, а As изоморфно замещает S. Из других примесей отмечается селен (0.0 — 0.26 мас.%) и висмут (0.0 — 0.62 мас.%). Анализы ряда проб с пираргиритом из Канджола указывает на наличие повышенного количества золота, который достигает до 30 г/т. Видимого золота не обнаружено.

Литература

1. Файзиев Ф. А., Файзиев А. Р., Каюмарси М. Серебряная минерализация в Центральном Таджикистане. Известия Уральского государственного горного университета. Екатеринбург, 2017. Вып. 4 (48). С. 18–22.

2. Файзиев Ф.А. Минералогия и условия формирования олово-серебро-полиметаллического месторождения Мирхант. Автореф. диссер. на соис. уч. степ. канд. геол.-мин. наук, Санкт-Петербург, 2008, 18 с.

Минералогические особенности руд участка Древний

О. А. Халиков¹, Р. Д. Печерский², С. Е. Булин³

ГУ «Институт минеральных ресурсов», Ташкент;
 okiljon.xalikov@mail.ru, 4ay.russell@gmail.com, bulin.sergey.evgenovich@gmail.com

Одной из первых задач стоящих на сегодня перед геологами всего мира — изучение руд благородных, редких металлов и их особенностей. Для извлечения каждого элемента из руд требует отдельной технологии, применяются с специализированными образом. С целью повышения точности применения технологии проводятся минералогические исследования на участках, богатых практически всеми полезными ископаемыми. В последние годы на участке Древний Северного Нуратинского хребта проведены некоторые минералогические исследования, результаты которых описаны в нижеследующих материалах.

В геологическом строении района принимают участие метаморфизованные терригенно-осадочные породы тасказганской свиты верхнего протерозоя, прорванные интрузиями каттаичского (средний-верхний карбон) и гатчинского (поздний карбон-ранняя пермь) магматических комплексов. В значительной степени породы района перекрыты делювиально-пролювиальными и аллювиальными четвертичными отложениями [3].

Изучение рудного состава горных пород проводилось путем просмотра их концентратов под биноклем; в них определялся минералогический состав и приблизительное количество минералов. Из-за наличия тяжелых минералов (плотностью >4,1 г/см³) обломки пород часто насыщены ими (зерна имеют не полную степень раскрытия), и также попадают в концентрат. Встречаются золото и серебро самородные, пирит, пирротин, единичные зерна халькопирита, медной зелени, арсенопирита (очень редко). Из аксессуарных — циркон, рутил; отмечаются барит [1].

Золото самородное установлено в концентратах в виде свободных зерен, в сростке с кварцем. Отмечается от единичных знаков до 10 знаков. Форма зерен ксеноморфная, амебовидная, изометрична. Размер золотинок в концентратах состав-

ляет до 1,0 мм. Состав золота самородного по результатам рентгеноспектрального локального анализа на микрозонде Jeol 8800R варьирует: от 68,76 до 80,34% золота; содержание серебра от 17,78% до 31,16%. В незначительном количестве отмечаются примеси железа и меди (табл. 1).

Серебро самородное встречается в аншлифах и искусственных брикетах. В аншлифах самородное серебро отмечается в виде тонких вкраплений в нерудной массе, включений в гидроксидах Fe. В концентратах установлено в виде свободных зерен, в сростке с акантитом. Иногда серебро самородное образует каемки вокруг зерен пирита. Часто поверхность самородного серебра затравленная, замещается вторичными минералами серебра [1].

Медь самородная встречается в некоторых аншлифах. Ксеноморфные зерна имеют стандартные оптические свойства: красновато-желтый цвет, отражательную способность около 60% изотропный. Форма зерен ксеноморфная [2].

Пирит. Встречается часто в аншлифах и найден в искусственных аншлифах из концентратов гравииобогащения. Количество пирита от единичных зерен до первых процентов (1–5%). Преобладает вкрапленность, иногда прожилки, часто линзовидные скопления вдоль сланцеватости. В пирите встречаются включения пирротина, халькопирита, сульфантимонитов серебра, галенита, иногда сростки с арсенопиритом. По краям пирита установлен каемок штроейерита. Пирит замещен гидроксидами Fe вплоть до псевдоморфоз [1].

Пирротин. Количество — от единичных зерен до 1–10%. Форма ксеноморфная, угловатая, иногда включения в пирите. Чаще свободные зерна, встречаются сростки с марказитом, халькопиритом. Иногда отмечаются вкрапления халькопирита и сфалерита в пирротине. Отмечаются замещение гидроксидами Fe.

Таблица 1. Химический состав самородного золота по результатам рентгеноспектрального локального анализа на микрозонде Jeol 8800R, %

Проба	Минерал	Спектр	Химический состав			
			Au	Ag	Fe	Cu
Дрв-60	Золотина	1	68.76	30.69	0.28	0.01*
		2	69.07	31.16	0.38	
	Золотины	1	79.61	18.76	1.6	
		2	78.39	17.78	3.83	
		3	79.65	19.11	1.25	
	Золотина в кварце	1	80.34	19.77	0.14*	
		2	80.28	19.5	0.22	

Халькопирит. Встречается спорадически в аншлифах. В основном присутствует в алевросланцах в участках карбонатизации, в карбонатных прожилках. Тесно ассоциируется с пирротинном. Образует отдельные вкрапления, сростки и прожилки с пирротинном, редко борнитом. Замещается ковеллином, халькозином, медной зеленью.

Арсенопирит. Встречается довольно часто в первичных рудах. В зоне окисления замещается гидроксидами железа и мышьяка. Установлен, как в виде свободных ксеноморфных зерен, так и в сростках с пиритом. Установлены единичные сростки арсенопирита с сульфантимонитами серебра.

Новые (форма нахождения, химический состав и т. д.) результаты исследований представля-

ют особый интерес для понимания рудоносности участка. На основании данных можно целенаправленно и комплексно подбирать технологии извлечения. Такие усилия послужат фактором повышения перспективности рудоносного района.

Литература

1. Рамдор. Рудные минералы и их сростания. Издательство иностранной литературы. Москва. 1962.
2. Бетехтин А. Г. Минералогия. Государственное издательство геологической литературы. Москва-1950.
3. Касымова Ш. Р. Закономерности размещения золоторудных объектов в Нуратинских горах // Геология и минеральные ресурсы. Ташкент, 2014. № 6. С. 18–23.

Вещественный состав руд месторождения Хандиза

О. А. Халиков, Р. Д. Печерский, А. В. Расулова

ГУ «Институт минеральных ресурсов», Ташкент;
 okiljon.xalikov@mail.ru, 4ay.russell@gmail.com, alinarasulova1986@gmail.com

Месторождение Хандиза расположен в юго-восточном отроге Гиссарского хребта [1] и является одним из перспективных объектов Южного Узбекистана. Месторождение характеризуется весьма сложным геологическим строением, обусловленным большим распространением различных по возрасту и составу интрузивных, эффузивных и осадочных образований; наличием крупных региональных разломов, множеством мелких тектонических нарушений и обширными площадями гидротермально-измененных пород. В последние годы на месторождении Хандиза проводились минералого-геохимические исследования по изучению вещественного состава руд [2]. В статье использованы отчетные материалы В. Д. Цоя 2018 года.

В результате исследований на участке выделен золото-серебро-полиметаллический тип руд, определен его химический и минеральный состав, дана минералогическая характеристика. Были определены содержания золота, серебра, свинца, цинка и др. сопутствующих элементов в исходных пробах, а также в продуктах гравобогащения.

Ниже приводится описание основных минералов и их взаимоотношения.

Золото самородное. Встречено нескольких знаков в брикетах. Размер золотины 0,03х0,1 мм. Золото свободное, сростков с другими минералами не отмечено. Цвет ярко-желтый, края неровные.

Серебро самородное. Отмечается в виде точечных единичных выделений в нерудной массе. Имеет высокую отражательную способность, светло-желтый цвет; размеры 0,001-0,002 мм.

Пирит. Содержания минерала в исходной руде ~6,0%; в концентратах 26,3-45,5%. Размер зе-

рен, от 0,003 до 0,п-п мм. Преобладают размеры 0,05-0,09мм. Форма зерен — ксеноморфная, иногда кубическая и пентагондодекаэдрическая. Пирит постоянно срастается с галенитом, сфалеритом, халькопиритом; содержит включения блеклой руды. Пирит иногда трещиноватый, катаклазированный, по трещинам развивается халькопирит, а вокруг зерен, в участках катаклаза сфалерит, галенит.

Арсенопирит. Встречается в виде единичных зерен размером 0,0п-0,4 мм. Содержание в концентратах 0,2-0,4 %. Имеет ксеноморфную, таблитчатую форму.

Сфалерит. Один из основных минералов полиметаллических руд месторождения Хандиза. Макроскопически темно-коричневый, микроскопически темно-серый. Содержание минерала в исходной пробе ~6,0%, в концентратах проб-протолок от 23,1 до 35,1%. Форма выделения — неправильные, угловатые зерна, размером от 0,00п до 0,5-13 мм.

Сфалерит постоянно отмечается в сростаниях с галенитом, халькопиритом, пиритом. Содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита; отмечаются каймы сфалерита вокруг пиритовых зерен; в катаклазированных зернах пирита сфалерит является цементирующим материалом.

Галенит. Один из основных минералов руд. Содержание минерала в исходной пробе около 2,5%; в концентратах 10,4-13,8%. Размеры зерен от 0,003 до 0,5 мм. Форма включений ксеноморфная, угловатая. Оптические характеристики стандартные (Справочник...). Галенит редко отмечается в виде чистых свободных, без примесей других минера-

лов зерен. Постоянно сростается со сфалеритом, халькопиритом, пиритом.

Халькопирит. Содержание в исходной руде 1,5%, в концентратах 3,2-6,5%. Встречается в виде ксеноморфных зерен размером от 0,003 до 0,3 мм. Постоянно сростается с теннантитом, сфалеритом, галенитом; отмечаются в виде включений в теннантите. Содержит включения полибазита; развивается по трещинам в пирите, как-бы цементируя трещиноватость зерна.

Магнетит. Встречается в виде единичных зерен минерала в концентратах. Размеры зерен 0,05-0,07 мм, форма изометричная, ксеноморфная; цвет серый с коричневатым оттенком в аншлифах и черный в концентратах проб-протолокчек; магнитный. В аншлифах магнетит часто замещается гематитом, образуя каймы.

Гематит. Встречается в ассоциации с магнетитом, пиритом и реже с галенитом. Цвет минерала серый с голубоватым оттенком, отчетливо виден на фоне кремоватого магнетита. Отражательная

способность около 30%, анизотропный, иногда наблюдаются красные рефлекссы.

Выводы

1. Наличие всех описанных минералов служит основанием для общей положительной оценки перспективности месторождения Хандиза для вещественного состава.

2. Характеристика основных рудных и нерудных минералов их свойств, ассоциаций поможет в разработке схемы обогащения руд.

Литература

1. Рудные месторождения Узбекистана. «НИИМР», 2001. 661 с.

2. Хабибуллаева Г. Р. «Технологическая минералогия золото-сульфидных руд месторождений Чинарсай и Кокпатас и ее значение при разработке способов извлечения благородных металлов» / Автореферат дисс. PhD по геол.-мин. наукам. Ташкент. 2019. 44 с.

Редкие минералы висмута, индия, серебра и сурьмы на Правоурмийском оловорудном месторождении (Хабаровский край)

Т. А. Чикишева^{1,2,3}, А. Г. Комарова^{1,3}, С. А. Прокопьев^{1,2}, Е. С. Прокопьев^{1,2}

¹ООО НПК «Спирит», Иркутск; cta@spirit-irk.ru

²ИЗК СО РАН, Иркутск

³Иркутский государственный университет, Иркутск

Правоурмийское оловорудное месторождение является комплексным и, помимо олова и вольфрама, содержит запасы меди и стратегических и редких металлов, таких как индий, висмут, серебро, сурьма. Месторождение расположено в Верхнебуреинском районе Хабаровского края. Рудное поле сложено породами позднемелового баджальского вулканоплутонического комплекса. Вулканиды представлены игнимбритами, туфами риолитов и, в меньшей степени, туфами риодацитов и дацитов. Рудная зона месторождения приурочена к дайке гидротермально изменённых на контакте гранит-порфиров протяженностью более 9 км. Основными продуктивными образованиями рудной зоны являются кварц-топазовые грейзены. На месторождении выделяется 6 стадий минерализации, объединённых в три этапа: безоловянный дорудный молибденовый, продуктивный оловорудный грейзеновый и пострудный антимонитовый [1]. Продуктивная оловорудная минерализация приурочена к грейзеновому этапу формирования месторождения, в котором выделяются две стадии: касситерит-кварц-топазовая и кварц-турмалин-сульфидная. Последняя интересна образованием медносульфидной минерализации, с которой ассоциируют редкие минералы — сульфостаннаты железа и меди, минералы индия, висмута, серебра, сурьмы.

Сульфиды меди представлены халькопиритом, борнитом, халькозином и ковеллином. Сульфостаннаты железа и меди – станнин, моусонит и станноидит находятся в структурах распада твёрдых растворов с минералами меди и вместе с ними занимают межзерновое пространство в грейзенах и заполняют трещины, формируя многочисленные прожилки.

Висмут в рудах месторождения встречается в самородной форме и в составе минерала виттихенита в парагенезисе с сульфидами меди. Самородный висмут может иметь примесь серебра. Виттихенит образуется в виде реакционных кайм вокруг зёрен самородного висмута на контакте с борнитом (рис. 1, А, Б, В, Г).

Индий в образцах руды Правоурмийского месторождения установлен как в виде примеси в станнине и в халькопирите, так и в виде собственной минеральной формы – рокезита (CuInS_2). Рокезит относится к минералам группы халькопирита, тесно ассоциирует с самородным висмутом и виттихенитом и практически всегда встречается в одной ассоциации с ними (рис. 1, В, Г). Серебро выявлено в качестве примеси в тетраэдрите и, в установленном впервые в рудах данного месторождения, скиннерите. Серебросодержащий скиннерит (Cu_3SbS_3) сходен с виттихенитом (Cu_3BiS_3), который

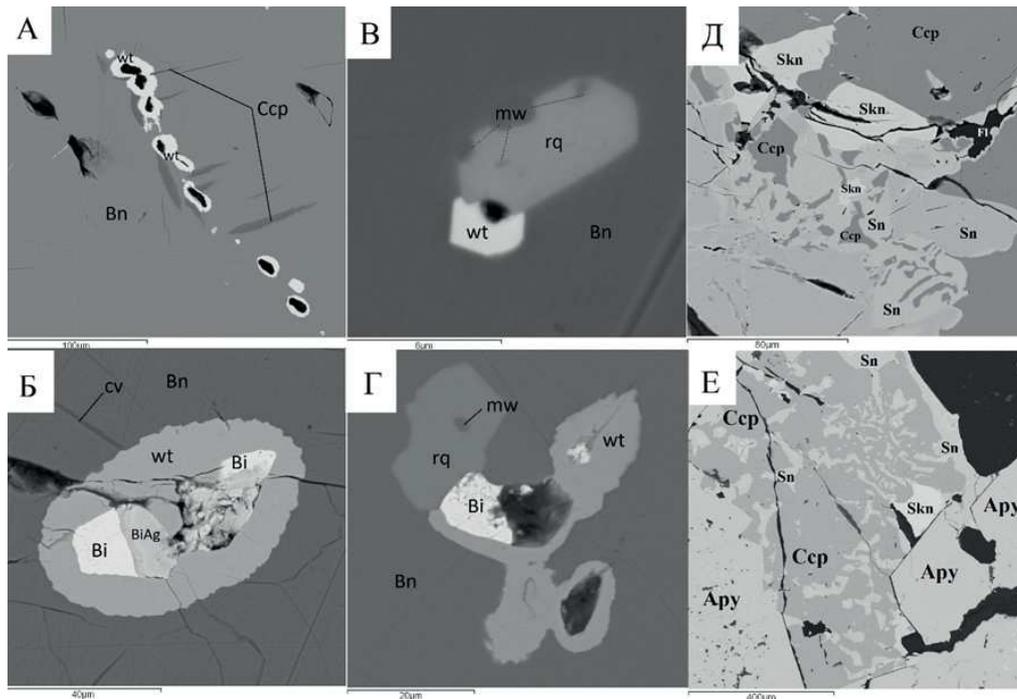


Рис. 1. А – виттихенит – каймы обрастания, Б – самородный висмут и висмут с примесью серебра с каймой обрастания виттихенитом в борните с ковеллином, В – зерно рокезита с включениями моусонита в ассоциации с виттихенитом в борните, Г – рокезит с включением моусонита на контакте с виттихенитом и самородным висмутом в борните, Д – Скиннерит в сростании с халькопиритом и станнином, Е – скиннерит в сростании с халькопиритом и станнином на контакте с арсенопиритом. Изображения в обратно рассеянных электронах

является его висмутовым аналогом [2]. Скиннерит образует ксеноморфные выделения в халькопирите и станнине (рис. 1, Д, Е). Кроме этого, в рудах отмечены фазы переменного состава, содержащие Cu, Fe, Ag, Sn, Sb и S.

В результате изучения образцов руды Праворурмийского месторождения выявлено большое разнообразие сульфидных минералов, образовавшихся в течении кварц-турмалин-сульфидной стадии, в том числе минеральные фазы, которые ранее не отмечались в рудах изучаемого месторождения. Вариации составов сульфидных минералов и большое распространение изоморфных замещений в

них дают основание полагать, что при дальнейшем исследовании руды с разных горизонтов месторождения могут быть обнаружены новые минералы.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. кн. 2. С. 573–981.
2. Makovicky E., Tonci Balic-Zunic The crystal structure of skinnerite, $P2_1/c$ - Cu_3SbS_3 , from powder data // Canadian Mineralogy. 1995. Vol. 33. N 3. С. 655–663.

Минералогия и петрография графитовых руд месторождения Ихала-3 (Республика Карелия)

В. В. Щипцов, Т. П. Бубнова, А. Г. Никифоров, П. В. Фролов

ИГ ФИЦ КарНЦ РАН, Петрозаводск; vv.shchiptsov@gmail.com

Основные графитоносные породы распространены в Ладожской подвижной зоне (рис. 1), среди которых первостепенное значение имеет месторождение Ихала-3 [1].

Морфология и характер распределения графита в графитоносных породах месторождения Ихала-3 разнообразны [2]. В биотитовых гнейсах графит образует чешуйки, реже параллельные срост-

ки чешуек. Размер чешуек колеблется от 0,01 до 4,5 мм, преобладают чешуйки размером 0,3–0,7 мм, основная их масса (до 90%); находится в сростании с другими минералами. Графит обычно концентрируется в полосы, обогащенные биотитом и плагиоклазом. На участках, бедных биотитом, преобладают сростки графита с полевыми шпатами и кварцем. В мигматизированных гнейсах увеличи-

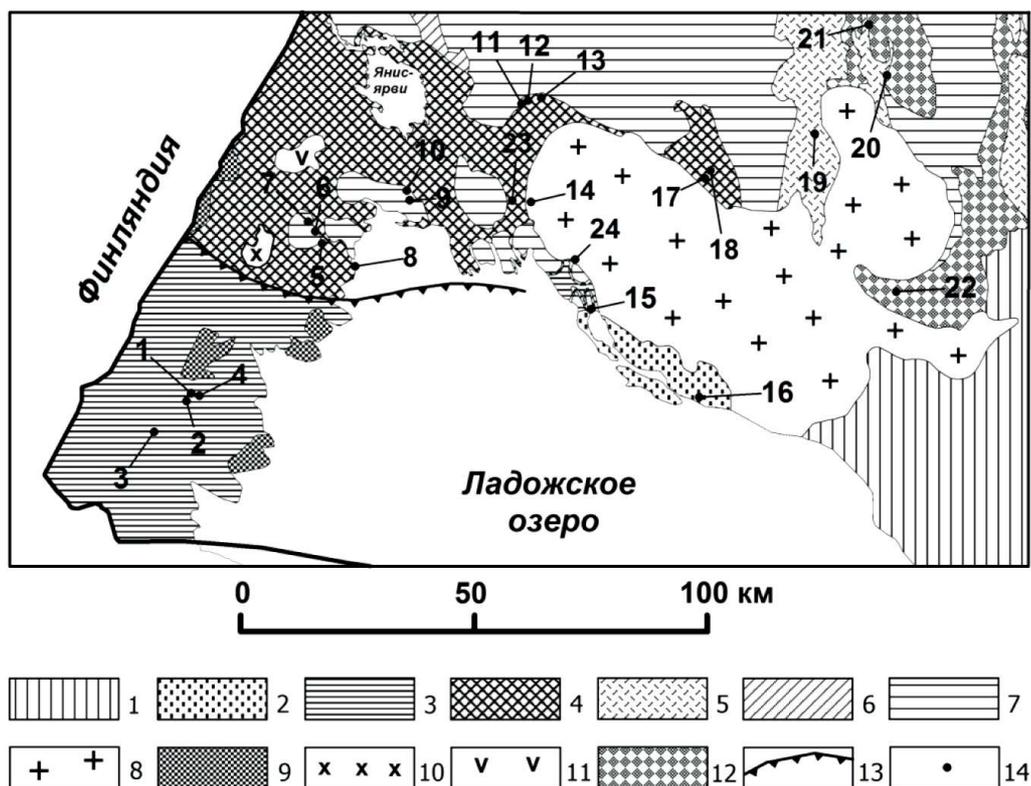


Рис. 1. Схема размещения основных месторождений и крупных проявлений графита Свеккофеннской минерогенической провинции (Приладожье).

Условные обозначения: 1 — объединенный венд и палеозой; 2 — рифей (приозерская и салминская свиты); 3 — калевий (ладожская серия) и вепсий; 4 — ятулий-людиковый нерасчлененные (соанлахтинская и питкяррантская свиты сортавальской серии); 5 — зеленокаменные пояса; 6 — нерасчлененный архей; 7 — архейский комплекс ТТГ; 8 — анортозит-рапакивигранитный комплекс (1.547-1.530 млрд лет); 9 — посторогенные калиевые ультрамафиты до субщелочных габброидов, кварцевых монцонитов, гранодиоритов, лейкосиенитов (1.8 млрд лет); 10 — граниты, гранодиориты, кварцевые монцодиориты и др. (1.86-1.84 млрд лет); 11 — перидотиты, пироксениты, габбро (1.97 млрд лет); 11 — граниты, гранодиориты, щелочные граниты (2.65-2.5 млрд лет); 12 — архейские граниты (2.7-2.65 млрд лет); 13 — надвиг, разделяющий породы гранулитогнейсовой области от более низкотемпературных пород (Мейерский надвиг); 14 — месторождения проявления графитовых руд (1 — Ихала-3; 2 — Ликолампинское; 3 — Кайвомякское; 4 — Ихальское (I-II, IV-VII); 5 — Южно-Туоксиярвинское; 6 — Туоксиярвинское; 7 — Северо-Туоксиярвинское; 8 — Красный победитель; 9 — Кукколампинское; 10 — Теньярвинское; 11 — Романовская аномалия; 12 — Полвилампи; 13 — Майсульское; 14 — Руоярви-1; 15 — Иру-вуори; 16 — Салминское; 17 — Калаярвинское; 18 — Вези-Суон-сельга; 19 — Суваоя; 20 — Гижозерское; 21 — Нинисельга; 22 — Панни(с)ельга

вается размер зерен, средний размер чешуек достигает до 0,8 мм. Крупные графитовые чешуйки нередко развиты по трещинам и занимают секущее положение относительно других порообразующих минералов.

Петрографическое изучение проведено с использованием оптического микроскопа ПОЛАМ Р-211, оснащенного цифровой камерой Levenhuk C310 NG. Определение петрогенного состава (70 проб) выполнялось методом РФА на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL Advant'X Thermo Scientific. Анализ химического состава и микроструктурных особенностей отдельных минералов, мультиэлементное картирование проводились на сканирующем электронном микроскопе СЭМ VEGA II LSH (Tescan) с энерго-дисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (Oxford instruments) на 30 аншлифах. Рентгенофазовый анализ (РФСА)

20 проб выполнен на автоматическом рентгеновском дифрактометре ARL X'TRA Thermo Scientific. Термические эффекты 10 образцов изучали методом термографического анализа (ДТА) на синхронном термическом анализаторе STA 449 F1 Jupiter. Геохимический состав 70 проб определялся методом ICP MS.

Изучение особенностей состава графитосодержащих пород и минералов выполнены на современных приборах аналитического центра ИГ КарНЦ РАН.

Минералогические и петрографические исследования графитовых руд месторождения Ихала-3 существенно дополняют результаты поисково-оценочных и технологических работ по обогатимости руд. На основе принципов народно-хозяйственной значимости и аналогии нельзя сбрасывать со счетов минерально-сырьевой потенциал место-

рождения Ихала-3. Вообще графит является универсальным материалом для использования в высоких технологиях XXI века (ключевой компонент высокоэффективной огнеупорной футеровки для производства стали, анодов с высокой емкостью заряда для литий-ионных батарей, источник графена и т. д.).

Литература

1. Скамницкая Л. С., Бискэ Н. С. Графитовые руды Ихальского месторождения: основные природные типы и их технологическая оценка // Горный журнал. 2019. № 3. С. 55–60
2. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.

К истории исследований и освоения графитовых руд Фенноскандинавского щита

В. В. Щипцов, А. Г. Никифоров, П. В. Фролов

ИГ ФИЦ КарНЦ РАН, Петрозаводск; vv.shchiptsov@gmail.com

Графит относится к промышленному минералу с большой экономической доминирующей значимостью за счет высокого спроса на мировом рынке. Поскольку спрос на природный графит в мировой экономике минерального сырья растет, то весьма актуальным становится вопрос, связанный с выявлением перспективных месторождений высококачественного графита (сод. С в чешуйчатом графите не менее 99.5%). До настоящего времени Китай удерживает пальму первенства как крупнейший производитель природного графита в мире. По данным Benchmark Mineral Intelligence Limited спрос на чешуйчатый графит составил по направлениям использования (%): огнеупоры и литейное производство — 52, литий-ионные батареи — 27, вспененный графит — 8, карбюризация сталей — 4, фрикционные изделия — 3, смазочные материалы — 2, графитовые формы — 2, углеродные щетки — 1, другое использование — 1. С 2011 г. Европейский Союз включил природный графит в список критически важных сырьевых материалов.

В Норвегии с давних пор известны графитовые сланцы и графитоносные породы. Первый графитовый рудник существовал на юге страны в период с 1768 по 1775 гг. Примерно в 300 м к северо-востоку от восточного конца о. Бьёрносванн находятся остатки первой шахты по добыче графита (Энглидальский карандашный завод) в рудном графитовом районе Vample. Сейчас в Норвегии зарегистрированы 75 месторождений и проявлений графитовых руд, два из них отработаны (Rendalsvik и Jennestad), рудник Skaland действует.

В Королевстве Швеция графитовые проявления были известны много столетий назад практически с начала добычи железных руд на севере страны. К перспективным объектам относится рудное графитовое месторождение Nunasvaara. и сообщается, что это одно из самых высокосортных месторождений метаморфического графита в мире.

В Финляндии в период с 1760 по 1947 гг. эксплуатировалось около 30 месторождений графита. Двадцать из них расположены у современных гра-

ниц Финляндии и России. Общая суммарная добыча на них составляла около 14000 т. Сведения об этом периоде изложены в исторических сводках финских геологов. Потенциал новых месторождений оценивается как благоприятный.

К одному из важных районов на графитовое сырье относится рудное поле Piirpäämäki. Крупное месторождение Kärpäälä разрабатывалось до 1947 г. в промышленных целях.

Мелкие проявления кристаллического графита в Приладожье известны с давних пор. В 1787 г. Самуил Алопеус на берегах Ладожского оз. встретил обломки "карандаша" — графита. Графитовые каменоломни были сосредоточены в окрестностях г. Сортавала и г. Питкяранта. В 1830-х началась добыча графитосодержащих сланцев на о. Пусунсаари. 188 т графитовой породы пошло на изготовление огнестойких тиглей на Питкярантских заводах. Наиболее крупным предприятием была шахта Шварц-1, где в 1890–1892 и 1914 гг., помимо железной и медной руды, добыто 120 т графита.

В Ладожской подвижной зоне открыто более 30 проявлений различных типов графита. Но все они имеют небольшие размеры. Отмечены различные типы графита — крипто- и плотнокристаллический, мелко- и крупночешуйчатый.

В западной части Кольского п-ова в Сально-тундровской зоне в пределах контуров крупных электропроводящих аномалий выявлены три рудопроявления богатых средне- и крупночешуйчатых графитовых руд.

В настоящее время в Норвегии, Финляндии и Швеции осуществляется комплекс поисково-оценочных и разведочных работ с применением геофизических, преимущественно электроразведочных методов естественных и вызванных поляризациями электрических полей различных модификаций, электрического каротажа с ограниченным привлечением других видов геофизических исследований. С использованием рамановской спектроскопии были получены данные по степени кристалличности и пиковой метаморфической температуры графита.

В этом отношении месторождения и проявления чешуйчатого графита Фенноскандинавского щита переживают второе рождение. Учитывая потребность в суперчистом чешуйчатом графите, оценка графита связана прямым образом с приложением к исследованиям современных аналитических методов.

Таким образом, благодаря высокой электропроводности, поляризуемости и пониженной теплопроводности графит является универсальным материалом для использования в высоких техно-

логиях XXI века (ключевой компонент высокоэффективной огнеупорной футеровки для производства стали, анодов с высокой емкостью заряда для литий-ионных батарей, источник графена и т.д.). На основе принципов народно-хозяйственной значимости и аналогии нельзя сбрасывать со счетов минерально-сырьевой потенциал на графитовое сырье восточной части Фенноскандинавского щита (Карело-Кольский регион).

Работа выполнена при финансовой поддержке темы НИР 210 ИГ КарНЦ РАН 121040600173-1.

Медистое золото из хромититов Агардагского ультрамафитового массива (Южная Тыва)

А. Н. Юричев

Томский государственный университет, Томск; juratur@sibmail.com

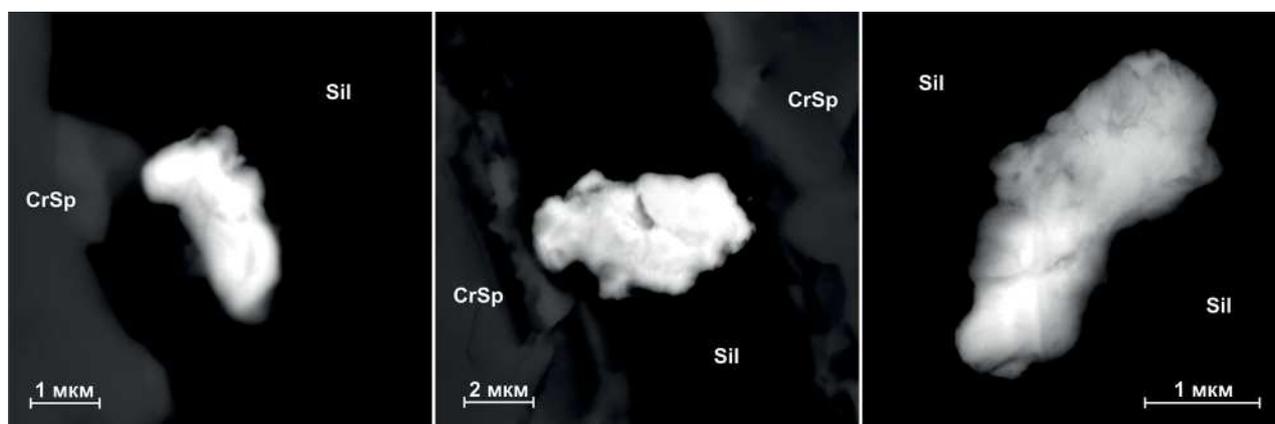
Агардагский ультрамафитовый массив является одним из наиболее крупных массивов Тывы протяженностью ~23 км при ширине до 3,5 км. Он входит в состав Южно-Тувинского офиолитового пояса и структурно приурочен к Агардагской шовной зоне, которая отделяет Сангиленский срединный массив от раннекаледонской Восточно-Таннуольской складчатой зоны. В строении массива участвуют в разной степени серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, а также аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, которые претерпели интенсивные пластические деформации и постоянно обнаруживают признаки метаморфических пород. В полях развития дунитов выявлено большое количество хромитовых рудопоявлений, которые образуют линзовидные, полосчатые и шлировидные тела [4]. Наряду с ультрамафитами в массиве присутствуют небольшие дайко- и штокообразные тела габбро-диабазов и диабазов, которые нередко превращены в родингиты [1].

В процессе изучения аншлифов средне-густокрапленых хромититов, автором были диагно-

стированы микроскопические (до 5 мкм) включения медистого золота. Оно наблюдается преимущественно в виде самостоятельных изолированных выделений, главным образом, в серпентинит-хлоритовом агрегате между зерен хромшпинелидов либо в зонах трещиноватости по ним. Минерал имеет неправильную комковатую форму, с вмято-пластичной и чешуйчатой скульптурой отдельных индивидов (рис.).

В его химическом составе существенно преобладают два компонента: золото (58–61%) и медь (30–34%), а серебро диагностируется в виде постоянной примеси (7–9%) (табл.). Отмечено, что при достаточно широких границах смесимости золота и меди часто сохраняется их пропорциональное соотношение, стремящееся к $Au/Cu=2/1$. Выявленное медистое золото обнаруживает значительное сходство с подобными природными сплавами из родингитов золоторудного месторождения Золотая Гора Карабашского массива Южного Урала [5].

При этом, как показывают предыдущие исследования, медистое золото в виде природного спла-



Акцессорное медистое золото из хромититов Агардагского ультрамафитового массива (микрофотографии в режиме BSE). CrSp – хромшпинель; Sil – силикатная матрица, представленная лизардит-хлоритовым агрегатом

Химический состав медистого золота из агардагских хромититов, вес. %

№ п/п	Au	Cu	Ag	Всего	Формула
1	59.41	31.04	8.52	98.97	$Au_{0.51}Cu_{0.45}Ag_{0.04}$
2	59.99	30.84	8.28	99.12	$Au_{0.51}Cu_{0.45}Ag_{0.04}$
3	59.32	31.57	8.42	99.31	$Au_{0.50}Cu_{0.46}Ag_{0.04}$
4	60.51	30.16	9.20	99.87	$Au_{0.52}Cu_{0.44}Ag_{0.04}$
5	58.96	30.17	9.47	98.59	$Au_{0.51}Cu_{0.44}Ag_{0.05}$
6	60.39	30.45	9.28	100.12	$Au_{0.52}Cu_{0.44}Ag_{0.04}$
7	58.57	34.31	7.19	100.07	$Au_{0.49}Cu_{0.48}Ag_{0.03}$
8	58.12	34.02	7.36	99.5	$Au_{0.49}Cu_{0.48}Ag_{0.03}$

Примечание. Исследование выполнено на Tescan Mira 3 LMU с энергодисперсионным детектор UltiMax100 (Oxford Instruments) в ЦКП «АЦ ГПС», ТГУ (г. Томск). Измерения проводились на вольфрамовом катоде при ускоряющем напряжении 20 кВ и текущем токе 15 нА. Диаметр пучка зонда 1–2 мкм. В качестве стандартов для Au, Ag, и Cu применены чистые металлы. Аналитические линии: $L\alpha$ — для Au и Ag, $K\alpha$ — для Cu.

ва Au-Cu-Ag нередко является акцессорным типоморфным минералом реститовых ультрамафитовых массивов Урала, Западного и Восточного Саянов и Тывы [2–3]. Его формирование и концентрирование автор склонен связывать с наложенными низкотемпературными процессами преобразования (гидратации) исходных ультрамафитов.

Литература

1. Агафонов Л. В., Лхамсурэн Ж., Кужугет К. С., Ойдуп Ч. К. Платиноносность ультрамафит-мафитов Монголии и Тувы. Улаанбаатар: Монгольский государственный университет науки и технологии, 2005. 224 с.
2. Юричев А. Н. Акцессорная золото-серебряная минерализация из хромититов Харчерузского ультрамафитового массива (Полярный Урал) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 3. С. 229–236.
3. Юричев А. Н. Акцессорные минералы золота и серебра в ультрамафитах Кызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян) // Руды и металлы. 2021. № 4. С. 109–120.
4. Юричев А. Н., Чернышов А. И., Кульков А. С. Рудная минерализация Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва) // Известия ТПУ. 2013. Т. 323. № 1. С. 130–136.
5. Murzin V. V., Chudnenko K. V., Palyanova G. A., Varlamov D. A., Naumov E. A., Pirajno F. Physicochemical model of formation of Cu–Ag–Au–Hg solid solutions and intermetallic alloys in the rodingites of the Zolotaya Gora gold deposit (Urals, Russia) // Ore Geology Reviews. 2018. V. 93. P. 81–97.

7

Геоматериаловедение. Рациональное
использование минерального сырья

Структура кварцевого концентрата, получаемого электроимпульсным дроблением

Л. Г. Ананьева¹, А. А. Жерлицын², С. С. Кондратьев², М. В. Коровкин^{1,3}, О. В. Савинова¹

¹Томский политехнический университет, Томск; lga@tpu.ru, mvk@tpu.ru, logvinenkoov@tpu.ru

²Институт сильноточной электроники СО РАН, Томск; andzh@oit.hcei.tsc.ru

³Томский государственный университет, Томск; mvk@tpu.ru

Возрастающая необходимость применения высококочистого кварцевого сырья в различных технологиях и производствах определяет и обосновывает актуальность получения новых материалов на его основе. Микроразмерный высокочистый кварцевый концентрат является новым материалом, получаемым из природного сырья, который крайне востребован для производства оптического волокна, специальных стёкол, керамик и радиационно-стойких покрытий, получения кремния для фотоэлектрических преобразователей, в металлургической промышленности для производства специальных ферросплавов и термостойкой керамики [1].

Учитывая истощение запасов традиционных месторождений чистого кварцевого сырья, актуальна задача получения микроразмерного кварцевого материала из высокочистых кварцитов месторождений Западной и Восточной Сибири (Бурал-Сарьдак, Сопка-248, Белокаменское и др.) с содержанием SiO_2 97...99 % и выше [1-3]. Особая чистота этих кварцитов обусловлена уникальными условиями их образования. Из различных методов измельчения плотных кварцевых пород наиболее перспективным представляется метод электроимпульсного дробления [4]. Однако получение высококочистого SiO_2 без привноса посторонних загрязняющих материалов является в настоящее время общемировой технологической проблемой.

Дробление кварцитов осуществлялось нами на импульсно-периодическом генераторе с частотой следования импульсов 5...10 Гц при уровне запасаемой энергией в высоковольтном емкостном накопителе до 500 Дж и напряжении до 300 кВ.

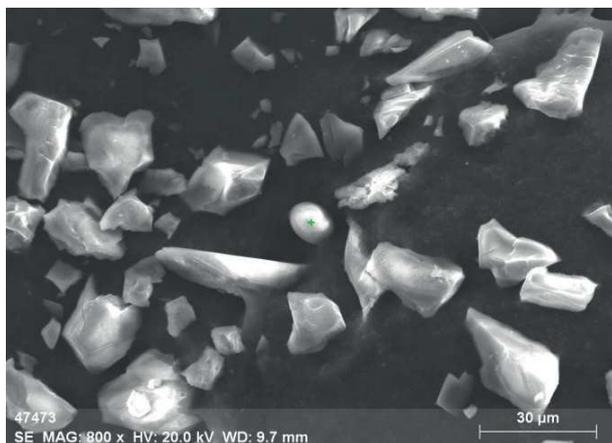


Рис. 1. Структура кварцевого концентрата после электроимпульсного дробления

Электроды камеры дробления выполнены из нержавеющей стали. В качестве рабочей среды взята дистиллированная вода [5].

После электроимпульсного дробления в полученных образцах наблюдались зерна кварца размером зёрен 0.01...0.5 мм с характерным раковистым изломом, в том числе и оплавленные (рис. 1), как чистые, так и с налипшими на них частицами чистого железа. Также отмечается присутствие посторонних немагнитных примесей сложного состава: Fe-Cr-Ni-Cu-Al, но чаще Fe-Ni-Cr, иногда с примесью Mn, в виде отдельных зёрен различной формы: каплевидные, сферические, пластинчатые бесформенные и в виде сталактитов, размером 1...30 мкм. Дополнительное высокотемпературное

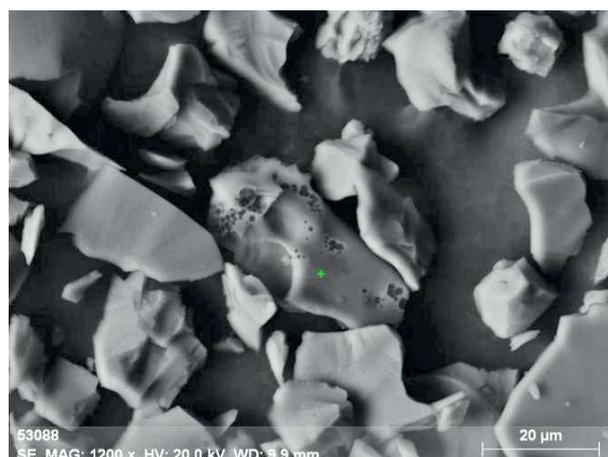


Рис. 2. Каналы вскрытия газожидких включений в оплавленном зерне кварца

воздействие электрического разряда вызывает не только оплавление кварцевых частиц, но и вскрытие газожидких включений (рис. 2), способствуя дополнительному очищению кварцевого концентрата.

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда (проект № 22-27-00371).

Литература

1. Nepomnyashchikh A. I. et al. Optical glass based on the East Sayan Mountain quartzites // *Glass Physics and Chemistry*. 2018. Vol. 44. No. 2. P. 130–136.
2. Nepomnyashchikh A. I., Volkova M. G., Zhaboedov A. P., Fedorov A. M. Quartz concentrates based on compact quartzite // *Inorganic Materials*. 2018. Vol. 54. P. 805–808.
3. Коровкин М. В., Ананьева Л. Г., Разва О. С. Особенности условий образования кварцитов

Антоновской группы месторождений // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии: Юшкинские чтения – 2013. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2013. С. 213–214.

4. Kovalchuk B. M., Kharlov A. V., Kumpyak E. V., Zherlitsyn A. A. Pulse generators based on air-insulated linear-transformer-driver stages // Phys. Rev. ST Accel.

Beams. 2013. 16(5). 050401. DOI: 10.1103/PhysRevSTAB.16.050401

5. Ananyeva L., Ilenok S., Korovkin M., Kumpyak E., Zherlitsyn A. Production of high-purity quartz concentrate by electrical pulse fragmentation // Proceedings 20th International Symposium on High-Current Electronics, ISHCE 2018, № 8521215. P. 209–213.

Минералогические методы изучения песка, используемого в различных сферах стройиндустрии

Ю. М. Астахова, В. Е. Жукова, Н. А. Сычева, Т. А. Барнышева

ВИМС, Москва; *astachova_j@mail.ru*

В настоящее время песок является востребованным строительным материалом, спрос на который обусловлен его многоцелевым назначением и оценивается сотнями миллионов тонн ежегодно. Область его применения напрямую зависит от его состава и физических свойств.

Песок представляет собой сыпучий материал, состоящий из окатанных и угловатых минеральных зерен размером от 0.05 до 2.0 мм, образующийся в результате разрушения горных пород. По способу образования песок может быть природным и искусственным. Природный песок образуется в результате естественных процессов, искусственный получают путем дробления горных пород.

Требования, предъявляемые к качеству песка в зависимости от его назначения, приведены в государственных стандартах и технических условиях. Оценка качества производится на основании изучения химического, гранулярного и минерального составов, физико-механических свойств и по результатам технологических исследований.

В строительстве песок используется в качестве заполнителя в бетоне, строительных растворов, строительных смесей, в покрытиях автомобильных дорог и других видах строительных работ. К песку для строительных работ предъявляются определенные требования (ГОСТ 8736-2014), его качество зависит от минерального и гранулярного состава, формы зерен, содержания вредных примесей. Поэтому необходимо проводить лабораторный анализ контроля качества песка, как известных, так и новых месторождений, чтобы определить возможность его использования. В ФГБУ «ВИМС» в последние годы проводится значительное количество исследований песка отечественных объектов. При этом определяются не только показатели, регламентируемые ГОСТами, но и нередко выявляются особенности минералов и минеральных агрегатов, влияющие на качество песка при использовании его в конкретных случаях.

На начальной стадии целесообразно проводить изучение гранулярного и минерального составов песка с использованием ситового и оптико-минералогического анализов как наиболее простых, недорогих и информативных. Дополнительные определения производятся по полученным показателям с целью уточнения пригодности песка для того или иного назначения.

Определение гранулярного состава строительного песка является основополагающим фактором, оказывающим непосредственное влияние на его дальнейшее использование. Ситовой анализ позволяет определить процентное содержание (по массе) фракций, состоящих из обломков определенного размера. Анализ проводится путем классификации пробы с использованием набора стандартных сит, различающихся размером ячеек.

Минеральный состав песков имеет большое значение для качественной характеристики и оценки пригодности сырья. Изучение минерального состава осуществляется с применением оптико-минералогического анализа в соответствии с методическими документами: МР НСОММИ № 162 «Оптико-минералогический анализ шлиховых и дробленных проб»; НСОММИ № 19 «Количественный минералогический анализ дробленных руд». Минералогические исследования позволяют установить минеральный состав песков в целом и по фракциям, дать количественную оценку распространенности отдельных минералов. Помимо полезных минералов, определяются минеральные формы вредных примесей и характер их распределения. К вредным минералам относятся: халцедон, опал, сера, сульфиды (пирит, пирротин и др.), сульфаты (гипс, ангидрит и др.), слоистые силикаты (слюды, хлориты и др.), оксиды и гидроксиды железа (магнетит, гетит и др.), апатит, нефелин, фосфорит, галоидные соединения (галит, сильвин и др.), асбест, графит, уголь, горючие сланцы. Для

получения дополнительной информации о минеральном составе может привлекаться рентгенографический метод анализа.

