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

Российский фонд фундаментальных исследований

Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии

(Юшкинские чтения — 2020)

Материалы российской конференции с международным участием

Сыктывкар, Республика Коми, Россия
7—10 декабря 2020 г.

Modern Problems of Theoretical, Experimental, and Applied Mineralogy

(Yushkin Readings — 2020)

Proceedings of Russian conference with international participation

Syktyvkar, Komi Republic, Russia
7—10 December 2020

Сыктывкар
Геопринт
2020

УДК 548

Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2020): Материалы российской конференции с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 408 с.

В сборнике представлены материалы российской конференции с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии» (Юшкинские чтения — 2020). 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 — 2020): Proceedings of Russian conference with international participation. Syktyvkar, IG FRC Komi SC UB RAS, 2020. 408 p.

The volume contains proceedings of the Russian conference with international participation «Modern Problems of Theoretical, Experimental and Applied Mineralogy» (Yushkin Readings — 2020). 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 the mineralogy of mineral deposits. The volume is of great interest for mineralogists and specialists in the field of natural science.

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

Мероприятие проведено при финансовой поддержке РФФИ, проект № 20-05-20023
The event was financially supported by RFBR, project No. 20-05-20023

ISBN 978-5-98491-091-0
© ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2020

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

Российский фонд фундаментальных исследований

Организационный комитет

Председатель

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

Сопредседатель

Кривовичев Сергей Владимирович — чл.-корр. РАН, ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия; Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

Ответственный секретарь

Шушков Дмитрий Александрович — к. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Члены организационного комитета

Бурцев Игорь Николаевич — к. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия;
Голубев Евгений Александрович — д. 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;
Кузнецов Сергей Карпович — д. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия;
Лютоев 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;
Масленников Валерий Владимирович — чл.-корр. РАН, Институт минералогии УрО РАН, Миасс, Россия;
Пискунова Наталья Николаевна — к. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия;
Пущаровский Дмитрий Юрьевич — академик, геологический факультет МГУ, Москва, Россия.

Программный комитет

Председатель

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

Сопредседатель

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

Ответственный секретарь

Понарядов Алексей Викторович — Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Члены программного комитета

Анфилогов 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, ИГЕМ РАН, Москва, Россия;
Вотяков Сергей Леонидович — академик РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия;
Войтеховский Юрий Леонидович — д. г.-м. н., Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия;
Гемзе Ласло — проф., д-р, Мишкольцкий университет, Мишкольц, Венгрия;
Донг Факин — проф., Юго-Западный университет науки и технологии, Миньянг, Китай;

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

Костов Руслан Иванович — проф., Университет горного дела и геологии, Болгарское минералогическое общество, София, Болгария;

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

Ли Шенронг — д-р, Пекинский геологический университет, Пекин, Китай;

Мареш Вальтер — проф., Институт геологии, минералогии и геофизики Бохумского университета, Германия;

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

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

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

Ожогина Елена Германовна — д. г.-м. н., ВИМС, Москва, Россия;

Попов Владимир Анатольевич — д. г.-м. н., Институт минералогии УрО РАН, Миасс, Россия;

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

Роча Фернандо — проф., Университет Авейро, Авейро, Португалия;

Сан Шийонг — проф., Юго-Западный университет науки и технологии, Миньянг, Китай;

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

Соболев Николай Владимирович — академик РАН, Институт минералогии и петрографии СО РАН, Новосибирск, Россия;

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

Чифчи Эмин — профессор, Стамбульский технический университет, Стамбул, Турция;

Шацкий Владислав Станиславович — чл.-корр. РАН, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева 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;

Юдович Яков Эльевич — д. г.-м. н., Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия.

Организационно-техническая группа

Антропова Е. В., Астахова И. С., Вахнина В. А., Воробьев Н. Н., Габова О. В., Денисова Ю. В., Езимова Ю. Е., Жданова Л. Р., Игнатьев Г. В., Исаенко С. И., Каблис Г. Н., Ковальчук Н. С., Кокшарова Ю. А., Котик О. С., Кряжев А. А., Кузьмин Д. В., Макеев Б. А., Максименко Н. И., Матвиенко С. В., Машина Е. В., Некучаева Т. А., Ордин К. В., Перетягин А. Ю., Перовский И. А., Размыслов И. Н., 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.

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

Russian Foundation for Basic Research

Organising Committee

Chairman

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

Co-chairman

Krivovichev Sergey Vladimirovich — Corresponding Member of RAS, FRC KSC RAS, Apatity, Russia; Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Executive Secretary

Shushkov Dmitry Aleksandrovich — Cand. Sci. (geology and mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia

Members of the Organizing Committee

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

Golubev Evgeny Aleksandrovich — Dr. 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;

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;

Maslennikov Valery Vladimirovich — Corresponding Member of RAS, Institute of Mineralogy, UB RAS, Miass, Russia;

Piskunova Natalia Nikolaevna — Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia;

Pushcharovsky Dmitry Yuryevich — Academician, Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia.

Program Committee

Chairman

Marin Yury Borisovich — Corresponding Member of RAS, Mining University, St. Petersburg, Russia;

Co-chairman

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

Executive Secretary

Ponaryadov Aleksey Viktorovich — Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia;

Members of the Program 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;

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

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

Gömze Laszlo — Prof., Ph. D., University of Miskolc, Miskolc, Hungary;

Dong Faqing — Prof., Southwestern University of Science and Technology, Minyang, China;

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

Kostov Ruslan Ivanovich — Prof., University of Mining and Geology, Bulgarian Mineralogical Society, Sofia, Bulgaria;

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

Liu Chenrong — Ph. D., Beijing Geological University, Beijing, China;

Maresch Walter — Prof., Institute of Geology, Mineralogy and Geophysics, University of Bochum, Germany;

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

Meng Fancong — Ph. D., Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China;

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

Ozhogina Elena Germanovna — Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), VIMS, Moscow, 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;

Rocha Fernando — Prof., University of Aveiro, Aveiro, Portugal;

Sun Shiyong — Prof., Southwestern University of Science and Technology, Minyang, China;

Silaev Valery Ivanovich — Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia;

Sobolev Nikolay Vladimirovich — Academician of RAS, Institute of Mineralogy and Petrography, SB RAS, Novosibirsk, Russia;

Tillmanns Ekkerhart — Prof., Institute of Mineralogy and Crystallography, University of Vienna, Austria;

Çiftçi Emin — Professor, Istanbul Technical University, Istanbul, Turkey;

Shatsky Vladislav Stanislavovich — Corresponding Member of RAS, Institute of Geology and Mineralogy named after V. S. Sobolev, 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;

Yudovich Yakov Elyevich — Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Institute of Geology, FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia

Organizational and Technical Group

Antropova E. V., Astakhova I. S., Vakhnina V. A., Vorobyev N. N., Gabova O. V., Denisova Yu. 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., Maksimenko N. I., Matvienko S. V., Mashina E. V., Nekuchaeva T. A., Ordin K. V., Peretyagin A. Yu., Perovsky I. A., Razmyslov I. N., 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.

О пятых Юшкинских чтениях и памятных датах 2020 года

Традиционное время проведения Юшкинских чтений в этом году пришлось на период карантина, поэтому они были перенесены на декабрь 2020 года. Тематика чтений осталась неизменной. Она определена полным названием конференции «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии». Поступившие в адрес оргкомитета материалы достаточно полно характеризуют современное состояние минералогической науки, происходящие в ней в последние годы изменения. Широкий взгляд на минералогию, который мы сохраняем на Юшкинских чтениях, был заложен еще на знаменитых сыктывкарских минералогических семинарах, основанных Н. П. Юшкиным.

На 2020 год приходится целый ряд памятных дат, связанных с жизнью и творчеством Н. П. Юшкина. 65 лет назад, в 1955 году, он окончил геолого-разведочное отделение Кировского горно-химического техникума (г. Кировск Мурманской обл.). Уже через 5 лет, в 1960 году, Н. П. Юшкин опубликовал свою первую большую научную статью «О роли флотации в минералообразующих процессах» в «Записках Всесоюзного минералогического общества» (1960, вып. 6, с. 682—690). В том же году был избран членом Минералогического общества.