Таким образом, применение ситового и оптико-минералогического методов исследований на ранних стадиях изучения позволяет получить не-

обходимую и достаточную информацию о гранулярном и минеральном составе песка, дать предварительную оценку качества и пригодности материала для нужд заказчика и избежать неоправданных затрат, связанных с более трудоемкими и дорогостоящими методами исследований.

Лейкоксеновый концентрат как эффективный источник получения высокотемпературных керамических композитов состава $Ti_3SiC_2 - TiB_2 - SiC$

И. М. Беляев, П. В. Истомина, Е. И. Истомина, А. В. Надуткин, В. Э. Грасс

ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; 987ilya@gmail.com

На территории Республики Коми находится Ярегское нефтетитановое (лейкоксеновое) месторождение, которое по авторитетным оценкам содержит около половины всех разведанных запасов титана в России. Эти запасы на долгие годы могли бы обеспечить потребности страны в титане. Однако ввиду того, что лейкоксен — это полиминеральный агрегат, образованный тонкими взаимными прорастаниями титановых минералов с кварцем, извлечение титана из лейкоксеновой руды представляет собой довольно трудную задачу. За более чем полувековую историю промышленного освоения Ярегского месторождения в этой области были достигнуты значительные успехи, однако проблема пока не нашла своего окончательного решения. В связи с этим актуальной задачей является создание технологий переработки лейкоксенового сырья до материалов, ориентированных на получение высокотехнологичной и наукоёмкой продукции, востребованной в российской и мировой промышленности. В докладе будет представлен комплексный подход к созданию керамических материалов из лейкоксенового сырья, основанный на карбосиликотермическом восстановлении лейкоксенового концентрата Ярегского месторождения. Конечным продуктом данного подхода является получение соединений из семейства МАХ фаз, таких как Ti_3SiC_2 и Ti_4SiC_3 .

По комплексу свойств кремнийсодержащие МАХ фазы Ti_3SiC_2 и Ti_4SiC_3 лучше других материалов подходят для работы в жёстких условиях, предполагающих совместное действие высоких температур, агрессивных сред и ударных механических и термических воздействий. Одним из перспективных подходов к синтезу этих соединений является разработанный нами метод карбосиликотермического восстановления оксида титана с использованием карбида кремния в качестве восстановителя [1–3]. Важным аргументом в пользу данного подхода является широкая доступность и низкая стоимость оксидного сырья по сравнению с бескислородными прекурсорами, традиционно

используемыми для синтеза МАХ фаз, что даёт значительные конкурентные преимущества получаемым материалам. В настоящей работе в качестве исходного оксидного сырья для получения МАХ фаз использован лейкоксеновый концентрат, содержащий TiO_2 и SiO_2 в количестве 53 и 38 масс. %, соответственно. Следует отметить, что уникальное субмикроструктурное строение лейкоксена, проявляющееся в ультратонком взаимном прорастании титан- и кремнийсодержащих минералов, способствует синхронизации химических процессов, происходящих при высокотемпературной восстановительной переработке лейкоксенового сырья, что позволяет обеспечить условия для роста наноламинатных кристаллических структур, образованных по типу МАХ фаз, нереализуемые в простых механических смесях.

Разрабатывая новые подходы к синтезу МАХ фаз, следует также иметь в виду, что эти соединения, несмотря на перечисленные достоинства, недостаточно устойчивы к окислению на воздухе, особенно при температурах выше 1000 °С. Перспективным подходом к повышению устойчивости к окислению является введение в состав керамических композиций на основе МАХ фаз добавок, содержащих одновременно кремний и бор, например композит $SiC-TiB_2$.

Синтез керамических композиций $Ti_3SiC_2 - TiB_2 - SiC$ проводился при 1600 °С в условиях непрерывной вакуумной откачки газообразных продуктов в лабораторном реакторе секционного типа. Конструкция реактора позволяла регулировать истечение газообразных продуктов (CO и SiO) из реакционного объема, а также улавливать газ SiO , покидающий пределы реакционной зоны, путём его химического связывания с твердотельным поглотителем — активированным углем. Синтезированные композиции $Ti_3SiC_2 - TiB_2 - SiC$ спекались методом одноосевого горячего прессования при температурах 1500–1700 °С и давлении 30–40 МПа. Проведены исследования микроструктуры и прочностных характеристик полученной керамики.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Республики Коми в рамках научного проекта № 20-48-110001 p_a.

Литература

1. Istomin P., Istomina E., Nadutkin A., Grass V., Presniakov M. Synthesis of a bulk Ti_4SiC_3 MAX phase by reduction of TiO_2 with SiC // *Inorganic Chemistry*. 2016. Vol. 55. № 21. P. 11050–11056.

2. Istomin P., Istomina E., Nadutkin A., Grass V., Leonov A., Kaplan M., Presniakov M. Fabrication of Ti_3SiC_2 and Ti_4SiC_3 MAX phase ceramics through reduction of TiO_2 with SiC // *Ceramics International*. 2017. Vol. 43. № 18. P. 16128–16135.

3. Istomin P., Istomina E., Nadutkin A., Grass V., Kaplan M. Fabrication of Ti_3SiC_2 - Ti_4SiC_3 -SiC ceramic composites through carbo-silico-thermic reduction of TiO_2 // *International Journal of Applied Ceramic Technology*. 2019. Vol. 16. № 2. P. 746–752.

Пористый железокалиевооксидный композит

А. Ю. Бугаева¹, Л. Ю. Назарова¹, В. А. Белый¹, Е. М. Тропников², Ю. И. Рябков¹

¹ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *bugaeva-ay@chemi.komisc.ru*

²ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Применение оксидов железа в качестве основных компонентов композиционных материалов ограничено сложностью получения развитой пористой структуры. Формирование композитов с бидисперсной пористой структурой является принципиальной проблемой их синтеза [1]. Преимущества такой структуры по сравнению с монодисперсной заключаются в наибольшей степени использования внутренней поверхности материала [2].

Наиболее близким аналогом композита с бидисперсной структурой является пористая керамика на основе диоксида кремния с образованием полидисперсной структуры с мезопорами диаметром до 30 нм и макропорами диаметром 10 мкм и ультрамакропорами диаметром 50 мкм [3]. Композит получен с использованием в качестве выгорающих добавок: муки (длиной частиц 10–20 мкм и их диаметром 2 мкм) или крахмала (диаметром частиц 5–70 мкм) или микроцеллюлозы (длиной волокон 10–30 мкм, диаметром ~2–5 мкм) или технической сажи (диаметром частиц — 50 нм). Недостатком применения указанных выгорающих добавок является их значительное количество (2–25 мас. %), которое повышает риск разрушения материала за счет большого количества и размера макропор и ультрамакропор.

Задача настоящего исследования — синтез пористого многокомпонентного композита состава: гематит α - Fe_2O_3 , ферриты калия $KFeO_2$ и $KFe_{11}O_{17}$, церианит SeO_2 , молибдат калия K_2MoO_4 , полученного с применением диоксанлигнина березы с целью повышения эффективности использования активной поверхности в различных химических и физических процессах.

Поставленная задача решается разработкой технологии приготовления исходного состава шихты: выбора способа получения и выгорающей добавки, количества и способа ее введения, что по-

зволяет сформировать оптимальную пористую структуру.

Способ получения пористого железо-калиево-оксидного композита включает приготовление шихты, содержащей кристаллогидрат нитрат железа, кристаллогидрат нитрат церия, нитрат калия, оксид молибдена, оксид титана, карбонат кальция, тетраэтоксисилан, взятых в стехиометрическом соотношении, импрегнирование в шихту выгорающей микродобавки продуктами гидролиза солей, полученных с использованием способов соосаждения или золь-гель, формование образцов композита методом полусухого прессования. В качестве выгорающей добавки использован диоксанлигнин березы в количестве 0.125–0.250 мас. %. Обжиг проведен в интервале температур 20–700 °С со скоростью нагрева 10 °С/мин и изотермической выдержкой в течение 3 ч.

Полученный композит содержит фазы оксида железа α - Fe_2O_3 , оксида церия SeO_2 , молибдата калия K_2MoO_4 , ферритов калия состава $KFeO_2$ и $KFe_{11}O_{17}$, имеет бидисперсную структуру, полученную за счет введения в шихту диоксанлигнина березы в качестве выгорающей добавки, при этом характеризуется: общим объемом пор от 0.006 до 0.013 см³/г; диаметром мезопор в диапазоне от 16 до 40 нм; диаметром макропор от 75 до 130 нм при удельной поверхности от 2 до 5 м²/г [4].

Структура и характеристики полученного композита обеспечивают эффективность применения и расширение функциональных возможностей в медицинской, химической и нефтехимической промышленности.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Республики Коми в рамках научного проекта № 20-43-110001 и частичной поддержке проекта УрО РАН 18-3-3-31 с использованием оборудования Центров коллективного пользования «Химия» ИХ и «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Литература

1. Комаров В. С., Бесараб С. В. Синтез бипористых металлосиликатных адсорбентов и катализаторов // Весці нацыянальнай акадэміі навук Беларусі. Серыя хімічных навук. 2013. № 1. С. 36–39.

2. Анциферов В. Н., Порозова С. Е. Высокопористые алюмосиликатные материалы: получение, свойства, применение. Пермь: Изд-во Перм. гос. техн. ун-та, 1995. 120 с.

3. Ратько А. И., Иванец А. И., Азаров С. М. Влияние добавок на пористую структуру керамики на основе кристаллического SiO_2 // Неорг. матер. 2008. Т. 44. № 7. С. 883–889 DOI: 10.1134/S0020168508070182

4. Бугаева А. Ю., Назарова Л. Ю., Тропников Е. М., Белый В. А., Рябков Ю. И. Пористый железо-калиево-оксидный композит с бидисперсной структурой и способ его получения. Патент RU 2763695 С1. Бюл. № 1 от 30.12.2021.

Синтетический аналог минерала линтисита АМ-4 и перспективы его практического применения

Г. О. Калашникова¹, В. Н. Яковенчук^{1,2}, М. Ю. Глазунова², Т. Л. Паникоровский¹,
Я. А. Пахомовский^{1,2}, Г. О. Самбуров¹, Д. В. Грязнова¹, И. С. Плаунов³, М. Н. Тимофеева^{4,5}

¹ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты; *g.kalashnikova@ksc.ru*

²ГИ ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты; *yakovenchuk@geoksc.apatity.ru*

³АФ МГТУ, Апатиты; *plaunov@list.ru*

⁴НГТУ, Новосибирск; *mariya-timofeeva@yandex.ru*

⁵Институт катализа им. Г. К. Борескова СО РАН, Новосибирск

Для природного минерала линтисита, впервые обнаруженного в Ловозёрском щелочном массиве (1990 г., Кольский полуостров, Россия) А. П. Хомяковым [1], в настоящее время известен единственный синтетический аналог под названием АМ-4 (Aveiro-Manchester-4) [2]. Синтетический материал и его природный прототип обладают очень похожей кристаллической структурой, в основе которой лежат двумерные титаносиликатные *T-O-T-O-T* блоки, Si_2O_6 пироксеноподобные цепочки и сшивающие катионы: Li^+ — для природного минерала, и Na^+ — для синтетики. С практической точки зрения данные соединения интересны главным образом тем, что при удалении из их кристаллической структуры сшивающих катионов становится возможным получить более плотную по сравнению с исходными материалами Ti-Si матрицу без дополнительных внекаркасных элементов структуры. Примечательно, что данный процесс возможен только в кислых средах (при $\text{pH} < 3$) и протекает без каких-либо видимых нарушений морфологии и поверхности исходного вещества. Хотя после обработки линтисита или АМ-4 разбавленными растворами кислот (H_2SO_4 , HNO_3 , HCl) монокристалльным рентгеноструктурным и рентгенофазовым методами анализа фиксируется значительная перестройка начальной кристаллической структуры образцов [3]. Итоговым веществом после данного преобразования является уже новое вещество — конструктор для получения ряда материалов с прогнозируемыми свойствами.

Долгое время в зарубежной литературе АМ-4 рассматривался в качестве потенциального сорбента для Cs^+ , Rb^+ , Sr^{2+} , Mg^{2+} , Ba^{2+} и даже U , Am и Pu из водных растворов [4]. Для АМ-4 также известны

работы в области многостадийного синтеза мезопористых мезоструктурированных материалов [5] и создания биоцидных средств [6]. До недавнего времени, ввиду отсутствия данных о способности кристаллической структуры вещества к трансформации в новое соединение, испытания АМ-4 главным образом проводились лишь в нейтральных или щелочных средах. Однако после получения подтверждения «гибкости» кристаллической структуры природного линтисита [3] стало возможным взглянуть на АМ-4 с другой стороны. Используя за основу не сам АМ-4, а его трансформированную форму, условно названную SL3 (synthesis lintisite after 3 hours acid treatment), авторам доклада удалось экспериментально подтвердить и продемонстрировать применение SL3 в качестве: селективного и многократно регенерируемого сорбента для катионов Cs^+ из водных растворов его солей; эффективного сорбента микропримесей серебра из растворов медно-никелевого производства при $\text{pH} < 1$; основы для создания Ag-содержащего сорбента для локализации ионов иода из водных сред; основы для получения Zn-содержащего композиционного материала для синтеза цеолитоподобного вещества с Zn-имидазольным каркасом (ZIF-8); гетерогенного катализатора для получения 1.5-бензодиазепина (основы для противосудорожных медицинских препаратов), синтеза 1-метокси-2-пропанола (низкотоксичного растворителя для полиграфии, приготовления красок и эмалей), синтеза циклических карбонатов (мономеры для синтеза растворителей и топливных присадок, электролиты для литий-ионных аккумуляторов, интермедиаты для синтеза биологически активных препаратов).

Авторский коллектив выражает благодарность сотрудникам РХТУ им. Д. И. Менделеева (г. Москва) за помощь при получении материала в гранулированном виде на установке с псевдооживленным слоем, а также сотрудникам аналитической лаборатории ИХТРЭМС КНЦ РАН за помощь в определении химического состава растворов. Работа выполнена при финансовой поддержке НИР № 122022400362-6 (синтез аналогов природных минералов) и РФФ 21-77-10103 (изучение кристаллических структур природных образцов минералов).

Литература

1. Хомяков А. П., Полежаева Л. И., Мерлино С., Пазеро М. Линтисит $\text{Na}_3\text{LiTi}_2\text{Si}_4\text{O}_{14}\cdot\text{H}_2\text{O}$ – новый минерал // Записки ВМО. 1990. № 3. С. 76–79.
2. Dadachov M. S., Rocha O., Ferreira A., Lin Z., Anderson M. W. Ab initio structure determination of lay-

ered sodium titanium silicate containing edge-sharing titanate chains (AM-4) $\text{Na}_3(\text{Na,H})\text{Ti}_2\text{O}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]\cdot 2.2\text{H}_2\text{O}$ // Chem. Commun. 1997. P. 2371–2372.

3. Kalashnikova G. O., Zhitova E. S., Selivanova E. A. et al. The new method for obtaining titanosilicate AM-4 and its decationated form: Crystal chemistry, properties and advanced areas of application // Microporous and mesoporous materials. 2021. Vol. 313. P. 110787.

4. Al-Attar L., Dyer A., Harjulab R. Uptake of radionuclides on microporous and layered ion exchange materials // J. Mater. Chem. 2003. Vol. 13. P. 2963–2968.

5. Ferdov S. Layered titanosilicates for size- and pattern-controlled overgrowth of MFI zeolite // Cryst. Eng. Comm. 2014. Vol. 16. P. 4467–4471.

6. Pérez-Carvajal J., Lalueza P., Casado C., Téllez C., Coronas J. Layered titanosilicates JDF-L1 and AM-4 for biocide applications // Applied Clay Science. 2012. Vol. 56. P. 30–35.

Минералогическая дифференциация донных отложений Ангарских водохранилищ

Г. А. Карнаухова

Институт земной коры СО РАН, Иркутск; karnauh@crust.irk.ru

В донных осадках озер, морей и океанов одновременно с механической дифференциацией протекает и минералогическая, что отмечалось рядом исследователей [1, 2]. Наши многолетние исследования (1972–2020 гг.) показали, что, наряду с природными водоемами, минералогическая дифференциация существует и в донных отложениях наиболее крупных искусственных водоемов, созданных на реке Ангаре, имеющих незначительный по геологическим масштабам период жизни (Иркутское — 64 года, Братское — 54 года, Усть-Илимское — 44 года). Минералогический состав донных отложений Ангарских водохранилищ тесно связан как с составом пород, слагающих абразионные берега водохранилищ, так и вносимого реками материала. Ежегодное поступление материала абразии составляет более 227 млн т при протяженности размываемых берегов более 2 тыс. км. В Иркутском водохранилище наиболее размываемы юрские песчаники, Братском — четвертичные делювиальные лессовидные суглинки, аргиллиты ордовика и кембрия, Усть-Илимском — аргиллиты ордовика и карбона.

В донных отложениях Ангарских водохранилищ основную часть составляют минералы легкой фракции, на долю которых приходится в большинстве случаев от 87 до 99 %. Фракция состоит в основном из кварца, полевых шпатов, слюд, обломков карбонатных и кремнистых пород. С юга на север прослеживается снижение содержания минералов легкой фракции примерно на 2 %, при этом изме-

нение содержания кварца и полевых шпатов по длине водохранилищ происходит синхронно. Разнообразнее по составу тяжелая фракция, представленная более чем 30 минералами, самыми распространенными из которых являются не более 20 минералов.

Пространственная неоднородность пород водосборного бассейна, поступающих в составе осадкообразующего материала в водохранилища, находит свое отражение в терригенно-минералогических провинциях донных отложений. По первым двум преобладающим группам минералов тяжелой фракции нами выделено 5 терригенно-минералогических провинций: рудно-амфиболовая, рудно-гранатовая, эпидот-амфиболовая, гранат-амфиболовая, циркон-рудная. Рудно-амфиболовая провинция, являясь самой бедной по содержанию минералов тяжелой фракции, представлена донными отложениями Иркутского водохранилища и верхней части Балаганского расширения Братского водохранилища. Провинция характеризуется наибольшим содержанием рудных минералов и роговой обманки, довольно высоким содержанием эпидота, рутила, сфена, ставролита и силлиманита. Рудно-гранатовая провинция включает осадки, представленные русловым аллювием рек Оки и Ии, а также р. Ангары на ее незарегулированном участке ниже плотины Иркутской ГЭС. Среди рудных минералов по содержанию ведущая роль принадлежит ильмениту, характерна наибольшая по во-

дохранилищам концентрация устойчивых минералов — гранатов и сравнительно редкого минерала сфена, а также малая встречаемость турмалина и низкое содержание амфиболов. К *эпидот-амфиболовой* провинции относятся донные отложения барьерной зоны «река-водохранилище» и большей части Балаганского, Ийского и Окинского расширений. Для провинции характерным является наибольшее содержание полустойкого эпидота, снижающегося с удалением от берега. Роговой обманки больше встречается в донных отложениях расширений водохранилищ с широким развитием в береговой зоне суглинков и супесей. *Гранат-амфиболовая* провинция имеет наибольшее площадное распространение в Братском и Усть-Илимском водохранилищах. В осадках значительно накопление

гранатов, турмалина, рутила и хромшпинелидов. Содержание роговой обманки является максимальным на затопленных террасах. *Циркон-рудная провинция*, начинаясь на участке верхнего бьефа Братского водохранилища, продолжается в осадках Усть-Илимского водохранилища и характеризуется наибольшим содержанием устойчивых минералов с преобладанием рудных, а также циркона.

Литература

1. Страхов Н. М. Проблемы геохимии современно-го океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
2. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.

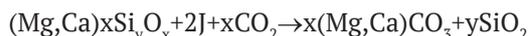
Использование металлургических шлаков для уменьшения углеродного следа

Е. В. Колодежная¹, М. С. Гаркави²

¹ИПКОН РАН, Москва; kev@uralomega.ru

²ЗАО «Урал-Омега»

Изменение климата на планете, связанное с повышением концентрации диоксида углерода (CO₂) в атмосфере, в том числе в результате человеческой деятельности, становится все более острой глобальной проблемой. Стабилизация концентраций парниковых газов в атмосфере на таком уровне, который не допускал бы опасного антропогенного воздействия на климатическую систему, является приоритетной научно-технической задачей. Технологии улавливания и захоронения углерода признаны критически важными для сдерживания роста температуры на планете [1]. Одним из способов секвестрации CO₂ является минеральная карбонизация, в процессе которой CO₂ подвергается химической реакции с соединениями двухвалентных металлов кальция и магния с образованием карбонатов. Способ реализуется в соответствии с реакцией:



При выборе сырья для минеральной карбонизации важными параметрами являются массовая доля катионов, участвующих в реакциях карбонизации, эффективность и скорость протекания реакций. Процесс минеральной карбонизации потребует 1.6–3.7 т чистых природных силикатов для связывания 1 т CO₂ [2].

Альтернатива использованию природных минералов в качестве материала исходного сырья при изолировании CO₂ заключается в использовании отходов промышленного производства. При этом

отходы производства должны обладать следующими свойствами: высокое содержание кальция и магния в фазах, способных к гидратации, низкая степень вредного воздействия на окружающую среду, тонкий размер зерен, достаточный объем заскладированных отходов, близость к источникам выбросов. В некоторых случаях карбонизация может снижать экологическую нагрузку при хранении отходов производства за счет образования на поверхности частиц карбонатной оболочки и снижения растворимости тяжелых металлов [3].

Подходящим сырьем для минеральной карбонизации являются металлургические шлаки и шламы. Для оценки возможности использования сталеплавильных и доменных шлаков при минеральной карбонизации необходимо определить наличие в шлаках активных фаз.

Рентгенофазовый анализ электросталеплавильного шлака (стабилизированного быстрым охлаждением) показал наличие в материале до 20 % аморфных фаз. Основными фазами шлака являются геленит 2CaO·Al₂O₃·SiO₂ (18 %), мервинит 2CaO·MgO·2SiO₂ (33 %), двух кальциевый силикат 2CaO·SiO₂ (27 %), магнетит Fe₂O₃ (11 %), монтичеллит CaO·MgO·SiO₂ (7 %). В доменных шлаках основными фазами являются анортит CaO·Al₂O₃·2SiO₂ (17 %), псевдоволластонит βCaO·SiO₂ (28 %), геленит 2CaO·Al₂O₃·SiO₂ (34 %), двух кальциевый силикат 2CaO·SiO₂ (13 %), окерманит 2CaO·MgO·2SiO₂ (4 %). Наличие в шлаках активных фаз позволяет рассматривать их как сырье для секвестрации углерода (табл. 1).

Таблица 1. Массовая доля реакционноспособных фаз шлака

Шлак	Массовая доля, %		
	геленит $2\text{CaO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot\text{SiO}_2$	двух кальциевый силикат $2\text{CaO}\cdot\text{SiO}_2$	псевдоволластонит $\beta\text{CaO}\cdot\text{SiO}_2$
Сталеплавильный	18.0	27.0	0.0
Доменный	34.0	13.0	28.0

Таблица 2. Реакции гидратации и карбонизации двух кальциевого силиката

Уравнение реакций	
гидратации	карбонизации
$2(2\text{CaO}\cdot\text{SiO}_2)+3\text{H}_2\text{O}\rightarrow 3.3\text{CaO}\cdot 2\text{SiO}_2\cdot 2.3\text{H}_2\text{O}+0.7\text{Ca}(\text{OH})_2$	$\text{Ca}(\text{OH})_2+\text{CO}_{2(\text{газ})}\rightarrow\text{CaCO}_{3(\text{тв})}+\text{H}_2\text{O}_{(\text{ж})}$

При взаимодействии шлака с окружающей средой происходит процесс гидратации активных фаз. Продукты гидратации этих фаз связывает углекислый газ. При гидратации только двухкальциевого силиката образует гидроксид кальция, способный участвовать в процессе карбонизации (табл. 2).

Потенциал карбонизации — это необходимое количество вещества для связывания одного метра кубического CO_2 . Например, для минерала оливина потенциал карбонизации составляет 3.5 кг, а для серпентина 4.5 кг. По результатам расчета потенциал карбонизации сталеплавильных шлаков составил 65 кг, доменных шлаков — 136 кг.

Полученные данные могут быть использованы при разработке технических решений и проек-

тировании установок по улавливанию и захоронению углерода.

Литература

1. МГЭИК, 2018 г., Специальный доклад «Глобальное потепление на 1.5 °С», резюме для политиков, <https://www.ipcc.ch/sr15/chapter/spm/>.

2. Никулина О., Кузминов И., Мильшина Ю., Киселева Л., Гутарук Е., Пучков В. Рациональное природопользование: технологии улавливания и захоронения углерода // Трендлеттер. 2017. № 6. 4 с.

3. Garkavi M. S., Shadrunkova I. V., Kolodezhnaya E. V. Technological aspects of waste incinerator slag processing // IOP Conf. Series: Materials Science and Engineering. 2020. 962, 042058. doi:10.1088/1757-899X/962/4/042058.

Стандартная свободная энергия Гиббса ($\Delta G_{298.15}^{\circ}$, Дж/моль) ионов цинка в водном растворе

В. А. Копейкин

УГТУ, Ухта; vkopeikin@ugtu.net

Цинк (Zn) является важным биогенным элементом для животных и растений, однако его избыток вреден. Участвует в образовании в организме витамина Е, инсулина, гормонов роста, хорошо мигрирует в растворе. Много цинка содержится в устрицах, в тыквенных семечках, во фруктах, в печени. В организме взрослого человека содержится около 3 г цинка, его суточная потребность — 15 мг. У некоторых организмов цинк участвует в переносе кислорода.

Цинк был известен древним индусам. Это голубовато-белый металл. На воздухе покрывается защитным слоем окисла ZnO. Чистый цинк не растворим в кислотах. ZnO растворим и в кислотах и в щелочах.

Входит в состав латуни (Zn + Cu), которая была известна еще в древнем Египте.

Атомный номер 30. Атомный вес 65,39. Состоит из 5 изотопов (в %): ^{64}Zn (48,89), ^{66}Zn (27,81), ^{67}Zn (4,11), ^{68}Zn (18,57), ^{70}Zn (0,62).

Радиус атома 139 пм. Радиус иона Zn^{2+} 83 пм [7].

В минералах цинка имеет место совершенный изовалентный изоморфизм с Cd^{2+} , Ge^{2+} , Fe^{2+} , а с ионами Be^{2+} , Cu^{2+} , Mn^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , Hg^{2+} — несовершенный изовалентный изоморфизм. Совершенный гетеровалентный изоморфизм в минералах цинка проявляется с ионами Ga^{3+} и In^{3+} .

Плотность цинка 7.133 г/см³. Мольный объём 9.2 см³/моль. Кристаллизуется в гексагональной решетке, ребро ромба в основании ромбической призмы $a = 266.5$ пм, высота призмы $c = 494.7$ пм [7]. $Z = 4$.

Температура плавления 419.5 °С. Температура кипения 907 °С.

Среднее содержание цинка в земной коре 0.0083 %. В ультраосновных породах его 0.003, в основных — 0.013, в средних — 0.0072, в кислых — 0.006 и в осадочных — 0.008 % пм [8].

По данным [1] содержание цинка в земной коре составляет 70 г/т, в бокситах — 200 г/т, коэффициент концентрации 2.85.

Главные минералы цинка — сфалерит (цинковая обманка) с вуртцитом — ZnS , смитсонит — $ZnCO_3$, цинкит — ZnO , каламин (галмей) — $Zn_4[Si_2O_7](OH)_2$, франклинит — $(Zn,Mn)Fe_2O_4$. Главный ион цинка — Zn^{2+} .

E^0 реакции $Zn^{+2} + 2e = Zn$ составляет -0,7618 Вольта [4].

Среднее содержание цинка в морской воде — 0.01 мг/л.

В цинковой посуде нельзя хранить пищевые продукты, так как в кислой среде цинк переходит в раствор. На почвах с повышенным содержанием цинка фиалки желтые.

Основные руды цинка имеют гидротермальное происхождение. В сфалерите почти всегда имеются изоморфные примеси Cd, In, Ga, Cu, Ag, Au, Pb, Bi.

Добывается цинк совместно со свинцом из свинцово-цинковых руд, которые представлены полиметаллическими метасоматическими залежами среди осадочно-эффузивных пород, а также пластовыми залежами среди карбонатных толщ. Основные месторождения находятся на Урале (Карпушинское), на Алтае (Салаирское), Дальнем Востоке (Дальнегорское).

Используется цинк в составе различных сплавов (латуни, бронзы, томпака), как электрод в батареях, как антисептик, как антикоррозионное покрытие, входит в состав пудры, красок (цинковые белила). Дешевле цинка железо и свинец, дороже медь и алюминий.

Ежегодное мировое производство цинка более 10 млн тонн, в том числе на покрытие жести идет около 50 % всего цинка. Покрывать железо цинком можно, если опустить железный лист в расплавленный цинк. Основные производители Австралия, Испания, Казахстан, Канада, Мексика, Перу, РФ, США.

ПДК цинка в воздухе 0.5 мг/м³.

На основе констант ступенчатой диссоциации лигандов Zn^{2+} (p_{n^0}) при 25 °С и 1 бар [2, 3] (табл. 1)

Таблица 1. Значения p_{n^0} диссоциации лигандов Zn^{2+} при 25 °

Лиганд / p_{n^0}	$\Delta G_{f(298.15)}^0$ Дж/моль	pK_1^0	pK_2^0	pK_3^0	pK_4^0
ОН ⁻	-157262	10.80	10.27	9.23	8.9
SO ₄ ²⁻	-744459	5.64	4.2	2.08	0.03
S ₂ O ₃ ²⁻	-522582	2.29	2.3	—	—
HS ⁻	+11154	8.57	4.37	2.69	—
HCO ₃ ⁻	-586870	2.92	2.46	1.79	1.14
CO ₃ ²⁻	-527983	11.03	9.3	6.78	—
Cl ⁻	-131290	1.39	0.3	-0.90	-1.90
F ⁻	-281751	8.45	6.67	4.68	3.40
NO ₃ ⁻	-43522	2.26	2.03	0.56	0.42

Таблица 2. Значения стандартной свободной энергии Гиббса для компонентов водного раствора и твердых веществ цинка (Дж/моль) [2, 5, 6]

Ион, соединение	$\Delta G_{f(298)}^0$ Дж/моль	Ион, соединение	$\Delta G_{f(298)}^0$ Дж/моль	Ион, соединение	$\Delta G_{f(298)}^0$ Дж/моль
H ₂ O(ж)	-237141	ZnOH ⁺ _(p-p)	-355560	ZnC ₂ O ₄ ⁰ _(p-p)	-843745
Zn ⁺² _(p-p)	-147163	Zn(OH) ₂ ⁰ _(p-p)	-571205	Zn(C ₂ O ₄) ₂ ²⁻ _(p-p)	-1527996
ZnSO ₄ ⁰ _(p-p)	-905091	Zn(OH) ₅ ⁻ _(p-p)	-794098	Zn(C ₂ O ₄) ₃ ⁴⁻ _(p-p)	-2195344
Zn(SO ₄) ₂ ²⁻ _(p-p)	-1656798	Zn(OH) ₄ ²⁻ _(p-p)	-1024410	Zn(CH ₃ COO) ⁺ _(p-p)	-524255
Zn(SO ₄) ₃ ⁴⁻ _(p-p)	-2395950	ZnCO ₃ ⁰ _(p-p)	-702254	Zn(S ₂ O ₃)(C ₂ O ₄) ²⁻ _(p-p)	-1370260
Zn(S ₂ O ₃) ⁰ _(p-p)	-656676	Zn(CO ₃) ₂ ²⁻ _(p-p)	-1246559	Zn(S ₂ O ₃) ₂ (C ₂ O ₄) ⁴⁻ _(p-p)	-1886147
Zn(S ₂ O ₃) ₂ ²⁻ _(p-p)	-1166132	ZnHCO ₃ ⁺ _(p-p)	-738941	ZnHS ⁺ _(p-p)	-184932
ZnCl ⁺ _(p-p)	-281249	Zn(HCO ₃) ₂ ⁰ _(p-p)	-1328094	Zn(HS) ₂ ⁰ _(p-p)	-198740
ZnCl ₂ ⁰ _(p-p)	-411512	ZnF ⁺ _(p-p)	-435477	Zn(HS) ₅ ⁻ _(p-p)	-202924
ZnCl ₃ ⁻ _(p-p)	-536239	ZnF ₂ ⁰ _(p-p)	-721394	ZnS _{кр.} sфалерит	-200719
ZnP ₂ O ₇ OH ⁻ _(p-p)	-2286719	ZnF ₃ ⁻ _(p-p)	-1000919	ZnCO _{3 кр.} smitsonit	-786802
ZnP ₂ O ₇ ²⁻ _(p-p)	-2103296	ZnHPO ₄ ²⁻ _(p-p)	-1254557	C ₂ O ₄ ²⁻ _(p-p)	-668879

получены значения стандартной свободной энергии Гиббса для 32 компонентов водного раствора цинка (табл. 2, Дж/моль). Приведены также данные для двух минералов цинка (смитсонита и сфалерита).

Эти сведения могут быть использованы в дальнейшем при физико-химическом моделировании на ЭВМ поведения цинка в гипергенных процессах.

Литература

1. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 416 с.
2. Крайнов С. Р., Рыженко Б. Н., Швец В. М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2012. 672 с.

3. Лурье Ю. Ю. Справочник по аналитической химии. М.: Химия, 1989. 448 с.

4. Морозов И. В., Болталин А. И., Карпова Е. В. Окислительно-восстановительные процессы. Электронная библиотека химического факультета. М.: МГУ, 2003. 64 с.

5. Термические константы веществ. Справочник / Под ред. В. П. Глушко. М.: Наука. Вып. 1–10. 1965–1979.

6. Чудненко К. В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: ГЕО, 2010. 287 с.

7. Эмсли Дж. Элементы. Справочник. М.: Мир, 1993. 236 с.

8. Ярошевский А. А. Распространённость химических элементов в земной коре // Геохимия. 2006. № 1. С. 54–62.

Биомедицинский потенциал бурых углей Северного Тимана

Л. С. Кочева¹, А. П. Карманов²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; lskocheva@geo.komisc.ru

²ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; apk0948@yandex.ru

Существует устойчивое мнение, что бурые угли Северного Тимана непригодны для освоения и промышленного использования. Это связывают с их низким качеством, высокой зольностью, малой мощностью и низкой калорийностью, освоение этих углей неперспективно и с логистической точки зрения. Несмотря на то, что девонские угли Северного Тимана представляют собой первые этапы угленакопления на нашей планете, эволюция и свойства этого природного сырьевого источника в основном изучались на примере промышленных масс углей более позднего каменноугольного периода. Таким образом, девонские угли Северного Тимана являются малоисследованными геологическими объектами. То, что девонские угли, как правило, являются бурыми, не прошедшими все стадии метаморфизма, позволяет рассматривать их как ценный научный объект для изучения эволюционных трансформаций структурных компонентов органического вещества представителей первых лесных сообществ [1].

Наиболее химически, физически и биохимически устойчивым индивидуальным биополимером растительного происхождения является лигнин, выполняющий в растениях многочисленные функции. Лигнин в процессе fossilization претерпевает метаморфические, в том числе деструктивные превращения. Образующиеся при этом продукты, как правило, сохраняют свою ароматическую природу, что позволяет моделировать химическую структуру и свойства лигнинов растений-углеобразователей. Так, например, вопросам геохимии лигнина девонских растений посвяще-

ны работы по изучению минерализованных остатков стеблей одного из первых представителей наземных растений – девонского плауновидного *Lepidodendropsis kazachstanica* Senkevitsch, показано наличие ванилина, меллитовой и бензолпентакарбоновой кислот [2]. Олиголигнолы ароматической природы и метилированные фенилпропановые соединения найдены в лигнинтах и более молодых высокосернистых углях [3, 4].

Нами проведено изучение органического вещества северо-тиманских верхнедевонских бурых углей и пород с углефицированными растительными остатками из разреза покаямской свиты фаменского яруса по р. Волонге с использованием комплекса физико-химических методов (ИК-Фурье-спектроскопия диффузного отражения, ЭПР-спектроскопия, количественный химический анализ, пиролитическая газовая хромато-масс-спектрометрия). Установлено, что органическое вещество девонских углей представляет собой fossilized продукты лигнинной природы. Показано, что исследуемые хемофоссилии, так же как и современные лигнины, проявляют ярко выраженные парамагнитные свойства с практически идентичными параметрами ЭПР-спектров, но отличаются от них очень высокой концентрацией парамагнитных центров, достигающей величины, близкой к максимальному значению $n_{\text{орг}}$ для углестых веществ.

Ранее нами была выявлена тесная корреляционная связь между парамагнитными, антиоксидантными и геропротекторными свойствами лигнинных препаратов, что было доказано в геронто-

логических экспериментах *in vivo* на модельных животных *Drosophila melanogaster* [5].

Проведено исследование спирто-щелочных экстрактов девонских углей Северного Тимана. Методом кулонометрического титрования химических веществ электрогенерированными соединениями брома (Br_3^- , Br_2 , Br^+) оценена антиоксидантная активность полученных препаратов. В результате выявлена высокая антиоксидантная активность исследуемых экстрактов, сопоставимая с антиоксидантная активностью известных широко используемых в медицинской практике антиоксидантов.

Ярко выраженные парамагнитные и антиоксидантные свойства бурых углей Северного Тимана дают новый стимул для их практического использования, в том числе в биомедицинских целях как геро- и онкопротекторов. Разработка таких препаратов будет способствовать улучшению качества жизни человека на Севере.

Авторы выражают благодарность ЦКП «Гео-наука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар) за помощь при проведении аналитических работ. Работа проводится в рамках темы НИР «Развитие минерально-сырьевого комплекса Тимано-Североуральско-

Баренцегоморского региона на основе эффективного прогноза, геологического моделирования, геолого-экономической оценки ресурсного потенциала и новых технологий переработки полезных ископаемых».

Литература

1. Пересыпкин В. И., Романкевич Е. А. Биогеохимия лигнина. М.: Геос, 2010. 340 с.
2. Манская С.М., Кодина Л.А. Геохимия лигнина. М.: Наука, 1975. 232 с.
3. Dutta S., Bhattacharya S., Mallick M., Shukla A. C., Mann U. Preserved lignin structures in Early Eocene Surat lignites, Cambay Basin, Western India // J. Geol. Soc. India. 2012. V. 79. № 4. P. 345–352.
4. Saikia B. K., Boruah R. K., Gogoi P. K. FT-IR and XRD analysis of coal from Makum coalfield of Assam // Journal of Earth System Science // J. Earth Syst. Sci. 2007. V. 116. № 6. P. 575–579.
5. Белый В. А., Печникова А. А., Кочева Л. С., Москалёв А. А., Карманов А. П. Лигнины родиолы розовой и серпухи венценосной: особенности химической структуры и антиоксидантные свойства // Успехи геронтологии. 2010. Т. 23. № 2. С. 221–227.

Структурно-химические исследования вещества фоссилизированных и нативных оболочек семян

Л. С. Кочева¹, О. П. Тельнова¹, А. П. Карманов²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; lskocheva@geo.komisc.ru, telnova@geo.komisc.ru

²ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; apk048@yandex.ru

Рациональное использование минерального сырья напрямую связано с изучением процессов осадконакопления и в значительной мере — с эволюцией органического вещества в истории Земли, его реструктуризацией и сохранением в процессе фоссилизации. Цель наших исследований: зафиксировать появление, эволюционные тренды одного из важнейших в растительном мире фанерозоя биополимера — лигнина, а также установить влияние разных условий фоссилизации на формирование хемофоссилий.

Выявление истоков и последовательности синтеза органического вещества в истории Земли связано с многочисленными проблемами. Помимо того, что образцы часто подвергались изменению в процессе фоссилизации, трудности возникают из-за отсутствия таксономической точности молекулярных биомаркеров, большого разнообразия модификаций химических структур. Несмотря на это, набор выявленных в настоящее время биомаркеров сосудистых растений уже позволяет достаточно хорошо различать изменения даже в раннепалеозойских растительных сообществах.

Переход растений к наземному образу жизни в силурийско-девонское время (~410 млн. лет на-

зад) привел к появлению нового растительного биополимера — лигнина. Функции, выполняемые лигнинами, весьма многообразны, поэтому они входят в состав практически всех частей растений — от вегетативных органов до семенных оболочек. Основными мономерными предшественниками — монолигнолами лигнина являются кониферилловый (G), синаповый (S) и *n*-кумаровый (H) спирты, имеющие фенилпропановую структуру. Однако в последнее время появились сведения о том, что в состав лигнинов могут входить и другие мономерные единицы. Так, установлено [1], что лигнин, синтезированный в оболочке семени ванильной орхидеи (*Vanilla planifolia*), представляет собой необычный полимер на основе кофейного спирта, так называемый С-лигнин, что можно считать сенсационным результатом. В настоящее время вопрос о том, является ли наличие С-лигнина древним признаком или это результат эволюционных изменений, остается нерешенным.

Нами установлены структурно-химические характеристики вещества некоторых семенных оболочек позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских растений. Использован комплекс физико-химических методов, включая электронную ми-

кроскопию, ИК- и ЭПР-спектроскопию, пиролическую газовую хромато-масс-спектрометрию и др. Особенностью образца раннекаменноугольных семян, в отличие от современных образцов, является образование при пиролизе многочисленных гидроксифенильных фрагментов, которые, очевидно, являются осколками протолигнина. При пиролизе хемофоссилий установлено 257 низкомолекулярных продуктов, идентифицировано 53 фенола. Количественная обработка пиролических газовых хроматограмм позволила провести реконструкцию химической структуры гипотетических лигнинов исследованных образцов. С учетом последних достижений в области изучения химической структуры лигнинов, протолигнин оболочек семян раннего карбона следует отнести к неметоксилированным лигнинам *n*-кумарово-катехилового (или HC) типа, соотношение H:G:S:C= 93.6:0.1:0:6.3. Лигнины такого типа для современных растений до настоящего времени не обнаружены [2].

Сравнительные исследования семян кипарисовых различных геологических эпох показали, что вне зависимости от возраста (мезозойские или современные) изучаемое вещество демонстрирует композиционную неоднородность (гваяцил-*n*-кумарово-катехиловый или GHC-тип). Обращает на себя внимание то, что количество С-единиц в веществе современных кипарисовых семян существенно выше, чем для мезозойских семян, и составляет 23.0 %. Это согласуется с выявленной тенденцией к росту количества С-единиц в оболочках

семян современных растений для усиления их защитных функций.

Работа проводится в рамках тем НИР ИГ и ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Развитие минерально-сырьевого комплекса Тимано-Североуральско-Баренцево-морского региона на основе эффективного прогноза, геологического моделирования, геолого-экономической оценки ресурсного потенциала и новых технологий переработки полезных ископаемых», «Эволюция биоты и среды ее обитания как основа расчленения и геологической корреляции осадочного чехла Печорской плиты и ее складчатого обрамления», «Действие ионизирующего излучения и факторов нерадиационной природы на биологические объекты и биогенная миграция тяжелых естественных радионуклидов» (№ 122040600024-5), при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ № 22-13-00196 и РФФИ № 20-05-00445.

Литература

1. Zhuo C., Rao X., Azad R., Pandey R., Xiao X., Harkelroad A., Wang X., Chen F., Dixon R.A., 2019. Enzymatic basis for C-lignin monomer biosynthesis in the seed coat of *Cleome hassleriana* // *The Plant Journal* 99, 506–520.
2. Kocheva L. S., Karmanov A. P., Telnova O. P., Marshall J. E. A., Lutoev V. P., Pokryshkin S. A. Structural and chemical features of seed fossils from Paleozoic and Mesozoic sedimentary strata // *Organic Geochemistry*. 2022. 164, 104370.

Комплексный подход к минералогическому изучению металлургических шлаков

Е. Г. Ожогина^{1,2}, Т. В. Чекушина², И. В. Шадрюнова²

¹ВИМС, Москва; ojogina@vims-geo.ru

²ИПКОН РАН, Москва

Утилизация и переработка горнопромышленных отходов, к числу которых относятся металлургические шлаки, сегодня имеет государственное значение и рассматривается в рамках приоритетного направления развития науки, технологий и техники в РФ – «Рациональное природопользование».

Металлургические шлаки среди отходов перерабатывающих производств занимают лидирующее положение, так как в них нередко содержание полезных компонентов, в первую очередь рудных, в несколько раз может превышать их содержание в природных рудах. Преимущественно это комплексные руды с присущими только им минералогическими особенностями, которые определяются составом перерабатываемого сырья и происхождением шлаков, связанным с различными метал-

лургическими процессами, а в отдельных случаях и с вторичными изменениями. Поэтому всегда возникает вопрос комплексного подхода к их минералогическому изучению, позволяющему определить оптимальные методы исследования и последовательность их применения для получения необходимой информации. К сожалению, специальных методик минералогического анализа шлаков сегодня нет. В большинстве случаев исследование шлаков перерабатывающих производств носит междисциплинарный характер. Прослеживается явная тенденция к объединению минералогических, технологических, математических, химических методов и приемов при решении минералого-технологических и минералого-экологических задач, которые являются неотъемлемой частью вторичного использования техногенного минерального сырья.

Так, вторичная переработка металлургических шлаков, отличающихся высокой дисперсностью, определила необходимость изучения гетерогенных явлений в системе минерал-среда, что позволило разработать новые технологии их прогнозной оценки качества. Решение этой задачи стало возможно только при объединении методов минералогического анализа с экспериментальными работами в области структурных, фазовых и химических трансформаций минеральных фаз при различных воздействиях на них в техногенных процессах.

Для металлургических шлаков типичны: наличие шлакообразующей матрицы, в большинстве случаев имеющей силикатный состав и присутствующей в переменном количестве, фазовый состав рудной составляющей, содержание которой в шлаках черной металлургии может быть значительным, а в шлаках цветной металлургии обычно составляет доли процента, размер рудных фаз и характер их взаимоотношения, как между собой, так и с шлакообразующим материалом. Именно эти особенности сырья диктуют необходимость привлечения физических методов анализа: рентгенографического, электронно-микроскопического, микрорентгеноспектрального, рентгеномографического, спектроскопических (ЭПР и ЯГР) и др. Как показывает опыт, методы аналитической электронной микроскопии позволяют не только выявлять и идентифицировать фазы нано-микрометрового размера, встречающиеся в незначительном количестве, но и определять особенности их микроструктуры (наличие структур распада твердых растворов, эвтектических колоний, тонких механических включений и пр.). Для исследования

шлакообразующей составляющей, имеющей в большинстве случаев скрытокристаллическое строение, хорошо зарекомендовал себя рентгенографический фазовый анализ, позволяющий устанавливать состав полиминеральных (полифазных) агрегатов, диагностировать минералы изоморфных рядов и политипных модификаций, а также вторичные фазы, связанные как с техногенными, так и гипергенными процессами.

К минералогическому изучению металлургических шлаков, на результатах которого основывается их технологическая оценка, а, следовательно, разрабатываются тактика и стратегия их вторичного использования, сегодня предъявляются серьезные требования: направленность на ресурсосбережение и повышение глубины переработки, системный и комплексный подход, применение инновационных технических и технологических решений, достоверность, исключение субъективных факторов, экологичность используемых методов, обоснованность выводов и рекомендаций [1, 2].

Литература

1. Ожогина Е. Г., Шадрунова И. В., Чекушина Т. В. Роль минералогических исследований в решении экологических проблем горнопромышленных районов // Горный журнал. 2017. № 11. С. 105–111.
2. Ozhogina E. G., Kotova O. B. New methods of mineral processing and technology for the progress of sustainability in complex ore treatment // IMPC 2018 — 29th International Mineral Processing Congress. 2019. Moscow. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. P. 32–40.

Ионообменные, термические и трансформационные свойства мурманита

Т. Л. Паниковровский, Г. О. Калашникова, В. Н. Яковенчук, А. В. Базай, О. Ф. Гойчук,

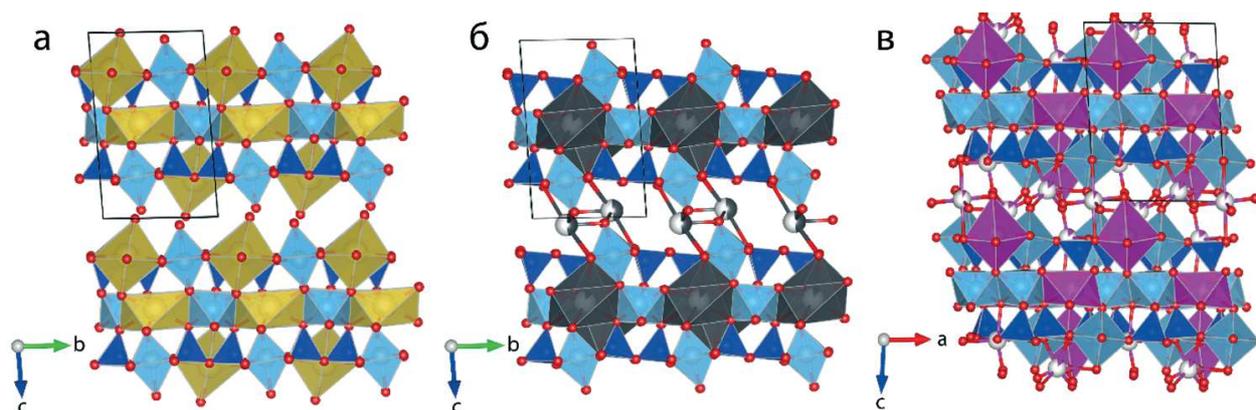
Д. В. Грязнова, С. В. Кривовичев

ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты; *t.panikorovskii@ksc.ru, g.kalashnikova@ksc.ru, yakovenchuk@geoksc.apatity.ru, o.goychuk@ksc.ru, bazai@geoksc.apatity.ru, s.krivovichev@ksc.ru*

Титаносиликатные материалы, разрабатываемые и уже используемые в различных отраслях народного хозяйства во многих случаях, являются синтетическими аналогами минералов, многие из которых были открыты в интрузивных массивах Кольской щелочной провинции [1]. Одной из наиболее важных проблем медно-никелевого производства является извлечение микропримесей из сульфатных и хлоридных растворов при выпуске никелевой и кобальтовой продукции. Основными промышленными процессами очистки растворов от примесей тяжелых металлов, в том числе и свинца, являются осаждение, сорбция и экстракция тре-

тичными аминами. Несмотря на хорошие показатели выделения свинца и кадмия из таких растворов, некоторая их часть все равно остается в сточных водах производства и требует дальнейшей доочистки сбросных вод. В качестве одного из потенциальных сорбентов может выступать породообразующий минерал мурманит, $\text{Na}_2\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ [2].

Мурманит способен полностью обменивать катионы Na^+ на Cd^{2+} и Pb^{2+} в хлоридных растворах при температуре 160 °С. Внедрение свинца в межслоевое пространства мурманита (рисунок) происходит по схеме $2\text{Na}^+ \leftrightarrow \text{Pb}^{2+} + \square$. Кадмий входит в



Кристаллические структуры мурманита: а — исходного, б — Pb-замещённого, в — Cd-замещённого. TiO_6 октаэдры окрашены голубым, SiO_4 тетраэдры — синим, полиэдры Na — жёлтым, Pb — серым и Cd — розовым

кристаллическую структуру мурманита по изоморфной схеме $2\text{Na}^+ \leftrightarrow \text{Cd}^{2+} + \square$, замещающая натрий в октаэдрических позициях.

Переход к диагональной ячейке в результате катионного обмена происходит по типу наблюдаемой нами ранее для другого титаносиликата – ситинакита [3]. Упорядочение занятых и вакантных октаэдрических позиций для Cd-рзамещённой формы приводит к изменению элементарной ячейки с исходной пр.гр. $P\bar{1}$, $a = 5.3822(6)$, $b = 7.0538(8)$, $c = 11.6477(15)$, $\alpha = 86.385(9)^\circ$, $\beta = 81.967(10)^\circ$, $\gamma = 89.970(9)^\circ$ в диагональную $\alpha = 8.8154(11)$, $b = 8.8363(11)$, $c = 1.694(4)$, $\alpha = 98.786(17)^\circ$, $\beta = 90.954(17)^\circ$, $\gamma = 106.039(11)^\circ$.

Высокотемпературные исследования мурманита показали наличие необратимого фазового перехода из мурманита $\text{Na}_4\text{Ti}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ в фазу $\text{Na}_4\text{Ti}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_4$ при 150°C . Структура исходного была уточнена в пространственной группе $P-1$ с R -фактором 0.077 для 1660 независимых рефлексов $a = 5.3822(6)$, $b = 7.0538(8)$, $c = 11.6477(15) \text{ \AA}$, $\alpha = 86.385(9)^\circ$, $\beta = 81.967(10)^\circ$, $\gamma = 89.970(9)^\circ$, $V = 436.98(9) \text{ \AA}^3$. Структура дегидратированной фазы уточнена в пространственной группе $P-1$ с R -фактором 0.096 для 1643 независимых рефлексов $a = 5.3089(9)$, $b = 7.0373(13)$, $c = 9.822(4) \text{ \AA}$, $\alpha = 81.74(2)^\circ$, $\beta = 80.60(2)^\circ$, $\gamma = 89.862(14)^\circ$, $V = 358.18(17) \text{ \AA}^3$. Выход структурной воды вызывает изменение координации титана в H -слое с октаэдрической на пятивершинную [4].

Исследования проводились в рамках научных тем ФИЦ КНЦ РАН 122022400093-9 (эксперименты по сорбции) и 122022400362-6 (исследование состава) при финансовой поддержке гранта РФФ 21-77-10103 (изучение кристаллических структур).

Литература

1. Chukanov N. V., Pekov I. V. Heterosilicates with tetrahedral-octahedral frameworks: mineralogical and crystal-chemical aspects // *Rev. Mineral Geochem.* 2005. Vol. 57. P. 105-143
2. Паникоровский Т. Л., Калашникова Г. О., Яковенчук В. Н., Базай А. В., Грязнова Д. В., Кривовичев С. В. Механизм вхождения Pb^{2+} и Cd^{2+} в кристаллическую структуру мурманита, $\text{Na}_2\text{Ti}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Труды XIX Ферсмановской научной сессии. 2022. (в печати)
3. Panikorovskii T. L., Kalashnikova G. O., Nikolaev A. I., Perovskiy I. A., Bazai A. V., Yakovenchuk V. N., Bocharov V. N., Kabanova N. A., Krivovichev S. V. Ion-exchange-induced transformation and mechanism of cooperative crystal chemical adaptation in sitinakite: theoretical and experimental study // *Minerals.* 2022. 12, 248. <https://doi.org/10.3390/min12020248>
4. Сидельникова О. Ф., Пахомовский Я. А., Паникоровский Т. Л., Базай А. В., Бочаров В. Н., Яковенчук В. Н., Михайлова Ю. А., Кривовичев С. В. Механизм дегидратации мурманита, $\text{Na}_4\text{Ti}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. // Труды XVII Ферсмановской научной сессии. 2020. 17. С. 491–494. DOI: 10.31241/FNS.2020.17.094

Формирование минералого-технологической информации на основе принципов технологической минералогии, определяющей систему переработки руд

Б. И. Пирогов

ВИМС, Москва; *pirogov_bi@inbox.ru*

Как показал многолетний опыт работы на железорудных горно-обогатительных комбинатах СССР-РФ, Монголии, в институтах Механобрчермет, Криворожском горно-рудном институте и ВИМС, **минералого-технологическая информация о технологических свойствах минералов (ТСМ) формируется на этапах их онтогении: при минерогенезе в природе** (в процессах рудообразования исходного минерального сырья, потенциально накапливаясь и сохраняясь на разных уровнях минералогической «памяти») и при **переработке в техногенезе** (по классам крупности гранулярного спектра дроблено-измельченной руды в связи с их обогащением) [4, 7, 8]. Теоретические основы учения об онтогении предполагают, что генезис руд в широком понимании проявляется в качествах минералов — минералогических признаках, «записанных» в конституции, морфологии и свойствах минеральных индивидов и агрегатах [1]. Расшифровка генезиса состоит в познании этих качеств минеральных индивидов и агрегатов в телесном воплощении генезиса [1, 5, 8]. Познавая генезис минералов, следует учитывать совокупность явлений [1, 7], включающих **собственно образование** (зарождение, рост, изменение, вплоть до уничтожения), **способ образования** (физико-химический механизм генезиса) и **геологический процесс минералообразования** (магматический, гидротермальный и др.). Рассматривая конституцию минералов (состав и структуру) с точки зрения технологических свойств, очень важно придать понятию четкий физический смысл [1, 2, 4]. Это позволит выразить особенности **неоднородностей** химического состава и кристаллической структуры минералов, **анатомии** реальных кристаллов (зональность, секториальность и мозаичность), подробности **конституции второго и третьего порядков** (полисинтетическое, доменное сложение, эпитаксиальные прослойки), **деталей атомного и молекулярного масштаба** (разнообразные дефекты кристаллической структуры), **изотопного состава, ядерной, электронной и магнитной структур**. Важно учесть различные по составу включения, поры, трещины, покрытие индивидов адсорбционным слоем и другие особенности. При расшифровке анатомии индивидов необходимо иметь в виду, что она отражает историю их роста, неоднократную смену габитусов, трансформацию скелетного роста в поногранный и наоборот. Она может быть существенно преобразована в процессе изменения и разрушения минералов за счет внешнего энергетического воздействия [1, 6]. Это

важно иметь в виду при изучении зерен и измельченных частиц минералов в связи с оценкой их поведения в продуктах технологической схемы переработки.

Поведение минералов в единой геолого-техногенной системе (ЕГТС) носит системный характер, проявляясь на трех уровнях организации минерального вещества: **текстурном, структурном и макро-микро-нано уровнях индивидов**. Уровни организации минерального вещества, по-разному оказывая влияние на эволюцию технологические свойства, определяют КОД каждого типа руд и преобразования их технологических особенностей по стадиям переработки [4]. Опираясь на онтогению руды, особенности морфологии и конституции индивидов и сростаний минералов проявляются на разных уровнях организации минерального вещества, что четко прослеживается в классах крупности гранулярного спектра на стадии техногенеза. При этом следует иметь в виду, что характеристики минералов непосредственно влияют на качество продуктов обогащения и характер раскрытия сростаний. Изучение анатомии и размеров индивидов важно проводить с позиций структурно-размерного анализа, учитывая особенности их формирования при техногенезе в различной крупности обломочных малых частиц, влияющих на характер флокуляции мелких частиц и качество конечных продуктов обогащения [3].

При расшифровке минералого-технологической информации о ТСМ следует учитывать тезис Д. П. Григорьева о том, что «качества минералов объекта определяются его онтогенезом» и наши представления о двойственной природе ТСМ в системе минерал — среда в ЕГТС, что позволит обеспечить при комплексном исследовании МС разработку экологически чистой и экономически эффективной технологии переработки руд на принципах ТМ и минералургии.

Литература

1. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. Индивиды. М.: Наука, 1975. 340 с.
2. Мельник Ю. П. (Отв. ред.). Онтогения минералов и технологическая минералогия. (Сб. науч. тр.). Киев: Наукова думка, 1988. 228 с.
3. Петровская Н. В. Неоднородность минералов — один из важнейших вопросов современной минералогии // Матер. XI съезда ММА «Неоднородность минералов и рост кристаллов». М.: Наука. 1980. С. 3–10.

4. Пирогов Б. И. Системное минералого-технологическое исследование руд в связи с их обогащением. // Разведка и охрана недр. 2019. № 2. С. 41–43.

5. Пирогов Б. И., Поротов Г. С., Холошин И. В., Тарасенко В. Н. Технологическая минералогия железных руд. Л.: Наука. 1988. 304 с.

6. Попов В. А. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: Уро РАН, 2011. 167 с.

7. Ревнивцев В. И. Роль технологической минералогии в обогащении полезных ископаемых // ЗВМО. 1982. Вып. 4. С. 4–20.

Юшкин Н. П. Теоретические и методические основы расшифровки генетической информации, содержащейся в минералах // Сб. Новые идеи в генетической минералогии. Л.: Наука, Ленингр. отд., 1983. С. 38–47.

Экспериментальное воспроизведение процессов образования наноструктурированных оксидов титана и их фотокаталитические свойства

А. В. Понарядов, О. Б. Котова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; alex401@rambler.ru

В последние годы внимание исследователей привлекают нанокристаллические оксидные материалы, обладающие рядом уникальных свойств [1, 2]. К таким соединениям относится диоксид титана, высокодисперсные порошки которого широко используются для синтеза нанокомпозитов и нанореакторов. Серьезной проблемой формирования последних является проблема регулирования фазообразования и, соответственно, непредсказуемость технических характеристик конечных продуктов. Сравнение алгоритмов фазовых преобразований на примере титановых минералов в природе и техногенных процессах способствуют пониманию механизмов регулирования взаимоотношений «кристалла-среда» для моделирования технологических свойств нанокомпозитов (нанореакторов).

Методами высокоразрешающей электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа изучены фазовые превращения в минеральных системах на уровне последовательности физико-химических процессов (на примере минералов ряда «ильменит — рутил», титановые руды Пижемского месторождения, Средний Тиман, Россия). Установлена определяющая роль процессов окисления двухвалентного железа, входящего в состав ильменита, и его последующего выноса при взаимодействии с гидротермальными растворами. Методом РФА подтверждено, что фазовая трансформация в ряду «ильменит — рутил» протекает через несколько промежуточных фаз (псевдо-рутил, клеберит), характеризующихся пониженной кристаллическостью (повышенной дисперсностью минеральной системы).

Авторами и другими исследователями показаны способы увеличения фотокаталитической активности диоксида титана, включая направленный синтез наноструктур TiO_2 заданного фазового состава и морфологии, а также создание нанокомпозитных материалов с фотокаталитической активностью в видимой области спектра [2–4].

Для разработки подходов к повышению фотокаталитической активности материалов нами был проведен синтез нанокристаллического диоксида титана с контролируемой кристаллическостью и фазовым составом. На основании результатов исследований структуры нанотрубок (синтезированных из концентрата ильменит-лейкоксеновой руды в гидротермальных условиях) и их сорбционных и электрофизических свойств представлены преимущества титановых нанотрубок по сравнению с другими природными минералами и синтетическими материалами [4].

Выявленные закономерности процессов фазообразования в минеральных системах ряда «ильменит — рутил» использованы при разработке технологий синтеза наноструктурированных материалов, включая процесс, который связан с уменьшением кристаллическости (увеличением дисперсности) системы. Установлено, что при гидротермической обработке минеральных систем (фаз рутила и кварца) происходит дестабилизация исходной структуры, расслоение и образование низкоразмерных структур (волокон, трубок, филаментов, пленок). Проведенные сравнительные исследования процессов фазообразования в природе и в технологиях переработки/синтеза показали, что в качестве ключевого фактора (триггера) процесса образования новых фаз и структурной перестройки является энергия системы (эндо- или экзопроцессы, связанные с изменением РТ условий и рН среды).

Авторы выражают благодарность ЦКП «Гео-наука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар) за помощь при проведении аналитических работ. Работа проводится в рамках темы НИР «Развитие минерально-сырьевого комплекса Тимано-Североуральско-Баренцевоморского региона на основе эффективно-прогноза, геологического моделирования, геолого-экономической оценки ресурсного потенциала и новых технологий переработки полезных ископаемых».

Литература

1. Lisuzzo L., Cavallaro G., Milioto S., Lazzara G. Halloysite nanotubes as nanoreactors for heterogeneous micellar catalysis // Journal of Colloid and Interface Science. 2022. Vol. 608. P. 424-434.
2. Kotova O. B., Ponaryadov A. V., Gömze L. A. Hydrothermal synthesis of TiO₂ nanotubes from concentrate of titanium ore Pizhenskoe edeposit (Russia) // Vestnik of Institute of Geology of Komi SC of UB of RAS. 2016. № 1. P. 34–36.
3. Liao C., Li Y., Tjong S. C. Visible-light active titanium dioxide nanomaterials with bactericidal properties // Nanomaterials. 2020. 10, 124. <https://doi.org/10.3390/nano10010124>
4. Ponaryadov A. V., Kotova O. B., Shiyong Sun. Photocatalytic nanoreactor based on low-dimensional titanium oxide structures // Vestnik of Geosciences. 2022. № 1. P. 54–56. <https://doi.org/10.19110/geov.2022.1.5>

Рациональное и комплексное использование цеолитсодержащих пород на основе применения наилучших доступных технологий

К. К. Размахнин^{1,2}, И. С. Курошев², А. В. Бондарев³

¹ИГД СО РАН, Новосибирск; igdranchita@mail.ru

²ФГАУ НИИ ЦЭПП, Москва

³НИУ «БелГУ», Белгород

Рациональная и комплексная переработка минерального сырья базируется на создании малоотходных и безотходных технологий, что предусматривает его использование в замкнутом цикле, который определяет необходимость утилизации или практического применения образующихся в процессе технологического передела отходов. Вместе с тем, интенсивное развитие горнопромышленного производства в России при отсутствии эффективных технологий переработки и утилизации отходов обуславливает образование и накопление в отвалах и хвостохранилищах большого объема техногенного сырья, негативно влияющего на окружающую среду прилегающих к производственным комплексам территорий. В этой связи, разработка технологических решений по снижению и предотвращению негативного влияния отходов горного

производства является крайне актуальным направлением развития науки и техники. При решении задач минимизации экологических воздействий горнопромышленных предприятий на компоненты окружающей среды могут найти широкое применение сорбционные технологии, основанные на применении как синтетических, так и природных сорбентов, обладающих высокой адсорбционной способностью и доступностью в их стоимости. Данным параметрам в полной мере удовлетворяют природные цеолиты, запасы которых в России оцениваются в 25 млрд т. При этом для получения высококачественных цеолитовых продуктов с заданными физико-химическими и химическими свойствами необходимо применение технологий обогащения и модификации, соответствующим требованиям наилучших доступных технологий, ба-

Наилучшие доступные технологии на основе применения природных цеолитов

№ п/п	Направление использования природных цеолитов	Примечание
1	Геохимические барьеры, фильтрационный слой дамбы хвостохранилищ	Фильтрационные барьеры
2	Рекультивация хвостохранилищ	Биологическая рекультивация техногенных месторождений
3	Очистка отходящих газов от CO, CO ₂ , SO ₂ , NH ₃ , N ₂ , CH ₃ OH, фреона, меркаптанов, окислов азота.	Фильтры
4	Очистка сточных вод. Биоремедиация водоемов. Очистка питьевой воды. Утилизация противоположенных жидкостей	Фильтры, очистка от флотационных реагентов и нефтепродуктов, кондиционирование закисленных стоков, сорбция катионов тяжелых металлов, катионов Pb ⁺ , K ⁺ , NH ₄ ⁺ , Ag ⁺ , Cd ²⁺ , Pb ²⁺ , Zn ²⁺ , Hg ²⁺ , Ba ²⁺ , Mg ²⁺ , Co ³⁺ , Al ³⁺ , Cr ³⁺ , Fe ³⁺
5	Закладка выработанного пространства. Строительство зданий и сооружений.	Заменитель части цемента, компонент тампонажных растворов, заменитель извести в вяжущих растворах
6	Санация, восстановление почв	Компонент почвосмесей для повышения плодородности почв и снижения их токсичности

зирующихся на последних достижениях науки и техники и направленных на снижение негативных воздействий горнопромышленного производства на окружающую среду.

Проведенные исследования по разработке технологий переработки, обогащения и модификации цеолитсодержащих пород Восточного Забайкалья, где сосредоточены основные запасы данного минерального сырья России, позволили добиться возможности управлять качеством, в частности, для их использования в технологиях по обращению с отходами горного производства. В этой связи, разработанные технологические решения, основанные на применении инновационных способов рудоподготовки (термическое акустическое воздействие, обработка ускоренными электронами, мощными наносекундными электромагнитными импульсами), обогащения и химической модификации путем кислотной обработки с целью частичного dealюминирования и обескремнивания позволили получить цеолитовые концентраты с содержанием цеолитов 88.4–99.1 % с возможностью управления адсорбционными характеристиками сорбентов, что является ярким примером применения технологий (методов), соответствующих требованиям НДТ [1, 2, 3]. Полученные на основании применения разработанных технологий цеолитовые продукты могут быть с достаточной степенью эффективности применены в целях снижения и предотвращения негативного воздействия горнопромышленных от-

ходов. При этом наилучшие доступные технологии управления техногенным сырьем, образуемым в результате деятельности горных предприятий, с высокой эффективностью могут базироваться на применении высококачественных природных цеолитов, в частности, при рекультивации и консервации хвостохранилищ, очистке сточных вод (ИТС НДТ 8-2015), захоронении токсичных и радиоактивных отходов, обращении с отходами производства и потребления (ИТС НДТ 17-2021), очистке отходящих газов (ИТС НДТ 20-2017), а также в процессах горнодобывающей промышленности (ИТС НДТ 16-2017) и т. д. (таблица).

Литература

1. Шумилова Л. В., Хатькова А. Н., Размахнин К. К., Черкасов В. Г. Стратегии рационального и комплексного использования минерального сырья на основе наилучших доступных технологий и оценки жизненного цикла отходов горного производства // Вестник ЗабГУ. 2021. Т. 27. № 4. С. 32–44.
2. Размахнин К. К. Обоснование и разработка технологий обогащения и модификации цеолитсодержащих пород Восточного Забайкалья // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2021. № 3. С. 148–157.
3. Юсупов Т. С., Шумская Л. Г., Кириллова Е. А. Состояние и перспективы обогащения природных цеолитов // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2000. № 3. С. 115–120.

Бокситы Среднего Тимана: проблемы утилизации отходов

И. Н. Размыслов, О. Б. Котова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; razmyslov-i@mail.ru

Основным методом получения глинозёма из бокситов с высоким кремнёвым модулем остаётся метод Байера. В процессе переработки бокситов остаются отходы глинозёмного производства — красный шлам (КШ). Ежегодно в мире образуется около 40 млн. т КШ. Это является большой проблемой, так как существуют риски повреждения шламоохранилищ, загрязнения почв и рек, требуются затраты на строительство шламоохранилищ и их обслуживание. Утилизация отходов является составной частью проблемы эффективного использования алюмосодержащего сырья.

Объектами исследований послужили образцы железняковых бокситов Среднего Тимана и КШ (Уральский алюминиевый завод). Были проведены химический, рентгенофазовый, термический анализы. Гранулометрический состав был изучен седиментационным, ситовым и лазерно-дифракционным методами. Поверхность, микрострукту-

ра, взаимодействие фаз исследовались методами электронной микроскопии. Микроэлементный состав устанавливался методом ИСП.

Показано, что для исследуемых бокситов характерно значительное содержание тонкодисперсной (глинистой) составляющей. Около 30 % приходится на глинистые частицы [3]. В процессе переработки бокситов теряется безвозвратно 10–20 % глинозёма. Ежегодные потери железа крупных заводов составляют около 0.5 млн т.

Химический и минералогический состав шламов определяется составом исходного боксита и способами переработки [1, 2]. Основными компонентами химического состава КШ исследованных образцов являются $Fe_2O_3 + FeO$, CaO , Al_2O_3 . Рентгенофазовым анализом диагностированы гематит, кальцит, лепидокрокит/гетит, нозеан, пирит, гранаты, рентгеноаморфные соединения железа. Красные шламы рассматриваются как один из потенциаль-

ных источников получения глинозема, каустической щелочи, железа и редкоземельных элементов.

В составе шламов на частицы с размером менее 71 мкм приходится не менее 81 % [4]. Данные также подтверждаются снимками СЭМ. Удельная площадь поверхности составила 18.7 м²/г, плотность 2.84–2.94 г/см³.

В работах [1–4] показаны минералогические характеристики КШ, их форма нахождения полезных компонентов, морфоструктурные особенности, состав и строение, определяющие в дальнейшем стратегию и тактику их использования:

1) как исходное сырье без переработки, например, для извлечения ценных металлов;

2) как исходное сырье после дополнительной переработки для получения материальных ресурсов в индустрии;

3) как объект утилизации.

КШ характеризуется высокой сорбционной активностью в отношении естественных долгоживущих радионуклидов — урана, радия, тория (U²³⁸, Ra²²⁶, Th²²³). Изучение характеристик десорбции показало, что сорбенты из КШ обладают высокой прочностью поглощения (или низкой суммарной десорбции).

Использование КШ в качестве сорбентов или добавочного материала не решает вопроса о переработке больших количеств этого отвального продукта глиноземного производства. Поэтому в последние годы во многих странах мира проводятся широкие исследования по извлечению из красных шламов ценных компонентов. Для бокситов и КШ установлены повышенные содержания редкоземельных элементов скандия, ниобия, лантаноидов, однако эти микроэлементы не образуют са-

мостоятельных фаз и находятся в эндокриптном состоянии [1, 3].

Авторы выражают благодарность ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар) за помощь при проведении аналитических работ. Работа проводится в рамках темы НИР «Развитие минерально-сырьевого комплекса Тимано-Североуральско-Баренцевоморского региона на основе эффективного прогноза, геологического моделирования, геолого-экономической оценки ресурсного потенциала и новых технологий переработки полезных ископаемых».

Литература

1. Котова О. Б., Москальчук Л. Н., Шушков Д. А., Леонтьева Т. Г., Баклай А. А. Сорбенты радионуклидов на основе промышленных отходов: физико-химические свойства и перспективы использования // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 4. С. 29–36. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2017-4-29-36>
2. Kotova O., Gasaleeva G., Vakhrushev A. Minerals of bauxites and residues: problems of processing and enrichment (Russia) // Proceedings of the 11th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM). 2015. Pp. 241–251. https://doi.org/10.1007/978-3-319-13948-7_25
3. Razmyslov I. N., Kotova O. B., Silaev V. I. et al. Microphase heterogenization of high-iron bauxite as a result of thermal radiation // J. Min. Sci. 2019. V. 55. P. 811–823. <https://doi.org/10.1134/S1062739119056185>
4. Kotova O. New adsorbent materials on the base of minerals and industrial waste // IOP Conf. Series: Materials Science and Engineering. 2019. 613, 012042. <https://doi.org/doi:10.1088/1757-899X/613/1/012001>

Ландшафтно-минералого-геохимические системы и экогеохимия техногенных отходов Алмалык-Ангренского горнорудного района

А. Х. Турсебеков¹, Н. Э. Шукуров¹, Ш. Р. Шукуров¹, Х. Т. Шарипов²

¹Институт геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз, Ташкент; Shuxrat2200@mail.ru

²Институт общей и неорганической химии АН РУз, Ташкент

В настоящее время по масштабам извлечения промышленно ценных металлов из полиметаллических, золоторудных и других месторождений Республики Узбекистан Алмалыкский и Навоийский горно-металлургические комбинаты находятся на передовых позициях в мире. Наряду с извлечением промышленно ценных металлов, необходимых для Республики Узбекистан, происходит накопление продуктов в виде отходов горно-металлургического производства (газы, дымы, твердые и жидкие отходы (хвостохранилища), то есть происходит привнос и техногенное накопление вещества и вторичное его перераспределение в литосфере, биосфере и атмосфере.

Источником загрязнения атмосферы могут быть продукты сгорания твердого вещества при пирометаллургической переработке руд цветных и благородных металлов и отходов цветной металлургии (горелки клинкеров цинкового производства).

Наиболее опасными загрязнителями атмосферы по данным ООН являются сернистый газ, среди металлов токсичными признаны: ртуть, свинец, кадмий, селен и др. [1].

Составная часть матрицы техногенных отходов (месторождений) представлена горными породами, недоизвлеченными рудами (твердые вещества), которые состоят из минеральных ансам-

блей, коллоидных сред, аморфных веществ, наночастиц, являются концентраторами ценных в промышленном отношении Pb, Zn, Cu, Ag, Au и др. металлов, а также токсичных элементов Cd, Pb, Hg, Se, As и др. По этой причине техногенные отходы, сосредоточенные в Алмалык-Ангренском и Кызылкумском регионах, необходимо считать ландшафтно-минералого-геохимической системой (ЛМГС).

Основная роль в деструкции данной ЛМГС принадлежит атмосферным осадкам, денудации (выветриванию), действию микроорганизмов и энергии солнца. При непосредственном участии атмосферных осадков (воды), денудации и теплового градиента происходят преобразования техногенных отходов, атмосферные осадки формируют местные водостоки, которые мигрируют в области разгрузки (миграционный поток вещества) в природный горно-равнинный ландшафт Алмалык-Ангренского и Кызылкумского регионов.

Данные исследования посвящены современным ландшафтно-минералого-геохимическим процессам и структуре водно-миграционного потока, которые проходят стадию трансформации в пределах техногенных отходов региона. Необходимо детальное изучение жидкой фазы миграционного потока техногенных отходов. Работы в данном направлении отсутствуют.

Утилизация техногенных отходов необходима в связи с положительной динамикой увеличения загрязнения окружающей среды токсичными элементами, привносящих водными потоками и пылевыми образованиями.

В связи с этим необходимо детально изучить минералого-геохимическую основу матриц техногенных отходов, а также химический состав водных потоков, нисходящих из техногенных отходов.

Алмалыкский и Навоийский горно-металлургические комбинаты многие десятилетия отрабатывали и отрабатывают золоторудные, золотосеребряные, полиметаллические и медно-молибденовые месторождения. В результате данной деятельности на сопредельных территориях Алмалык-Ангренского, Кызылкумского и др. регионах заскладированы миллиарды тонн техногенных отходов: вскрышные породы, забалансовые и окисленные руды, шлакоотвалы и клинкеры медного и цинкового производства, хвосты обогатительных фабрик. Данные отходы содержат не только промышленно ценные Fe, Cu, Mo, Zn, Pb, Au, Ag, Re, Pt, Pd, редкоземельные элементы и др., но и токсичные элементы Hg, Pb, Cd, Se и др.

Ландшафтно-минералого-геохимическую систему техногенных отходов необходимо рассматривать с трех позиций:

1. Изучение минералого-геохимических особенностей и форм нахождения продуктивных ценных и токсичных элементов.

2. Исследование химического состава и поведения токсичных элементов в экогеохимической системе (водные потоки, почва, пыль, дым).

3. Разработка технологии извлечения ценных продуктивных металлов.

Такой комплексный подход позволит выявить опасные загрязнители (токсичные элементы), их распределение и концентрацию в окружающей среде, а также разработать и реализовать технологию извлечения ценных компонентов из техногенных отходов Алмалык-Ангренского и Кызылкумского регионов.

Литература

1. Польшов Б. Б. Геохимические ландшафты. М.: Географгиз, 1952. 400 с.

Анальцимсодержащие породы Тимана: сорбционные свойства и перспективы использования

Д. А. Шушков¹, О. Б. Котова¹, Акил Кумар Рой², Т. Н. Щемелинина³, Е. М. Анчугова³, И. А. Перовский¹

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; dashushkov@geo.komisc.ru

²Mion Works Private Limited, Нью-Дели, Индия

³ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

На Тимане и Западном Притиманье в пермских отложениях широко распространены анальцимсодержащие породы (АСП). Они представлены алевритами и аргиллитами, значительно реже мергелями. По данным рентгенофазового анализа в породах присутствует кварц, анальцим, минералы группы полевых шпатов, гематит, гетит, иногда кальцит и доломит. Глинистые минералы представлены неупорядоченной, в основном разбухающей, смешаннослойной фазой (иллит-сметтит, иллит-хлорит), в незначительном количестве при-

сутствуют каолинит и хлорит. Ассоциация анальцима с глинистыми минералами позволяет рассматривать АСП как сорбционное сырье смешанного состава. В работе представлены результаты исследований сорбционной активности АСП Веслянской группы проявлений (Коинская площадь, Республика Коми).

Сорбция радионуклидов. В результате экспериментов по сорбции радионуклидов АСП было установлено, что степень извлечения тория составляет 100 %. Практически полностью поглощаются

радий и уран — до 99.6 и 99.4 % соответственно. Динамика сорбции показывает, что более 95 % урана сорбируется течение 0.5 ч. Сорбция тория происходит медленнее: более 97 % тория сорбируется в течение 2.5 ч [1].

Исследование десорбции радионуклидов из АСП показало следующее. При обработке водой и ацетатом аммония десорбируется до 2.67 и 0.67 % тория соответственно. Высокая десорбция тория в раствор происходит при взаимодействии с соляной кислотой — до 60 %. Уран прочно удерживается АСП при взаимодействии водой. Обработка ацетатом аммония и соляной кислотой приводит к извлечению до 21.0 и 34.0 % урана соответственно. По сравнению с ураном и торием радий наиболее склонен к ионному обмену. Воздействие ацетата аммония приводит к извлечению в раствор от 47.0 до 53.2 % радионуклида. При взаимодействии с соляной кислотой извлекается до 31 % радия.

Очистка питьевых вод и сточных вод предприятий. Проведены эксперименты по очистке питьевой воды р. Вычегда с помощью АСП. Для сравнения использовали кварцевый песок, используемый в настоящее время на станции водоочистки г. Сыктывкара. Было установлено, что АСП и кварцевый песок одинаково уменьшают цветность и мутность воды на 20 и 78 % соответственно. Содержание железа и перманганатная окисляемость при фильтрации через АСП снижаются на 73 и 32 % соответственно, через кварцевый песок — на 59 и 10 %.

АСП опробованы для очистки сточных вод ОАО «Вильгортская сапоговальная фабрика». Анализ прошедшей фильтрацию воды показал снижение мутности в 77.2 раза, взвешенных частиц — 3.4 раза, нефтепродуктов — 6.3 раза, ХПК — 3.4 раза, $N-NH_4$ — 20 раз, PO_4^{3-} — 2.8 раза. Значение pH воды увеличивается от кислого (4.57) до нейтрального (7.32).

Сорбция и деструкция нефтепродуктов биогеосорбентами. Совместно с коллегами из ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН были разработаны биогеосорбенты на основе АСП и иммобилизованных микроорганизмов: бактерий *Pseudomonas yamanorum* VKM В-3033D; дрожжей *Rhodotorula glutinis*, VKM Y-2998D; микроводорослей *Chlorella vulgaris* Beijer. f. *globosa* V. Andr [2]. Установлено, что исходная АСП проявляет высокую адсорбционную активность в отношении нефтепродуктов, уменьшая их содержание в 2.5–3 раза (до норм или существенно ниже норм ПДК). При использовании биогеосорбентов выявлено снижение эффективности очистки воды, которое вызвано уменьшением удельной поверхности в результате иммобилизации клеток микроорганизмов на поверхности АСП. Однако в то же время микроорганизмы обеспечивают биодеструкцию углеводородов, которая составила 77 % за 4 суток.

Сорбция и деструкция фенолов биогеосорбентами. Совместно с коллегами из ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН были разработаны биогеосорбенты на основе АСП и иммобилизованных микро-

дрослей *Chlorella vulgaris*. Биогеосорбент проявляет высокую деструкционную способность в отношении фенола: эффективность очистки составляет 82 и 93 % за 3 и 45 суток, соответственно. Эксперименты по тестированию биогеосорбентов на устойчивость к стресс-факторам показали, что микроводоросли, иммобилизованные на поверхности АСП, проявляют толерантность к низким температурам (до -30 °C), повышенной солености воды (34 ‰), органическим загрязнителям (фенольная вода концентрацией 10 мкг/дм³). АСП является для микроводорослей базой-транспортом, обеспечивая сохранность и увеличивая рост клеток в стрессовых условиях [3].

Выводы. Полученные результаты показали, что анальцитсодержащие породы Коинской площади являются перспективными для применения в сорбционных процессах, в том числе для очистки питьевых, бытовых, ливневых, сточных вод от различных поллютантов. Представляется целесообразным их использование для реабилитации радиационно-загрязненных территорий. В Республике Коми это, в первую очередь, производственные площадки бывшего радиевого промысла, расположенного в пос. Водный. Применение биогеосорбентов перспективно для восстановления земель и водных объектов, нарушенных после аварийных разливов нефти и нефтепродуктов. Это особенно актуально для северных и арктических территорий, которые характеризуются низкой самоочищающейся способностью. В то же время имеются существенные ограничения для добычи АСП:

1. Проявления АСП не подготовлены для освоения. Для этого необходимо подготовить обоснование и провести лицензирование объекта недропользования, выполнить комплекс геологических исследований с оценкой запасов полезного ископаемого и их постановкой на государственный баланс.

2. Район, на территории которого расположены проявления, характеризуется слабой транспортной доступностью. Для устранения данной проблемы требуется строительство автодороги до ближайшей железнодорожной станции отгрузки, подведение электрических сетей.

Авторы выражают благодарность ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар) за помощь при проведении аналитических работ. Работа проводится в рамках темы НИР «Развитие минерально-сырьевого комплекса Тимано-Североуральско-Баренцевоморского региона на основе эффективного прогноза, геологического моделирования, геолого-экономической оценки ресурсного потенциала и новых технологий переработки полезных ископаемых».

Литература

1. Shushkov D. A., Kotova O. B., Ibrahim J.-E.F. M., Harja M., Gomze L. A., Shchemelinina T. N., Ignatiev G. V. Analcime-bearing rocks as advanced sorbents // Epiđan-

yag — Journal of Silicate Based and Composite Materials. 2020. Vol. 72, No. 5. P. 156–164. <https://doi.org/10.14382/epitoanyag-jsbcm.2020.26>

2. Щемелинина Т. Н., Котова О. Б., Анчугова Е. М., Шушков Д. А., Игнатъев Г. В. Цеолитовое и глинистое сырье: экспериментальное моделирование биогеосорбентов // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО

РАН. 2018. № 9. С. 50–57. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-9-50-57>

3. Shchemelinina T. N., Anchugova E. M., Kotova O. B., Sun S., Shushkov D. A., Gogonin A.V., Likhanova N. V., Zueva O. M., Korchagina Yu. S. Why mineral carriers are necessary for microalgae // Vestnik of Geosciences. 2020. № 2. P. 24–28. <https://doi.org/10.19110/geov.2020.2.4>

Aluminosilicates: synthesis technologies and phase transformations

E. L. Kotova¹, V. A. Ustyugov², Shiyong Sun³

¹St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

²Sykytyvkar State University, Sykytyvkar, Russia; ustyugovva@gmail.com

³Southwest University of Science and Technology, Mianyang, China

The most perspective raw material to produce aluminosilicate nanocomposites is mullite, the highest-temperature compound of Al_2O_3 with SiO_2 , which is formed by heating kaolinite and other aluminosilicates [1-4], acquiring various technical properties (thermal expansion, thermal conductivity, creep resistance, high-temperature strength, chemical stability) [2, 3]. The problem with producing mullite is the use of high temperatures. Therefore, it is relevant to conduct research to find new effective approaches to obtain mullite-containing raw materials (also composite materials on its basis) from new and alternative species to obtain a given substance at lower temperatures.

We carried out an experimental study of phase transformations of kaolinite (Knyazhpogost district, Komi Republic, 64°18'40.3 "N, 51°08'31.5 "E) under heat treatment within 670-1470 K. The phase composition of the samples was determined by diffractograms of undirected samples by X-ray diffractometer Shimadzu XRD-6000. The chemical composition was determined by the X-ray fluorescence method (Shimadzu XRF-1800).

It is shown that the formation of the final product, mullite nanocomposite, runs through intermediate phases: metakaolinite, spinel-like phase and pseudomullite. The excess of silica is transformed to cristobalite.

The mullite phase is fixed at 1200 °C with the appearance of cristobalite, its formation occurs due to an excess of unbound silica (in mullite the Al/Si ratio = 3, whereas in the original kaolinite — only 2).

Based on experimental data, the thermodynamic process of kaolinite transformation is represented by the sequence of theoretical reactions.

Given the instability of the chemical composition of mullite (from $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ to $2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$), two reactions of its formation from pseudomullite have been proposed. This is reflected in the total reaction accordingly. There are various impurities of iron oxides, titanium, etc. in the reactions involving the initial

samples, in contrast to the theory. Assuming that, in the first approximation, impurities do not affect final products, we use these reactions to calculate the Gibbs energy (isobaric potential) at different temperatures. Based on the analysis of the thermodynamics of chemical reactions, a less energy-consuming type of reaction to produce a mullite-containing nanocomposite is determined.

The proposed approach controls the ratio of Al_2O_3 and SiO_2 phases at certain stages, which will further improve mechanical and other properties of the matrix of the obtained raw materials for the target prototypes of industrial products.

This work is supported by the Russian Science Foundation (Project No. 21-47-00019) and the State Natural Science Foundation of China (NSFC) No. 42061134018.

References

1. Schmucker M., Schneider H., MacKenzie K. J. D., Smith M.E., Carroll D.L. $\text{AlO}_4/\text{SiO}_4$ distribution in tetrahedral double chains of mullite // Journal of the American Ceramic Society. 2005. Vol. 88. Pp. 2935-2937. DOI: 10.1111/J.1551-2916.2005.00500.X

2. Bai J. Fabrication and properties of porous mullite ceramics from calcined carbonaceous kaolin and $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ // Ceram. Int. 2010. Vol. 36. Iss.2. Pp. 673-678. DOI:10.1016/j.CERAMINT.2009.10.006

3. Bartsch M., Saruhan B., Schmucker M., Schneider H. Novel low temperature processing route of dense mullite ceramics by reaction sintering of amorphous SiO_2 coated $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ particle nanocomposites // Journal of the American Ceramic Society. 2004. Vol. 82. Pp.1388-1392. DOI: 10.1111/J.1151-2916.1999.TB01928.X

4. Chandrasekhar S., Ramaswamy S. Influence of mineral impurities on the properties of kaolin and its thermally treated products // Applied Clay Science. 2002. Vol. 21. Pp. 133-142. DOI: 10.1016/S0169-1317(01)00083-7

Mineralogical geomaterials science of clay minerals and technologies for the synthesis of nanocomposite materials

O. B. Kotova¹, Shiyong Sun², E. Kurovics³

¹Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Russia; kotova@geo.komisc.ru

²Southwest University of Science and Technology, Mianyang, China

³Institute of Ceramics and Polymer Engineering, University of Miskolc, Hungary

Mineralogical geomaterials science is a scientific field studying nature, properties, technological behavior, alteration and destruction of geomaterials in the process of technical functioning [1]. This field appeared and became relevant in connection with the revolutionary development of the industry, growth of consumption and environmental risks. The strategic directions are the integrated use of mineral raw materials and high technologies. To achieve the cost-benefit ratio, relatively inexpensive natural materials (wastes, associated or substandard raw) can be used, but the main disadvantage is the presence of impurities [2, 3]. Therefore, synthetic materials of high purity are usually used to produce some high-tech ceramics and composites. At the same time, the trend of modern applied research is the involvement of natural raw, such as clays.