В 1970 году начались зарубежные поездки Н. П. Юшкина (полевая экскурсия в Болгарии), а через пять лет, в 1975 году, он был командирован в Нидерланды на 10-й Международный кристаллографический конгресс, где выступил с докладом «Влияние гравитации на рост и форму кристаллов».

В этом же году он организовал Сыктывкарское отделение Всесоюзного минералогического общества.

1985 год памятен тем, что Н. П. Юшкину был выдан Диплом СССР на открытие № 270 «Закономерности пространственно-временного изменения морфологии минеральных индивидов в процессах природного кристаллообразования».

В 1990 году Николай Павлович выступил в Китае на XV съезде Международной минералогической ассоциации с докладами «Эволюционные закономерности минерального мира» и «Необычный керит из пегматитов Волыни», а также во Франции на Международном кристаллографическом конгрессе и Международном симпозиуме по симметрии и суперсимметрии с докладами «Сравнительная кристаллография биоминералов и литосферных минералов», «Кристаллы как письма из геологического прошлого», «Генерализация кристаллосимметрийной структуры сложных минеральных систем».

В 1995 году Н. П. Юшкину была присуждена премия имени А. Е. Ферсмана за цикл работ «Топоминералогия геологических провинций и рудоносных регионов».

В этом же году он организовал научно-информационный журнал «Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН».

2000 год для Н. П. Юшкина был насыщен многими событиями. Он был награжден почетным знаком «300 лет горно-геологической службе России» Министерства природных ресурсов РФ за выдающийся вклад в изучение недр Европейского Северо-Востока, а также памятным знаком в честь 300-летия геологической службы России «За заслуги в изучении недр Республики Коми». Совершил ряд поездок на различные международные мероприятия: Международный симпозиум «Минеральное разнообразие — исследование и сохранение» (София, Болгария) с докладом «Минеральное разнообразие, структура и проблемы количественной оценки»; 31-й Международный конгресс (Рио-де-Жанейро, Бразилия) с докладом «Небиогенные аминокислоты в природных битумах и проблемы минерального организмобиоза»; III Международный симпозиум «Инструменты, методы и миссии для астробиологии» (Сан-Диего, США) с докладом «Биоминеральные гомологии, организмобиоз и проблема биомаркеров».

Председатель оргкомитета академик РАН А. М. Асхабов

I. История, философия и методология минералогии

Теоретические и эмпирические подходы в минералогии и использование минералогических законов и правил при решении проблем петро- и рудогенеза

Ю. Б. Марин

Санкт-Петербургский горный университет; Санкт-Петербург; *yubmarin@yandex.ru*

Минералогия — основа нашего знания о веществе Земли, а минералы являются элементарной частью горных пород и руд, определяя их химические и физические свойства. На базе исследования минералов создаются геотермометры, геобарометры, геоспилометры и геохронометры для анализа проблем петро- и рудогенеза. Глубокое проникновение в минералогию кристаллохимии и физики минералов, обеспечившее значительный прогресс в познании конституции и свойств минералов, вместе с тем несколько увело минералогию от решения своих фундаментальных задач, выведения минералогических закономерностей и законов. С помощью новых, в основном физических, методов сделано множество эффектных генетических расшифровок, но из-за незнания законов анатомии и онтогении допущено и немало ошибок и упрочилось представление о минералогии как прикладной дисциплине, базирующейся на методах других наук. Нередки случаи неоправданной подмены минерало-геологических исследований формальным сбором образцов с последующим определением современными методами их химических и физических свойств в предположении, иногда агрессивно и свысока защищаемом, что именно этот путь ведет к получению наиболее надежной информации о петро-и рудогенезе. А между тем, еще В. С. Соболев писал в своей знаменитой книге «Введение в минералогию силикатов» (1949, с. 222): «Изучение свойств минералов должно производиться не разобщенно и не как самоцель, а во взаимосвязи со всей историей минералов и всегда с учетом конечной задачи расшифровки всей истории данного минерального комплекса как геологического объекта». На необходимость «геологизации» минералогии не раз обращал внимание и Н. П. Юшкин на ряде совещаний 2000—2006 гг.