Kaolins and other clay minerals are widely used in various industries (disposal of radioactive wastes, construction, electronics, etc.) due to their high sorption properties and low water permeability. The microstructure, properties, and applications of technical ceramics based on kaolin and other clay minerals are greatly influenced by production technologies [1–3]. Industry requirements for enriched kaolins are regulated by specific indicators of numerous state standards, based on the specific features of production and the quality of the finished product. The most important of them are the allowable content of oxides (Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , SO_3), flexural strength, whiteness, fire resistance. High-grade kaolins are subject to higher requirements than ordinary ones. Up to 40 % of the produced kaolin is used in paper production, for ceramic products — up to 35 %. Researchers for the enrichment technologies and stabilization of the ceramic properties of kaolins apply: 1) the study of the material and mineral compositions of kaolins; 2) development of an effective technology for kaolin enrichment with a high yield of the main component and possibility of obtaining kaolin products of various dispersions on its basis; 3) study of the physicochemical, ceramic and technological properties of kaolin products of various fineness.

The content of kaolinite in kaolin rocks is usually at least 40 %. Natural kaolins are stable in terms of chemical composition (wt. %): SiO_2 — 69.7–69.8; Al_2O_3 — 19.28–20.7; TiO_2 — 0.22–0.33; Fe_2O_3 — 0.46–0.7; CaO — 0.41–0.5; MgO — less than 0.1–0.16; K_2O — 1.1–3.2; Na_2O — 0.072–0.15; SO_3 — no more than 0.075; weight loss on ignition — 5.9–7.0.

Light (white, gray, creamy) varieties of kaolins are the most widespread at the deposit, which are char-

acterized by almost the same granulometric composition, which allows producing enriched kaolins with a high whiteness and a stable dispersion composition. With a decrease in the size class of the kaolin component, the content of Al_2O_3 in it gradually increases, reaching a maximum value of 36.93 % in a fraction of less than 5 microns.

One of the most important components of many ceramic materials is mullite ($\text{Al}_6\text{Si}_2\text{O}_{13}$). The unique properties of mullite — a high crystal strength, thermal stability, good surface conductivity, high melting point, corrosion resistance, radio transparency — allow it to be used in the metallurgical, electrochemical, automotive, radio engineering, aviation, nuclear industries, etc.

The main difficulty associated with obtaining mullite is the requirement for high temperatures for its synthesis. Therefore, it is important to conduct research on new efficient methods for the mullite synthesis:

1) from precursors of various chemical nature (oxides, hydroxides, salts); 2) natural raw (kaolinite) to obtain the target substance at lower temperatures, as well as composite materials based on it with specified technological properties. Not only mullite, but also mullite-containing nanocomposites, are of a great scientific and practical interest. A compound can be introduced both into the composition of the filler and into the matrix.

The synthesis of mullite is a necessary condition to produce materials and products of mullite composition. A variety of types of raw materials for its production — natural aluminosilicate raw (refractory clays, kaolins, silicates and alumina hydrates) and technical and technogenic products (technical alumina, electrocorundum, microsilica) — predetermines the variety of methods for its synthesis. For example, in [4], the authors synthesized mullite-containing ceramics by mixing kaolin and additives of biological origin, and typical processes of carbothermal reduction and nitration of clay minerals were carried out. As a result, reinforced mullite ceramics with a more rugged surface layer was synthesized.

This research study was supported by RSF, the Project No. 21-47-00019 and National Natural Science Foundation of China (NSFC, No. 42061134018).

References

1. Yushkin N. P. Geomaterials, mineralogical geomaterials science, resource and technological problems // Geomaterials for High Technologies, Diamonds, Precious

Metals, Gems of the Timan-Severoural Region: Proceedings of the All-Russian Mineralogical Seminar with International Participation. Syktyvkar: Geoprint, 2010. P. 7–8.

2. Kotova O. B. Mineralogical geomaterials science: accents of Academician N. P. Yushkin and new challenges // Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy (Yushkin Readings 2020): Proceedings of the Russian conference with international participation. Syktyvkar: IG Komi SC UB RAS, 2020. P. 285–286.

3. Kulkov S., Buyakova S., Gömze L. A. Structure and mechanical properties of ZrO₂-based systems, *Építőanyag*

– Journal of Silicate Based and Composite Materials. 2014. Vol. 66. No. 1. P. 1–6. <https://doi.org/10.14382/epitoanyag-jsbcm.2014.1>

4. Kurovics E., Kulkov A. S., Ibrahim J.-E. F. M., Kashin A. D. Pala P., Nagy V. — Kulkov S. N., Gömze L. A. Mechanical properties of mullite reinforced ceramics composite produced from kaolin and corn starch // *Építőanyag – Journal of Silicate Based and Composite Materials*. 2021. Vol. 73. No. 4. P. 149–153. <https://doi.org/10.14382/epitoanyag-jsbcm.2021.22>

Bifunctional copper contained organophyllosilicate nanozyme for the ultrasensitive detection of hydroquinone

Rui Lv^{1,2}, Shiyong Sun¹, Jin Liu¹, Ke Wang¹, Yevgeny A. Golubev³, Faqin Dong¹, Olga B. Kotova³,
Elena L. Kotova⁴, Xiaoqin Nie¹, Daoyong Tan¹

¹School of Environment and Resource, Key Laboratory of Solid Waste Treatment and Southwest University of Science and Technology, Mianyang, China; shysun@swust.edu.cn, fqdong@swust.edu.cn

²School of Chemistry and Chemical Engineering, Mianyang Teachers' College, Mianyang, China

³Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

⁴Saint-Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

Natural phyllosilicates are known to possess lamellar structure and large specific surface area which have been extensively employed as adsorbent and carrier [1, 2]. However, the poor swelling ability in solution often restrict their widely applications. To settle these limitations, synthetic organophyllosilicates have attracted increasing attention and have emerged as an important tool in various fields due to its inherent ordered 2D structure, high specific surface area, and tunable surface properties [3]. In this work, a carboxyl- and aminopropyl-functionalized copper based organophyllosilicate (Cu-CAP) was synthesized by a facile sol-gel method. It exhibited a distinct 1:1 phyllosilicate structure with the interlayer spacing of 1.6 nm. Besides, the bifunctional groups endow it with enhanced dispersibility, excellent substrate affinity as well as outstanding catalytic stability under harsh conditions such as high temperature, extreme pH values, and high salinity. Moreover, it also possessed dual-enzyme mimetic catalytic performance, namely laccase-like activity, and peroxidase-like activity. For the laccase-like catalytic property, it could catalyze the oxidation of phenolic compounds in the presence of oxygen. The kinetic assay suggested Cu-CAP exhibited higher substrate affinity with K_m of 0.08 mM comparing with natural laccase (0.23 mM). While regarding the peroxidase-like activity, Cu-CAP showed a similar performance with horseradish peroxidase in the oxidation of 3,3',5,5'-tetramethylbenzidine (TMB) into a blue-colored TMB_{ox} in the presence of H₂O₂. Interestingly, the color of TMB_{ox} would be suppressed by hydroquinone (HQ) specifically. Inspired by the phenomenon, Cu-CAP was employed to develop a high-

ly sensitive and selective colorimetric detection platform for the determination of HQ. Under the optimal conditions, Cu-CAP involved colorimetric system displayed an extremely low detection limit of 23 nM which was superior to other presented reports. Finally, it was applied for the detection of HQ in environmental water and showed a high precision and accuracy. This approach offers a new route for the rational design of high performance nanozymes for environmental and biosensing applications.

This work was supported by the National Natural Science Foundation of China (NSFC, grant numbers 42061134018, 42011530085) and the Russian Science Foundation (RSF, grant number 21-47-00019).

References

1. Shchemelinina T., Gömze L., Kotova O., Ibrahim J., Shushkov D., Harja M., Ignatiev G., Anchugova E. Clay- and zeolite-based biogeosorbents: modeling and properties // *Építőanyag–JSBCM*. 2019. 71(4). P. 131–137. DOI: 10.14382/epitoanyag-jsbcm.2019.23.

2. Ke Wang, Rui Lv, Shiyong Sun, Faqin Dong, Mingxue Liu, Jin Liu, Xiaoqin Nie. Nanobiocatalyst consisting of immobilized α -amylase on montmorillonite exhibiting enhanced enzymatic performance based on the allosteric effect // *Colloids and Surfaces B: Biointerfaces*. 2022. 211. P. 112290. DOI:10.1016/j.colsurfb.2021.112290.

3. Acinash J. Patil, Stephen Mann. Self-assembly of bio-inorganic nano hybrids using organoclay building blocks // *Journal of Materials Chemistry*. 2008. 18(39). P. 4605–4615. DOI: 10.1039/b805653f.

Preparation of active shungite for removal of aqueous Cr(VI)

Shiyong Sun¹, Meng He¹, Rui Lv¹, Ke Wang¹, Yevgeny A. Golubev², Elena L. Kotova³, Faqin Dong¹,
Olga B. Kotova², Xiaoqin Nie¹, Daoyong Tan¹

¹School of Environment and Resource, Key Laboratory of Solid Waste Treatment and Southwest University of Science and Technology, Mianyang, China; *shysun@swust.edu.cn, fqdong@swust.edu.cn*

²Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

³Saint-Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

Heavy metals are responsible for water contamination and has become a big issue that must be addressed urgently. Hexavalent chromium (Cr(VI)) is one of common heavy metal pollutants with intensive carcinogenicity, teratogenicity and mutagenicity [1]. Adsorption is considered to be both effective and economical for removing most contaminants, including organic pollutants. Various adsorbents such as activated carbon, zeolite, graphene oxide have been employed for Cr(VI) removal. Among them, carbon-based adsorbents have been widely recognized because of their wide range of sources, good adsorption ability and controllable morphology. As a class of carbon-rich minerals, shungite has potential applications in various industrial and medical fields [2, 3]. In the presented study, shungite porous carbons were prepared and adopted as an adsorbent to remove Cr(VI) from aqueous solutions. The shungite porous carbons material was characterized by SEM, XRD, FTIR and BET. The specific surface area of the material, as determined by BET testing, was 341.1 m²/g. Furthermore, adsorption experiments were employed to investigate the effects of main interfering factors on Cr(VI) adsorption. The results demonstrated that Cr(VI) adsorption process abided by pseudo-second-order kinetic model and Langmuir model, indicating that Cr(VI) adsorption onto shungite porous carbons was monolayer chemical

adsorption. The maximum adsorption capacity of Cr(VI) achieved from Langmuir model at initial pH 2 reached 35.43 mg/g. Moreover, the adsorbent displayed high stability at pH above 4 and great reusability with the removal of above 78 % Cr(VI) in the fifth cycle. Therefore, shungite porous carbons is a low-cost material for the efficient removal of Cr(VI) from water environment.

This work was supported by the National Natural Science Foundation of China (NSFC, grant numbers 42061134018, 42011530085) and the Russian Science Foundation (RSF, grant number 21-47-00019).

References

1. Zhang, Yaxi, Xu et al. The enhanced photoreduction of Cr(VI) to Cr(III) using carbon dots coupled TiO₂ mesocrystals [J] // Applied Catalysis B Environmental An International Journal Devoted to Catalytic Science & Its Applications, 2018.
2. Obradovich N., Gigov M., Ordjevic A. et al. Shungite – a carbon-mineral rock material: Its sinterability and possible applications [J] // Processing and Application of Ceramics. 2019. 13(1). P. 89–97.
3. Osipov E. V. et al. Synthesis of fullerene-like particles during fullerene extraction from shungite [J] // Carbon, 2002.

Construction and performance of magnetic halloysite-based nanocomposite for removal of aqueous Uranium

Shiyong Sun¹, Yan Liu¹, Rui Lv¹, Ke Wang¹, Yevgeny A. Golubev², Elena L. Kotova³, Faqin Dong¹,
Leonid N. Kotov⁴, Xiaoqin Nie¹, Daoyong Tan¹

¹School of Environment and Resource, Key Laboratory of Solid Waste Treatment Southwest University of Science and Technology, Mianyang, China; *shysun@swust.edu.cn, fqdong@swust.edu.cn*

²Institute of Geology FRC Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia

³Saint-Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

⁴Syktyvkar State University, Syktyvkar, Russia

Uranium possesses high mobility and water solubility in soil and water, the inherent toxicity and radiation shows significant impacts on human health and ecosystems [1]. Therefore, the removal of uranium from radioactive wastewater appears necessary to protect the environment and human health.

Therefore, as a widely recognized technology, adsorption method has been employed to remove radionuclides, heavy metal ions and dyes in wastewater and waste liquids for its simple operation and low cost. To date, many adsorbents have been designed and constructed, including metal organic frameworks,

graphene, clay minerals and biological materials [2–4]. Among them, halloysite nanotubes (HNTs), as a natural clay mineral, have been served as a cost-efficient pollutant adsorbent due to their unique tubular structure, different inner and outer surface charges, high specific surface area and tunable surface property [5].

In the presented work, a fast, simple, and efficient solid-liquid phase separation route was constructed with the external magnetic field by imparting magnetic properties to the adsorbents. In order to further simplify the separation process of HNTs as adsorbents from aqueous solutions, the composites constructed by immobilizing ferrite on the surface of organic or inorganic materials can well solve the problem that pure ferrite nanoparticles or ion-doped ferrite nanoparticles are easy to agglomerate due to the strong interaction between magnetic particles. In addition, phytic acid (PA), as a non-toxic biomacromolecular compound, is saturated with 6 dihydrogen phosphate molecules (containing 12 hydroxyl groups), has a strong chelating ability, and can be used as chelating agent to capture U(VI) [6]. Therefore, based on halloysite nanotubes (HNTs), Fe_3O_4 was synthesized in situ on its surface by chemical precipitation, and phytic acid (PA) ligand was introduced through self-assembly to construct a highly adsorption and easily recyclable nanocomposite adsorbent PA- Fe_3O_4 -HNTs. The effects of reaction temperature, pH, time, amount of PA- Fe_3O_4 -HNTs and substrate concentration on the adsorption of U(VI) were studied, and the optimal adsorption conditions were determined. The adsorption equilibrium time of U(VI) on PA- Fe_3O_4 -HNTs was 60 minutes, and the maximum adsorption capacity was 188.27 mg/g, which was about 3 times that of the original HNTs. The main mechanism between PA- Fe_3O_4 -HNTs and U(VI) involves the complexation between U(VI) and oxygen-containing functional groups (phosphor-

ic and carboxyl groups). In addition, the adsorption of U(VI) on PA- Fe_3O_4 -HNTs is reversible and the adsorption performance can be maintained for seven cycles. Therefore, this study will provide a candidate adsorbent for the remediation of radioactive, heavy metal wastewater and expand the potential of natural clay minerals to a wider field.

This work was supported by the National Natural Science Foundation of China (NSFC, grant numbers 42061134018, 42011530085) and the Russian Science Foundation (RSF, grant number 21-47-00019).

References

1. Cai K., Shen W., Ren B. et al. A phytic acid modified CoFe_2O_4 magnetic adsorbent with controllable morphology, excellent selective adsorption for dyes and ultra-strong adsorption ability for metal ions [J] // *Chemical Engineering Journal*. 2017. 330. P. 936–46.
2. Bazargan M., Ghaemi F., Amiri A. et al. Metal-organic framework-based sorbents in analytical sample preparation [J] // *Coordination Chemistry Reviews*. 2021. 445. 214107.
3. Faysal Hossain M. D., Akther N., Zhou Y. Recent advancements in graphene adsorbents for wastewater treatment: Current status and challenges [J] // *Chinese Chemical Letters*. 2020. 31(10). P. 2525–38.
4. Liu J., Chen Y., Jiang S. et al. Rapid removal of Cr(III) from high-salinity wastewater by cellulose-g-poly-(acrylamide-co-sulfonic acid) polymeric bio-adsorbent [J] // *Carbohydr Polym*. 2021. 270. 118356.
5. Wang J., Wu S., Zhang W. et al. Selective decorating Ag and MnOx nanoparticles on halloysite and used as micromotor for bacterial killing [J] // *Applied Clay Science*. 2022, 216. 106352.
6. Lei H., Zhou D., Tang J. et al. Epoxy graphene oxide from a simple photo-Fenton reaction and its hybrid with phytic acid for enhancing U(VI) capture [J] // *Sci. Total Environ*. 2020. 738. 140316.

Synthesis of $\text{Cu}_2\text{O}/\text{Cu}$ -shungite nanocomposite for removal of radioactive iodine ion from water

Shiyong Sun¹, Mingzhu Zhang¹, Rui Lv¹, Ke Wang¹, Yevgeny A. Golubev², Elena L. Kotova³,

Faqin Dong¹, Olga B. Kotova², Xiaoqin Nie¹, Daoyong Tan¹

¹School of Environment and Resource, Key Laboratory of Solid Waste Treatment and Southwest University of Science and Technology, Mianyang, China; *shysun@swust.edu.cn, fqdong@swust.edu.cn*

²Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

³Saint-Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

The radioactive iodine is one of the major byproducts of uranium and plutonium fission. It is also the most frequently detected radionuclides in medical sewage [1]. Shungite (ShC) is a natural heterogeneous carbon-rich mineraloid of the Precambrian age. The main component is carbon with a content from 25 to

98 % associated with aluminosilicate. The shungite in natural sediment is classified porous structure, with the pore distribution from 2–10 nm to 100 nm [2]. According to its structural and physicochemical properties, shungite has been widely applied to adsorbents [3]. Due to the poor anion removal ability of many ab-

sorbent material such as carbon and natural inorganic materials, a variety of nanomaterials have been implemented to the treatment of water contaminated by radioactive I⁻. Compared with the traditional nano scale, nano-scale cuprous oxide (Cu₂O) has higher specific surface area, higher stability, faster reaction rate, and higher wastewater treatment efficiency.

In the present study, a novel nano Cu₂O/Cu modified shungite (ShC) composite (nano Cu₂O/Cu-ShC) adsorbent was synthesized by hydrothermal method using poly ethylenimine (PEI) and CuSO₄·5H₂O as the primary materials and was applied to remove I⁻ from simulated radioactive wastewater. Furthermore, we characterized the nano Cu₂O/Cu-ShC by SEM, TEM, XRD, EDS, and XPS. The results demonstrate that the nano Cu₂O/Cu particles loaded on the surface of ShC successfully, and showed a higher adsorption efficiency and wider pH adaptability to I⁻ than ShC. The adsorption process in agreement with the second-order-kinetic model and Langmuir isotherm model with a maximum adsorption capacity of 10.99 mg/g, which was significantly higher than that of ShC. Besides, the nano Cu₂O/Cu-ShC exhibited excellent resistance to high concentration interference ions such as SO₄²⁻ and Cl⁻, and maintained excellent stability and removal efficiency of I⁻ after treated by different pH. Overall, the

nano Cu₂O/Cu-ShC shows excellent I⁻ adsorption performance compared with ShC, which was attributed to the synergistic effect of I⁻ complexation and precipitation on nanocomposites. Given the merits of this adsorbent such as the high removal efficiency, selectivity, and stability, the synthesized adsorbent is an ideal candidate material for removing radioactive iodine ions.

This work was supported by the National Natural Science Foundation of China (NSFC, grant numbers 42061134018, 42011530085) and the Russian Science Foundation (RSF, grant number 21-47-00019).

References

1. Rose P. S. et al. Behavior of medically-derived ¹³¹I in the tidal Potomac River // *Science of the Total Environment*. 2013. 452–453. P. 87–97.
2. Rozhkova N. N. et al. Effect of ozone on the structure and physicochemical properties of ultradisperse diamond and shungite nanocarbon elements // *Pure and Applied Chemistry*. 2009. 81(11). P. 2093–2105.
3. Skorobogatov G. A., Ashmarova Y. A., Rebrova A. G. Transformations of shungite in aqueous media (pH from 1 to 12) // *Russian Journal of Applied Chemistry*. 2017. 90(1). P. 113–119.

О необходимости проведения междисциплинарных исследований по оценке минерально-сырьевых ресурсов Республики Коми и разработке стратегии их освоения

В. Л. Яковлев

ИГД УрО РАН, Екатеринбург; yakovlev@igduran.ru

Республике Коми принадлежит существенная роль в минерально-сырьевом комплексе России. Целесообразность освоения минеральных ресурсов Республики в значительной степени определена после перехода от плановой к рыночной экономике.

Современное состояние минерально-сырьевой базы Республики характеризуется наличием достаточно широкого спектра оцененных и разведанных запасов и прогнозных ресурсов полезных ископаемых, которые занимают заметное, а по отдельным видам и ведущее положение в стране.

Около 40 % (2.8 млрд т) запасов угля относятся к коксующимся, причем преимущественно к особо ценным маркам. Почти все залежи расположены на значительной глубине и характеризуются сложными горно-геологическими условиями отработки. Добыча в основном ведется подземным способом.

В 2020 году в Республике Коми (Печорский бассейн) добыто 6.7 млн т угля.

Из 44 % балансовых запасов бокситов Северо-Западного ФО 15 % сосредоточены в Средне-Тиманском бокситорудном районе Республики Коми.

Крупнейшие в стране запасы титана (48 %) сосредоточены в Республике Коми, где они заключены в двух месторождениях в литифицированных россыпях: Ярегском нефтетитановом, руды которого (лейкоксен-кварцевые нефтеносные песчаники) богаты по содержанию TiO₂ (10.44 % TiO₂), но весьма труднообогатимыми, и Пижемском с менее богатыми (4.27 % TiO₂) циркон-ильменит-лейкоксеновыми рудами.

Качественные руды марганца заключены в Парнокском месторождении с наиболее высоким содержанием марганца в стране — 31.62 %.

В Республике Коми имеются также запасы золота (запасы составляют 54.3 т, а прогнозных ресурсы категории P₁ — 7.3 т), калийных солей (запасы K₂O составляют 77 млн т, а прогнозных ресурсы P₁ — 988 млн т).

Вопросы методологической взаимосвязи геологического исследования месторождений и геотехнологических проблем их освоения были опубликованы в материалах XVI Геологического съезда Республики Коми [1].

В ИГД УрО РАН разрабатывается и реализуется принципиально новый методологический подход к решению геотехнологических проблем комплексного освоения недр, основанный на принципах системности, комплексности, междисциплинарности и инновационной направленности [2].

Развитие программно-целевого метода исследований проблем освоения недр обосновано путем введения принципиально нового понятия «переходные процессы» и разработки методов учета их закономерностей при проектировании и освоении глубокозалегающих сложноструктурных месторождений полезных ископаемых с целью адаптации горнотехнических систем горных предприятий на основе исследования и систематизации основных факторов, определяющих изменение горно-технических условий развития горных работ при переходе на уточненные параметры основных технологических процессов горного производства [3].

Характерной чертой регионов Арктической зоны и прилегающих к ней регионов, помимо суровых природно-климатических условий, зачастую является практически полное отсутствие инфраструктуры, производственной базы и трудовых ресурсов.

К сожалению, разработка стратегии изучения и освоения ресурсов недр этой зоны сопряжена с необходимостью принятия решений в условиях недостаточной надежности имеющихся исходных геологических данных.

При создании минерально-сырьевой базы в труднодоступных регионах организация промышленной и социальной инфраструктуры является самым затратным элементом, поэтому основой стратегии в этих случаях является комплексность освоения недр при одновременном налаживании открытой инфраструктуры эксплуатирующих предприятий, в наибольшей степени интегрированных в общую экономическую структуру региона и страны в целом. Исходя из этого, современным принципом освоения недр в труднодоступных районах страны и организации ведения геологоразведочных и горных работ является принцип комплексного освоения территорий, позволяющий системно решать проблемы развития региона [4].

При освоении новых месторождений и расширении сырьевой базы, в особенности в северных районах с недостаточно развитой инфраструктурой, следует реализовывать принципиально но-

вый подход к выработке стратегии формирования горнопромышленных комплексов с единой, открытой производственной инфраструктурой для разработки нескольких месторождений в каждом из районов их расположения, включающей источники энергии, водоснабжения, ремонтные базы, объекты социальной сферы, перерабатывающие предприятия и т.п. Таким образом, принцип комплексного освоения недр дополняется принципом комплексного освоения территорий [5].

Опыт выполнения институтами ИГД УрО РАН и ИГ Коми НЦ УрО РАН работ по Подпрограмме № 5 «Фундаментальные проблемы горно-металлургического комплекса» (координаторы член-корр. РАН В. Л. Яковлев, академик РАН Л. А. Смирнов) Комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН (координатор академик В. Н. Чарушин) позволяет поставить вопрос о необходимости проведения совместных исследований нашими институтами по геолого-технологическо-эколого-экономической оценке месторождений Республики Коми с целью разработки Программы освоения и развития минерально-сырьевой базы Республики на период до 2030–2050 гг.

Литература

1. Яковлев В. Л. О методологической взаимосвязи геологического исследования месторождений и геотехнологических проблем их освоения / В. Л. Яковлев, С. В. Корнилков // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 243–245.
2. Яковлев В. Л., Корнилков С. В., Соколов И. В. Инновационный базис стратегии комплексного освоения ресурсов минерального сырья / Под ред. член-корр. РАН Яковлева В. Л. // Екатеринбург: УрО РАН, 2018. 360 с. DOI: 10.25635/IM.2018.18.37360
3. Исследование переходных процессов — новое направление в развитии методологии комплексного освоения георесурсов / В. Л. Яковлев. Екатеринбург, УрО РАН, 2019. 284 с. DOI: 10.25635/IM.2020.54.57311
4. Яковлев В. Л. Особенности методологического подхода к оценке минерально-сырьевого потенциала регионов Арктической зоны / В. Л. Яковлев, В. А. Яковлев // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2018. Т. 24. № 2. С. 49–57. DOI: 10.31242/2618-9712-2018-24-2-49-57.
5. Яковлев В. Л. Особенности методологического подхода к оценке минерально-сырьевого потенциала регионов Арктической зоны / В. Л. Яковлев, В. А. Яковлев // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2018. Т. 24. № 2. С. 49–57. DOI: 10.31242/2618-9712-2018-24-2-49-57.

8

Минералогия астроблем и метеоритов

Особенности поступления пылевого космогенного вещества в ходе эпизода смены геомагнитной полярности

А. Ю. Куражковский, В. А. Цельмович

Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл.; ksasha@borok.yar.ru

Согласно гипотезе А. А. Баренбаума [1], изменение потоков пылевого галактического вещества на Землю может определять режим инверсий геомагнитного поля. В работе [2] показано, что изменения потоков космогенного вещества (КВ) может значимо изменять заряд земной поверхности. До последнего времени гипотеза А. А. Баренбаума не могла получить фактологического подтверждения, главным образом, в связи с тем, что практика проведения палеомагнитных исследований (определения режима геомагнитной полярности) не предполагает изучения динамики поступления КВ вещества в используемые осадочные толщи. Для исследования изменений поступления пылевого КВ в ходе эпизода смены геомагнитной полярности нами была исследована относительно однородная 6 м толща сероцветных кремнистых отложений (опоки), расположенная в естественном обнажении берега р. Волга, южнее г. Саратов (гора Сырт) в точке с координатами (50°43,001' N, 45°38, 408' E). Эти отложения формировались в слабо восстановительных условиях, что позволяло надеяться на хорошую сохранность зерен самородных минералов. Ориентировочный возраст отложений — ранний палеоген [3]. Гранулометрический состав 15-ти нижних горизонтов отложений практически одинаков, что свидетельствует в пользу того, что скорость осадконакопления значительно не изменялась. В связи с этим, маловероятно, что изменение соотношения между количеством терригенных и космогенных частиц может быть связано с вариациями скорости осадконакопления.

На рис. 1 показано изменение величины остаточной намагниченности насыщения (I_{rs}) и полярности геомагнитного поля по мощности исследованной осадочной толщи. В ходе микроминералогического анализа было обнаружено, что состав частиц, обладающих остаточной намагниченностью, значительно изменялся вблизи эпизода смены геомагнитной полярности. Так, в нижней части осадочной толщи (образцы 1 и 2), основными носителями остаточной намагниченности были обломочные частицы терригенных минералов (титаномагнетитов и ильменитов). В кровле осадочной толщи выше горизонта 16 основными носителями остаточной намагниченности также были обломочные частицы терригенных минералов (рис. 2а). В этих образцах крайне редко удавалось обнаруживать частицы самородных металлов, которые могли иметь космический генезис.

В ходе эпизода смены геомагнитной полярности произошло изменение магнитоминералогического состава частиц, обладающих остаточной намагниченностью. В горизонтах, соответствующих эпизоду смены геомагнитной полярности произошло обогащение отложений самородными металлами, предположительно, космогенного генезиса (Fe, FeZn, Ni, Cr). На рис. 2б показаны космогенные частицы — Ni и Mt микросфера. Накопление КВ продолжалось и после эпизода смены геомагнитной полярности. Начиная с горизонта 16, и до кровли осадочной толщи (горизонт 27) основными носителями остаточной намагниченности стали терригенные частицы титаномагнетитов и ильмени-

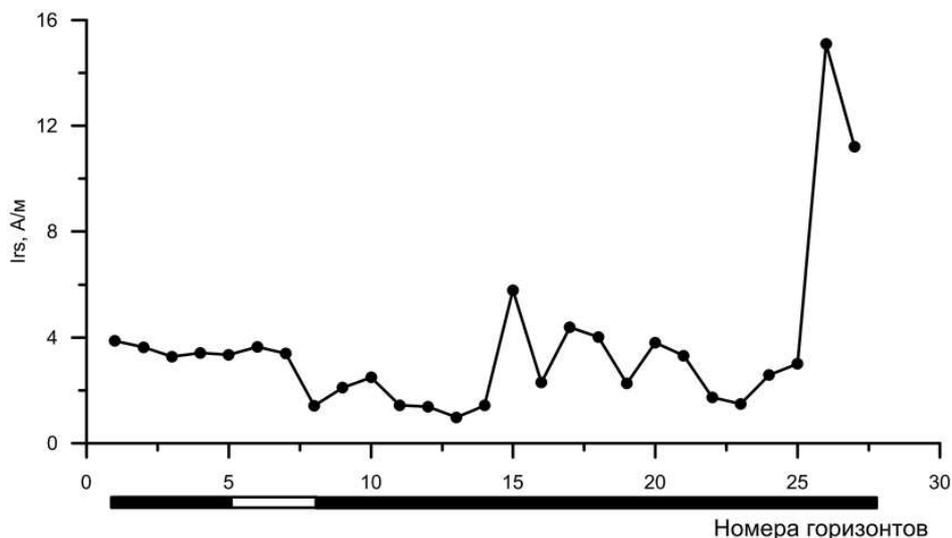


Рис. 1. Изменения величины остаточной намагниченности насыщения (I_{rs}) и полярности геомагнитного поля. Прямая и обратная геомагнитная полярность показана черным и белым цветом, соответственно

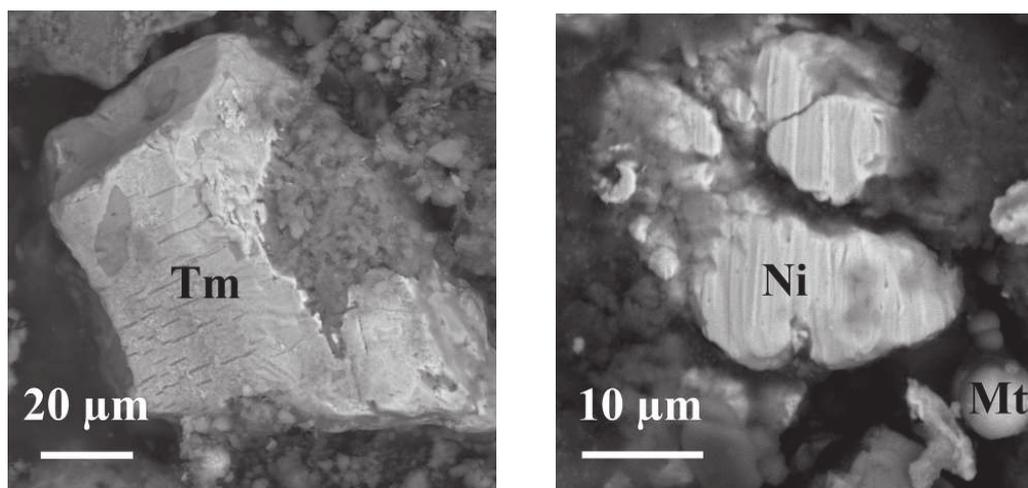


Рис. 2. Обломочный терригенный титаномagnetит из горизонта 29 (а); космогенные частицы: никель и магнетитовая микросфера из горизонта 5 (б)

тов. Таким образом, нами впервые обнаружено возрастание поступления самородных металлов на земную поверхность в ходе эпизода смены геомагнитной полярности.

Работа выполнена в рамках Государственного задания Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН.

Литература

1. Баренбаум А. А. Новый подход к решению проблемы палеомагнитных инверсий // Одиннадцатая

международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва. 2010. С. 40–43.

2. Костров А. В. Космическая пылевая плазма и глобальная электрическая цепь Земли // Успехи прикладной физики. 2019. Т. 7. № 4. С. 327–338.

3. Унифицированная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона / ред.: М. А. Ахметьев, С. М. Шик, А. С. Алексеев; сост.: Г. Н. Александрова, М. А. Ахметьев, В. Н. Беньямовский и др. // Москва: ФГУП «ВНИГНИ», 2015. 96 с.

Сравнительный анализ структурно-текстурных и петрохимических особенностей литокластов зювитов р. Б. Вануйта и пород мишени Карской астроблемы

Н. И. Максименко, Т. Г. Шумилова, Н. С. Ковальчук

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; nadiamaximenko@mail.ru

Импактные породы Карской астроблемы исследуются более 50 лет [1, 2, 3 и др.]. В последние годы более пристальное внимание в изучении карских импактитов уделялось расплавленным породам, а зювиты и их составные компоненты остаются недостаточно изученными. До сих пор не было проведено детальное описание и сопоставление литокластов в зювитах с исходными породами мишени. В то же время, последние несут важную информацию для выявления источников кластогенной компоненты зювитов, сравнительный анализ импактокластов и неизмененных пород может быть использован для выяснения специфики преобразования вещества при импактитогенезе.

Целью данной работы является изучение и сравнительный анализ структурно-текстурных и петрохимических особенностей литокластов зю-

витов р. Большая Вануйта и пород мишени Карского кратера. Комплекс исследований включает оптическую микроскопию, площадной микрозондовый и силикатный анализы. Работа проведена с использованием оборудования ЦКП «Геонаука» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар).

При петрографическом изучении было установлено, что литокласты в зювитах р. Б. Вануйта занимают 20–40 об.%. Среди них преобладают фрагменты алевролитов, в меньшей степени алевропесчаников, в подчиненном количестве выявлены класты известняков, аргиллитов, сланцев, единично углей. Средний размер литокластов в шлифах варьирует от 0.6–0.8 до 1–1.2 мм. Обломки имеют в сечениях изометричную и вытянутую, местами клиновидную, форму, характеризуются, как правило, четкими границами.

Алевролиты представлены известковистыми и глинистыми разностями, имеют коричневатый цвет, массивную и неправильно-волнисто-слоистую текстуру. Их состав представлен зернами полевых шпатов, кварца и кальцита размером 0.01–0.1 мм, также присутствуют тонкорассеянные глинистые и слюдяные минералы, хлорит, титанит, пирит, углестые частицы. Алевропесчаники представлены полимиктовыми, известковистыми, слюдяными и глинисто-слюдяными разновидностями, обладают массивной или неправильно-волнисто-слоистой текстурой, характеризуются аналогичным алевролитам минеральным составом, но с более крупными размерами зерен (>0.1 мм). Известняки глинистые и окремненные, массивные, светло-серые и коричневатые-серые. Аргиллиты и сланцы темные коричневатые-серые, угли — черные.

Для сравнительного анализа преобладающего типа литокластов зювитов (алевролитов) с неизменными породами мишени были подобраны образцы алевролитов, отобранные за пределами Карской астроблемы в бассейнах рек Халмерью, Саяха, Путью, Анарога, руч. Лавовый. Было выявлено, что литокласты в зювитах и исходные породы характеризуются близостью структурно-текстурных особенностей и минералогического состава. При этом в отличие от пород мишени, литокласты в зювитах иногда имеют более темную окраску, зональность, предположительно, вызванную нагревом, частично или полностью витрифицированы, содержат деформационные планарные элементы.

Установлено, что литокласты и предполагаемые протопороды имеют схожий вещественный состав. Содержание SiO_2 и Al_2O_3 (вес. %) в кластах алевролитов, в среднем, составляет 62.31 и 16.49 %, а в аналогичных неизмененных породах — 60.31 и 16.51 % соответственно. В кластах алевролитов

определены следующие концентрации компонентов (вес. %): CaO от 1.38 до 4.35 %, Na_2O 2.04–3.12 %, K_2O 2.26–3.15 % и MgO 4.10–5.38 %, а в исходных алевролитах мишени — CaO 2.19 до 5.37 %, Na_2O 1.89–3.36 %, K_2O 1.48–2.69 % и MgO 4.58–6.01 %. При этом изученные литокласты имеют более высокое содержание FeO (6.41–7.98 вес. %), в отличие от протопород (4.48–6.93 вес. %).

Таким образом, в результате комплексного исследования установлены структурно-текстурные и вещественные особенности литокластов зювитов р. Б. Вануйта. Сравнительный анализ показал сходство структуры и вещественного состава кластов алевролитов в зювитах и пород протолита. Полученные результаты подтверждают генетическую взаимосвязь исследованных литокластов и алевролитов мишени, позволяют рассматривать последние в качестве преобладающего источника обломочной компоненты зювитов р. Б. Вануйта.

Автор благодарит В.В. Уляшева за помощь в отборе штучных образцов зювитов, О.В. Кокшарова и Е.М. Тропникова за проведение аналитических работ. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90011.

Литература

1. Масайтис В. Л., Данилин А. Н., Машак М. С. и др. Геология астроблем. Л.: Недра. 1980. 231 с.
2. Фельдман В. И., Грановский Л. Б., Сазонова Л. В. и др. Импациты. Под ред. Маракушева А. А. М.: Изд-во МГУ. 1981. 240 с.
3. Селивановская Т. В., Машак М. С., Масайтис В. Л. Импактные брекчии и импациты Карской и Усть-Карской астроблем // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. Л.: Наука. 1990. С. 55–96.

Высокобарические и тугоплавкие минералы в метеоритах и их реликты в эжективных слоях на протяжении всей истории и предыстории Земли в Солнечной системе

Б. А. Мальков¹, В. В. Куратов²

¹СыктГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар; malkov36@mail.ru.

²ФМИ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; kuratov@ipm.komisc.ru

Эти реликты содержатся в некоторых метеоритных эжективных слоях с возрастными от архея до голоцена и включают апоцирконовый рейдит (кубический полиморф циркона), который появляется только в точках импаكتов и бадделеит (ZrO_2), типичный для многих импаكتитов и метеоритов [1].

Уникальным индикатором мощнейших импаكتов является тугоплавкий ваннадистый и ниобистый осборниты: TiVN и TiNbN , установленные также ранее в высокобарических поликристаллических и пористых алмазах (карбонадо) внеземно-

го генезиса [2] и в комете Wild [4], позволивший полагать аккрецию её конденсированных компонентов во внутренних частях Солнечной системы [4]. Микрополикристаллический пористый агрегат алмазов — карбонадо найден в раннепротерозойских (~1750 Ma) конгломератах ЦАР и Бразилии. Максимальный вес их обломков до 3167 карат, а пористость около 3–12 %. Они, вероятно, представляют фрагменты уникальных по составу алмазных астероидов. Но точный возраст их образования до сих пор не определён, хотя нановключения цирко-

Гомологические ряды метеоритов и эжективных слоёв в истории и предистории Земли в Солнечной системе

Возраст, Т млн лет	Астрооблемы, кратеры, эжективные слои, метеориты и синхронные им эндогенные объекты	Фазы и порядковые номера галактиков и № гомологических рядов		
		фаза	ретро- циклы	№ гом. ряда
60.0	Эжективный слой в подошве палеоценовых базальтовых лав Шотландии и всего Атлантического океана [1]	0.279	1	№ 4
66.052	Рубеж мела и палеогена, которому отвечает время падения астероида Чиксулуб на п-ове Юкатан [12], Международная хроностратиграфическая шкала 2021.	0.307	1	№ 4
70.3±2.2	Карский кратер (D~65 км), Россия, в котором присутствуют апоугольные микроалмазы-тогориты, датировка по ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar [12]	0.327	1	№ 4
3230	Самый молодой сферулитовый слой в архейском зеленокаменном поясе Барбертон [13]	15.023	16	№ 1
3300	Более древний сферулитовый слой в архейском зеленокаменном поясе Барбертон [13]	15.35	16	№ 4–5
3315±720	Изохронный Pb-Pb возраст рутила и кварца в порах и кавернах из желваков карбонадо [9]	15.42	16	№ 5
3472±2.3	Сферулитовый слой в архейском зеленокаменном поясе Барбертон [14]	16.15	17	№ 2
3470.1±1.9	Сферулитовый слой в Антарктиккрикмембер [14]	16.14	17	№ 2
3599±12	Древнейший циркон из конгломератов на Южно-Американской платформе [9]	16.74	17	№ 8
3811±1800	Рутил и кварц в пустотах бразильских карбонадо [9]	17.72	18	№ 8
4475	Лунный метеорит Dhofar 489 – фрагмент астероида Весты [6]	21.0	21–22	№ 1
4559±5	Циркон из эвкрита Помоздино, Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶ метод [15]	21.21	22	№ 3
4567.32±0.42	CaAl-включения в хондритах, возникших в результате мегаимпакта в ранней Солнечной системе [16,7]	21.24	22	№ 3
4580	Эвкрит Ibitira, Бразилия: Pu-Xe возраст [6,5] - гомологический предок Карской астрооблемы	21.30	22	№ 4
4581.65	Время образования древнейших астероидов из протопланетных тел земной группы	21.31	22	№ 5

на в карбонадо установлены [11]. Их импактное происхождение дискутируется [9], хотя их внеземной генезис более обоснован [2]. Изотопный Pb-Pb возраст доказывает их кристаллизацию более 3 Ga назад. Сами карбонадо находятся в более молодых осадочных породах. Доказать их принадлежность к каким-то эжективным слоям пока не удалось [2]. Хотя хронологические совпадения с эжективными слоями мы всё-таки наблюдаем в гомологических рядах эталонных астрооблем (таблица). Флюидонасыщенный материнский углеродный расплав кристаллизовался в микропузыристые карбонадо при явно пониженных РТ-условиях.

Литература

1. Drake S. M., et al. Discovery of a meteoritic ejecta layer containing unmelted impactor fragments at the base of Paleocene lavas, Isle of Skye, Scotland // *Geology*. 2018. V. 46. No. 2. P. 171–174.
2. Parthasarathy G., Haggerty S.E. et al. Osbornite (TiN): Implications for an extraterrestrial origin of carbonado-diamonds // 35th Int. Geol. Cong., South Africa. 2016. V. 35. P.1486.
3. Brandstätter F., Koeberl C. and Kurat N. The discovery of iron barringerite in lunar meteorite Y-793274 // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55. P. 1173–1174.
4. Chi M. et al. The origin of refractory minerals in comet 81P/WILD 2 // *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 2009. V. 73. P. 7150–7161.
5. Мальков Б.А. Эвкрит Помоздино: состав и возраст // Структура и разнообразие минерального мира: Мат-лы Межд. минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2008. С. 81–84.
6. Шуколюков Ю. А., Назаров М. А., Корочанцева Е.В. Радиационный возраст и время формирования нового метеорита-ахондрита Dhofar 007 (Оман) – фрагмента породы с астероида Веста // *Петрология*, 2007. Т.15. №1. С.3–20.

7. Krot A. N., Amelin Y., Cassen P., Meibom A. Young chondrules in CB chondrites from a giant impact in the early Solar System // *Nature*. 2005. V. 436. N 7053. P. 989–992.

8. Rappengl Ück M. A. et al. Meteorite impact on micrometer scale: iron silicide, carbide and CAI minerals from the Chiemgau impact event (Germany) // *Проблемы и перспективы совр. минералогии (Юшкинские чтения-2014): Мат-лы мин. семинара с межд. участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. С. 106–107.*

9. Sano Y. et al. Ion microprobe Pb-Pb dating of carbonado, polycrystalline diamond // *Precambrian Research*. 2002. V. 113. No. 1–2. P. 155–168.

10. Мальков Б. А. Бразильские карбонадо – самые барофильные и тугоплавкие горные породы на Земле // *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2005. № 4. С. 5–6.*

11. Сухарев А. Е., Петровский В. А. Минералогия карбонадо и экспериментальные модели их образования. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 194 с.

12. Tieloff M., Deutch A., Jessberger E. K. The age of the Kara impact structure, Russia // *Meteoritics & Planetary Science*. 1998. V. 33. P. 361–372.

13. Byerly G.R., Lowe D.R. Seven giant impact fallout layers in the 3.5 to 3.2 Ga Barberton Greenstone Belt: Evidence and Implications // *Goldschmidt Conf. Abstracts 2010. P. A134.*

14. Glikson A. et al. A new ~3.46 Ga asteroid impact ejecta unit at Marble Bart, Pillbara Craton, Western Australia: A petrological, microprobe and laser ablation ICPMS study // *Precambrian Research*. 2016. V. 279. P. 103–122.

15. Ireland T. R., Kirby H., Bukovanska M. and Wlotska F. Hf-W systematics of meteoritic zircon, revisited. *Lunar and Planetary Science Conference XXXI. 2000. 1540.pdf.*

16. Connelly I. N., Bizzarro M., Krot A. N., et al. The absolute chronology and thermal processing of Solids in the Solar Protoplanetary Disk // *Science*. 2012. V. 338. P. 651–655.