Проведение минералогических исследований необходимо как на уровне минеральных индивидов, так и видов. Это два разных, взаимодополняющих пути получения информации, в том числе и генетической, причем разного рода, что подчеркивал Д. П. Григорьев: в первом случае — онтогенической о генезисе минералов, во втором — об их происхождении (геологических процессах формирования) и особенностях филогенеза. Противопоставление этих путей и следование лишь по одному из них ущербно при создании общей картины минералообразования. Неконструктивность такого подхода проявилась в ходе дискуссий по расшифровке понятия «генетическая минералогия».

Главный методологический принцип современной минералогии заключается в понимании минерала как совокупности конкретных индивидов, каждый из которых представляет собой своего рода организм, являющийся элементом сложных геологических систем (Д. П. Григорьев, А. Г. Жабин, В. А. Попов, Н. П. Юшкин). Реальный минерал характеризуется структурно-химической неоднородностью, формирующейся на протяжении истории его существования. Все его индивиды состоят из матрицы минерала-хозяина и заключенных в ней микровключений минералообразующей среды и минеральных фаз, имеющих прото-, син- и эпигенетическую природу. Матрица индивида обладает собственной неоднородностью — зональностью, секториальностью, дефектами структуры, наноразмерными структурными кластерами. Последующие явления жизни кристалла — растворение, регенерация, метасоматоз, деформация, распад твердого раствора — приводят к усложнению его строения. Вещественная неоднородность индивида иерархична: зональность-секториальность матрицы обычно является элементом макростроения (> 100 мкм); включения, структурные блоки в основном принадлежат к микромиру (0.1—100 мкм), а точечные структурно-химические дефекты и предельно малые индивиды — объекты наноминералогии (0.001—0.1 мкм). Образование любого элемента кристалла — результат одного из событий его истории, поэтому история индивида отражается в истории формирования его неоднородностей и составляет суть онтогенического анализа. Методически правильна такая его последовательность: агрегат — индивид — микронеоднородность индивида — нанонеоднородность индивида.

Локальные методы (электронная микроскопия высокого разрешения, электронно-, протонно- и ионнозондовый рентгеноспектральный микроанализ, масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией, оптическая, люминесцентная, электронная и ядерная магнитная, мёссбауэровская спектроскопия и др.) позволяют проводить исследования отдельных зерен и их частей, в ряде случаев in situ. Последнее особенно важно, учитывая генетическую информацию, которую несут границы, краевые зоны кристаллов и характер их взаимоотношений с другими индивидами.

Традиционно в минералогии выявление индикаторов петро- и рудогенеза идет от эмпирики, но развивается и метод теоретического прогнозирования с анализом процессов минералообразования и того, как они могут быть отражены на породном и минеральном уровнях и с помощью каких методов выявлены, т. е. теоретический выход на индикаторы петро-и рудогенеза. Особенно важны сформулированные Н. П. Юшкиным законы обязательного наличия в минерале генетической информации; многообразия форм её записи; минералогенетического резонанса; вытеснения первичной информации информацией из наложенных процессов; инерционности или существования минералогической памяти. Важным при интерпретации результатов исследования является разделение информации и дезинформации. Распространенный способ расшифровки в присутствии «шума» — многократное повторение исследования одного качества на большом количестве индивидов; исследование многих качеств индивида на разных иерархических уровнях.

Для восстановления условий образования и истории развития минералов на различных уровнях организации — от минерального индивида до минеральных и породных видов, выявляют индикаторные параметры минералов, фиксирующих условия их образования и тенденции эволюции с последующей интерпретацией полученных минералогенетических данных. На основе прямых и косвенных критериев осуществляются синхронизация и корреляция пространственно разобщенных минералов или элементов их анатомии, выделяются зарождения и генерации, синтезируются эволюционные минералогенетические ряды, создаются пространственно-временные модели объектов и на основе расшифровки генетической информации выявляются условия их образования.