Экспериментальное моделирование импактных стекол

Е. С. Сергиенко¹, С. Ю. Янсон¹, В. В. Карпинский^{1,2}, И. А. Левицкий³, Л. Ф. Папко³, П. В. Харитонский⁴

¹СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; *e.sergienko@spbu.ru*

²Геофизическая служба РАН, Обнинск, Россия; *karp@geo.phys.spbu.ru*

³Белорусский государственный технологический университет, Минск, Беларусь; *papko@belstu.by*

⁴Санкт-Петербургский электротехнический университет «ЛЭТИ», Санкт-Петербург, Россия; *peterkh@yandex.ru*

Экспериментальное моделирование импактных стекол было реализовано с использованием метода высокотемпературной плавки. Эксперименты проводились на кафедре технологии стекла и керамики Белорусского государственного технологического университета. Образцы пород мишени астроблемы измельчались на лабораторной щековой дробилке ВВ 50 (Retsch, Германия) и помещались в корундовые тигли емкостью 200 см³. Плавление проб проводилось в газовой пламенной печи с турбулентным движением пламени и принудительной подачей воздуха на горение. Длительность выдержки образцов в печи (нагрев от комнатной температуры до максимальной) составляла 7–8 часов. Подъем температуры в печи проводился со скоростью 250 °С/ч. Газовая среда окислительная при коэффициенте избытка воздуха 1.08–1.13. Температура контролировалась термомпарой, установленной на верхнем уровне тиглей. Максимальная температура составляла 1515 ± 5 °С с выдержкой при ней 0.5 ч для стабилизации режима плавления. Регулирование температурного и газового режима проводилось автоматически. Однородность расплава оценивалась по нити, вытянутой из расплава (проба на нить).

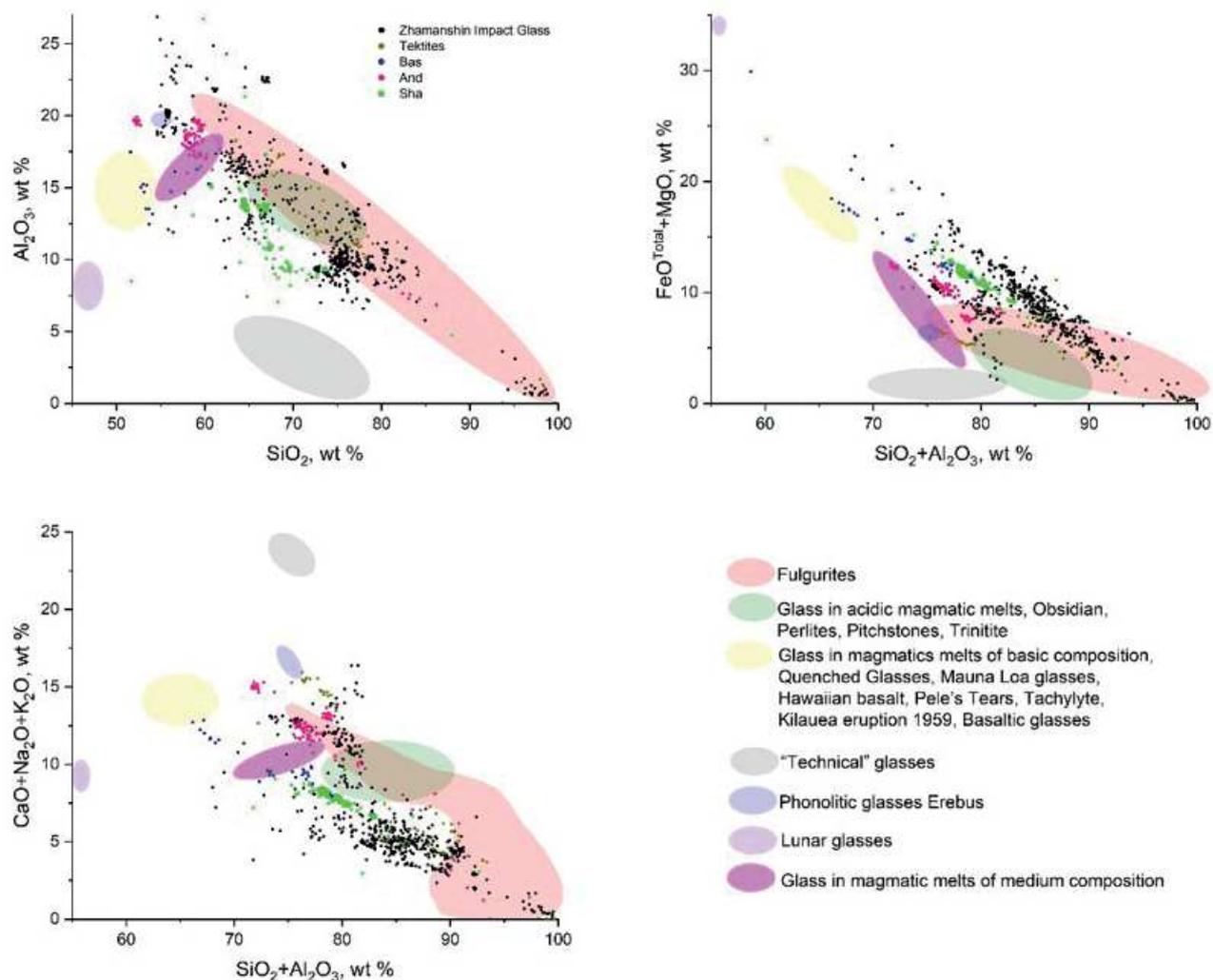
Для анализа химического и структурно-фазового состава образцов использовалось оборудование Научного парка СПбГУ: энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный спектрометр

EDX-800P (Shimadzu, Japan), настольный порошковый дифрактометр Bruker «D2 Phaser» (Bruker, Germany), стереомикроскоп Leica205 M (Leica, Germany), система со сфокусированными электронным и ионным зондами QUANTA 200 3D (FEI, Netherlands) с аналитическим комплексом Pegasus 4000 (EDAX, USA) и настольный растровый электронный микроскоп-микроанализатор ТМ 3000 (HITACHI, Japan).

Далее проводилось сравнение этих данных с составами стекол различного генезиса: «технические стекла» [1], природные стекла неимпактного происхождения [2–5], тектиты [6, 7].

Диаграммы соотношений оксидов основных химических элементов показаны на рисунке. Анализ диаграмм показывает, что химический состав полученных искусственных стекол находится в хорошем соответствии с составом импактных расплавов астроблемы Жаманшин и близок к средним составам тектитов. Природные стекла неимпактного генезиса и «технические» значительно отличаются по составу от наших искусственных образцов. Этот факт доказывает правомерность примененной методики создания аналогов импактитов.

Исследования проведены с использованием оборудования ресурсных центров Научного парка СПбГУ «Методы анализа состава вещества», «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа».



Литература

1. Машиностроение. Энциклопедия. Ред. совет: К. В. Фролов. М.: Машиностроение, 2003. 592 с.
2. Cicconi M. R. and Neuville D. R. Natural glasses. In Springer Handbook of Glass (eds. Musgraves J. D., Hu, J., Calvez, L.). Springer, Cham., 2019, pp. 771-812.
3. Рябов В. В. Ликвация в природных стеклах на примере траппов. Новосибирск: Наука, 1989. 224 с.
4. Lampropoulou P., Laskaris N., Petrounias P., Giannakopoulou P. P., Rogkala A., Kalampounias A. G., Iliopoulos I. Petrogeochemical approaches to the characterization of obsidian derived from Nychia area (Milos Island, Greece) using combined methods // *Microchem. J.* 2020. № 156. P. 104843
5. Popov V. K., Grebennikov A. V., Kuzmin Y. V., Glascock, M. D. Nozdrachev, E. A. Budnitsky, S. Y., Vorobey, I. E. Geochemistry of obsidian from Krasnoe Lake on the Chukchi Peninsula (Northeastern Siberia) // *Dokl. Earth. Sci.* 2017. № 1. С. 1099–1104.
6. Glass B. P. Glass: the geologic connection // *Int. J. App. Glass Sci.* 2016. № 4. P. 435–445.
7. Rai A. K., Pati J. K., Kumar R. Spectro-chemical study of moldavites from Ries impact structure (Germany) using LIBS // *Opt. Laser Technol.* 2019. № 114. P. 146–157.

Спектроскопические особенности экспериментально полученных импактных стекол

В. В. Уляшев, С. И. Исаенко

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; vvulashev@geo.komisc.ru

Преобразование горных пород под воздействием высоких РТ условий во время импактного процесса привлекает особое внимание исследователей в связи с образованием импактных расплавных и диаплектовых стекол [1]. Вещественный состав конечного продукта импактного метаморфизма, зависит от вещества протолита мишени. Фазовые изменения силикатных осадочных пород с высокой долей карбонатного вещества, а также известняков с глинистой и углеродистой компонентами остаются мало исследованными. Для выявления характера фазовых трансформаций подобных объектов нами была выполнена экспериментальная работа по моделированию импактного процесса короткоимпульсным лазерным воздействием по данным типам пород.

В качестве материала для экспериментального моделирования были использованы углеродсодержащий глинистый известняк, известковистый песчаник, а также углеродистый алевролит из неизмененных пород обрамления Карской астроблемы (Пай-Хой, Россия). Для исследований изготавливались пластины размером около 1.5×1.5 см². Во избежание процессов окисления во время воздействия лазерного излучения на вещество образцы помещались в заполненный инертной средой аргона сосуд, который устанавливали на кронштейн на расстоянии 0.5 м от рубинового лазера ГОР-100М и производили облучение образца. Зона воздействия имела размеры — около 2×2 мм². Образцы первичных осадочных пород были отобраны сотрудниками Лаборатории минералогии алмаза (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия) в ходе экспедиционных работ в 2015 и 2017 гг. в южной части Карской астроблемы и его обрамления.

Изучение продуктов преобразования пород проводилось в ЦКП «Геонаука» локальными методами исследования — рамановская спектроскопия (LabRam HR800, Horiba Jobin Yvon) и сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) в совокупности с микрозондовым анализом (Tescan Vega LMN (Чехия) с энергодисперсионным детектором X-MAX, Oxford Instruments, аналитик А. С. Шуйский).

С помощью микрозондового анализа и сканирующей электронной микроскопии были выявлены геохимические и морфологические особенности. Исследования показали, что все типы рассматриваемых стекол в большинстве своем имеют полевошпатовый состав. Характерной особенностью стекол является наличие рассеянного углеродного вещества.

Диагностика была выполнена на локально однородных областях, где точки анализа были сосре-

доточены в оптически видимых расплавных зонах. Для различных первичных веществ, продукты преобразования отличны друг от друга, но для локальных участков наблюдается оптическая однородность и однотипность КР-спектров. В большинстве случаев экспериментально полученные стекла являются полифазными: кварц-альбитовыми и кварц-анортитовыми, в единичных случаях в карбонатных породах встречены чисто анортитовые.

Синтезированным расплавным стеклам по первичному субстрату часто свойственно наличие слабоупорядоченной углеродной фазы в виде распыленного вещества. Во всех случаях мы определили, что стекла характеризуются различным положением и структурой полос в КР-спектрах, что указывает на различную степень полимеризации и неоднородность первичного вещества. Согласно полученным спектрам комбинационного рассеяния света с их последующим разложением сверткой функции Гаусса-Лоренца [2] в стандартной программе обработки спектров LabSpec 5.26 нами установлено, что спектр полученного стекла из песчаника имеет две широкие структурные полосы, характеризующие предположительно различные компоненты расплава. Наиболее интенсивная широкая полоса 451 см⁻¹ с FWHM около 200 см⁻¹ имеет плечо в направлении уменьшения волнового числа, которая соответствует δ (Si-O-Si) связям полимеризованной структуры, что соответствует обычному положению 453 см⁻¹ для стекол, производимых в промышленности при нормальном давлении, спектры комбинационного рассеяния синтезированных импактных стекол также характеризуются наличием D1 полосы (495 см⁻¹), относящиеся к трехчленным кольцам тетраэдров SiO₄ в диоксиде кремния [3]. Эти особенности, вероятно, характеризуют схожие размеры структурированных областей в результате высокой степени полимеризации, вызванной быстрым охлаждением ударного расплава. Вторая общая широкая полоса имеет максимум в положении 991 см⁻¹ с шириной на полувысоте 200 см⁻¹, форма также ассиметричная со структурным плечом в сторону увеличения волнового числа.

Стекло по алевролиту характеризуется сложной структурой, что подтверждается КР-спектроскопией. КР-спектр имеет две основные широкие полосы стекла с максимумами в положениях 485 и 955 см⁻¹ соответственно. Помимо интенсивных полос в низкочастотной и высокочастотной областях, также присутствует полоса на 727 см⁻¹ в среднечастотной области. Кроме полос стекла в спектре также имеются полосы 1355 , 1595 ,

2484, 2690 и 2949 cm^{-1} характеризующие рассеянное стеклоподобное углеродное вещество.

Для стекла карбонатно-глинистых пород в спектрах характерно наличие широкой полосы 972 cm^{-1} шириной ($\text{FWHM} = 250 \text{ cm}^{-1}$), форма полосы ассиметричная со структурным плечом в сторону увеличения волнового сдвига. Также наблюдается широкая полоса в низкочастотной области с максимумом 470 cm^{-1} .

В целом, исследованные экспериментальные импактные стекла характеризуются полевошпатовым составом. В ходе структурных исследований было установлено, что экспериментально полученные стекла имеют аморфную структуру, без включений кристаллических фаз. Таким образом, мы получили идентификационные рамановские характеристики для расплавных стекол по первичному веществу, которые демонстрируют широкое разнообразие структурных особенностей. Результаты данных исследований имеют важное значение для

исследования астроблем, поскольку полученные стекла могут быть своеобразным эталоном для сравнения с продуктами импактного преобразования при реконструкции природных процессов.

Авторы выражают благодарность Т. Г. Шумиловой за научные консультации, А. С. Шуйскому за помощь в проведении аналитических работ.

Литература

1. Масайтис В.Л., Гневушев М.А., Шафрановский Г.И. Минеральные ассоциации минералогические критерии генезиса астроблем // Записки всесоюзного минералогического общества. 1979. 108 №3. С. 257–273.

2. Sadezky A., Muckenhuber H., Grothe H., Niessner R., Poschl U. Raman microspectroscopy of soot and related carbonaceous materials: Spectral analysis and structural information. Carbon. 2005. V. 43. P. 1731–1742.

3. Van Tran, T. T. et al. Controlled SnO₂ nanocrystal growth in SiO₂-SnO₂ glass-ceramic monoliths. J. Raman Spectros; <https://doi.org/10.1002/jrs.3099> (2011).

«Звездные раны» – уникальные геологические объекты Арктики

Т. Г. Шумилова, А. А. Зубов, Н. И. Максименко

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; shumilova@geo.komisc.ru

Астроблема в переводе с греческого языка — «звездная рана», этим термином называют крупные кратеры метеоритного происхождения на поверхности Земли. Согласно современной базе данных в природе известно около 200 достоверно установленных метеоритных кратеров.

Они могут достигать гигантских размеров (диаметром до сотен километров). Наиболее крупные астроблемы являются важными региональными геологическими структурами, четверть из них содержит месторождения ценных полезных ископаемых. Некоторые активно используются в качестве туристических объектов, такие как кратер Рис с расположенным непосредственно в его эпицентре городом Нердлинген (Бавария, Германия), Аризонский кратер, он же кратер Бэрринджера, Каньон Дьявола (Аризона, США), озеро Кимси (Бавария, Германия) и др. Падения крупных космических тел на поверхность Земли вызывают серьезные последствия, приводящие к локальным катастрофам и даже к вероятным глобальным изменениям климата. Таким образом, астроблемы являются актуальными комплексными объектами всестороннего активного изучения.

На территории Российской Арктики расположены два уникальных метеоритных кратера — Попигайская астроблема диаметром около 100 км (Красноярский край, Россия) и Карский метеоритный кратер (Пай-Хой, Россия), имеющий диаметр по разным оценкам от 65 до 150 км. Данные импактные структуры широко известны своей алма-

зоносностью [1, 2]. При этом, несмотря на довольно древний возраст (35 и 70 млн. лет, соответственно), оба кратера имеют хорошую обнаженность, позволяющую наблюдать не только коренные выходы импактитов, но и взаимоотношения между их разновидностями.

Геологическое строение Попигайской астроблемы отражает классическую структуру сложного метеоритного кратера, имеющего центральное поднятие и кольцевые валы [2], данный кратер хорошо изучен с применением детального бурения и подсчета запасов импактных алмазов. С научной точки зрения объект описан в многочисленных изданиях. В то же время, Карская астроблема в публикациях рассмотрена не столь детально. Она также отражает основные элементы строения крупной импактной структуры [3], хотя и слабо просматривается на космоснимках, но в то же время, отлично вскрывается речной системой, определяющей прекрасную обнаженность импактитов. Оба метеоритных кратера были детально изучены в 70-е годы XX века под руководством В. Л. Масайтиса (ВСЕГЕИ, г. Ленинград). На территории Попигайской астроблемы геологические работы выполнялись Амакинской экспедицией Якутского геологического управления, Котуйской партией и Полярной экспедицией Красноярского геологического управления [4], производственные геологические работы по изучению Карской структуры выполнялись ПГО «Полярноуралгеология» (г. Воркута) [2, 3]. Позднее оба объекта изучались многими исследователями

и разными научными организациями, но наиболее пристальное внимание благодаря импактным алмазам было уделено Попигайскому кратеру, получившему всемирно широкую известность, несмотря на расположение в труднодоступном районе Красноярского края при существенной отдаленности от наземных транспортных путей и социальных объектов.

Карский метеоритный кратер расположен в Европейской части России, т.е. в более легкой территориальной доступности, он является весьма привлекательным объектом для изучения, имеющим специфические геологические и вещественные особенности [5–9]. При этом, несмотря на существенно более древний возраст, Карская астроблема имеет достаточно хорошую сохранность импактитов в естественных обнажениях. С 2015 г. геология Карского метеоритного кратера и вещество продуктов ударного преобразования пород детально изучаются сотрудниками лаборатории минералогии алмаза ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). Получены критически важные новые данные об этом уникальном объекте [6–9].

В Карской импактной структуре обширным распространением пользуются обломочные импактиты (зювиты), образующие в современном уровне эрозионного среза мощные внутрикратерные отложения и более редкие расплавные импактиты, в русском языке обычно называемые тагамитами [6]. Зювиты представлены в бортах рек характерными скальными коренными выходами протяженностью от десятков метров — до первых километров с мощностью от первых метров до первых десятков метров, образующих живописные обнажения и каньоны. Расплавные импактиты встречаются в виде редких плащеобразных и линзовидных тел и линз в зювитах, а также образуют редкие дайки. Кроме того, в пределах Карской астроблемы нами обнаружены весьма необычные расплавные импактиты, образующие восходящие жильные (штокверкоподобные) тела и батолитоподобные тела с псевдоликвационными структурами, содержащими импактные ультравысокобарные высокотемпературные расплавные стекла с монокристалльным коэситом [6, 7]. Необычная геологическая позиция данных стекол рассмотрена в работе [7]. Проведенные нами детальные исследования импактитов Карской астроблемы позволили установить своеобразие геологического строения кратера, выявить новый тип ультравысокобарных расплавных импактных стекол [5, 7], детально описать необычные апоугольные алмазы [6, 8] и открыть новый тип импактных алмазов, связанных

с параморфозами алмаза по остаткам слабоизмененной или неизменной растительной органики [9].

Таким образом, Карская астроблема, расположенная в Арктической зоне Европейской части России, является уникальным объектом для изучения импактных структур, необычных продуктов ультравысокобарного метаморфизма и импактитогенеза в целом, как комплекса уникальных природных процессов, вызванных ударом гигантского астероида. Таким образом, Карский кратер имеет важное фундаментальное значение и потенциальную перспективность в качестве уникального объекта для научного туризма. Первозданная природа, богатая пейзажами, может быть весьма привлекательна и для социального туриста.

Литература

1. Масайтис В. Л., Машак М. С., Райхлин А. И. и др. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 179 с.
2. Езерский В. А. Гипербарические полиморфы, возникшие при ударном преобразовании углей // Записки ВМО. Ч. 115, Вып. 1. С. 26–33.
3. Mashchak M. S. Morphology and structure of the Kara and Ust'-Kara astroblemes. *International Geology Review*. 1991. 33(5), 433–447.
4. Масайтис В.Л. Там, где алмазы. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. 384 с.
5. Shumilova T. G., Lutoev V. P., Isaenko S. I., Kovalchuk N. S., Makeev B. A., Lysiuk A. Yu., Zubov A. A., Ernstson K. // Spectroscopic features of ultrahigh-pressure impact glasses of the Kara astrobleme. *Scientific Reports*. V. 8. № 6923 (2018). DOI:10.1038/s41598-018-25037-z.
6. Shumilova T., Maximenko N., Zubov A., Kovalchuk N., Ulyashev V., Kis V. Varieties of Impactites and Impact Diamonds of the Kara Meteorite Crater (Pay-Khoy, Russia) // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2019. 362. 012043. doi:10.1088/1755-1315/362/1/012043
7. Shumilova T. G., Zubov A. A., Isaenko S. I., Karateev I. A. & Vasiliev A. L. Mysterious long-living ultrahigh-pressure or secondary impact crisis // *Sci Rep*. 2020. V. 10. № 2591. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-59520-3>.
8. Shumilova T. G., Isaenko S. I., Ulyashev V. V., Kazakov V. A., Makeev B. A. After-coal diamonds: an enigmatic type of impact diamonds // *European Journal of Mineralogy*. V. 30. № 1. P. 61–76.
9. Shumilova T. G., Ulyashev V. V., Kazakov V. A., Isaenko S. I., Vasiliev E. A., Svetov S. A., Chazhengina Y., Kovalchuk N. S. Karite — diamond fossil: a new type of natural diamond // *Geoscience Frontiers*. 2020. 11(4). P. 1163–1174. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.09.011>.

Лонсдейлит: вчера, сегодня, завтра

Т. Г. Шумилова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; shumilova@geo.komisc.ru

Гексагональный алмаз (модификация 2H) был впервые искусственно получен в 1966 г в условиях статического сжатия 130 кбар при температуре 1000°C (Bundy & Kasper, 1967). Практически синхронно в метеорите Каньон Дьявола (Аризона, США) был обнаружен его природный аналог, получивший статус минерала и названный лонсдейлитом в честь британского кристаллографа К. Лонсдейла [1]. При этом, несмотря на полувековую историю открытия, дискуссия о возможности существования лонсдейлита в качестве самостоятельной фазы не прекращается и по сей день.

На данный момент известно несколько полиморфных алмаза — 3C (кубический алмаз), по уменьшению степени гексагональности — 2H, 4H, 8H, 12H, 20H, а также — 15R, 21R [2, 3]. В литературе описываются два способа получения гексагонального алмаза в лабораторных условиях — при высоком давлении в неравновесных динамических условиях и при статических нагрузках. При этом посредством твердофазной трансформации из графита экспериментально получают лонсдейлит с толщиной блоков до нескольких нанометров в тесном когерентном срастании с кубическим алмазом.

Считается, что лонсдейлит в природных объектах является признаком ударных процессов, теоретически рассчитано, что он имеет уникальную твердость [4, 5]. В связи с этим многие исследователи пытаются его диагностировать в различных синтезированных углеродных материалах и природных объектах ударного происхождения. При этом, следует отметить, что лонсдейлит не всегда образуется в импактных алмазах, деформационные дефекты кубической структуры встречаются только в апографитовых алмазах, апоугольные алмазы и параморфозы по органике их не содержат [6, 7].

Учитывая большой интерес к лонсдейлиту, в настоящее время необходимо учитывать несколько современных проблем в его исследовании: 1) сложность и неоднозначность диагностики, 2) необходимость получения надежных доказательств возможности существования лонсдейлита как самостоятельной фазы и соответственно вопрос о законности существования его в качестве собственного минерального вида, 3) анизотропия свойств должна учитываться в оценке перспектив его использования.

Прежде всего следует отметить тот факт, что достоверность диагностики лонсдейлита в большинстве публикаций вызывает существенные сомнения ввиду некомплексного анализа и далеко не всегда корректных аналитических данных, причем это касается как природных веществ, так и про-

дуктов синтеза. В связи с этим во многих работах диагностика лонсдейлита вызывает сомнение, и, соответственно, все последующие выводы в конкретных публикациях.

Среди продуктов высокобарного синтеза и природных ударных объектов собственно лонсдейлит (2H) и все другие известные полиморфы были обнаружены только в виде нарушения упаковки кубического алмаза толщиной от нескольких атомных слоев до 8 нм, расположенных между слоями кубического алмаза без очевидной фазовой границы. Поэтому среди высокобарных продуктов синтеза и природных импактных веществ явных свидетельств возможности существования лонсдейлита в качестве собственной фазы имеется недостаточно.

При этом, следует отметить, что в высокопрофессиональной работе [8], в которой детально изучены лонсдейлит-содержащие алмазы, выводы о невозможности существования лонсдейлита как самостоятельной фазы не являются достаточно обоснованными, так как касаются исследований только конкретно изученного материала в соответствующей работе.

Рассматривая вопрос о возможной фазовой самостоятельности лонсдейлита независимым и необходимым исследованием должно быть теоретическое обоснование энергетически возможного или невозможного его существования в отрыве от кубического алмаза. В экспериментальном аспекте при решении проблемы «лонсдейлита» наиболее перспективными могут быть работы с использованием принципиально новых механизмов и условий кристаллизации. В этом ключе исследованный ранее нами природный монокристаллический материал Кумдыкольского месторождения (Казахстан) [9, 10] на наш взгляд может также представлять потенциально наиболее перспективный материал для выяснения самостоятельности «лонсдейлита».

Несмотря на анизотропию свойств, существенно повышенные технические характеристики «лонсдейлита» указывают на необходимость дальнейшего более глубокого изучения его структурно-фазового состояния и выявления принципиально новых способов получения. При этом, необходимо существенно повысить достоверность диагностики и получить надежные фактические теоретические и экспериментальные доказательства возможности существования «лонсдейлита» как самостоятельной фазы и соответственно вопрос о законности существования его в качестве собственного минерального вида. При этом, учитывая выше изложенное и широкое использова-

ние термина «лонсдейлит» именно применительно к деформационным дефектам в кубическом алмазе, в случае доказательства самостоятельности «гексагональной модификации алмаза» следует использовать для него новое собственное название.

Литература

1. Frondel C., Marvin U.B. Lonsdaleite, a Hexagonal Polymorph of Diamond // *Nature*. 1967. V. 214. P. 587–589.
2. Spear K. E., Phelps A. W., White W. B. Diamond polytypes and their vibrational spectra // *Journal of Materials Research*. 1990. 5(11). P. 2277–2285. doi:10.1557/jmr.1990.2277.
3. Maruyama K., Makino M., Kikukawa N., Shiraishi M. Synthesis of hexagonal diamond in a hydrogen plasma jet // *Journal of Materials Science Letters*. 1992. 11(2). P. 116–118. doi:10.1007/bf00724617.
4. Pan Z., Sun H., Zhang Y., Chen C. // *Phys. Rev. Lett.* 2009. V. 102. № 5. P. 055503(4).
5. Volz T.J., Gupta Y. M. Elastic moduli of hexagonal diamond and cubic diamond formed under shock

compression. *Physical Review B* 103. L100101 (2021). DOI: 10.1103/PhysRevB.103.L100101.

6. Shumilova T. G., Isaenko S. I., Ulyashev V. V., Kazakov V. A., Makeev B. A. After-coal diamonds: an enigmatic type of impact diamonds // *European Journal of Mineralogy*. V. 30. № 1. P. 61–76.

7. Shumilova T.G., Ulyashev V.V., Kazakov V.A., Isaenko S.I., Vasil`ev E.A., Svetov S.A., Chazhengina Y., Kovalchuk N.S. Karite — diamond fossil: a new type of natural diamond // *Geoscience Frontiers*. 2020. 11(4). P. 1163–1174. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.09.011>.

8. Nermeth P., Garvie L.A.J., Aoki T., Dubrovinskaia N., Dubrovinsky L., Buseck P.R. Lonsdaleite is faulted and twinned cubic diamond and does not exist as a discrete material // *Nature Communications*. 5. 5447. DOI: 10.1038.

9. Исаенко С. И. Шумилова Т. Г. Термостимулированное расщепление КР-активных мод лонсдейлита // *Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН*. 2011. № 9. С. 29–33.

10. Шумилова Т. Г., Масайтис В. Л., Исаенко С. И., Майер Е., Кис В. К., Makeev B. A. Полигенез и типоморфизм лонсдейлита // *Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН*. 2012. № 2. С. 11–13.

Искусственные аналоги импактных стекол астроблемы Жаманшин

С. Ю. Янсон¹, Е. С. Сергиенко¹, В. В. Карпинский^{1,2}, И. А. Левицкий³, Л. Ф. Папко³, П. В. Харитонский⁴

¹СПбГУ, Санкт-Петербург; e.sergienko@spbu.ru

²Санкт-Петербургский электротехнический университет, Санкт-Петербург; peterkh@yandex.ru

³Белорусский государственный технологический университет, Минск, Беларусь; papko@belstu.by

⁴Геофизическая служба РАН, Обнинск; Vladimir.karp@geo.phys.spbu.ru

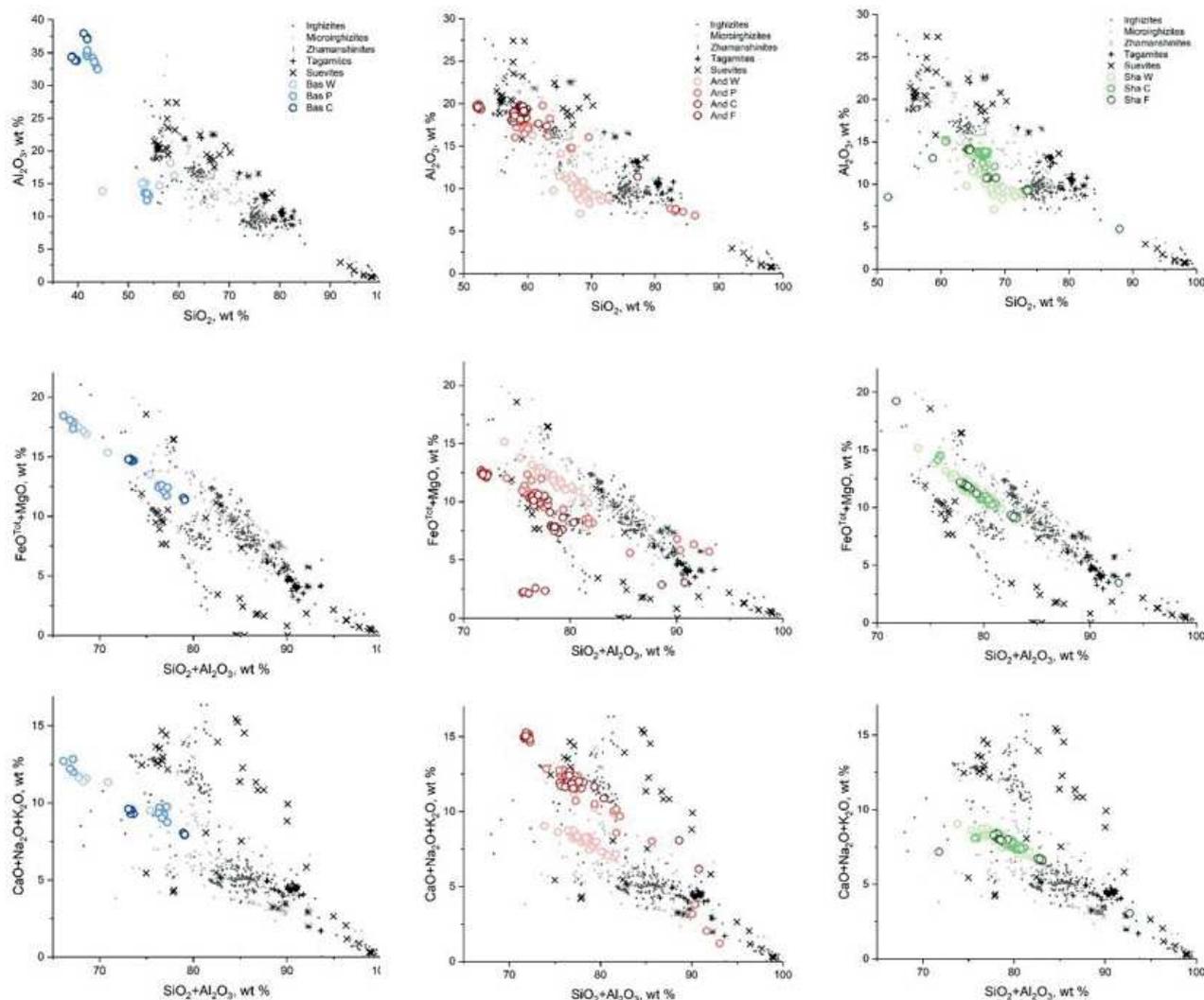
Методом высокотемпературной плавки были получены искусственные аналоги импактных стекол астроблемы Жаманшин. Эксперименты проводились на кафедре технологии стекла и керамики Белорусского государственного технологического университета. Образцы пород цокольного комплекса Жаманшина [1] (вулканогенно-осадочные породы и сланцы) Жаманшина и базальты Ровенского месторождения Украины плавилась в газовой пламенной печи с турбулентным движением пламени и принудительной подачей воздуха на горение. Длительность выдержки образцов в печи (нагрев от комнатной температуры до максимальной) составляла 7–8 часов. Подъем температуры в печи проводился со скоростью 250 °С/ч. Газовая среда окислительная при коэффициенте избытка воздуха 1.08–1.13. Максимальная температура составляла 1515 ± 5 °С с выдержкой при ней 0.5 ч для стабилизации режима плавления. После извлечения из печи расплав немедленно разделялся на порции, каждая из которых остывала в различных условиях: (i) грануляция резким охлаждением в воду; (ii) застывание на чугунной плите; (iii) остывание в тигле; (iv) остывание в печи. Тем

самым достигались различные скорости остывания расплава.

Искусственные стекла сравнивались по структурно-фазовому и химическому составу с природными импактными расплавами Жаманшина: иргизитами, микроиргизитами, массивными расплавами — тагамитами, бомбами–жаманшинитами и стеклами из зювитов [2].

Для исследования образцов использовалось оборудование Научного парка СПбГУ: энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный спектрометр EDX-800P (Shimadzu, Japan), настольный порошковый дифрактометр Bruker "D2 Phaser" (Bruker, Germany), стереомикроскоп Leica205 M (Leica, Germany), система со сфокусированными электронным и ионным зондами QUANTA 200 3D (FEI, Netherlands) с аналитическим комплексом Pegasus 4000 (EDAX, USA) и настольный растровый электронный микроскоп-микроанализатор ТМ 3000 (HITACHI, Japan).

Сравнение полученных данных с составами импактных стекол астроблемы представлены на диаграммах соотношений оксидов основных химических элементов.



Показано хорошее соответствие составов полученных стекол Жаманшинским импактным расплавам. Подбор параметров создания искусственных аналогов импактитов может привести к «воссозданию» условий возникновения импактных расплавов и их последующего остывания, стеклования и кристаллизации. Также наши исследования свидетельствуют, что данная методика может помочь при верификации соответствия пород мишени и импактитов.

Исследования проведены с использованием оборудования ресурсных центров Научного парка СПбГУ

«Методы анализа состава вещества», «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа».

Литература

1. Бойко Я. И., Коробков В. Ф., Баймагамбетов Б. К., Сапожников П. К., Улукпанов К. Т. Астроблема Жаманшин: нереализованные и предстоящие задачи исследований // Уральский геологический журнал. 2009. № 6 (72). С. 40–50.
2. Stöffler D. and Grieve R. A. F. Impactites. In *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms* (eds. Fettes D. and Desmons J.). University Press, Cambridge. 2007

9

Проблемы сохранения геологической информации. Геологические музеи

Шорломит, моримотоит, меланит в собрании Минералогического музея имени А. Е. Ферсмана РАН – от первых образцов из коллекции П. А. Кочубея (1866 г.) до наших дней: современная номенклатура, проблемы диагностики

Ю. Д. Гриценко

Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана, Москва; ygritsenko@rambler.ru
МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва

Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН – старейший и крупнейший минералогический музей России. В настоящее время собрание музея насчитывает более 150000 экспонатов, представляющих около 3780 минеральных видов, по количеству которых музей имени А.Е. Ферсмана является лидером среди мировых минералогических и геологических музеев.

Титановые гранаты широко распространены во многих скарнах и ультраосновных щелочных массивах. Комиссией IMA (CNMNC) утверждены три титановых граната: шорломит $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+})_3\text{O}_{12}$, впервые описанный Шепардом в 1846 г. [2], его алюминиевый аналог – хатчеонит $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_2\text{SiAl}_2\text{O}_{12}$, открытый в 2014 г. в метеорите Алленде, и моримотоит, $\text{Ca}_3(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{Si}, \text{Fe}^{3+})_3\text{O}_{12}$. Считалось, что гораздо большим распространением пользуется шорломит, по сравнению с моримотоитом, как в коллекции Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана РАН, так по литературным данным. Моримотоит был описан в виде мелких кристаллов или отдельных зон в пяти проявлениях.

Первые образцы шорломита в России были приобретены Петром Аркадьевичем Кочубеем, он был страстным коллекционером минералов. Выполняя поручение Русского технического общества, он в 1866 году посетил всемирную выставку в Париже. Вероятно, именно там Петр Аркадьевич и приобрел среди прочих образцов и 3 образца

шорломита для своей коллекции. На одном из образцов, помимо номеров, сохранилась и оригинальная наклейка, по всей видимости, со стоимостью образца, составляющей 1,50 \$. Все три образца шорломита были описаны в изданном в Санкт Петербурге двухтомном каталоге коллекции «*Katalog der Mineralien Sammlung von P. A. Kotshubey 1850-1882*». В 1913 г. коллекция П.А. Кочубея была приобретена для музея Академии наук. Образцы шорломита были описаны В.И. Вернадским и А.Е. Ферсманом при осмотре и оценке коллекции в 1911 г. [1]. Средний состав Кочубеевских шорломитов, рассчитанный на кристаллохимические формулы: $(\text{Ca}_{2,990}\text{Mn}_{0,006}\text{Mg}_{0,004})_{3,000}(\text{Fe}^{3+}_{1,694}\text{Al}_{0,161}\text{Ti}_{0,095}\text{V}_{0,022}\text{Mn}^{3+}_{0,016}\text{Mg}_{0,008}\text{Zr}_{0,004}\text{Cr}_{0,001})_{2,001}[\text{Si}_{2,910}\text{Al}_{0,090}]_{3,000}\text{O}_{12}$

В гранатах с наибольшим содержанием титана соотношение миналов шорломита:моримотоита:андрадита составляет 36,8:51,6:7,7 и 38:54,5:7,4 соответственно. По существующей номенклатуре группы гранатов эти гранаты являются моримотоитами.

За последующие более чем 100 лет коллекция Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН пополнилась образцами шорломита, моримотоита и титансодержащего андрадита из Ахматовской копи на Урале, рудника Valtigels, Тироль в Италии, из карбонатитовых массивов Африканда, Ковдор, Вуориярви, Кольский п-ов; рудника Ожидаемый, Минусинский округ; рудников HotSpringCo, США; Питкьяранты, Карелия; массивов Гули, Одихинча, Сибирь; Дахуу-Нура, Тува; Фадью-Куда, Таймыр; Мурун и Ингели, Алдан, Якутия и многими другими. Сейчас она насчитывает 42 образца из различных скарновых и карбонатитовых месторождений мира. Содержание TiO_2 варьирует от первых до 15,5 мас. %, т.е. по настоящее время образцы Петра Аркадьевича Кочубея являются наиболее богатыми титаном гранатами в коллекции Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН, несмотря на то, что по существующей номенклатуре минералов группы гранатов они являются не шорломитом, а моримотоитом, который был утвержден в качестве минерального вида более чем через 100 лет после открытия шорломита.

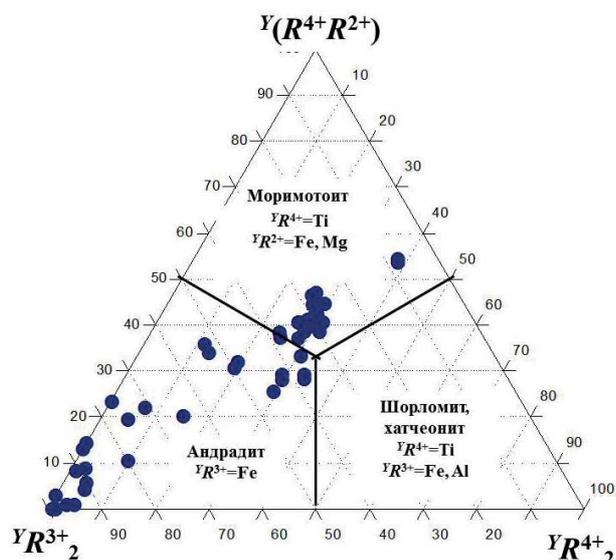


Рис. 1. Состав титановых и титансодержащих гранатов в коллекции Минералогического музея имени А. Е. Ферсмана РАН

Литература

1. Вернадский В. И., Ферсман А. Е. Годовой отчет Геологического и Минералогического Музея имени

Императора Петра Великого Императорской Академии Наук за 1913 год. // Труды Геологического музея имени Петра Великого. Т. 8. Вып. 1. 1914. С. 40–59.

2. Shepard C.U. On three new mineral species from Arkansas, and the discovery of the diamond in North Carolina // American Journal of Science. 1846. V. 2. P. 249–254.

Коллекции минералогических мастерских в фондах Кунгурского музея-заповедника

Л. А. Долгих

Кунгурский историко-архитектурный и художественный музей-заповедник, Кунгур;
miladolgikh@yandex.ru

В 1896 году Уральским обществом любителей естествознания в Екатеринбурге была создана Минералогическая мастерская, которая занималась составлением учебных коллекций и пособий для снабжения ими учебных заведений [1, 2]. Ее продукция пользовалась огромным спросом. По воспоминаниям М.О. Клера, руководившего мастерской в 1911–1919 годах, коллекции рассылались «от Одессы до Владивостока, от Архангельска до Варшавы и дальше» [1]. В 1929 году УОЛЕ было закрыто. Минералогическая мастерская перешла в подчинение Культпросвета, затем Уральского отдела народного образования, далее Свердловского областного бюро краеведения [1, 3]. В 1938 году была передана в ведение Свердловского отделения Ювелирторга, а в 1939 году реорганизована в гранильно-минералогическую фабрику с минералогическим и ограночным цехами [2, 3]. В последующие годы минералогическая мастерская еще не раз переходила из одного подчинения в другое.

В геологическом собрании Кунгурского музея-заповедника имеется три коллекции, изготовленные в уральских минералогических мастерских.

В 1970 году от жителя Кунгура С.П. Акинфиева в музей поступила «Коллекция полезных ископаемых СССР, имеющих применение в промышленности и сельском хозяйстве». Это собрание минералов и горных пород состоит из 100 образцов, которые уложены в деревянный ящик с ячейками размером 4х4,5 см и систематизированы в зависимости от их практического использования в различных отраслях народного хозяйства. Прилагающийся к коллекции каталог отпечатан в типографии издательства «Уральский рабочий» в 1937 году. Согласно этому документу изготовителем является Научно-минералогическая мастерская Свердловского Облбюро краеведения. Однако на крышке ящика для образцов имеется штамп с надписью «Минералогическая мастерская Свердловского отделения Ювелирторга». Таким образом, датой изготовления коллекции следует считать 1938 год.

Еще одна коллекция поступила в Кунгурский музей в 1971 году от треста Пермвостокнефте-

разведка. Это «Коллекция минералов и горных пород к курсу «Геология» для географических факультетов Госпединститутов СССР», изготовленная в 1958 году минералогическим цехом фабрики «Пластмасс» Свердловского Управления Местной Промышленности. Минералы в коллекции систематизированы согласно кристаллохимической классификации, горные породы — по генетическому принципу. Большая часть экспонатов, представленных в этом собрании, имеют размеры «кабинетных образцов» — от 6×8 см до 10×15 см. Некоторые минералы, используемые в качестве ювелирных камней, представлены в коллекции, как в виде необработанных образцов, так и в ограниченном виде. Согласно каталогу такая коллекция выпускалась в полном (310 образцов) и сокращенном вариантах (190 образцов). При этом отмечалось: «Гарантированный объем полной коллекции 300 образцов. Сверх этого образцы даются только по мере наличия их на фабрике». В Кунгурский музей поступил сокращенный вариант коллекции.

Одно из наиболее интересных поступлений — «Коллекция минералов и горных пород Урала». Была закуплена в 1961 году в научной минералогической мастерской Свердловского горнопромышленного предприятия «Русские самоцветы». Представлены образцы минералов и горных пород Свердловской, Челябинской, Пермской, Оренбургской, Кировской областей, Башкирии. Данное собрание насчитывает 128 единиц хранения. Из каталога, прилагавшегося к коллекции, узнаем, что помимо данного варианта можно было приобрести расширенный — «Коллекцию минералов и горных пород СССР», состоящую из 600 образцов. По качеству образцов и принципам систематизации материала уральская коллекция подобна коллекции, изготовленной в 1958 году. Отличает ее то, что некоторые образцы, относящиеся к ювелирно-поделочными или декоративно-облицовочным камням, имеют отполированный срез.

Образцы из коллекций минералогических мастерских демонстрируются в постоянных экспозициях Кунгурского музея-заповедника и используются при создании выставок.

Литература

1. Архипова Н. П., Ястребов Е. В. Как были открыты Уральские горы. Свердловск: Сред.-Урал.кн.изд-во, 1990. 224 с.

2. Зорина Л. И. Уральское общество любителей естествознания. 1870 — 1929. Из истории науки и куль-

туры Урала // Ученые записки Свердловского областного краеведческого музея. Т. 1. Екатеринбург, 1996. 208 с.

3. Русинова М. П. Основные этапы становления Уральского общества любителей естествознания // Педагогическое образование в России. 2010 № 3 С. 79–84.

Сохранение палеонтологического материала из карстовых образований северо-востока европейской части России в коллекциях Геологического музея им. А. А. Чернова

Л. Р. Жданова, И. С. Астахова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; astakhova@geo.komisc.ru

Цель данной работы заключалась в обобщении имеющейся разрозненной информации о позвоночных четвертичной системы, найденных в карстовых образованиях северо-востока Европейской части России, и их представление в фондах Геологического музея им. А. А. Чернова.

Фаунистические остатки более 120 карстовых образований и пещер Европейского Севера России представлены костями млекопитающих, птиц, рептилий, амфибий и рыб. [3]. Основополагающими в плане изучения позвоночных позднего плейстоцена и голоцена из карстовых образований региона для целей стратиграфии четвертичных отложений являются работы А. К. Агаджаняна, Б. И. Гуслицера, К. И. Исайчева, В. А. Кочева, Е. А. Кузьминой, Д. В. Пономарева, И. В. Кряжевой и т. д.

Часть материала костных остатков пещер, изученная научными сотрудниками Института геологии КНЦ УрО РАН, передавалась в фонды Геологического музея им. А. А. Чернова. Известно, что видовой состав фауны самой крупной пещеры региона — Медвежьей — включает 34 вида млекопитающих, птиц и др. [1], а состав фауны всех пещер и гротов Северного Урала доходит до 42 видов млекопитающих, птиц и др. [2]. В фондах музея объем палеонтологического материала пещер Северного Урала составляет более пятнадцати тысяч единиц хранения. Плейстоценовые млекопитающие с Медвежьей, Каньинской, Студеной, Уньинских пещер и лога Иорданского представлены костными остатками: пещерного медведя (*Ursus spelaeus* Rosen), северного оленя (*Rangifer tarandus* Linnaeus), пещерного льва (*Panthera spelaela* Goldfuss), сибирского овцебыка (*Ovibos pallantis* N. Smiths), бобра (*Castor fiber* Linnaeus), уральской лошади (*Eguus uralensis* Kuzmina), мамонта (*Mammuthus primigenius* Blum.) и мелких грызунов. Грызуны, в музее представлены зубами и костными остатками трех таксонов: копытного (*Dicrostonyx* Gloger) и сибирского (*Lemmus sibiricus* Kerr) леммингов, подземной полевки (*Microtus subterraneus*).

Изучению четвертичной микротериофауны из местонахождений пещерного типа на рр. Кожым и Щугор, посвящены работы Д. В. Пономарева, И. В. Кряжевой. Ими описаны несколько фаз развития микротериофауны Приполярного Урала. Показан процесс преобразования этой фауны по сравнению динамикой природной среды и климата [7, 8, 5].

Палеофауна грота Соколиный Приполярного Урала в фондах музея, представлен костными остатками зайцеобразных, насекомоядных и щечных зубов мелких грызунов в количестве 4500 ед. хранения. Комплекс остатков мелких грызунов из грота Соколиный, в музее представлен: серой полевкой (*Microtus gregalis*, *Microtus middendorffii*, *Microtus agrestis*, *Microtus oeconomus*); копытной (*Dicrostonyx* sp.), лесной (*Myopus schisticolor*) и сибирской (*Lemmus sibiricus*) леммингом; рыжей (*Clethrionomus rufocanus*, *Clethrionomus ex.gr.rutilus-glareolus*) и водяной полевкой (*Arvicola terrestris*).

Изучение четвертичной микротериофауны из местонахождений пещерного типа Тимана дало выявить исследователям комплекс фауны позднеплейстоцен — голоценовых млекопитающих местонахождений «Пижма 1», «Седью 1», «Седью 2», «Эшмесс 1» и «Эшмесс 2». Комплекс фауны этих местонахождений включает почти два десятка видов грызунов, а также зайцеобразных и насекомоядных и представителей млекопитающих семейств землероек (*Sorex* sp.) и пищуховых (*Ochofona* sp.) и отряда куньих (*Mustella* sp [7]. В коллекциях музея находятся более 18,5 тыс. костных остатков крупных и мелких млекопитающих пещер Среднего и Южного Тимана.

В фондах Геологического музея им. А. А. Чернова Института геологии содержатся 12 монографических коллекций палеофаунистического материала десяти пещер и гротов с общим количеством костных остатков более 34 тысяч единиц хранения. Палеофаунистический материал пещер является уникальным в научном и историческом плане.

Литература

1. Безносков П. А., Пономарев Д. В. Краткий обзор ископаемых позвоночных Республики Коим // Вестник геонаук Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2021. № 12. С. 3–15.
2. Геоморфология и четвертичная история западного склона Урала в пределах бассейна Верхней Печоры. Научный отчет за 1960-1964. Составители: Гладкова И. Г., Гуслицер Б. И. Научный архив КНЦ УрО РАН. Фонд. 2, опись 2.
3. Гуслицер Б. И., Канивец В. И.. Пещеры Печорского Урала. Москва: Наука, 1965. 134 с.
4. Кочев В. А. Плейстоценовые грызуны Северо-Востока Европейской части России и их стратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1993. 113 с.
5. Кряжева И. В., Пономарев Д. В. Позднечетвертичная микротериофауна бассейна р. Кожым (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 5. С. 3–8.
6. Лавров И. А., Андрейчук В. Н. Пещеры Урала и Приуралья // Пещеры. Итоги исследований. 1993. С. 6–30.
7. Пономарев Д. В. Остатки мелких млекопитающих из грота Соколиный (Приполярный Урал) // Квартер–2005; Материалы IV Всерос. Совещ. По изучению четвертич. периода. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 334–335.
8. Пономарев Д. В., Кряжева И. В. Мелкие млекопитающие позднего плейстоцена и голоцена из местонахождений на реке Щугер (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 7. С. 9–13.

Гроссуляры и андрадиты в музее ИЗК СО РАН из затопленного месторождения (как был открыт гроссуляр)

Л. А. Иванова

ИЗК СО РАН, Иркутск; liva@crust.irk.ru

Образцы довольно хорошо образованных гроссуляров и андрадитов Виллюйского месторождения украшают экспозицию музея Института земной коры СО РАН. История открытия одного из этих минералов связана с именами выдающихся российских академиков XVIII–XIX веков: Эрика (Кирилла) Густововича Лаксмана, Петра Симон (Сименовича) Палласа, Василия Михайловича Севергина и одного из крупнейших мировых геологов неоплеистоценов Абраама Готтлоба Вернера.

Э. Г. Лаксман (1737–1796), получив должность минералогического путешественника от Кабинета императрицы, с 1784 года жил в Иркутске, откуда совершал поездки в различные уголки Восточной Сибири, вел исследовательскую работу, занимался изучением минералов, ботаникой, метеорологией, химическими экспериментами. Он внес значительный вклад в познание природы озера Байкал и организацию некоторых производств в Прибайкалье. В этом же году вместе с известным купцом А. А. Барановым, будущим правителем Русской Америки, основал первый в Восточной Сибири стекольный завод на реке Тальцинке близ Иркутска, разработав более рациональный способ плавки стекла с применением, обнаруженной им залежи глауберовой соли вместо поташа. Источники курорта Горячинска были также впервые открыты Э. Г. Лаксманом. Он первый сделал химический анализ воды и определил назначение ключей. Им дан подробный перечень минералов гранитного массива близ Култука и последующие за ним геологи уже имели в руках лакминарий — список описанных минералов. В 1785 г., путешествуя по Сибири, обнаружил и диагностировал лазурит по р.

Слюдянке. В тот же период в этом районе он описал жилы с «темной слюдой и зеленым шерлом» (диопсид-флогопитовые). Обе эти находки — лазурита и флогопита — стали предпосылкой будущего Слюдянского горнопромышленного узла. Э. Г. Лаксман много сделал для развития и просвещения иркутского общества. При его активном участии в Иркутске был создан один из первых в России провинциальных естественных музеев.

В 1790 году, путешествуя уже по северу Сибири, Э. Г. Лаксман нашел на реке Виллюй в Якутии несколько минералов, среди которых были довольно хорошо ограненные светло-зеленые кристаллы. В 1793 году про эту находку написал академик П. С. Паллас (1741–1811), назвав ее гранатом. Более подробно в 1798 году этот минерал был описан первым русским минералогом, переводчиком книг Плиния Старшего о драгоценных камнях, одним из учредителей Минералогического общества академиком В. М. Севергиным (1731–1826), осуществлявшим идею М. В. Ломоносова о создании «общей системы минералогии Российской». Привезенные кристаллы были описаны под именем: желто-зеленые «венисы» (древнерусское название алмандинов). Название гроссуляр дал минералу примерно через 10 лет А. Г. Вернер (1749–1817). Во второй половине XIX века в «Материалах для минералогии России» академик Н. И. Кокшаров дал полную характеристику кристаллографических форм этого граната. История исследования Виллюйских гроссуляров и сопутствующих виллюита, ахтарандита, андрадита в 1954 году довольно подробно описана В. С. Ляховичем [1].

Вилуйское месторождение этих коллекционных минералов (известное также как Скарновое) в настоящее время затоплено водами Вилуйского водохранилища, созданного в 1960-е годы при строительстве Вилуйской ГЭС. Уровень воды в Вилуе был поднят на 75 метров (в створе плотины). Перед затоплением месторождения в середине 60-х годов геологи вывезли небольшую баржу породы в Нюрбу, где тогда находилась база Амакинской экспедиции. Уникальные образцы этого месторождения остались в некоторых точках по берегам водохранилища и музеях.

Образцы гроссуляра и андрадита, украшающие экспозицию музея Института земной коры, представлены из коллекции В. В. Готовцева, в 80-х годах некоторое время работавшего в Институте. Василий Васильевич Готовцев (1931–1989) после окончания Магаданского горного техникума и Ленинградского горного института работал в тре-

сте «Якуталмаз» старшим, затем ведущим геологом геологического отдела Удачинского ГОКа, в Мирнинской геологоразведочной экспедиции. Занимался минералогией, петрологией кимберлитовых формаций, структурой кимберлитовых полей Сибирской платформы, собирал коллекцию интересных его минералов и горных пород. В 1991 году в честь него назван ювелирный алмаз «Василий Готовцев» 51,04 карата

Литература

1. Ляхович В. В. Новые данные о минералогии Вилуйского месторождения ахтарандита // Труды Восточно-Сибирского филиала АН СССР. Сер. Геол. 1954. в. I. С. 85–116.
2. Готовцев С. П. Его именем назван алмаз. // Наука и техника в Якутии № 2 (33). 1917. С. 114–116.

Обучение по направлению «геология» (профили: минералогия и палеонтология) в Институте наук о Земле СПбГУ с использованием возможностей создаваемого геопарка «Ингерманландия»

Г. Н. Киселев¹, А. В. Бродский²

¹СПбГУ, Санкт-Петербург; *g.kiselev@spbu.ru*

²ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург; *ab74@mail.ru*

Важным аспектом процесса обучения в магистратуре в СПбГУ является активное использование в учебном процессе имеющихся естественнонаучных музейных коллекций и экспозиций и использование материалов об ООПТ Петербурга, Ленинградской области и других регионов Северо-Запада России [1, 2, 5]. В рабочие программы учебных дисциплин (РПУД) Института наук о Земле внесены коррективы по направлениям геология и геммология и существенно дополнены вариативные курсы по экспертной тематике и охране памятников. Для подготовки лекционных курсов и проведения практических и самостоятельных занятий привлекаются преподаватели естественнонаучных и гуманитарных направлений, в том числе, минералоги, палеонтологи, географы, геоэкологи и музеологи. Важной составляющей учебных занятий является ознакомление с тематическими коллекциями других естественнонаучных музеев Петербурга [5].

Разработанная в этой связи авторами [2, 3] методика экспертизы коллекций и вариативная учебная дисциплина «Экспертиза сертификация и оценка естественнонаучных предметов и коллекций» предусматривает усвоение знаний по практической минералогии, палеонтологии, природному наследию и изучение специфики государственного и частного природопользования. В программе предусмотрено формирование компетенций по

определению коллекций минералов и фоссилий, знаний специфики документооборота государственных и частных структур, овладение практическими навыками определения, сертификации, и оценки естественнонаучных предметов как составных частей культурного и природного наследия. Одной из задач дисциплины является обучение студентов особенностям работы с предметами минералогии и палеонтологии, памятниками природы и особо охраняемыми природными территориями в России [4]. Для успешного освоения дисциплины обучающийся должен обладать базовыми знаниями в объеме «Палеонтология» и «Минералогия», изучаемых в 1 м семестре и «Основы экономики» на старших курсах бакалавриата.

На образцах из музейных коллекций университета производится определение и краткое описание геологических, минералогических и палеонтологических предметов как культурных ценностей.

Значительный интерес у обучающихся вызывают вопросы менеджмента коллекций в условиях современного внутреннего и зарубежного рынков. [3]. Эти вопросы раскрываются в лекционном материале на основе рассмотрения законодательных документов РФ. В программу курса включены вопросы по ознакомлению с деятельностью естественноисторических музеев различной принадлежности и подчиненности. Своеобразную группу музеев составляют учебно-научные естественнона-

учные музеи учебных заведений. Коллекции этих музеев формировались как составные части учебного процесса и научно-исследовательских исследований. По итогам посещений каждый обучающийся пишет заключение о достоинствах и проблемах конкретного музея, излагает свои предложения по совершенствованию деятельности музея и дает краткое резюме с последующей защитой своих предложений в форме «деловой игры» на обобщающем семинаре.

Все студенты знакомятся с особо охраняемыми природными территориями (ООПТ) Ленинградской области. Эти категории природных территорий студенты наблюдают в процессе полевых учебных практик. Ряд ООПТ, находящихся в Ленинградской области и Санкт-Петербурге, планируется включить в состав геопарка «Ингерманландия». Проект по созданию глобального геопарка инициирован ВСЕГЕИ и поддержан РАН. Кроме охраны геологического и культурного наследия в создаваемом геопарке одним из приоритетных направлений является просветительская и образовательная деятельность. Дальнейшее вовлечение объектов геопарка в образовательный процесс, в том числе и в подготовку магистров геологии, существенно повышают шансы на включение данного геопарка в сеть глобальных геопарков ЮНЕСКО.

Исследование редких образцов из коллекций для практических занятий студентов выполнено в ре-

сурсном центре СПбГУ, «Геомодель», проект № 112-6053, исследование № 104-5582-2143 «Микротомографические исследования окаменелостей» (руководитель Г. Н. Киселев).

Литература

1. Карпунин А. М., Мамонов С. В., Мироненко О. А., Соколов А. Р. Геологические памятники природы России: Природное наследие России / А. М. Карпунин, /Под ред. Орлова В. П. СПб.: Изд-во «ЛОРИЕН», 1998. 356 с.

2. Киселев Г. Н. Естественнонаучные предметы и коллекции как культурные ценности. Специфика государственной экспертизы в случае их вывоза/ввоза из России. Курс по выбору для студентов 2-го курса кафедры музейного дела и охраны памятников СПбГУ./ Геология, геоэкология, эволюционная география: Коллективная монография /Под ред. Е. М. Нестерова СПб.: Изд-во «Эпиграф», 2008. С 314–115.

3. Киселев Г. Н., Тихонов А. Н. Музейные палеонтологические коллекции в программе практических занятий студентов магистратуры естественнонаучных направлений в СПбГУ / Науки о Земле и Цивилизация: Коллективная монография. СПб: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 2019. Том XI. 244 с.

4. Красная книга природы Санкт-Петербурга. СПб.: изд-во АНО НПО «Профессионал», 2004. 416 с.

5. Тихонов А.Н. Мамонты в Зоологическом музее ЗИН РАН. 2009. 29 с.

Материалы по геологии и палеонтологии Республики Коми в фондах Центрального научно-исследовательского геологоразведочного музея им. академика Ф. Н. Чернышева

Л. Р. Колбанцев

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург; Leonid_Kolbantsev@vsegei.ru

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный музей им. академика Ф.Н. Чернышева (ЦНИГР музей) основан в 1883 г., вслед за учреждением первой в России государственной геологической организации — Геологического Комитета, как собрание материала, «послужившего составлению карты и геологического описания местности» (Изв. Геол. Комитета, 1884, т. 2, с. 47). Коллекционный фонд, сформированный в ходе почти 140-летних работ по геологическому изучению недр, представляет собой крупнейшее собрание геологической информации на вещественных (природных) носителях. Он содержит около 700 тыс. образцов горных пород, минералов, руд и ископаемых остатков, 80 тыс. из которых находятся в постоянной экспозиции, а также более 350 тыс. петрографических шлифов. Материалы характеризуют всю территорию России и бывшего СССР по трем основным разделам: Региональная геология, Полезные ископаемые, Монографическая палеонтология.

Материалы по геологии и палеонтологии Республики Коми представлены во всех трех отделах музея: около 270 коллекций (более 20 000 образцов), характеризуют геологическое строение, историю геологического развития и полезные ископаемые региона.

Самые ранние сборы (конец 19 в.), относятся к первым годам работы Геологического комитета. Наиболее представительные коллекции были получены от участников Тиманской экспедиции Геолкома (1889-1891): Ф. Н Чернышева, Л. И. Лутугина, Н. И Лебедева, Д.Н Соколова. Коллекция Й.В. Рохона (J.V. Rojon, 1889) отражает академические исследования севера Европейской России.

Начало систематического изучения Северного края связано с деятельностью Геологического Комитета по составлению 10-верстной геологической карты Европейской России. В ЦНИГР музей поступали многочисленные «региональные» коллекции, характеризующие территорию геологиче-

ской съемки (с 1896 до 1917 и далее до 1930, это коллекции В.А. Варсанофьевой, М.С. Волкова, А.Н. Замятина, Б.К. Лихарева, Г.Н. Фредерикса, И.Е. Худяева и др.). Значительное внимание уделялось также исследованиям ископаемых органических остатков, этим занимались многие видные палеонтологи того времени: А.Н. и В.Н. Рябиныны, Н.Н. Яковлев, А.Н. Криштофович, М.Д. Залесский, Е.М. Люткевич, А.В. Хабаков, и др. Коллекции содержат остатки самых разнообразных видов флоры и фауны, от простейших, до позвоночных, в т.ч. млекопитающих (коллекции Л.И. Лутугина и А.Н. Рябиныны).

Минеральные ресурсы Республики Коми представлены в отделе Полезных ископаемых. В ранних коллекциях Ф.Н. Чернышева (1889) представлены образцы ухтинской нефти и медной руды с реки Цильма. С конца 1930-х гг. поступали многочисленные сборы горного хрусталя и пьезокварца (А.Н. Алешков, В.Г. Прессман, И.Е. Турищев и др.), реже — образцы гипса и ангидрита, исландского шпата. Исследования угольных месторождений демонстрируют коллекции М.С. Волкова, И.Э. Вальц, О.Л. Эйнон, и др. Бокситы и титаноносные породы содержатся в коллекциях Г.А. Закржевского и Н.А.

Матюхина (1972). Хромиты Полярного Урала представлены А.А. Савельевым (1972). Тиманские агаты представлены в коллекциях Е.В. Настасиенко (1968, 1975) и Г.А. Закржевского (1974).

В 1970-80-е годы, для систематического пополнения музейного фонда, сборы коллекционного материала проводились непосредственно сотрудниками музея. Коллекции, характеризующие редкие и необычные для данной территории геологические объекты, новые или нетрадиционные виды минерального сырья. Таковы коллекции Г.А. Закржевского (1974, бокситы и рутилоносные песчаники Тимана).

Каждая коллекция, с одной стороны, является неисчерпаемым носителем геологической информации о недрах, с другой стороны — это культурно-историческое явление, фиксирующее как уровень развития геологических знаний, так и приоритетные направления работ, и господствующие научные концепции определенной эпохи. Кроме того, каждая коллекция может рассматриваться как своеобразный памятник, отражающий судьбу и научный поиск автора-составителя, что наглядно демонстрируется на примерах, приведенных выше.

Геологический музей кафедры геологии и географии Гомельского государственного университета имени Франциска Скорины как средство профориентационной работы

Т. А. Мележ

Гомельский государственный университет, Гомель, Беларусь; Tatyana.melezh@mail.ru

Понятие «музей» появилось в культурном обиходе человечества более двух с половиной тысяч лет назад, но в современную эпоху его содержание кардинально изменилось. В настоящее время музей — общедоступное общественно-культурное учреждение, хранящее в виде материальных и духовных раритетов память прошлого, историческую память и способствующее передаче исторической памяти и социализации, как отдельной личности, так и всего общества [1]. Одной из функций музея является образовательная деятельность, ее следует рассматривать в трех аспектах — познавательном, творческом и социальном. Каждый из них, будучи в тесной взаимосвязи с другими, отражает определенное содержание музейной работы по определенному направлению.

Подростки и молодежь остро нуждаются в актуальной информации по профориентации. Мир профессий многообразен и изменчив, появляются новые профессии, все больше требуются специалисты с особым стилем мышления, способные постигать новые технологии в работе, инновации. Выпускник школы, вступая на дорогу

самостоятельности, решает, какой путь выбрать в жизни.

В учреждении образования «Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины» практически одновременно с открытием в 1969 г. геологического факультета был основан минералогический музей, который в 2008 году преобразован в «Геологический музей» при кафедре геологии и разведки полезных ископаемых, а с 2015 года при кафедре геологии и географии.

Основная задача музея — участие в подготовке квалифицированных специалистов, совершенствование форм и методов учебной и научно-просветительной работы, а также проведение профориентационной работы, которая направлена на оказание помощи абитуриентам в выборе профессии. Согласно принятой классификации музеев, «Геологический музей» кафедры геологии и географии относится к учебному музею и нацелен на решение, прежде всего, образовательной функции и способствует приобретению необходимых навыков в процессе обучения, а также помогает в реализации учебных программ и педагогических методик.

В создании музея принимали участие доктора геолого-минералогических наук, профессора Туровский С.Д. и Вахрушев В.А.; кандидат геолого-минералогических наук, доцент Автушко М.Н.; а также сотрудник университета Конухов В.И. Многие экспонаты собраны студентами и преподавателями кафедры в Беларуси, России, Казахстане, в Кыргызстане и других странах. Некоторые образцы подарены музею выпускниками кафедры, посетителями музея и сотрудниками университета.

Достоинством музейной экспозиции является экспозиция минералов, уникальные образцы самоцветов — топазов, рубинов, гранатов, чароита, амазонита, а также друзы кварца, кальцита, гипса. В коллекционном фонде насчитывается свыше 200 образцов минералов и их разновидностей. Есть в музее кусочек «космического пришельца» — настоящего метеорита и образцы керн с легендарной Кольской сверхглубокой скважины, глубина которой более 12000 м.

В геологическом музее для учащихся, студентов и интересующихся науками о Земле проходят лекции и экскурсии по следующим направлениям: обзорная экскурсия по музею; экскурсия профориентационной направленности; «Таинственный мир минералов»; «Геология Припятского прогиба»; «Полезные ископаемые Беларуси»; «Литотерапия»; «История развития жизни на Земле»; «Нефтяная промышленность Беларуси».

Одной из главных составляющих деятельности музея как структурного подразделения университета является профориентационная работа, нацеленная на помощь школьнику в выборе направления и места дальнейшего обучения. Сотрудники кафедры создают потенциальному абитуриенту при посещении ими музея условия для выбора направления и места дальнейшего обучения путем включения его в деятельность музея.

Мероприятия профориентационного профиля на кафедре геологии и географии проводятся согласно разработанному плану. Ребятам, которые готовятся вступить во взрослую жизнь, предоставляется вся информация, чтобы им было проще сделать важный шаг в будущую жизнь.

Музейная экспозиция выполняет важные профориентационные задачи: оказывает профориентационную поддержку в своевременном выборе профессии; формирует у абитуриентов мотивационную основу для получения высшего образования; формирует информационную среду профориентации.

Литература

1. Брюнингсхаус-Кнубель, К. Музейный педагог защитник интересов посетителей // *Museum*. 1994. № 2. С. 14.

Музейные экспозиции геологического музея кафедры геологии и географии Гомельского государственного университета имени Франциска Скорины

Т. А. Мележ

Гомельский государственный университет, Гомель, Беларусь; Tatyana.melezh@mail.ru

В 1969 г. в Гомельском государственном университете был создан геологический факультет и в это же время был основан минералогический музей, который в 2008 году преобразован в «Геологический музей» при кафедре геологии и разведки полезных ископаемых, а с 2015 года при кафедре геологии и географии. Основные направления работы музея: учебная деятельность; сбор, комплектование и научная обработка коллекций; создание новых экспозиций; научно-просветительская деятельность; методическая деятельность; создание электронных каталогов и мобильного приложения «Museum».

Музейные экспозиции геологического музея:

1 «Физические свойства минералов». В лекции представлены минералы по их физическим свойствам, таким как: блеск, цвет, твердость, спайность, излом и др.

2 «Кольская сверхглубокая». Коллекция включает образцы пород докембрийского возраста (2,7-3,2 млрд. лет), вскрытые Кольской сверхглубокой

скважиной (Кольский полуостров, Россия): метадолерит, метапикрит, амфиболит, гнейсы, пегматит.

3 «Полезные ископаемые Беларуси». Коллекция состоит из двух частей: **1) «Породы кристаллического фундамента»** — гранито-гнейс, диорит, гнейс, хлористо-сланцевый сланец, мигматит, слюдястый гнейс с пиритом (добыча ведется на месторождениях — «Микашевичи» и «Ситница» (Брестская область), «Глушкевичи» и «Карьер Надежды» (Гомельская область)). **2) «Полезные ископаемые платформенного чехла»** — коллекция включает горючие полезные ископаемые: образцы нефти и газоконденсата с месторождений Гомельской области; каменный и бурый уголь (Житковичское и Бриневское месторождения, Гомельская область), торф, горючие сланцы (Любанское и Туровское месторождения, Гомельская область); химическое сырье: каменная соль (Мозырское месторождение, Гомельская область), калийная соль (Старобинское месторождение,

Минская область), доломиты (Руба, Витебская область), фосфориты (Мстиславское, Могилевская область), гипс и ангидрит (Бриневское месторождение, Гомельская область), бокситы (Заозерное месторождение, Гомельская область); строительное сырье: стекольные, формовочные пески, песчано-гравийные смеси, глины, мел и мергель.

4 «Литотерапия — лечение камнем». Множество минералов имеют лечебные свойства. В данной коллекции представлены образцы, по преданию, обладающие лечебными свойствами: яшма, аметист, янтарь, мумие, кохолонг, кремь, горный хрусталь и другие.

5 «Горные породы как облицовочные камни». Коллекция представлена такими образцами как: мрамор, железистый кварцит, гранит, габбро, родохрозит, кварцит, доломит-известняк, гнейс, гранит амазанитовый, березит, яшма, роговик, офиокальцит, диорит, нефелиновый сиенит, известняк с лазуритом, халцедон, нефтеносный сиенит с эвдиалитом, пегматит и другие.

6 «Классификация минералов». В экспозиции широко представлены минералы всех типов и многих классов.

7 «Сводный литолого-стратиграфический разрез восточной части Припятского прогиба». Литолого-стратиграфический разрез восточной части Припятского прогиба представлен образцами kernового материала: горными породами кристаллического фундамента: гранито-гнейсы, граниты, мигматиты; горными породами подсолевой терригенной толщи: песчаники, алевролиты, глины — аргиллиты; горными породами подсолевой карбонатной толщи: вторичные доломиты, порово-трещинно-кавернозные доломиты, мергели,

глины слабокарбонатные аргиллитоподобные, известняки чистые и слабглинистые кавернозные, аргиллит; горными породами нижней соленосной толщи: сиенитовый порфир, переслаивание мергеля и аргиллита, аргиллит, ангидрит, каменная соль; горными породами межсолевой толщи: известняки глинистые, аргиллиты, доломиты, известняки каверновые; горными породами межсолевой вулканогенной толщи: туфобрекчия, туф, лимбургит; горными породами верхней соленосной толщи: каменная соль, ангидриты, переслаивание мергеля и аргиллитов известковистых; горными породами надсолевой толщ: переслаивание глин и солей, алевролиты, ангидриты, глины, глинистый алевролит, песчаник полевошпатово-кварцевый, рыхлый песчаник ожелезненный кварцевый.

8 «Этапы развития жизни на Земле». Коллекция представлена ископаемым остатками организмов, которые существовали в определенные этапы развития Земли: образцы первых фотосинтезирующих организмов, трилобиты, брахиоподы, цефалоподы, кораллы, остатки и отпечатки древних растений, зуб древней акулы, зуб и бивень мамонта.

Для повышения эффективности учебного процесса в музее проводятся лекционные и практические занятия по следующим дисциплинам: «Палеонтология», «Общая геология», «Кристаллография», «Минералогия», «Литология», «Петрография», «Полезные ископаемые» и другим. Каждое посещение музея рождает у студентов массу вопросов, стимулирует их познавательную деятельность, пробуждает интерес к наукам о минералах и горных породах. Это позволяет углубить получаемые знания, и значительно расширить кругозор.

Художники — участники геологических экспедиций Коми филиала Академии наук (1960-е — 1980-е гг.)

О. В. Орлова

Национальная галерея Республики Коми, Сыктывкар; leka-orlova@mail.ru

Богатейшие запасы минеральных ресурсов, романтика сделали Север в целом и Арктику в особенности интереснейшим объектом. Художники синтезировали прожитые впечатления, внутреннее зрение в цельные изобразительные произведения — творческий путь. Попадая в идеальное с поэтическим мировосприятием пространство, с которым они на долгие годы связали свою природу творчества, живописцы возвращаются в «найденное» «свое пространство» вновь и вновь, преобразуя его художественно.

Принимая участие в творческих поездках в геологических партиях (Я.Я. Вундер, С.А. Торлопов, В.И. Смирнов, С.С. Асташев, Г.А. Дмитриев, Е.П. Борисевич, В.В. Трофимов, А.П. Бухаров и другие),

творцы нашли изобразительное отражение в «художественном» познании территории. В напряженные месяцы вдохновенного творчества и созерцания преобразовывали «пейзаж-вечность» в живописное пространство. Полотна — не внешний мир видимого ландшафта, стихии, а художественный облик мира внутреннего, «невывразимого», воздушно «волнующего душу». Произведения заставляют зрителя взглянуть на девственный северный пейзаж, преобразованный на полотне, по-новому. В 1959 г., сразу после завершения учёбы и успешной защиты дипломной работы в Костромском художественно-педагогическом училище, художник предпринимает первую поездку в составе геологической партии Коми филиала Академии Наук

СССР на Полярный Урал. Осуществилась детская мечта С.А. Торлопова пойти с геологами в «поле». С.А. Торлопов вспоминал: «Так уж сложилась моя судьба, что с детства она соприкасалась с геологией, да и вообще с учёным светом всего Коми филиала Академии наук СССР послевоенных лет, ибо жил я в академическом квартале... Самые светлые, романтические воспоминания оставили в памяти мои соседи «полевика». Их ежегодные весенние сборы в поле, их возвращения — почерневших, обветренных, заросших и вечно оптимистичных геологов и геологинь. И рождалось тогда смутное ещё желание стать геологом, или путешественником, быть похожим на них, жить их жизнью» [1, 103].

С.А. Торлопов вспоминал, что именно Институт геологии помог найти свой путь — путь художника. «Именно он помог мне пройти творческие и жизненные университеты. Только сейчас понимаешь, что ты ходил в поле с легендарными корифеями науки А.А. Черновым, В.А. Варсановьевой, П.П. Вавиловым, М.А. Плотниковым, Н.П. Юшкиным... Исходил, изъездил, облетал и проплавал с ними не одну тысячу километров, забираясь в самые дальние, нехоженые места, где палатка — главное мерило комфорта. Работая с ними бок о бок, хлебнул, что называется, и «полевого лиха»... Любая нелёгкая рабочая ситуация, словно калибровочное сито, отсеивает полноценное зерно от плевел» [1, с. 106].

Эти пейзажи подтверждают, что человек здесь не нужен, его эпизодическое, фрагментарное присутствие и есть идеальный баланс взаимодействия с природой. В 2013 году Сергей Семёнович Асташев вспоминал: «Тогда только понял, что такое единение с природой. Что всё достижимо... В коньёнах Кары (глубокий, замечательный). Сокрытый оазис. В Уральских горах — оазисы... Фантастический мир».

Яков Яковлевич Вундер (1919–1966) после работы в качестве театрального художника в 1955 году перешёл на работу в Воркутинскую комплексную геологоразведочную экспедицию. «Вместе с геологическими партиями, пешком, на лошадях, на вертолёте Яков Яковлевич с мольбертом и этюдником прошёл просторы северной тундры, каменные кручи Полярного Урала, побывал на островах Ледовитого океана, создавая уникальное собрание этюдов и картин» [2, с.4]. Этюды Вундера Я.Я. представляют «чистый» пейзаж, не разбавленный лишними подробностями своих собственных незначительных переживаний и запечатлевший суровый панорамный горный ландшафт. Благоговейно-почтительное созерцание переносит на холст образ инобытия.

Вдохновлённый сдержанной красотой и особенной атмосферой Севера Евгений Борисевич преобразует в своих работах живую среду в комбинацию символов, строгих ритмов. Основную конструктивную и формообразующую роль в графических

лирических листах играет линия. Лаконичные изобразительные средства, монументальный подход к простому пейзажу содержит метафорический смысл — красоты преодоления и стойкости.

Виталий Трофимов — страстный путешественник совершал поездки на Приполярный Урал с геологическими экспедициями, в одиночку с поисковыми партиями. Уникальные, манящие своей красотой ландшафты горного Урала стали главной темой всех его акварельных листов. Новые впечатления Трофимов сохраняет органически вплетая их в существующую связь, которой живёт, пульсирует, постоянно меняется, как музыкальная фаза, благодаря какой-либо ноте.

Вениамин Иванович Смирнов умел использовать материал, усиливая его особенности в каждом отдельном случае. Ритмические формы, оригинальные формальные построения («Тундровые озера». 1988. Шамот, глазурь, стекло, соли, окислы металлов, дерево) совершенны по передаче ощущений: винно-красная, с зеркальными островками-озёрами с плавающими кусочками облаков в них. Впечатления художника от поездок по Заполярью, Чукотке, побережью Ледовитого океана воплотились в многочисленных пластических образах («Женщины Севера». 1977. Шамот, соли). Это образы-символы, основанные на главном, общем смысле явлений. Их яркой чертой является особая монументальность, свойственная эпическому характеру Севера.

С середины 1980-х С.С. Асташев совершает многочисленные путешествия с геологами и в одиночку на Пай-Хой и Полярный Урал, в Арктику и на Югорский Шар, на Ямал и остров Вайгач. Новое ощущение пространства изменили мироощущение художника после посещения посёлка Амдерма Ненецкого Автономного округа. Воспринимая природу одухотворённой, живописец пишет ряд пейзажно-жанровых работ, связанных с темой экологии («Прощай Арктика»). В пейзаже художник, идущий по пути метафоричности, знаковости смыслового языка усложняет образную структуру произведения, запечатлевает не факт, не событие, сколько внутреннюю суть изображённого: нарушение человеком эпического пейзажа, покоя, гармонии.

В мире «всё имманентно всему», всё связано тысячами нитей. Прикоснуться и быть допущенными можно лишь через чувственную, интеллектуальную интуицию.

Литература

1. Поповцева Э.К. Станислав Торлопов. Ветер дальних дорог. Фотоальбом. Сыктывкар. 2013. 112 с.
2. Посмертная выставка произведений художника Вундера Якова Яковлевича. Каталог. Сыктывкар. 1966. С. 24.

Документы о научно-исследовательской деятельности д. г.-м. н. А. И. Елисеева в Научном архиве ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

А. Г. Оседах

ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *nasty_a_osedah@mail.ru*

В российских архивохранилищах и музеях сохранились уникальные коллекции документов выдающихся ученых отечественной науки. Архивные документы позволяют историкам реконструировать научные биографии, проследить путь исследователей, выявить общие тенденции развития определенной отрасли науки в целом и в частности. Для реконструкции научных биографий особое значение имеют документы личных фондов ученых. Каждый личный фонд содержит уникальные документы. Это источники о научной, организационной, общественной деятельности, эпистолярные и визуальные документы. В Научном архиве ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (НА ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) хранятся личные фонды известных геологов, биологов, филологов, этнографов, историков и других ученых Республики Коми [1]. Многие из них внесли значительный вклад в развитие и становление научных и промышленных отраслей в Республики Коми. Одним из таких ученых был Александр Иванович Елисеев (1929–2010) известный ученый-литолог, доктор геолого-минералогических наук. О жизни и научной деятельности А. И. Елисеева есть ряд публикаций его коллег и учеников [2, 3].

В НА ФИЦ Коми НЦ УрО РАН сохранились документы о научно-исследовательской деятельности А. И. Елисеева. Они сосредоточены в фондах Президиума Коми НЦ УрО РАН и Института геологии, в составе личного фонда ученого. В докладе будет представлен обзор документов А. И. Елисеева, отложившихся в личном фонде.

Личные документы А. И. Елисеева поступали в Научный архив ФИЦ Коми НЦ УрО РАН в несколько этапов. В феврале 2011 г. 65 папок были переданы от И. В. Козыревой, к.г.-м.н., зам. директора Института геологии Коми НЦ УрО РАН. В январе 2012 г. Нина Владимировна Елисеева, супруга Александра Ивановича, передала 5 связок, 13 книг, «стэк» туарегов, костюм, в котором он работал в Африке. Личный фонд был сформирован в 2020 г. (176 ед. хр. за 1931–2011 гг.).

В фонде А. И. Елисеева представлены его научные статьи, доклады по стратиграфии каменноугольных отложений гряды Чернышева, Пай-Хоя, формациях Лемвинской зоны Урала, о геологах К. Г. Войновском-Кригере, А. А. Чернове, поездке в Африку, полевые дневники, отзывы на научные работы и диссертации разных авторов; рабочие материалы к научным трудам (подготовительные документы к биографическим изданиям о К. Г. Войновском-Кригере, А. А. Чернове; конспекты, выписки

из статей, отчетов, работ об осадочных породах, по истории, культуре, этнографии Африки, геологии Республики Мали; карты; иллюстративный материал).

Комплекс документов биографического характера содержит личные документы А. И. Елисеева. Это дипломы об образовании, ученых степенях и званиях, партийные, профсоюзные и членские билеты; удостоверения к наградам, дневниковые записи, автобиографии, списки его научных работ, документы о защите кандидатской и докторской диссертациях; отзывы о научной деятельности А. И. Елисеева, характеристики. В личном фонде отложились документы и о его руководстве лабораторией литологии и осадочного рудогенеза Института геологии Коми филиала АН СССР.

В личном фонде сохранилась переписка А. И. Елисеева с коллегами, друзьями, учеными о научно-исследовательской работе, личного характера. Дополнительным источником к научной биографии ученого являются фотографии. Они как исторические свидетельства прошлого имеют уникальную документальную ценность. В НА ФИЦ Коми НЦ УрО РАН отложились фотографии научной, экспедиционной деятельности А. И. Елисеева, фотодокументы к биографическим изданиям о геологах К. Г. Войновском-Кригере, А. А. Чернове и фотоальбомы, посвященные поездки А. И. Елисеева в Африку, его 50-летнему юбилею. В фонде отложились книги, собранные А. И. Елисеевым по интересующим его темам, предметы, привезенные им из командировки в Республику Мали в 1963–1964 гг.

В состав фонда включены также научные и научно-организационные документы геолога А. А. Чернова, сотрудников лаборатории литологии и осадочного рудогенеза Института геологии Коми филиала АН СССР и полевые дневники геологов Э. С. Щербакова, В. Э. Сметанина.

Таким образом, документы личного фонда А. И. Елисеева позволяют исследователям ознакомиться с его научно-исследовательской, служебной деятельностью, дополнить сведения о научной биографии ученого.

Литература

1. Бровина А. А. Научные исследования территории европейского Северо-Востока России в XX веке: информационный потенциал личных фондов ученых //Genesis: исторические исследования. 2017. № 10. С. 82–101. DOI: 10.25136/2409-868X.2017.10.24226

2. Юдович Я. Э., Салдин В. А. Александр Иванович Елисеев. Библиография ученого. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 40 с.

3. Сандула А. *Mente et malleo* (моему учителю А. И. Елисееву к 90-летию со дня рождения) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 3. С. 60–61.

Представление минерально-сырьевого потенциала региона в выставочных проектах Национального музея Республики Коми

С. М. Пешкина

Национальный музей Республики Коми, Сыктывкар

Республика Коми — перспективный район Российской Федерации, располагающий уникальной минерально-сырьевой базой, масштабным промышленным комплексом. Минерально-сырьевой потенциал Республики Коми, представлен комплексом разнообразных горючих, металлических и неметаллических полезных ископаемых, а также подземных вод, имеет важное значение для экономики России. В разведанных на территории республики месторождениях сосредоточено общероссийской нефти — около 3%, угля — 4,5%, бари́та — 13%, бокситов — 30%, титана около 50%, кварцево-жильного сырья около 80%.

Получить представление о природе республики помогают музейные экспозиции, способствующие формированию представлений о разнообразии полезных ископаемых, в том числе и о минерально-сырьевом потенциале нашего края.

В фондах Национального музея Республики Коми хранятся коллекции минералов и горных пород. Геологическая коллекция состоит из 827 единиц хранения. В коллекции отражены все классы минералов и типы горных пород, несмотря на небольшое количество в составе имеются экземпляры из различных местонахождений Республики Коми, так же встречаются редкие минералы и породы. Экспонаты этого собрания активно используются при создании выставок.

До 2016 в отделе природы НМРК существовала постоянно действующая экспозиция *«Природные ресурсы Республики Коми»*. В результате реэкспозиции выставка перестала существовать.

Но выставки минералов вызывают неизменный интерес у любителей камня, коллекционеров, а так же в школьной программе при изучении темы полезных ископаемых. В целях расширения аудитории и популяризации минералогических знаний в отделе природы создаются выставки, сочетающие показ минералов и коллекций иного типа — художественных, предметов быта, и др.

В числе проектов последних лет — выставки *«Врата Арктики»* (экономическое освоение районов Крайнего Севера), одним из комплексов выставки стало - промышленное освоение минерально-сырьевых ресурсов крайнего севера Республики Коми, начавшееся в 30-х годах XX века. Печорский каменноугольный бассейн — крупнейшая база

углей в Европейской части России, в пределах Республики Коми, Ненецкого автономного округа и Архангельской области. Разработка углей Печорского каменноугольного бассейна явилось предпосылкой появлению заполярных городов Воркуты и Инты.

«Камни, приносящие счастье» (разнообразие поделочных камней Республики Коми), на выставке были представлены природные поделочные и драгоценные камни, как необработанные, так и в виде изделий и украшений из коллекций НМРК и частных коллекций. Раскрывались вопросы о происхождении самоцветов, способах их обработки и изготовлении ювелирных изделий, а также о целебных, магических и других интересных свойствах камней.

Одним из главных партнеров выставок является Геологический музей им. А.А. Чернова института геологии Коми НЦ УрО РАН, одной из первых выставок созданных совместно была выставка *«Краски из камня»* (использование минералов в изготовлении красок).

Мир камней обладает неповторимым, красочным многоцветьем. Удивительная красота цветовых эффектов камня привлекает внимание человека, служит источником всевозможных суеверий, преданий, легенд, рождала культ поклонения и восхищения и следующая выставка *«Каменная радуга»* открывала завораживающий и таинственный мир камней, чудесный блеск и изумительную игру света, фантастическая окраска и формы, узоры и рисунки. Надо отметить, что еще одним партнером этой выставки стала Национальная художественная галерея Республики Коми, ими были представлены живописные работы горных пейзажей.

В мире минералов и горных пород, возникает множество вопросов об их образовании в природе и следующая выставка: *«Камни небесные, камни земные»* знакомила с миром земных недр, с разнообразием минералов по происхождению, раскрывала вопросы процессов образования минералов, которые происходят постоянно во все геологические эпохи. На выставке можно было сравнить минералы из земных недр с космическими «пришельцами»; представлены образцы метеоритов, коллекционером села Помоздино Владимира Ивановича Карманова.

Республика Коми — кладезь природных богатств, среди которых ключевое место занимает кварц. Выставка **«Достояние Республики. Все о кварце»** (о разнообразии и использовании кварца) знакомила с разнообразием минералов кварцевой группы, его использованием, с историей его открытия крупнейшего месторождения «Желанное». На выставке были представлены предметы и изделия, выполненные из кварца, а так же дополнялись картинами, выполненными из каменного материала Анатолия Семеновича Сорокина.

Как уже отмечалось ранее, наиболее значимыми в Республике Коми являются топливно-энергетические ресурсы. 2021 юбилейный год для Республики Коми юбилейный они и еще для одной из старейших и в настоящее время ведущей отрасли экономики РК — нефтяной промышленности, 300 лет. Родиной первой российской нефти является Коми земля. К этой дате и была приурочена выставка **«Кровь современной цивилизации или черное золото»** (все о нефти) знакомила с истори-

ей становления нефтяной промышленности в Республике Коми, людьми, внесшими большой вклад в развитии нефтяной отрасли. На выставке представлены образцы нефти, добытые на различных месторождениях республики, макеты первых нефтьвышек, продукция Ухтинского НПЗ а так же разнообразных предметов, изготавливаемых на основе «черного золота».

Конечно, и в дальнейшем в отделе природы будем строить выставки, показывающие минерально-сырьевой потенциал Республики Коми. И в 2022 году планируется выставка «Рожденная в воде» (особенности и история освоения Сереговского месторождения соли).

Литература

1. <https://mineralno-syrievoy-potentsial-respubliki-komi-na-sovremennom-etape#:~:text=>
2. <https://old.rkomi.ru/page/418>
3. <https://museumkomi.ru/>

Руководители научного Геологического музея им. А. А. Чернова

А. М. Плякин

УГТУ, Ухта; aplyakin09@yandex.ru

Так сложилась моя судьба, что мне довелось принимать участие в создании нескольких геологических музеев в Ухтинской ГРЭ и в Ухтинском гостехуниверситете. Несколько моих образцов переданы в геологические музеи Воронежского государственного университета, Ухтинского ТГУ, Ленинградского горного института и научного геологического музея им. А. А. Чернова. Возможно, поэтому меня тянуло в геологические музеи и удавалось общаться и дружить с руководителями и сотрудниками этих музеев.

Особенно такие дружеские отношения всегда складывались у меня с сотрудниками и всеми руководителями научного геологического музея им. А. А. Чернова, в развитие которого внёс огромный вклад академик **Николай Павлович Юшкин**.

Ещё в первые годы работы в УГРЭ я познакомился с **Марком Вениаминовичем Фишманом**, который был создателем и первым директором в 1968 г. музея, директором Института геологии. В 1969 г. им была организована первая выставка каменного материала перед началом республиканской молодёжной научной геологической конференции.

У нас с ним было множество встреч, по его совету я издал несколько книг в Кировской типографии. И, конечно, эти встречи с ним очень важны и незабываемы, как и память о нём.

Марка Вениаминовича на посту руководителя музея сменил **Александр Анатольевич Беляев**.

Он внёс огромный вклад в развитие геологического музея, создавал интересные коллекции, проводил очень познавательные экскурсии. Александр Анатольевич бывал в Ухтинском университете и ТП НИЦ. Он был одним из инициаторов, создателем, редактором и, конечно же, автором литературного альманаха, в который привлёк и меня. В один из приездов в Ухту мы с ним даже съездили на грибную охоту, и он показал себя отличным знатоком грибов, особенно груздей. В беседах и на экскурсиях Александр постоянно с восторгом рассказывал о Полярном Урале и Пай-Хое. При этом глаза его светились, демонстрируя огромную любовь к геологической специальности и Уралу. Он навсегда остался в моей благодарной памяти.



М. В. Фишман



А. А. Беляев

Светлана Игоревна Плоскова стала заведующей музеем в 2004 г. Я неоднократно обращался к ней по разным проблемным вопросам и всегда получал необходимые советы и помощь. Она принимала активное участие в полевых работах на Пай-Хое, в Арктике, на Тимане и в других районах. Приезжала она с Л. Р. Ждановой в Ухту, где я показал им зону тектонического нарушения с секретами агатов в девонских породах на горе Земляничной. Вместе с ней и Алексеем Иевлевым мы вели работу Исторической секции на геологических съездах. Она была прекрасным фотографом, сделала много снимков на геологических съездах. Она создавала новые тематические выставки, каталоги коллекций и многие другие, была исключительно ответственным руководителем музея.



С. И. Плоскова

Светлана Игоревна внесла свой заметный вклад и в подготовку литературного альманаха. Я благодарен ей за доброе отношение, за помощь и храню память о ней.

Алексей Анатольевич Иевлев после окончания Сыктывкарского университета трудился в Институте геологии, стал кандидатом геолого-минералогических наук, учёным секретарём института. В 2005–2011 гг. он работал в Министерстве промышленности и энергетики РК, где я с ним и познакомился. После того, как не стало С. И.



А. А. Иевлев

Плосковой, Алексей Анатольевич по предложению Николая Павловича Юшкина вернулся в Институт на должность руководителя геологического музея. Он много лет занимался историей горнорудного производства в РК, что дало ему возможность посещать старые промыслы, заняться подготовкой докторской диссертации. Вернулся он и к подготовке литературного альманаха геологов.

А. А. Иевлев активно работал в музее, занимался историей горнорудного производства и литературной деятельностью. Им издано несколько статей по истории музеев в республике, по истории геологических исследований, на двух съездах он руководил секцией «История геологических исследований». Он приезжал в Ухту, принимал участие в работе юбилейной конференции, посвящённой 75-летию ТП НИЦ. Алексей Анатольевич Иевлев был очень доброжелательным человеком, талантливым поэтом, успешным учёным. К сожалению, он не успел защитить докторскую, практически готовую диссертацию, с ним было очень приятно общаться и сотрудничать. Я бережно храню память об Алексее.

В настоящее время, с 2014 г. руководит работой музея **Ирина Сергеевна Астахова**. Она успешно защитила кандидатскую диссертацию по мелкомасштабной топоминералогии Тимано-Североуральского региона, которая была высоко оценена специалистами. оценил.



И. А. Астахова

Для Ирины Сергеевны характерны тщательность и глубина исследований, высокая ответственность руководителя музея. Она проводит на высоком профессиональном уровне экскурсии в музее, является отзывчивым человеком, готовым оказывать помощь по разным проблемам. Мне она помогла в подготовке к изданию заметок и статей на «Юшкинские чтения». В 2019 г. на открытии учебного геологического музея в Ухтинском университете.

Ирина Сергеевна представляла в 2019 г. Институт геологии УрО РАН на открытии учебного геологического музея в УГТУ. Она бережно хранит память о своих коллегах по музею, её предшественниках на посту руководителя музея, с её активным

участием изданы книги об А. А. Иевлеве и С. И. Плосковой [1], А. А. Иевлеве [2], А. А. Беляеве [3].

Литература

1. Астахова И. С. Наш мир .../ И. С. Астахова, Л. Р. Жданова. Сыктывкар: Геопринт, 66 с.

2. Астахова И. С. Алексей Анатольевич Иевлев / И. С. Астахова, Л. Р. Жданова, И. Н. Бурцев. Сыктывкар: Геопринт, 2016. 112 с.

3. Иевлев А. А. Александр Анатольевич Беляев / А. А. Иевлев, В. А. Салдин, И. С. Астахова. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 72 с.

Разработка современных методов экспонирования петрографического материала в Геологическом музее им. А. А. Чернова

К. С. Попвасев, И. С. Астахова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Экспозиционная часть Геологического музея им. А. А. Чернова, являющегося научным структурным подразделением Института геологии Коми НЦ УрО РАН, разработана около тридцати лет назад и была направлена на отражение основных направлений геологических знаний. На данном этапе развития музея, с увеличением его посещаемости широкими слоями населения, в условиях непрерывного учебного процесса и, конечно же, развития современной науки, возникает необходимость создания новых концепций и усовершенствование экспозиции. В академических и вузовских естественнонаучных музеях используется прием экспонирования петрографического материала, основанный на научной классификации генетических типов горных пород и характеристики геодинамических обстановок (Горный музей (Санкт-Петербург), Музей им. В. И. Вернадского (Москва), Петрографический музей СПбГУ). Региональные геологические музеи отличаются петрографическим материалом, который характеризует различные магматические и метаморфические комплексы определенной территории. Например, в Музее геологии и минералогии имени И. В. Белькова (Апатиты) охарактеризованы комплексы Кольского региона.

Используемые подходы и методы экспонирования, современный уровень геологических знаний и технологические возможности, позволили скорректировать и модернизировать экспозицию в Геологическом музее им. А.А. Чернова. Проводя реэкспозицию зала петрографии, мы полагались на единые принципы классификации, систематики и номенклатуры магматических пород, изложенные в Петрографическом кодексе РФ [1]. Согласно данной классификации магматические породы делятся на три класса: 1) plutonic, 2) гипабиссальные, 3) вулканические и вулканогенно-обломочные. Породы в свою очередь формируют магматические тела, которые объединяются по ряду схожих признаков (глубинность, время образования, строение) в магматические комплексы. Магматические комплексы в свою очередь, отражают динамику магматического процесса в

течении единого этапа эндогенного режима формирования структурно-вещественной зоны [2].

Вводная часть экспозиции направлена на общие сведения о строении Земли. Для понимания внутреннего строения земли и форм залегания магматических пород изготовлен макет разреза земли с указанием основных оболочек. На вершине макета расположен вулкан со светодиодной подсветкой, имитирующий извержение вулкана и образование магматических и вулканических пород. На настенном стенде наглядно отображено строение литосферных плит. В качестве примера приведен схематический разрез Печорской плиты с натурными образцами пород, слагающих осадочный чехол и фундамент.

Учебная часть экспозиции начинается с классификации магматических пород. На трех горизонтальных витринах представлены образцы кислых, средних, основных и ультраосновных пород. Дополнительно на настенном стенде помещена информация о главных плутонических (гранит, габбро, гипербазит) и вулканических породах (риолит, базальт, пикрит) с фотографиями на макро- и микроуровне, позволяющие проследить изменение минерального состава. Следующий блок посвящен метаморфическим горным породам. Классификация метаморфических пород приведена по схеме фаций, предложенной Л. Н. Добрецовым и В. С. Соболевым, согласно которой породы разделены по фациям относительно давления. На двух горизонтальных витринах представлены характерные породы фаций регионального метаморфизма, и регионального метаморфизма высоких давлений для метапелитов и метабазитов. На третьей витрине представлены метасоматические породы. Экспозиция сопровождается настенными стендами с основными видами метаморфических пород (эклогиты, амфиболиты, гнейсы, зеленые сланцы, мрамора) с макро- и микрофотографиями. Между «блоками» магматических и метаморфических пород установлен поляризационный микроскоп с учебной коллекцией шлифов магматических и метаморфических пород, которая позволяет посетителям самостоятельно провести петрографическое изучение.

Ключом к региональной части экспозиции являются настенные стенды «Карта-схема магматических комплексов Тимано-Североуральского региона» и стенд с петролого-геодинамической моделью формирования Тимано-Североуральского региона, отображающий процессы горообразования. В витринах представлены более 40 магматических и метаморфических образований, которые характеризуют Полярный, Приполярный Урал, Тиман и п-ов Канин, Пай-Хой, о. Вайгач и о. Новая земля. Названия комплексов даны согласно легендам карт второго поколения м-ба 1:200000, разработанными в ФГУП ВСЕГЕИ. Отдельная витрина занимает коллекция редчайших образований – продуктов ударного метаморфизма, вызванного падением гигантских метеоритов. Такие породы

называют «импактиты». Они слагают оригинальную крупную кольцевую структуру, расположенную на Пай-Хое, так называемую Карскую астроблему. Состав выставочной региональной экспозиции насчитывает более 250 образцов.

Литература

1. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, изд. второе – 2008. 200 с.; изд. третье. 2009. 197 с.

2. Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам госгеолкарт. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. 168 с.

Минералы Северной Карелии в Музее геологии докембрия ИГ КарНЦ РАН

А. В. Рахманова

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; tarare@yandex.ru

Музей геологии докембрия ИГ КарНЦ РАН был основан 18 мая 1961 г. С момента его организации был накоплен обширный материал, демонстрирующий минеральное разнообразие Карелии. В настоящее время музейные фонды насчитывают более 5300 образцов минералов, руд, горных пород и являются богатым геологическим наследием региона. Среди них коллекция образцов из трех северных районов Карелии (Лоухского, Беломорского и Кемского – «Беломорья») включающая 252 предмета: 113 из них находятся в выставочных экспозициях, 139 хранится в запасниках. Первые коллекции музея на этапе его создания были посвящены пегматитам и метаморфическим породам Беломорья. Основой коллекции пегматитов послужили образцы, собранные сотрудниками ИГ – А.С. Пекки, Г.П. Сафроновой, И.Н. Карелиной, В.В. Щипцовым и некоторыми другими еще в 60-80-х годах прошлого столетия. Минеральное разнообразие пегматитов севера Карелии представлено керамическими, слюдяными и частично редкометалльными пегматитами, а также продукцией, получаемой на их основе. Часть из них помещена в нижнем зале музея, в экспозицию «Минералогия» и в напольную инсталляцию, где расположены наиболее крупные кристаллы биотита, амазонита, черного турмалина–шерла, берилла. В экспозициях верхнего зала музея «Беломорский подвижный пояс», «Металлогения и полезные ископаемые», «Применение полезных ископаемых» демонстрируются крупный кристалл мусковита, великолепные двойники сростания микроклина и олигоклаза, розовый кварц. С минералами керамических пегматитов можно познакомиться на примере месторождений Хетоламбина, Плотная Ламбина, Тэдино Лоухского района, а также Слюдяной Бор

Беломорского района Северной Карелии [2]. Современные поступления дополнены образцами, собранными О.Б. Лавровым. Особенно красив полевошпатовый авантюрин («солнечный камень») с островов Сумской губы Белого моря [1], в котором авантюриновый эффект проявляется благодаря наличию включений закономерно ориентированных пластинок оксида железа – гематита, рассеянных в минерале-хозяине. Не менее привлекателен иризирующий олигоклаз – беломорит с месторождения Длинная Ламбина Лоухского района, сияющий (иризирующий) на полированной поверхности или ровном сколе голубоватыми и желтоватыми цветами. По интенсивности и разнообразию окраски иризации он является одним из лучших поделочных камней Карелии. С редкометалльными пегматитами связаны такие минералы, как микроклин, амазонит, олигоклаз, альбит-клевеландит, турмалин, мусковит, жильбертит, литиевые минералы: сподумен и бледно-сиреневая литиевая слюда (лепидолит), берилл и более редкие – колумбит, топаз, гранат (спессартин), флюорит месторождений Пиртима, Плотная Ламбина (Лоухский район), Слюдяной Бор (Беломорский район). Примечателен крупный гексагонально-призматический кристалл бледно-зеленого берилла (размер образца: 15×17×22 см) с месторождения Плотина, Лоухского района из коллекции Бойцовой Г.П. Многочисленные витрины и стенды верхнего зала дают представление об использовании пегматитового сырья Северной Карелии: в электронике (мусковиты, особо чистый кварц), фарфорофаянсовой промышленности (кварц, полевые шпаты), в оптике (кварц). Музей имеет богатую коллекцию (119 предметов) фарфоровой и химической посуды, статуэток (изделия Ломоносовского

завода — ныне Императорский фарфоровый завод в С.-Петербурге) и электродеталей, знакомящую посетителей с применением пегматитов в качестве керамического сырья и электроизоляционного оборудования. Она была передана в музей сотрудниками ИГ — В.Н. Юдиным, А.Б. Наливкиным, Ю.К. Калинин, Г.А. Лебедевой. Исследование месторождений пегматитов и их минерального состава проводилось учеными ИГ КарНЦ (В.В. Щипцовым, А.С. Пекки, Л.Л. Гродницким и др.) и Санкт-Петербурга — М.Е. Салье, В. Д. Никитиным, Шуркиным К.А.). Дополнительное изучение свойств минералов пегматитовых жил проводится в ИГ в отделе минерального сырья при технологических исследованиях. Для минералов из музейной коллекции уточнен химический состав и структурные особенности отдельных минералов с использованием современных методов. Некоторые месторождения пегматитов доступны, с их минералогией и строением можно познакомиться, совершив выездные экскурсии на отдельные объекты Северной Карелии. Среди них наиболее популярны Длинная Ламбина, Плотица (Лоухский район), Слюдяной Бор (Беломорский район). Коллекция

«Минералы Северной Карелии» обладает широким разнообразием минеральных видов и является гордостью музея геологии докембрия. Она дает широкое представление о природных богатствах арктического региона [3].

Работа выполняется по теме НИР № 209 ИГ КарНЦ РАН, № ГР: АААА-А18-118020290084-

Литература

1. Лавров О. Б. Солнечный камень беломорских островов // Природное и культурное наследие Белого моря: перспективы сохранения и развития. Материалы международной научно-практической конференции. Чупа: Lighthouse Foundation, 2018. С. 32–33.
2. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Книга 2. Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск: Карелия, 2006. 356 с.
3. Щипцов, В. В., Иващенко В. И. Минерально-сырьевой потенциал арктических районов Республики Карелия // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. Петрозаводск, 2018. № 2. С. 3–33. DOI: 10.17076/geo775.

Популяризация геологических знаний среди школьников в Музее геологии докембрия (г. Петрозаводск) — клуб юных геологов «Архей»

А. В. Рахманова

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; tarare@yandex.ru

Проблема популяризации геологических наук среди школьников остается актуальным вопросом, особенно для тех территорий, где развита горная промышленность, ведутся поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Поэтому данный вопрос так важен для Северо-Запада России. Геология не относится к ряду школьных дисциплин, а на уроках географии обычно даются отрывочные сведения из этой области. Выпускники средних общеобразовательных заведений нередко плохо представляют, чем занимаются специалисты-геологи, не знают ни минералов, ни горных пород, ни полезных ископаемых, встречающихся в их регионе. Между тем, многие геологические понятия, такие как «строение Земли», «формы рельефа», являются фундаментом, на котором формируются географические знания [1]; минералы — это природные химические соединения. Дополнительное изучение геологии продолжает общее образование школьников, расширяет их кругозор в области географии, биологии и химии.

Популяризацией геологических знаний среди школьников занимаются геологические музеи, кружки при Дворцах творчества, клубы юных геологов (КЮГ). В Петрозаводске — это Музей геологии докембрия ИГ КарНЦ РАН, который ежегодно

посещают около двух тысяч человек. В основном это любознательные школьники. Для них проводятся увлекательные экскурсии по общей геологии, полезным ископаемым региона, строительному и облицовочному камню. Сотрудники музея Института геологии видят необходимость в активной работе с учащимися, которые в будущем могут стать геологами — исследователями недр. На базе музея с целью научного просвещения школьников в области геологии, минералогии и других геологических дисциплин в 2011 году был организован КЮГ «Архей», который работает со школьниками разного возраста. Каждый год в него записывается около 40 человек. Преподавателями являются молодые сотрудники Института, а также студенты ИЛГиСН ПетрГУ. Занятия проводятся по следующим дисциплинам: «Общая геология», «Минералогия», «Основы кристаллографии», «Историческая геология с элементами палеонтологии», «Основы петрологии», «Компас и карты». Учащиеся 3–4 классов (младшая группа) могут пообщаться к удивительному миру минералов и поделочных камней, вырастить кристаллы, смоделировать вулкан, обсудить причины вымирания динозавров. Старшая группа (5–11 классы) изучает свойства минералов, знакомится с основами пале-

онтологии, петрографии, кристаллографии. Ребята участвуют в интересных викторинах, конкурсах, выполняют тестовые задания. Награды победителям — красивые образцы в личную коллекцию. Лучшие ученики клуба ученики принимают участие в геологических олимпиадах, где нередко занимают призовые места и получают грамоты и дипломы. Приобретенные навыки позволяют подготовить исследовательские работы и выступить с докладами на школьных и даже студенческих конференциях. Учащиеся клуба вместе с сотрудниками музея организуют познавательные беседы об окаменелостях, минералах, рудах, горных породах, месторождениях Карелии в рамках Всероссийской акции «Ночь музеев» и городского праздника «День знаний». Школьники и их родители с удовольствием посещают мастер-классы по изготовлению «слюдяных окошек», извлечению гранатового зернышка из породы (слюдистого сланца), шлихуют пробы, извлекая пирит.

Сложно представить себе знакомство с геологией без маршрутов и выездных экскурсий [2], где ребята учатся определять минералы и горные породы правильно отбирать образцы, работать с молотком, геологическим и туристическим компасами и картами. На местности они изучают как древние, так и современные процессы: где были вулканы, какие осадки отложил растаявший лед-

ник, знакомятся с геоморфологическим строением долин рек на примере р. Лососинки в черте города. Вместе с преподавателями клуба школьники совершают удивительные путешествия на палеовулкан Гирвас, Шокшинское месторождение кварцитов, в карьер Каменный Бор, старинные медные рудники Воронов Бор и другие. Отрадно отметить, что некоторые выпускники клуба в будущем осваивают профессию геолога (и геофизика) в высших учебных заведениях, поступают в магистратуру и аспирантуру, становятся специалистами на горнопромышленных предприятиях Республики. Работа Музея геологии докембрия в популяризации геологических знаний среди школьников и деятельность КЮГ «Архей» достигли своей цели — растут молодые кадры, смена старшим геологам.

Работа выполняется по теме НИР № 209 ИГ КарНЦ РАН, № ГР: АААА-А18-118020290084-7.

Литература

1. Голов В. П. Геология в средней школе. Из опыта работы. М: Просвещение. 1972. 96 с.
2. Полевые геологические исследования (методическое пособие для школьников). Санкт-Петербург: ГОУ «Санкт-Петербургский городской дворец творчества юных». 2006. Часть I. 104 с.

Формирование новой парадигмы в отношении музееведения и сбережения объектов геологического наследия в России

О. Г. Столова

ЦНИИгеолнеруд, Казань; olga_stolova@bk.ru

Парадигма — это такие теоретические представления, методологические принципы и ценностные установки, которые остаются неизменными на конкретных этапах для любой развивающейся науки, при этом соответственно, смена некоторых составляет осознанную необходимость. На определённом этапе жизни сообщества россиян парадигма выполняет своеобразную роль матрицы, характеризующей все накопленные знания и уставные правила деятельности, которые должны быть пригодными в каждом конкретном случае, а поэтому выработаны, усвоены и приняты в качестве нормы применения.

Парадигма *геоэкологической* науки для конкретного этапа жизни общества РФ — это система выработанных основополагающих категорий, идей и представлений, отражающая определённый способ экономического обеспечения в деле сбережения существу объектов геологического наследия (ОГН) и определяющая долговременно существующий общий тип общественного мышления. Она способствует разрешению возникших противоре-

чий и открывает путь к дальнейшему углублению знания. В чём конкретно, по сути, состоит практическая значимость формирования новой парадигмы *геоэкологической* науки на современном этапе развития? Вероятно, кто-то подумает с осуждением: страну сотрясают экономический кризис и социальные бури, которые вот-вот дойдут до точки кипения (точнее уже дошли), а предлагается ещё одна парадигма. Зачем? Ведь жили как-то без неё.

Да, конечно, «как-то жили», но подошли к войнам за сырьевые ресурсы. Да, Россия до этого была и пока остаётся наиболее богатой державой в этом плане. Однако, потребности российской экономики в Mn, Cr, Ti и Li за последние три года полностью обеспечивались за счет импорта (по Cr данный показатель в среднем за период составил 87,2%). Указанные виды минеральных ресурсов являются не только дефицитными, но и стратегическими, и поэтому имеют определённое значение для развития некоторых отраслей экономики РФ.

Возникновение перебоев в импортных поставках может создать определённые риски для пол-

ноценного функционирования ряда отраслей чёрной и цветной металлургии, авиа-космической отрасли, химической промышленности, медицины и военно-промышленного комплекса [1]. По отношению к экономическим проблемам страны экологические кажутся не актуальными. Но это — только на первый взгляд. Хотелось бы отметить, что в настоящее время у нас во многих регионах РФ существует и не менее важная проблема с чистотой питьевых вод, их очисткой и водоотведением, после использования. И для этой проблемы пока нет парадигмы и, как следствие — предпосылок для решения. Более того, упущен момент воспитательной работы с подрастающим поколением. Лёгкая доступность воды (получения из крана или приобретения из бутылированных объёмов в ПЭТ-бутылках) сводит на не все усилия доказать учащимся важность сохранения водных природных источников в СПН надлежащем порядке. Важность идеи не загрязнения водохранилищ, рек, озёр и снежных покровов пока им не понятна. А между тем интенсивность загрязнения природных источников отмечают гидрогеологи и экологи в регионах страны. По многим литературным источникам мировой оборот воды в пластиковой таре растёт с каждым годом. Интернет оповещает: «Водовоз.ру: — Мы продаём бутылированную воду в широком ассортименте: выбирайте то, что нужно именно вам, а мы доставим быстро и легко». Да именно: «Всё быстро и легко!». Только вот важная проблема подкрадывается незаметно. Использованная пластиковая не утилизированная тара часто валяется на берегах водоёмов, а иногда и плавает в виде огромных островов в океане. Именно они: снеговая и озёрно-речная воды плюс «острова» останутся «наследством» подрастающему поколению.

К сожалению уже сейчас, в настоящее время, мы не используем волжскую воду и воду малых рек

в нефтедобывающих районах страны для питья. Именно поэтому, посредством постоянной воспитательной работы с подрастающим поколением, необходимо планомерно организовывать лектории и вести кружки на базе геологических музеев с практическими занятиями о возможности возникновения кризисных экологических ситуаций. Для этого потребуются организовать наглядные стенды о первостепенном значении чистой воды в нашей жизни, создать системы отслеживания изменения состава вод по химическим и биологическим параметрам — своеобразные эталонные коллекции проб воды, а также у детей воспитывать чувство ответственности за сохранность водоёмов их окружающих.

Главный акцент в этой работе надо сделать на то, что именно они, подрастающее поколение, столкнётся с проблемой «чистой воды», а сейчас важно не упустить момент их приобщения к знаниям о закономерностях распространения и закономерностей изменения не только поверхностных, но и подземных источников. Помимо этого, необходимо научить их знанию, что в России всегда бережно относились к воде, и не случайно появилась поговорка «Не плюй в колодец — пригодится воды напиться!», и что во многом от того как относятся люди к сохранению водных источников будет зависеть их жизнь в будущем. Не лишним также будет рассказать, что существует кадастр «Особо охраняемых природных территорий» и ОГН, среди которых большое количество объектов, в том числе, и — гидрогеологического профиля. Их сбережение — парадигма для жителей нашего государства на данном этапе.

Литература

1. <https://1prime.ru/stateregulation/20210520/833709942.html>

Исторический рубеж дизайна алмазов

Ю. Л. Войтеховский

ГИ ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты; woyt@geoksc.apatity.ru
СПбГУ, Санкт-Петербург; Voitekhevskiy_YuL@pers.spmi.ru

Сегодня геммология вводится на минералогических кафедрах ведущих университетов горно-геологического профиля как актуальная специализация в ущерб курсам поисковой и генетической минералогии. *O tempora, o mores!* Этот текст адресован студентам, изучающим драгоценные камни, мастерам по обработке самоцветов и любителям истории минералогии.

Передо мной лежат две нетолстые книги: «Алмаз, его свойства и обработка» [1], изданная на немецком языке в столице ювелирного дела Антверпене в 1910 г. известным производителем бриллиантов

Л. Вервуртом; и «Дизайн алмаза» [2], изданная на английском языке в Лондоне в 1919 г. представителем не менее известной династии ювелиров М. Толковским, — сокращенная адаптация для широкого круга читателей его же докторской диссертации [3], защищенной в том же году в Лондонском университете. Разница во времени — всего 9 лет, но какова разница в содержании! В истории любой дисциплины редко удается столь точно установить скачок в разработке фундаментальной идеи, в нашем случае — от опыта, пусть и отшлифованного поколениями мастеров, к точному знанию.

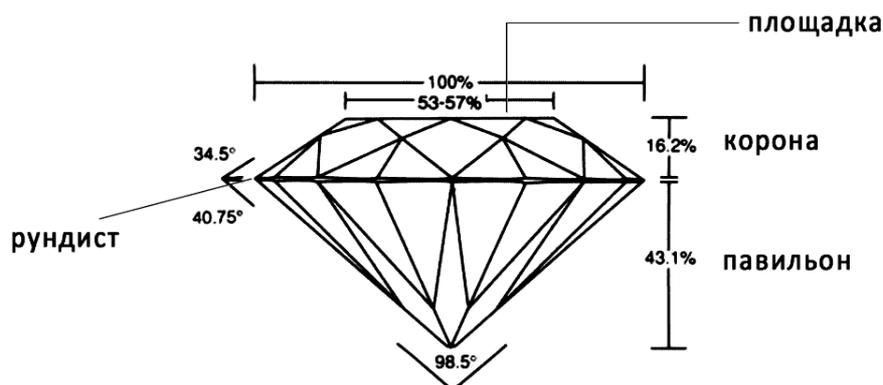


Рис. 1. Бриллиантовая огранка М. Толковского

Внимательно прочтем работу [1]. Полагаем, она отвечала месту и времени появления. На 50 страницах автор подробно обсуждает стадии и технические приемы обработки алмаза: обдирку, разметку, шлифовку, полировку, обезжиривание поверхности... (Историческое введение и экономическое заключение весьма кратки и сути работы не составляют). Сегодня мы назвали бы ее добротным методическим пособием. К бриллиантовым огранкам своего времени автор высказывает всего одну претензию: ему не нравится, что 20-каратник ограняется так же, как и 2-каратник — без дополнительных граней, которые могли бы улучшить игру цвета.¹ Но из контекста чувствуется, что этот пункт очень важен для автора, в среде огранщиков в Антверпене идет творческий поиск, идея улучшения огранок (пропорции площадки, углы наклона граней короны и павильона, положение рундиста) витает в воздухе.

Именно ее ощутил и реализовал в своей диссертации М. Толковский. Во введении он указывает, что написал книгу главным образом для студентов, изучающих драгоценные камни, распиловщиков и полировщиков алмазов, и собирается проследить в ней эволюцию форм, в разное время придававшихся алмазам, обсудить их достоинства и причину почти повсеместного отказа от старых огранок в пользу современной бриллиантовой. Посвящение книги студентам смотрится свежим и через сто лет. В ч. I «Историческая» показано, что

ранняя индийская огранка максимально сохраняла вес алмаза в ущерб блеску и игре цвета. Отсюда и постановка обратной задачи — рассчитать огранку бриллианта, дающую максимум блеска и игры цвета невзирая на потерю веса. Она решается автором в ч. II «Оптическая» (§§ Отражение, Преломление, Дисперсия, Измерение преломления) и ч. III «Математическая» (§§ Определение наилучших углов и пропорций, Роза, Бриллиант, Огранка, Наилучшие пропорции бриллианта, Сравнение теоретически наилучших значений с используемыми на практике) на основании законов геометрической оптики. Результат — ставшая классической «огранка Толковского» с метрическими и угловыми пропорциями, обеспечивающими не совсем идеальный, но лучший компромисс между потоком отраженного света и игрой цветов спектра (рис. 1). Очень жаль, что этот исторический рубеж, 100-летний юбилей работ [2, 3], прошел незаметно для минералогической общественности.

Литература

1. Vervoort L. Der Diamant, seine Eigenschaften und seine Bearbeitung. Antwerpen: Drückerei «Phenix», 1910. 52 S.
2. Tolowsky M. Diamond design. A study of the reflection and refraction of light in a diamond. London — New York: Spon & Chamberlain, 1919. 104 p.
3. Tolowsky M. Research on the abrading, grinding or polishing of diamond. Doctoral thesis. London: University of London, 1919. 143 p.

¹Между прочим, замечание верное. Чтобы убедиться в этом, рекомендуем посмотреть на хрустальные имитации бриллиантов разного размера, выполненные проф. М.А. Ивановым, в зале № 1 минералогического собрания музея Санкт-Петербургского горного университета. Бриллианты разного размера, ограненные хоть и в одном стиле, с точностью до геометрического подобия, отражают разный совокупный световой поток, что очень важно в ювелирном деле.

Антрацит или шунгит: к истории изучения

О. В. Мартиросян

Геологический институт РАН, Москва; *mov@ginras.ru*

Официально известная в истории Олонецкого края под названием «горючей земли Чалмужан», а также именуемая «аспидом» порода была знакома местному населению уже с половины XIV в. и использовалась в качестве черной краски. Утверждение в научной литературе его названия от «черный аспид», «Олонецкий антрацит» до «шунгит», «антракосолит» имеет долгую историю. Сведения о первых упоминаниях о нем, а также открытии месторождения и судьбе его практического применения подробно описана во многих книгах и статьях исследователей серьезно занимающихся изучением этого уникального вещества [1-2]. В рамках публикаций А. А. Иностранцева (1843-1919), К. И. Лисенко (1839-1903) и В. Ф. Алексеева (1852-1919), занимавшихся проблемой выяснения характера вещества из Шуньгского месторождения (блестящей разности) и его практической ценности в качестве топлива, проведен анализ их взглядов и сравнение полученных ими результатов экспериментов, поскольку ранее внимание именно к этой части истории было уделено недостаточно.

Каждый из этих исследователей по-разному подошел к решению поставленной задачи. В то время главными технологическими параметрами, определяющими потребительские свойства угля как топлива, являлись: содержание минеральных примесей, влаги, выход летучих веществ, теплота сгорания и содержание общей серы. Трудность создания классификации углей по элементному анализу из-за отсутствия резких границ между С, Н, разные методы определения гетероэлементов привели к тому, что этот параметр носил второстепенный характер. Именно на эти критерии при сравнении изучаемого вещества с антрацитом и графитом опирались К. И. Лисенко и В. Ф. Алексеев как химики-технологи. Они придерживались мнения, что по удельному весу вещество отличается от антрацитов, но по химическим свойствам близок к нему и «должно быть принято за одну из наиболее плотных разновидностей аморфного углерода» [3, с. 38]. Критикуя А. А. Иностранцева, за то, что тот именуется вещество «углеродом», В. Ф. Алексеев называл его «ожесточенным врагом шунгинского угля» [4, с. 482].

А. А. Иностранцев был убежден что «Олонецкий антрацит» не может быть углем и твердо стоял на своих позициях. Он считал, что нет таких антрацитов, «которые бы содержали так мало водорода» [5, с. 316] и «нет до сих пор такого богатого углеродом как исследованный нами [шунгит]» [5, с. 332]. Свое мнение он подкреплял многочисленными экспериментальными данными. Порой использовал новые методы исследования (определение элек-

тропроводности), петрографический метод. Предложенная им типизация шунгских пород до сих пор сохраняет свое значение. Изучение электропроводности блестящей разности в дальнейшем послужило фундаментом при создании диагностических критериев разделения высших антракосолитов от низших. А.А. Иностранцев назвал исследуемое вещество «новым, самым крайним наиболее богатым углеродом членом аморфного ряда» [5, с. 337]. Длинное название побудило А.А. Иностранцева в 1885 г. дать ей новое наименование — «шунгит» [6, с. 130]. Поскольку В. Ф. Алексеев отрицал возможность выделения блестящей разности как нового вида, А. А. Иностранцев указал на А. Зауера (G.A. Sauer, 1852-1932), который принял вещество в слюдисто-сланцевой формации Эрцгебирга (Саксония) за особую разность аморфного углерода тождественную с описанной им из Шуньги. В полемике с А. Зауером, назвавшего новый вид «графитоидом», А. А. Иностранцев отстоял название «шунгит», поскольку первый «может ввести в заблуждение о большой близости ископаемого к графиту, тогда как он из разностей аморфного углерода» [7, с. 504]. Его идеи и методы изучения не остались незамеченными и в дальнейшем только подтверждались различными исследователями. Хотя испытания шунгской породы как топлива продолжались вплоть до 1936 года.

За прошедшее более чем столетие открыты уникальные особенности блестящей разности из Шуньгского месторождения, которые востребованы в различных технологических и химических процессах. При этом, несмотря на то, что имеется достаточно обширная информация о его структуре и свойствах, порой объясняющее те противоречия которые возникли у А. А. Иностранцева и К. Н. Лисенко с В. Ф. Алексеевым, именно в этой области остаются еще не мало загадок, тайн и открытий, которые предстоит раскрыть будущим поколениям. И оценка результатов, полученных предшественниками может помочь решению поднятых вопросов.

Литература

1. Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Карелии: черная Олонецкая земля, аспидный сланец, антрацит, шунгит. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 488 с.
2. Бискэ Н. С. Является ли «шунгит» А. А. Иностранцева антрацитом // Идеи А.А. Иностранцева в геологии и археологии. Геологические музеи: материалы науч. конф. СПб.: Изд-во СПГУ, 2009. С. 27–30.
3. Лисенко К. И. Шунгинское ископаемое горючее есть-ли антрацит? // Горный журнал. 1879. №. 4. С. 33–39.

4. Алексеев В. Ф. Теплопроизводительная способность и состав ископаемых углей из различных месторождений Российской Империи // Горный журнал. 1886. № 9. С. 482–487.

5. Иностранцев А. А. Новый, крайний член в ряду аморфного углерода // Горный журнал. 1879. № 5/6. С. 314–342.

6. Иностранцев А. А. Геология: Общий курс лекций, чит. студентам С.-Петерб. ун-та: В 2 т. СПб.: тип. М. М. Стасюлевича, 1885-1887: Т. 1. Современные геологические явления (динамическая геология), петрография и стратиграфия. 1885. 494 с.

7. Иностранцев А. А. Еще о шунгите // Горный журнал. 1886. № 12. С. 500–505.

Н. П. Юшкин – сподвижник исследований патогенных минералов в Институте геологии

Е. В. Машина

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; mashina@geo.komisc.ru

Заслуга в развитии исследований в области биоминералогии в Институте геологии Коми НЦ, несомненно, принадлежит академику Н. П. Юшкину. Их развитие он считал необходимо рассматривать, как одну из перспективных задач современной минералогической науки. Обобщая в своей первой монографии «Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях» (1986 г.) выполненные им исследования, Николай Павлович обратил внимание на механизм биологического зарождения самородной серы. На 90-е гг. приходится пик интереса ученого в вопросах биоминерализации. Он отмечал, что для более глубокого и всестороннего познания механизмов биогенеза, взаимосвязи живого и минерального миров, было бы продуктивным применить более широкий подход к биообъектам. Включить в поле их охвата все минералы, несущие в своей природе тот или иной отпечаток деятельности живого или даже бывшего когда-то живым органического вещества. Формулирует понятие, что такое биоминералы – это минералы, сформированные живыми организмами, а также при участии организмов или органического вещества, а также предлагает свою классификацию биоминералов, отнеся их к различным генетическим типам в зависимости от механизма образования [6].

Благодаря глубокому интересу Н. П. Юшкина к исследованиям, биоминеральные образования стали увлекать все больший круг минералогов. В частности к исследованиям патогенных минералов в организме человека проявили внимание его ученики и сотрудники Института геологии, В. И. Каткова и Е. В. Машина, которые на протяжении многих лет занимаются изучением данного вопроса [1-5, 7, 8 и др.]. Патогенные биоминералы – это минералы, входящие в состав таких образований, как холелиты, уролиты и др. По мнению Н. П. Юшкина, они представляют своего рода, не выведенные из организма человека «сверхлимитные отходы», химически заблокированные путем их организации в устойчивые биоминеральные структуры. Интерес к изучению патогенных образований возник не

случайно. С минералогической точки зрения их исследование представляет большой интерес, так как они содержат аналоги литосферных минералов, а в их строении прослеживаются структуры различных природных биоминеральных образований, что безусловно важно для аналогий и развития минералогических представлений о механизмах их формирования. Вопросы биоминералообразования в организме человека благодаря инициативе Н. П. Юшкина, из года в год обсуждались на многих научных семинарах, симпозиумах и конференциях проводимых в Сыктывкаре под его руководством: «Медицинская минералогия» (1991 г.), «Минералогия и жизнь» (1993, 1996, 2000, 2007 гг.), «Российское совещание по органической минералогии» (2009 г.) и др. Даже после его ухода из жизни с 2013 г. в Сыктывкаре проводятся семинары, посвященные памяти Николая Павловича, «Юшкинские чтения» (2013, 2014, 2016, 2018, 2020 гг.). По их итогам издаются сборники докладов, позволяющих охватить широкий круг минералогических проблем, включая также патогенное минералообразование в организме человека, внимание к которому однажды сумел привлечь академик Н. П. Юшкин.

Исследования патогенных образований, являются весьма актуальными, так как помогут ответить на важные вопросы, почему они возникают и в каких условиях образуются. Существенное продвижение знаний о специфике состава, строения и онтогенетических особенностей данных образований позволит расширить представления о процессах биоминералообразования с участием живых организмов. Созданная экспозиция патогенных объектов в геологическом музее А.А. Чернова Института геологии имени академика Н.П. Юшкина, наглядно позволяет ввести в мир биоминералов образующихся в организме человека, любого желающего.

Литература

1. Каткова В. И. Мочевые камни: минералогия и генезис. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1996. 88 с.

2. Каткова В. И. Биоминералогия стоматолитов. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 112 с.

3. Машина Е. В., Пискунова Н. Н., Асхабов А. М., Макеев Б. А. Механизм роста кристаллов моногидрата холестерина в холелитах // Зап. РМО. 2015. Т. 144. № 5. С. 112–119.

4. Машина Е. В., Макеев Б. А., Филиппов В. Н. Карбонаты кальция в холелитах // Известия Томского политехнического университета. Издательство ТПУ. Томск. 2015. Т. 326. № 1. С. 34–39.

5. Машина Е. В., Шанина С. Н. Аминокислотный состав холелитов и его связь с минеральной компонентой // Зап. РМО. 2019. Т. 148. № 4. С. 95–109.

6. Юшкин Н. П. Мир биоминералов и проблемы биоминералогии // Минералогический сборник. 1991. № 45. С. 5–13.

7. Mashina E. V., Amosova O. E., Shanina S. N. Gallstones: chemical and amino acid composition // Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer Nature Switzerland AG. 2020. P. 131–139.

8. Mashina E. V., Filippov V. N. Microminerals in gallstones // Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer Nature Switzerland AG. 2019. P. 137–142.

Деятельность кристаллооптического кабинета ИПМ–ВИМС (1930–1940 гг.)

И. Г. Печенкин

ВИМС, Москва; pechenkin@vims-geo.ru

В 1923 г. петрографическую лабораторию Института прикладной минералогии (ИПМ, а с 1935 г. ВИМС), возглавил профессор В.В. Аршинов. Его успехам в совершенствовании методической и аппаратной базы петрографических исследований во многом способствовала организация при оптической лаборатории кристаллооптического кабинета (1930). Создав его, Владимир Васильевич практически стал основоположником отечественной кристаллооптики — науки, изучающей прохождение света через кристаллы и другие анизотропные среды, которая сформировалась на стыке двух наук — оптики и кристаллофизики. Именно поэтому и появились в его лаборатории физики — ученики С.И. Вавилова во главе с Н.Е. Веденеевой: А.Г. Колотушкин, Н.М. Меланхолин, С.В. Грум-Гржимайло и др. [1].

Сотрудники кристаллооптического кабинета за 10-летие (1930–1940 гг.) создали различные модели столиков-гемисфер, разнообразные приспособления к поляризационному микроскопу, пластинку-монокроматор, микроконоскоп, прибор для ориентировки кристаллов в сходящемся свете. Ими были разработаны способы измерения показателей преломления микрокристаллов иммерсионным методом двойного диафрагмирования, преломления минералов методом двойной вариации при помощи нагревательного столика с микрорефрактометром, преломления с помощью поляризационного интерферометра, преломления микрокристаллов методом вращающейся иглы, абсорбции минералов в шлифах с помощью фотометрического окуляра. Они применили спектральный окуляр для быстрого обнаружения редких земель в горных породах, спектральный окуляр для исследования плеохроизма под микроскопом, способ измерения дихроизма минералов с помощью дихроскопического окуляра и осуществили мно-

гие другие виды научно-исследовательских и конструкторских работ [2, 3]. Коллективом Кристаллооптического кабинета создан отечественный поляризационный микроскоп — прибор, который выделяется своей необычайной универсальностью. Поэтому самая разнообразная вспомогательная аппаратура к нему непрерывно разрабатывалась и приобретала все большее значение в процессе развития микроскопической техники. Взамен дорогих и дефицитных призм из исландского шпата стали применять дешевые и легко монтируемые на микроскопе поляризующие пластинки (поляроиды) [2]. Еще в 1932 г. В.В. Аршиновым и группой сотрудников кристаллооптического кабинета во главе с профессором Н.Е. Веденеевой были разработаны модели столиков-гемисфер с качалкой. Позднее был сконструирован целый ряд их вариантов, которые различались по деталям и устройству [4]. Приборы применялись не только в специальных петрографических и минералогических, но и в химических, физических, биологических лабораториях, как в научно-исследовательских институтах, так и на предприятиях. Идея одного из вариантов столика-гемисферы была использована С. В. Грум-Гржимайло, которая сконструировала прибор для изучения изделий из бесцветного и окрашенного корунда (дефектоконоскоп). Следует отметить, что дефектоконоскоп оснащен микроконоскопом, впервые сконструированным в кристаллооптическом кабинете ВИМСа [3]. Работы кристаллооптического кабинета ВИМСа в 1930–1940-е гг. явились основной базой развития отечественной оптической промышленности. Описываемые приборы во многих случаях были настолько просты, что могли быть изготовлены средствами мастерских точной механики, имеющих при многих институтах, ВУЗах и лабораториях [1].

Исследования кристаллооптической группы ВИМСа были прерваны войной и эвакуацией Института. Позже сотрудники кристаллооптического кабинета, оставаясь, как неоднократно ими подчеркивалось, учениками В. В. Аршинова, почти в полном составе перешли в Институт Кристаллографии АН СССР (ИКАН).

Литература

1. Владимир Васильевич Аршинов. Материалы к библиографии ученых ВИМСа. Вып. 3 / науч. ред. И.Г. Печенкин. М.: ВИМС, 2018. 112 с.

2. Новые приборы для кристаллооптических и петрографических исследований. М.; Л.: Госгеолгиздат, 1940 (Львов). 108 с. (Труды Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья; вып. № 165).

3. Исследование минерального сырья: [К 75-летию со дня рождения д-ра геол.-минерал. наук проф. В. В. Аршинова] / глав. ред. Ю.Л. Черносвитов. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 196 с.

4. Аршинов В.В. Новые оптические приборы и методы для исследования минералов // Минеральное сырье. 1937. № 10/11. С. 25–36.

Ноябрьская сессия Института геологических наук АН СССР (Москва, 15–22 ноября 1948 года)

Н. И. Брянчанинова, И. П. Второв

Геологический институт РАН, Москва; nimb@ginras.ru, vip@ginras.ru

К 90-летию юбилею создания Геологического института РАН была опубликована Стенограмма Сессии расширенного Учёного Совета Института геологических наук АН СССР 1948 года [1]. Материалы Сессии не только имеют историческое значение, но и сегодня весьма актуальны по целому кругу вопросов.

Ноябрьская сессия 1948 г. проходила в непростое время первых послевоенных лет: напряженная внешнеполитическая обстановка, начало «холодной войны», а внутри страны началось перестраивание науки на идеологически правильные позиции. Предшествовали этому заседания Совета Министров СССР (под председательством И.В. Сталина) в марте-апреле 1947 года, на которых дважды рассматривался вопрос о пятилетнем плане научно-исследовательских работ АН СССР (на 1946–1950). Было сокращено до 20% от запланированных исследований, закрывались советские научные журналы на иностранных языках, ограничивались научные контакты с иностранными учеными. 1948 год стал переломным в научной жизни в СССР.

Академия наук откликнулась на реформы проведением ряда мероприятий, направленных на укрепление «советской» идеологии в науке. 31 июля – 7 августа 1948 г. в Москве прошла сессия Всесоюзной академии сельскохозяйственных наук им. В. И. Ленина (ВАСХНИЛ), подготовленная академиком Т. Д. Лысенко и приведшая к нелегальному положению такого важного научного направления как «классическая генетика» и масштабной утрате кадрового ресурса. На расширенном заседании Президиума Академии наук СССР в августе 1948 г., которое проходило после сессии ВАСХНИЛ, отмечалось, что чуждые идеологические влияния ска-

зываются не только в биологии, но и в целом ряде других наук. В частности академик Г.Ф. Александров отметил и геологов: «В области географии и геологии явственно наметилась среди наших специалистов линия борьбы материализма с идеализмом» [2, С. 144]. Перед Академией наук СССР ставилась задача стать штабом передовой советской науки, развивающим и умножающим все новое, прогрессивное и беспощадно борющимся со всеми чуждыми влияниями, проникающими в советскую науку извне. На 1949 год была намечена «серьезная разработка методологических проблем, обеспечивающая чистоту советской науки, в области таких дисциплин, как география, геология, палеонтология и других наук» [3].

Стенограмма Сессии ВАСХНИЛ была опубликована незамедлительно после заседания в 1948 г., причем большим тиражом — 200 000 экз. [4].

В ноябре 1948 г. (15–22 ноября) прошла расширенная сессия Ученого Совета Института геологических наук АН СССР. Затрагивались актуальные теоретические и методологические проблемы, вузовского образования и обучения новым методикам геологов-практиков, научные дискуссии порой приобретали острый характер. Как и на сессии ВАСХНИЛ, ставилась задача «вскрыть и осудить научную несостоятельность идеалистических реакционных теорий», «соблюдать партийность в науке» «пресекать низкопоклонство и раболепие перед зарубежной лженаукой», но, как видно из текста Стенограммы, столь явных оскорбительных обвинений как на сессии ВАСХНИЛ у геологов не прозвучало. Заседания транслировались через громкоговорители по всему Институту, который тогда находился в Москве по адресу Старомонетный переулок, дом 35 (современное здание ИГЕМ РАН).

По основным направлениям развития геологических наук выступали ведущие учёные: И. Ф. Григорьев, В. В. Меннер, В. И. Громов, Н. С. Шатский, А. Н. Заварицкий, Д. С. Белянкин, Л. В. Пустовалов и Н. М. Страхов, Д. С. Коржинский, Д. И. Щербаков, А. Г. Бетехтин, Ю. А. Билибин, Ф. И. Вольфсон и др. В прениях приняли участие десятки специалистов.

В отличие от апрельской сессии ВАСХНИЛ, ноябрьская сессия ИГН была в целом менее политизированной, доступ геологов был открытым, сотрудников других институтов информировали рассылкой приглашений, дискуссии были свободными и ограничивались только регламентом, многие научные теории критиковались идеологически, но единые точки зрения не насаждались. Сессия Ученого Совета ИГН АН СССР не претендовала на размах биологов, но судьбы многих геологов впоследствии были не менее драматичны.

Материалы этой сессии в отличие от сессии ВАСХНИЛ опубликованы не были. Их передали в Архив Академии наук лишь в ноябре 1970 г.

7 декабря 1948 года, по итогам Сессии расширенного Ученого Совета ИГН АН СССР было принято Постановление о развитии основных направлений в геологии, связи научных работ Института с запросами практики, улучшении и обновлении методик геологических исследований, по ряду организационных вопросов. Было отмечено, что мало внимания уделялось истории геологической науки. В этой связи было указано на необходимость ввести в тематический план Института работы по изучению истории геологических наук как важнейшего средства борьбы за приоритет русской науки и за использование забытых идей и достижений

передовых русских ученых. В 1949 г. в Институте был создан Кабинет истории геологии, а в программу подготовки геологов в вузах был введен курс «Истории геологии» [5]. На основании этого Постановления, после доклада директора ИГН, Бюро ОГН АН СССР приняло решение о состоянии дел в геологических науках в СССР.

Стенограмма Сессии ИГН интересна не только научными убеждениями, которые были и сыграли роль в развитии геологических наук, она высвечивает имена некоторых незаслуженно забытых или малоизвестных ученых. Объективная оценка научных выводов предшественников дает поле для размышлений и глубокой оценки современных научных воззрений, методических подходов и научно-организационных проблем в условиях очередной реформы образования и науки.

Литература

1. Вестник АН СССР. 1948. № 9. 280 с.
2. О плане научно-исследовательской деятельности Академии Наук СССР на 1949 год // Вестник Академии наук. 1949. № 1. С. 75–78.
3. О положении в биологической науке: Стенографический отчет Сессии ВАСХНИЛ. 31 июля — 7 августа 1948 г. Москва: ОГИЗ-Сельхозгиз, 1948. 536 с.
4. Тихомиров В. В., Хаин В. Е. Краткий очерк истории геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 260 с.
5. О состоянии и задачах научной работы Института геологических наук АН СССР: Стенограмма сессии расширенного Ученого Совета ИГН АН СССР (Москва, 15–22 ноября, 7 декабря 1948 г.). М.: ГЕОС, 2022. 512 с. (Сер. Очерки по истории геологических знаний; Выпуск № 33).

Авторский указатель

Абуев Я. К.	29	Второв И. П.	240
Азовскова О. Б.	108, 153	Гаврилов С. В.	80
Ананьева Л. Г.	173	Гаркави М. С.	179
Андреичев В. Л.	72	Герк С. А.	102
Анисимова Г. С.	144	Глазунова М. Ю.	177
Анойкин А. А.	117	Глухов Ю. В.	50, 152
Антонова Т. А.	125	Гойчук О. Ф.	185
Антоновская Т. В.	47, 48	Голованова О. А.	102
Антошкина А. И.	108	Голубев Е. А.	31
Анчугова Е. М.	192	Голубева И. И.	52
Астахова И. С.	219, 231	Гракова О. В.	54
Астахова Ю. М.	174	Грасс В. Э.	175
Асхабов А. М.	11	Гриценко Ю. Д.	55, 217
Атаева Г. Я.	29	Грязнова Д. В.	177, 185
Бабаев А. Б.	29	Добрецова И. Г.	16, 17, 103
Бабаев М. А.	29	Долгих Л. А.	218
Базай А. В.	185	Жабоедов А. П.	61
Бакакин В. В.	12	Жданова Л. Р.	90, 219
Бардухинов Л. Д.	126	Жерлицын А. А.	173
Барнышева Т. А.	174	Жукова В. Е.	174
Безносова Т. М.	110	Звягинцева Е. В.	127
Белый В. А.	176	Зинчук М. Н.	128
Белых Д. В.	88	Зинчук Н. Н.	128, 130
Беляев И. М.	175	Зорина Л. Д.	34, 35
Бондарев А. В.	189	Зубов А. А.	210
Борисов С. В.	14	Иванова Л. А.	220
Борозновская Н. Н.	127	Исаенко С. И.	81, 209
Бочаров В. Н.	63	Истомин П. В.	175
Бродский А. В.	221	Истомина Е. И.	175
Брянчанинова Н. И.	240	Кадебская О. И.	105
Бубнова Т. П.	165	Казанцева А. С.	105
Бугаева А. Ю.	176	Калашникова Г. О.	177, 185
Булин С. Е.	149, 162	Камашев Д. В.	82
Бурдельная Н. С.	99	Карасева Е. С.	49
Бурцев И. Н.	137	Карманов А. П.	182, 183
Бутвина В. Г.	79	Карнаухова Г. А.	178
Бушенев А. А.	50	Карпинский В. В.	207, 213
Бушнев Д. А.	99	Каткова В. И.	107
Валяева О. В.	114	Киселев Г. Н.	221
Варламов Д. А.	49, 89, 155, 158	Киселева Д. В.	117
Ветошкина О. С.	100	Кисин А. Ю.	49
Вигасина М. Ф.	68	Клишин А. П.	19
Викентьев И. В.	71	Ковальская Т. Н.	86
Владимиров В. М.	21	Ковальчук Н. С.	132, 204
Вовчина Т. А.	158		
Войтеховский Ю. Л.	15, 235		
Волкова М. Г.	61		
Воронин М. В.	30, 39		

Козырева И. В.	155	Михалицына Т. И.	146
Кокин А. В.	134	Мочалов А. Г.	58, 59
Колбанцев Л. Р.	222	Мудровская Н. В.	37
Колодежная Е. В.	179	Мурзин В. В.	49
Комарова А. Г.	164	Муртазаев А. К.	29
Кондратьев С. С.	173	Мустафин С. К.	144
Константинов А. О.	112	Надуткин А. В.	175
Копейкин В. А.	180	Назарова Л. Ю.	176
Корекина М. А.	136	Назарчук Е. В.	90, 91
Коровкин М. В.	173	Небера Т. С.	127
Королева И. В.	73	Непомнящих А. И.	61
Королева М. С.	32, 34	Никитенко Е. М.	146
Коротченкова О. В.	93	Никифоров А. Г.	165, 167
Котова О. Б.	188, 190, 192	Никифорова З. С.	62
Кочева Л. С.	182, 183	Никүлова Н. Ю.	54
Краснов А. Г.	32	Новоселов А. А.	112
Кривовичев С. В.	20, 185	Ожогина Е. Г.	184
Кряжев А. А.	82, 84	Оносов Д. В.	93
Кузнецов С. К.	137, 147	Оносова Е. Ф.	93
Кузюра А. В.	86	Онуфриенок В. В.	22
Куликова К. В.	56, 157	Орлова О. В.	225
Куприянов И. Н.	61	Оседах А. Г.	227
Куражковский А. Ю.	203	Павленок Г. Д.	117
Куратов В. В.	205	Паникоровский Т. Л.	177, 185
Курошев И. С.	189	Папко Л. Ф.	207, 213
Левицкий И. А.	207, 213	Пархачева К. Г.	147, 148, 152
Левченко Е. Н.	138	Паршина Н. В.	66
Леденцов В. Н.	52	Пахомовский Я. А.	177
Леонова Л. В.	108	Первухина Н. В.	14
Липашова А. Н.	125	Перовский И. А.	192
Литвин Ю. А.	86	Перчук А. Л.	39
Лоухина И. В.	88	Петраков А. П.	113
Лютоев В. П.	30, 33, 61	Печенкин И. Г.	239
Магарилл С. А.	14	Печерский Р. Д.	149, 162, 163
Майорова Т. П.	69, 147	Пешкина С. М.	228
Макеев А. Б.	33, 139	Пийр И. В.	32, 34, 41
Макеев Б. А.	56, 117, 152	Пирогов Б. И.	187
Максименко Н. И.	204, 210	Пискайкина М. М.	41
Максимов В. С.	34	Пискунова Н. Н.	92
Малых О. Н.	142	Плаунов И. С.	177
Мальков Б. А.	205	Плякин А. М.	229
Мананков А. В.	21	Понарядов А. В.	188
Мартиросян О. В.	237	Пономарев Д. В.	115
Матвеев В. А.	110	Пономарева Н. И.	63
Машина Е. В.	238	Повсасев К. С.	231
Мележ Т. А.	223, 224	Попов В. А.	24
Мельянцов Н. О.	63	Потапов С. С.	66
Минервина Е. А.	34, 35	Прокопьев Е. С.	164
Митюшева Т. П.	107	Прокопьев С. А.	164
Митяев А. С.	89		

Прокофьев В. Ю.	34, 35	Тельнова О. П.	183
Пыстин А. М.	50	Тимонина Н. Н.	154
Пыстина Ю. И.	67	Тимофеева М. Н.	177
Размахнин К. К.	189	Токарев В. Н.	127
Размыслов И. Н.	190	Травин А. В.	72
Ракин В. И.	26	Тропников Е. М.	47, 48, 117, 176
Раков Л. Т.	34, 35	Туресебеков А. Х.	191
Расулов Ш. М.	149, 151	Удоратина О. В.	30, 52, 56, 155, 157, 158
Расулова А. В.	163	Уляшев В. В.	209
Расцветаева Р. К.	68	Уляшева Н. С.	157
Рахманова А. В.	232, 233	Файзиев А. Р.	160
Ровнушкин М. Ю.	153	Файзиев Ф. А.	160
Рождествина В. И.	37	Федоров А. М.	61
Рой Акил Кумар	192	Филиппов В. Н.	115, 117
Руднев С. В.	19	Фомина М. И.	146
Рябинкина Н. Н.	114	Фролов П. В.	165, 167
Рябков Ю. И.	176	Хазов А. Ф.	115, 117
Савинова О. В.	173	Халиков О. А.	162, 163
Садьков С. А.	66	Харитонов А. Л.	80
Сайитов С. С.	149, 151	Харитонский П. В.	207, 213
Самбуров Г. О.	177	Цельмович В. А.	203
Сапегина А. В.	39	Цой В. Д.	73, 151
Сафонов О. Г.	39, 79, 89	Чаженгина С. Ю.	42
Светов С. А.	42	Чекушина Т. В.	184
Светова Е. Н.	42	Червяцова О. Я.	66
Седаева К. М.	69	Чикишева Т. А.	164
Сергиенко Е. С.	207, 213	Чуканов Н. В.	68
Серёткин Ю. В.	12	Шадрунова И. В.	184
Силаев В. И.	103, 115, 117	Шайбеков Р. И.	74, 148, 152
Симакин С. Г.	155, 157	Шанина С. Н.	117, 121
Симакова Ю. С.	40, 108	Шарипов Х. Т.	191
Сипавина Л. В.	30	Шека Е. Ф.	31
Сметанников А. Ф.	93	Шибина Т. Д.	47
Смолева И. В.	115, 117	Шуйский А. С.	52, 56, 155, 157, 158
Соболев И. Д.	71	Шукуров Н. Э.	191
Соболева А. А.	72	Шукуров Ш. Р.	191
Сокерин М. Ю.	148, 152	Шумилова Т. Г.	132, 204, 210, 212
Сокерина Н. В.	148, 152	Шушков Д. А.	192
Соленикова Е. О.	138	Щемелинина Т. Н.	192
Сорока Е. И.	153	Щипцов В. В.	165, 167
Соцкая О. Т.	146	Юричев А. Н.	168
Спивак А. В.	86	Яковенчук В. Н.	177, 185
Старцева О. М.	88	Яковлев В. Л.	199
Степанова А. В.	42	Якубович О. В.	59
Столова О. Г.	234	Янсон С. Ю.	16, 17, 207, 213
Сухарев А. Е.	95		
Сычева Н. А.	174		
Тагирова Я. Г.	91		
Тарбаев М. Б.	137		

Baksheev I. A.	43	Meng He	197
Daoyong Tan	196, 197, 198	Mingzhu Zhang	198
Faqin Dong	196, 197, 198	Nagornaya E. V.	43
Golubev Yevgeny A.	196, 197, 198	Odunmbaku G. O.	96
Ivanova L. A.	96	Rui Lv	196, 197, 198
Jin Liu	196	Shiyong Sun	194, 195, 196, 197, 198
Ke Wang	196, 197, 198	Shumilova T. G.	96
Koshchug D. G.	43	Sun K.	96
Kotov Leonid N.	197	Ustyugov V. A.	194
Kotova E. L.	194, 196, 197, 198	Vyatkin S. V.	43
Kotova O. B.	195, 196, 197, 198	Xiaoqin Nie	196, 197, 198
Kurovics E.	195	Yan Liu	197

Содержание

1. Теория минералогии, минералогическая кристаллография и кристаллогенезис

Роль академика Н. П. Юшкина в становлении концепции неклассического роста кристаллов <i>А. М. Асхабов</i>	11
Кристаллоструктурная систематизация изоморфных замещений в природных цеолитах группы натролита <i>В. В. Бакакин, Ю. В. Серёткин</i>	12
Структурный анализ в современной кристаллографии <i>С. В. Борисов, С. А. Магарилл, Н. В. Первухина</i>	14
Неожиданная методологическая параллель <i>Ю. Л. Войтеховский</i>	15
О находке муассанита в сульфидах рудных полей Молодёжное и Коралловое в Атлантическом океане <i>И. Г. Добрецова, С. Ю. Янсон</i>	16
Околорудные тальковые метасоматиты по биогенным карбонатным осадкам на Срединно-Атлантическом хребте <i>И. Г. Добрецова, С. Ю. Янсон</i>	17
Неевклидов геометрический подход к описанию механизма нелинейного кристаллообразования <i>А. П. Клишин, С. В. Руднев</i>	19
Обобщенная кристаллохимия силикатов (по новым данным) <i>С. В. Кривовичев</i>	20
Зародышеобразование в гетерогенных метасиликатных системах <i>В. М. Владимиров, А. В. Мананков</i>	21
Распределение катионных вакансий в структуре халькопирита в зависимости от глубины залегания породы <i>В. В. Онуфриенко</i>	22
Минералогия — фундаментальная наука естествознания <i>В. А. Попов</i>	24
Трудности теории кристаллогенезиса <i>В. И. Ракин</i>	26

2. Конституция и свойства минералов. Минераловедение.

Физика минералов

Компьютерное моделирование фазовых превращений в спиновых структурах, описываемых примесными моделями Поттса <i>А. К. Муртазаев, А. Б. Бабаев, Г. Я. Атаева, Я. К. Абуев, М. А. Бабаев</i>	29
Мессбауэровская спектроскопия Fe-Ti-Nb-оксидов из коры выветривания Верхнещугорского месторождения (Средний Тиман) <i>М. В. Воронин, Л. В. Сипавина, В. П. Лютнев, О. В. Удоратина</i>	30
Физико-химические особенности sp^2 -аморфного природного углерода: дифракция, микроскопия, спектроскопия <i>Е. А. Голубев, Е. Ф. Шека</i>	31
Фазообразование, оптические и диэлектрические свойства содопированных ниобатов со структурой пирохлора <i>М. С. Королева, А. Г. Краснов, И. В. Пийр</i>	32

Структурные элементы-примеси в кварце титаноносных песчаников Пижемского месторождения <i>В. П. Лютоев, А. Б. Макеев</i>	33
Синтез, строение, оптические и электрические свойства многокомпонентных ниобатов со структурой колумбита <i>В. С. Максимов, М. С. Королева, И. В. Пийр</i>	34
Основные формы нахождения примеси Al в кварце <i>Л. Т. Раков, В. Ю. Прокофьев, Е. А. Минервина, Л. Д. Зорина</i>	34
Особенности изоморфизма Al в кварце <i>Л. Т. Раков, В. Ю. Прокофьев, Е. А. Минервина, Л. Д. Зорина</i>	35
Трансформация сульфидных минералов при ионной подготовке поверхности <i>В. И. Рождествина, Н. В. Мудровская</i>	37
Fe ³⁺ в клинопироксенах из ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная: сравнение данных электронно-зондового анализа и мёссбауэровской спектроскопии <i>А. В. Сапегина, М. В. Воронин, А. Л. Перчук, О. Г. Сафонов</i>	39
Следы вторичного преобразования слоистых силикатов Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин <i>Ю. С. Симакова</i>	40
Допированные титанаты висмута со структурой пирохлора: синтез, строение, свойства <i>М. М. Пискайкина, И. В. Пийр</i>	41
Минералогия и происхождение чёрных агатов в палеопротерозойских подушечных лавах Онежской структуры (Центральная Карелия) <i>Е. Н. Светова, С. Ю. Чаженина, А. В. Степанова, С. А. Светов</i>	42
Paramagnetic centers in vein quartz of the Kekura gold deposit, Western Chukotka, Russia <i>Е. V. Nagornaya, I. A. Baksheev, S. V. Vyatkin, D. G. Koshchug</i>	43

3. Генетическая минералогия. Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. Генетико-информационная минералогия

Геологическое строение и минеральный состав метаморфических пород в районе Васульвика острова Сенья Заполярной Норвегии (область каледонид) <i>Т. В. Антоновская, Т. Д. Шибина, Е. М. Тропников</i>	47
Ксенотим — урансодержащий минерал в двуслюдяных сланцах района Скатвик острова Сенья Заполярной Норвегии (область каледонид) <i>Т. В. Антоновская, Е. М. Тропников</i>	48
Необычные самородно-сульфидные желваки из жил Полдневского месторождения демантоида (Средний Урал) <i>Д. А. Варламов, Е. С. Карасева, В. В. Мурзин, А. Ю. Кисин</i>	49
Минералы-спутники алмаза и ассоциирующие минералы в шлиховых потоках района развития Увъюской группы кольцевых структур (Средний Тиман) <i>А. М. Пыстин, Ю. В., Глухов, А. А. Бушенев</i>	50
Изотопный состав серы пиритов в фенитизированных карбонатных породах быстринской серии рифея (Средний Тиман) <i>И. И. Голубева, А. С. Шуйский, О. В. Удоратина, В. Н. Леденцов</i>	52
Редкоземельные фосфаты в верхнерифейских метапесчаниках возвышенности Джежипарма (Южный Тиман) <i>О. В. Гракова, Н. Ю. Никулова</i>	54

Перовскит щелочно-ультраосновного карбонатитового массива Одихинча, Маймече-Котуйская провинция, Полярная Сибирь <i>Ю. Д. Гриценко</i>	55
Условия формирования КППШ щелочных метасоматитов рудных полей Среднего Тимана: рентгеноструктурные данные <i>К. В. Куликова, О. В. Удорткина, Б. А. Макеев, А. С. Шуйский</i>	56
Разработка типоморфных критериев самородных минералов платины щелочно-ультраосновных массивов Кондёр и Чад на Алданском щите <i>А. Г. Мочалов</i>	58
Новый типоморфный фактор ^{190}Pt - ^4He -датирования — продолжительность во времени рудообразования самородных минералов платины <i>А. Г. Мочалов, О. В. Якубович</i>	59
Высокочистые кварциты Восточного Саяна <i>А. И. Непомнящих, А. М. Федоров, М. Г. Волкова, А. П. Жабоедов, И. Н. Куприянов, В. П. Лютое</i>	61
Минералого-геохимические особенности золота гидротермально-метасоматических образований востока Сибирской платформы (бассейн средней Лены) <i>З. С. Никифорова</i>	62
Включения в турмалине из редкометалльных пегматитов Вороньей тундры (Кольский п-ов, Россия) <i>Н. И. Пономарева, В. Н. Бочаров, Н. О. Мельянце</i>	63
Рудный карст как проявление древнего сернокислотного спелеогенеза: минералогические критерии <i>С. С. Потапов, Н. В. Паршина, С. А. Садыков, О. Я. Червяцова</i>	66
Апатиты метаморфических пород северной части Приполярного Урала <i>Ю. И. Пыстина</i>	67
Еще раз о проблеме оксония в эвдиалитах <i>Р. К. Расцветаева, Н. В. Чуканов, М. Ф. Вигасина</i>	68
О сквозных минералах эндолитов и экзолитов Горного Крыма <i>К. М. Седаева, Т. П. Майорова</i>	69
Результаты U-Pb (SIMS)-датирования цирконов из диоритов массива Нганотский-3, Полярный Урал <i>И. Д. Соболев, И. В. Викентьев</i>	71
Гранитные пегматиты п-ова Канин: первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования <i>А. А. Соболева, В. Л. Андрицев, А. В. Травин</i>	72
Нетрадиционный апокарбонатный тип золотого оруденения Узбекистана <i>В. Д. Цой, И. В. Королева</i>	73
О возрасте Карской депрессии (Пай-Хой, Ненецкий автономный округ) <i>Р. И. Шайбеков</i>	74

4. Экспериментальное моделирование процессов минералообразования.

Синтез минералов

Синтез редлежеита, линдслейита и хоторнеита в системе хромит-рутил/ильменит- H_2O - CO_2 - BaCO_3 при РТ-параметрах верхней мантии <i>В. Г. Бутвина, О. Г. Сафонов</i>	79
Численное моделирование процессов минералообразования с разной степенью водонасыщенности при активном выносе диссипативного тепла из мантийного субдукционного клина в Охотском море <i>С. В. Гаврилов, А. Л. Харитонов</i>	80

Влияние лазерного нагрева на трансформацию НЗ-дефектов природного алмаза <i>С. И. Исаенко</i>	81
Получение нанокompозитных материалов на основе опаловых матриц и элементов I группы (Ag, Au) <i>Д. В. Камашев, А. А. Кряжев</i>	82
Исследование динамики формирования предкристаллизационных кластеров в растворе KNO_3 методом высокоразрешающей Рамановской спектроскопии <i>А. А. Кряжев</i>	84
Экспериментальное исследование влияния С-О-Н-флюида на фазовые отношения мантийной алмазообразующей силикат-карбонатной системы при 6 ГПа <i>А. В. Кузюра, Ю. А. Литвин, А. В. Спивак, Т. Н. Ковальская</i>	86
Синтез гибридного материала «слоистый силикат магния — димерное производное хлорина e_6 » <i>И. В. Лоухина, О. М. Старцева, Д. В. Белых</i>	88
Экспериментальное изучение процессов дегидратации/декарбонатизации и частичного плавления карбонатсодержащих метаморфических пород в условиях континентальной коры <i>А. С. Митяев, О. Г. Сафонов, Д. А. Варламов</i>	89
Особенности высокотемпературной кристаллохимии природных оксосульфатов меди <i>Е. В. Назарчук, Л. Р. Жданова</i>	90
Методы получения минералоподобных силикатов шестивалентного урана <i>Я. Г. Тагирова, Е. В. Назарчук</i>	91
Экспериментальное моделирование захвата твердой частицы растущей поверхностью кристалла с помощью атомно-силовой микроскопии <i>Н. Н. Пискунова</i>	92
О формах нахождения Au, Ag, Pd, Pt в отходах переработки К-Mg-руд <i>А. Ф. Сметанников, О. В. Коротченкова, Д. В. Оносов, Е. Ф. Оносова</i>	93
Сравнительный анализ синтетических и природных микрополикристаллических алмазов <i>А. Е. Сухарев</i>	95
High-pressure fluidogenic carbons from supercritical liquids — potential for mineralogical and material science <i>T. G. Shumilova, L. A. Ivanova, K. Sun, G. O. Odunmbaku</i>	96

5. Биоминералогия и биоминеральные взаимодействия.

Органические минералы и минералоиды

Кероген — органический минералоид некристаллического строения <i>Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев</i>	99
Кальцит в нижнепермских отложениях бассейна реки Вычегды <i>О. С. Ветошкина</i>	100
Морфология и состав биомиметических композитов карбонатгидроксилапатит-высокомолекулярной гиалуроновой кислоты <i>С. А. Герк, О. А. Голованова</i>	102
О магнетитовых сферулах в продуктах океанического вулканизма (Срединно-Атлантический хребет) <i>И. Г. Добрецова, В. И. Силаев</i>	103

Минералообразование кальцитовых трубочек на дне озер в Кунгурской ледяной пещере <i>О. И. Кадебская, А. С. Казанцева</i>	105
Карбонатизация цианофитов из реки Вымь (Республика Коми) <i>В. И. Каткова, Т. П. Митюшева</i>	107
О барите в осадке и в полостях фоссилий (заповедник Казантипский, Крым) <i>Л. В. Леонова, А. И. Антошкина, О. Б. Азовскова, Ю. С. Симакова</i>	108
Изотопный состав углерода и кислорода в раковинах лландоверийских брахиопод отряда Pentamerida (Тимано-Североуральский регион) <i>В. А. Матвеев, Т. М. Безносова</i>	110
Биогенная природа высокомагнезиальных карбонатов донных отложений бессточных озер юга Западной Сибири <i>А. А. Новоселов, А. О. Константинов</i>	112
Синхротронные исследования альбумина в плазме человека <i>А. П. Петраков</i>	113
Изменение углеводородного состава нефти в процессе ее биодеградаци <i>Н. Н. Рябинкина, О. В. Валяева</i>	114
Ископаемый морж на р. Печоре: изотопно-геохимические данные и экологические реконструкции <i>В. И. Силаев, Д. В. Пономарев, И. В. Смолева, В. Н. Филиппов, А. Ф. Хазов</i>	115
В развитие биоминералогии: костный детрит на уникальной палеолитической стоянке Ушбулак (Северо-Восточный Казахстан) <i>В. И. Силаев, А. А. Анойкин, Г. Д. Павленок, И. В. Смолева, А. Ф. Хазов, В. Н. Филиппов, Д. В. Киселева, С. Н. Шанина, Б. А. Макеев, Е. М. Тропников</i>	117
Особенности аминокислотного состава галогенных отложений <i>С. Н. Шанина</i>	121
6. Минералогия месторождений полезных ископаемых. Топоминералогия	
Минералогия микрокристаллических оксидов из связующей массы кимберлитов трубки Айхал <i>Т. А. Антонова, А. Н. Липашова</i>	125
Включения гранатов в алмазах из кимберлитов Якутии <i>Л. Д. Бардухинов</i>	126
Поисковое значение присутствия цеолита в агатах Кузбасса <i>Е. В. Звягинцева, В. Н. Токарев, Н. Н. Борозновская, Т. С. Небера</i>	127
Структурно-генетические особенности глинистых минералов в осадочных толщах терригенных формаций <i>Н. Н. Зинчук, М. Н. Зинчук</i>	128
Минералы-индикаторы условий формирования древних алмазоносных осадочных толщ <i>Н. Н. Зинчук</i>	130
Минералогические особенности углеродсодержащих пород Хараматалоуского комплекса (Полярный Урал) <i>Н. С. Ковальчук, Т. Г. Шумилова</i>	132
Об устойчивом динамическом равновесии физико-химических свойств минералов в составе пород и оболочек Земли <i>А. В. Кокин</i>	134
Редкоземельные элементы в кварцево-жильных образованиях Южного Урала <i>М. А. Корекина</i>	136

Минерально-сырьевые ресурсы рудных полезных ископаемых Российского Севера <i>С. К. Кузнецов, И. Н. Бурцев, М. Б. Тарбаев</i>	137
Минералы группы граната прибрежно-морских россыпей Белого моря <i>Е. Н. Левченко, Е. О. Соленикова</i>	138
Природные радионуклиды Ra^{226} , Th^{232} , K^{40} Пижемского месторождения <i>А. Б. Макеев</i>	139
Распределение среднего размера алмазов в прибрежных отложениях Атлантического побережья Южной Африки <i>О. Н. Малых</i>	142
Комплексное золотосурьмяное оруденение, завершающее минерагеническую эволюцию террейновых структур Евразии <i>С. К. Мустафин, Г. С. Анисимова</i>	144
Минералогия золоторудного месторождения Дайка Среднеканская (Северо-Восток России) <i>Е. М. Никитенко, Т. И. Михалицына, М. И. Фомина, О. Т. Соцкая</i>	146
Золото из аллювиальных россыпей Хобеинско–Пуйвинского района (Приполярный Урал) <i>С. К. Кузнецов, К. Г. Пархачева, Т. П. Майорова</i>	147
Самородное золото из аллювия ручья Левый Кыввож (Вольско-Вымская гряда, Средний Тиман) <i>К. Г. Пархачева, М. Ю. Сокерин, Р. И. Шайбеков, Н. В. Сокерина</i>	148
Минеральный состав руд участка «Северо-западный» месторождения Кызыл-Алмасай <i>Ш. М. Расулов, С. С. Сайитов, Р. Д. Печерский, С. Е. Булин</i>	149
Вещественный состав руд месторождения Яхтон (Узбекистан) <i>С. С. Сайитов, В. Д. Цой, Ш. М. Расулов</i>	151
Первая находка аутигенного самородного золота в рифейских псаммитах Кыввожской площади (Вольско-Вымская гряда, Средний Тиман) <i>М. Ю. Сокерин, Ю. В. Глухов, Б. А. Макеев, К. Г. Пархачева, Н. В. Сокерина, Р. И. Шайбеков</i>	152
Платиноидная минерализация в дайках Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) <i>О. Б. Азовскова, Е. И. Сорока, М. Ю. Ровнушкин</i>	153
Ильменит в песчаниках нижнего триаса на севере вала Сорокина (Печорский седиментационный бассейн) <i>Н. Н. Тимонина</i>	154
Редкие земли в пироклорах Верхнешугорского месторождения, Средний Тиман <i>О. В. Удоратина, И. В. Козырева, А. С. Шуйский, Д. А. Варламов, С. Г. Симакин</i>	155
Гранаты плагиомигматитов ханмейхойской свиты (Полярный Урал) <i>О. В. Удоратина, А. С. Шуйский, Н. С. Уляшева, К. В. Куликова С. Г. Симакин</i>	157
Ниобозинит-(Y) в метариолитах саблегорской свиты (Северный Урал) <i>О. В. Удоратина, Т. А. Вовчина, А. С. Шуйский, Д. А. Варламов</i>	158
Собственно серебряные минералы в серебряных и серебросодержащих месторождениях Северного и Центрального Таджикистана <i>Ф. А. Файзиев, А. Р. Файзиев</i>	160
Минералогические особенности руд участка Древний <i>О. А. Халиков, Р. Д. Печерский, С. Е. Булин</i>	162
Вещественный состав руд месторождения Хандиза <i>О. А. Халиков, Р. Д. Печерский, А. В. Расулова</i>	163

Редкие минералы висмута, индия, серебра и сурьмы на Правоурмийском оловорудном месторождении (Хабаровский край) <i>Т. А. Чикишева, А. Г. Комарова, С. А. Прокопьев, Е. С. Прокопьев</i>	164
Минералогия и петрография графитовых руд месторождения Ихала-3 (Республика Карелия) <i>В. В. Щипцов, Т. П. Бубнова, А. Г. Никифоров, П. В. Фролов</i>	165
К истории исследований и освоения графитовых руд Фенноскандинавского щита <i>В. В. Щипцов, А. Г. Никифоров, П. В. Фролов</i>	167
Медистое золото из хромититов Агардагского ультрамафитового массива (Южная Тыва) <i>А. Н. Юричев</i>	168

7. Геоматериаловедение. Рациональное использование минерального сырья

Структура кварцевого концентрата, получаемого электроимпульсным дроблением <i>Л. Г. Ананьева, А. А. Жерлицын, С. С. Кондратьев, М. В. Коровкин, О. В. Савинова</i>	173
Минералогические методы изучения песка, используемого в различных сферах стройиндустрии <i>Ю. М. Астахова, В. Е. Жукова, Н. А. Сычева, Т. А. Барнышева</i>	174
Лейкоксеновый концентрат как эффективный источник получения высокотемпературных керамических композитов состава $Ti_3SiC_2 - TiB_2 - SiC$ <i>И. М. Беляев, П. В. Истомина, Е. И. Истомина, А. В. Надуткин, В. Э. Грасс</i>	175
Пористый железокалиевооксидный композит <i>А. Ю. Бугаева, Л. Ю. Назарова, В. А. Белый, Е. М. Тропников, Ю. И. Рябков</i>	176
Синтетический аналог минерала линтисита АМ-4 и перспективы его практического применения <i>Г. О. Калашикова, В. Н. Яковенчук, М. Ю. Глазунова, Т. Л. Паниковский, Я. А. Пахомовский, Г. О. Самбуров, Д. В. Грязнова, И. С. Плаунов, М. Н. Тимофеева</i>	177
Минералогическая дифференциация донных отложений Ангарских водохранилищ <i>Г. А. Карнаухова</i>	178
Использование металлургических шлаков для уменьшения углеродного следа <i>Е. В. Колодежная, М. С. Гаркави</i>	179
Стандартная свободная энергия Гиббса ($\Delta G_{of}^{298.15}$, Дж/моль) ионов цинка в водном растворе <i>В. А. Копейкин</i>	180
Биомедицинский потенциал бурых углей Северного Тимана <i>Л. С. Кочева, А. П. Карманов</i>	182
Структурно-химические исследования вещества фоссилизованных и нативных оболочек семян <i>Л. С. Кочева, О. П. Тельнова, А. П. Карманов</i>	183
Комплексный подход к минералогическому изучению металлургических шлаков <i>Е. Г. Ожогина, Т. В. Чекушина, И. В. Шадрунова</i>	184
Ионообменные, термические и трансформационные свойства мурманита <i>Т. Л. Паниковский, Г. О. Калашикова, В. Н. Яковенчук, А. В. Базай, О. Ф. Гойчук, Д. В. Грязнова, С. В. Кривовичев</i>	185
Формирование минералого-технологической информации на основе принципов технологической минералогии, определяющей систему переработки руд <i>Б. И. Пирогов</i>	187
Экспериментальное воспроизведение процессов образования наноструктурированных оксидов титана и их фотокаталитические свойства <i>А. В. Понарядов, О. Б. Котова</i>	188

Рациональное и комплексное использование цеолитсодержащих пород на основе применения наилучших доступных технологий <i>К. К. Размахнин, И. С. Курошев, А. В. Бондарев</i>	189
Бокситы Среднего Тимана: проблемы утилизации отходов <i>И. Н. Размыслов, О. Б. Котова</i>	190
Ландшафтно-минералого-геохимические системы и экогеохимия техногенных отходов Алмалык-Ангренского горнорудного района <i>А. Х. Туресебеков, Н. Э. Шукуров, Ш. Р. Шукуров, Х. Т. Шарипов</i>	191
Анальцимсодержащие породы Тимана: сорбционные свойства и перспективы использования <i>Д. А. Шушков, О. Б. Котова, Акил Кумар Рой, Т. Н. Щемелинина, Е. М. Анчугова, И. А. Перовский</i>	192
Aluminosilicates: synthesis technologies and phase transformations <i>E. L. Kotova, V. A. Ustyugov, Shiyong Sun</i>	194
Mineralogical geomaterials science of clay minerals and technologies for the synthesis of nanocomposite materials <i>О. В. Котова, Shiyong Sun, E. Kurovics</i>	195
Bifunctional copper contained organophyllosilicate nanozyme for the ultrasensitive detection of hydroquinone <i>Rui Lv, Shiyong Sun, Jin Liu, Ke Wang, Yevgeny A. Golubev, Faqin Dong, Olga B. Kotova, Elena L. Kotova, Xiaogin Nie, Daoyong Tan</i>	196
Preparation of active shungite for removal of aqueous Cr(VI) <i>Shiyong Sun, Meng He, Rui Lv, Ke Wang, Yevgeny A. Golubev, Elena L. Kotova, Faqin Dong, Olga B. Kotova, Xiaogin Nie, Daoyong Tan</i>	197
Construction and performance of magnetic halloysite-based nanocomposite for removal of aqueous Uranium <i>Shiyong Sun, Yan Liu, Rui Lv, Ke Wang, Yevgeny A. Golubev, Elena L. Kotova, Faqin Dong, Leonid N. Kotov, Xiaogin Nie, Daoyong Tan</i>	197
Synthesis of Cu ₂ O/Cu-shungite nanocomposite for removal of radioactive iodine ion from water <i>Shiyong Sun, Mingzhu Zhang, Rui Lv, Ke Wang, Yevgeny A. Golubev, Elena L. Kotova, Faqin Dong, Olga B. Kotova, Xiaogin Nie, Daoyong Tan</i>	198
О необходимости проведения междисциплинарных исследований по оценке минерально-сырьевых ресурсов Республики Коми и разработке стратегии их освоения <i>В. Л. Яковлев</i>	199

8. Минералогия астроблем и метеоритов

Особенности поступления пылевого космогенного вещества в ходе эпизода смены геомагнитной полярности <i>А. Ю. Куражковский, В. А. Цельмович</i>	203
Сравнительный анализ структурно-текстурных и петрохимических особенностей литокластов зювитов р. Б. Вануйта и пород мишени Карской астроблемы <i>Н. И. Максименко, Т. Г. Шумилова, Н. С. Ковальчук</i>	204
Высокобарические и тугоплавкие минералы в метеоритах и их реликты в эжективных слоях на протяжении всей истории и предыстории Земли в Солнечной системе <i>Б. А. Мальков, В. В. Куратов</i>	205
Экспериментальное моделирование импактных стекол <i>Е. С. Сергиенко, С. Ю. Янсон, В. В. Карпинский, И. А. Левицкий, Л. Ф. Папко, П. В. Харитонский</i>	207
Спектроскопические особенности экспериментально полученных импактных стекол <i>В. В. Уляшев, С. И. Исаенко</i>	209

«Звездные раны» — уникальные геологические объекты Арктики <i>Т. Г. Шумилова, А. А. Зубов, Н. И. Максименко</i>	210
Лонсдейлит: вчера, сегодня, завтра <i>Т. Г. Шумилова</i>	212
Искусственные аналоги импактных стекол астроблемы Жаманшин <i>С. Ю. Янсон, Е. С. Сергиенко, В. В. Карпинский, И. А. Левицкий, Л. Ф. Папко, П. В. Харитонский</i>	213
9. Проблемы сохранения геологической информации. Геологические музеи	
Шорломит, моримотоит, меланит в собрании Минералогического музея имени А. Е. Ферсмана РАН — от первых образцов из коллекции П. А. Кочубея (1866 г.) до наших дней: современная номенклатура, проблемы диагностики <i>Ю. Д. Гриценко</i>	217
Коллекции минералогических мастерских в фондах Кунгурского музея-заповедника <i>Л. А. Долгих</i>	218
Сохранение палеонтологического материала из карстовых образований северо-востока европейской части России в коллекциях Геологического музея им. А. А. Чернова <i>Л. Р. Жданова, И. С. Астахова</i>	219
Гроссуляры и андрадиты в музее ИЗК СО РАН из затопленного месторождения (как был открыт гроссуляр) <i>Л. А. Иванова</i>	220
Обучение по направлению «геология» (профили: минералогия и палеонтология) в Институте наук о Земле СПбГУ с использованием возможностей создаваемого геопарка «Ингерманландия» <i>Г. Н. Киселев, А. В. Бродский</i>	221
Материалы по геологии и палеонтологии Республики Коми в фондах Центрального научно-исследовательского геологоразведочного музея им. академика Ф. Н. Чернышева <i>Л. Р. Колбанцев</i>	222
Геологический музей кафедры геологии и географии Гомельского государственного университета имени Франциска Скорины как средство профориентационной работы <i>Т. А. Мележ</i>	223
Музейные экспозиции геологического музея кафедры геологии и географии Гомельского государственного университета имени Франциска Скорины <i>Т. А. Мележ</i>	224
Художники — участники геологических экспедиций Коми филиала Академии наук (1960-е—1980-е гг.) <i>О. В. Орлова</i>	225
Документы о научно-исследовательской деятельности д. г.-м. н. А. И. Елисеева в Научном архиве ФИЦ Коми НЦ УрО РАН <i>А. Г. Оседах</i>	227
Представление минерально-сырьевого потенциала региона в выставочных проектах Национального музея Республики Коми <i>С. М. Пешкина</i>	228
Руководители научного Геологического музея им. А. А. Чернова <i>А. М. Плякин</i>	229
Разработка современных методов экспонирования петрографического материала в Геологическом музее им. А. А. Чернова <i>К. С. Попвасев, И. С. Астахова</i>	231

Минералы Северной Карелии в Музее геологии докембрия ИГ КарНЦ РАН <i>А. В. Рахманова</i>	232
Популяризация геологических знаний среди школьников в Музее геологии докембрия (г. Петрозаводск) — клуб юных геологов «Архей» <i>А. В. Рахманова</i>	233
Формирование новой парадигмы в отношении музееведения и сбережения объектов геологического наследия в России <i>О. Г. Столова</i>	234
Исторический рубеж дизайна алмазов <i>Ю. Л. Войтеховский</i>	235
Антрацит или шунгит: к истории изучения <i>О. В. Мартиросян</i>	237
Н. П. Юшкин — сподвижник исследований патогенных минералов в Институте геологии <i>Е. В. Машина</i>	238
Деятельность кристаллооптического кабинета ИПМ–ВИМС (1930–1940 гг.) <i>И. Г. Печенкин</i>	239
Ноябрьская сессия Института геологических наук АН СССР (Москва, 15–22 ноября 1948 года) <i>Н. И. Брянчанинова, И. П. Второв</i>	240
Авторский указатель	242

Научное издание

**Современные проблемы теоретической,
экспериментальной и прикладной минералогии
(Юшкинские чтения – 2022)**

Материалы российской конференции с международным участием

Сыктывкар, Республика Коми, Россия
18–20 мая 2022 г.

**Modern Problems of Theoretical, Experimental
and Applied Mineralogy
(Yushkin Readings – 2022)**

Proceedings of Russian conference with international participation

Syktывkar, Komi Republic, Russia
18–20 May 2022

Верстка: Р. А. Шуктомов

Компьютерный набор. Подписано в печать 05.05.2022

Бумага офсетная. Печать РИЗО.

Тираж 150. Усл. печ. л. 64. Заказ 1182.

Издательско-информационный отдел ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН
167982, ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54
geoprint@geo.komisc.ru