При выработке минералогических критериев целесообразно различать критерии, основанные на непосредственно наблюдаемых признаках (статический тип систем) и выводимые из них и относящиеся к реконструируемым (ретроспективный тип систем). Это важно, в частности, потому, что часто не разграничиваются особенности конституции минералов, возникшие в период кристаллизации, и обусловленные более поздними процессами. Это не обеспечивает полноценного использования их индикаторной роли в познании генезиса, что, например, было показано в серии публикаций по исследованию метаморфизма минералов. Статический тип систем имеет вещественный и пространственный аспекты исследования, ретроспективный — временной, физико-химический, эволюционный. Элементы статической системы — индивиды и агрегаты, элементы ретроспективной — процессы минералообразования и преобразования. Нередки утверждения, что построения ретроспективных систем излишни при решении прогнозно-поисково-оценочных задач. С этим трудно согласиться и можно повторить вслед за Ю. А. Косыгиным, что гипотезы, основанные на ретроспективных реконструкциях, эффективны и при построении прогнозных моделей, и решении практических задач. При теоретическом подходе с использованием моделирования возможен выход сразу на причинные связи, отбор из множества случайных действительно типоморфных признаков и прогнозирование новых. С этих же позиций перспективно выявление консервативных и мобильных минералов и особенностей их конституции и свойств с созданием системы взаимосогласованных поисково-оценочных признаков, основанных на взаимосвязанных типоморфных свойствах парагенных минералов.

Процессы петро- и рудогенеза реализуются в широких термодинамических и пространственно-временных границах, что выражается в дискретной последовательности их проявления (появлении генераций минералов, этапности, стадийности и др.), отражающейся в особенностях состава и строения минеральных индивидов и агрегатов. Рациональное исследование минералов при решении проблем петро- и рудогенеза можно представить в виде многоступенчатого процесса выявления их индикаторных параметров, геохронологического датирования, реконструкции условий петро- и рудогенеза. На первых этапах необходимо в зависи-

мости от поставленной задачи определить *виды индикаторных параметров* (анатомия индивидов; взаимоотношения с другими минералами; морфология границ; параметры решетки; микро- и нановключения; концентрации конституционных, изоморфных и примесных элементов, изотопов) и *опорный уровень информации о минерале* (наноуровень; микроуровень включений в индивидах, частей индивидов, индивидов; макроуровень агрегатов).

Индикаторы разделяются на *качественные*: морфология индивидов; морфология границ индивида; взаимоотношения с другими минералами; анатомия индивидов; особенности структуры (дефекты, политипия и т. п.) ; наличие микро и нановключений; парагенетическая ассоциация включений; и *количественные:* размер индивидов и элементов их строения; размеры микро- и нановключений; параметры решетки; концентрации конституционных, изоморфных и примесных элементов, изотопов; спектральные характеристики. Для оценки индикаторных параметров вводят показатели: *норма, чувствительность и емкость реакции*. Высокую точность интерпретации обеспечивают параметры с высокой чувствительностью реакции. При широких колебаниях условий минералогенеза интересны параметры с большой емкостью реакции, среди них качественные индикаторы (морфология, парагенезисы и др.) и физические параметры (спектральные характеристики).

Эффективное использование индикаторных свойств минеральных индивидов и агрегатов для решения комплекса генетических задач возможно лишь при условии системного подхода к исследованию геологических объектов, точной пространственно-временной привязке определяемых параметров на всех уровнях исследований, надежность которой обеспечивается на основе онтогенического анализа с детальным изучением внутреннего строения минеральных индивидов и агрегатов. Комбинируя полученные онтогенические, химические, структурные и морфологические признаки, получают сведения о составе материнской среды, о возрасте кристаллизации и наложенных процессов (U-Pb, Sm-Nd, Lu-Hf, Re-Os геохронометрия); температуре кристаллизации (Ti и U-Th-He термометрия, морфотипия); источнике вещества, истории магматизма, метаморфизма и метасоматизма (Hf, O изотопная систематика, геохимия Y и REE). Только опираясь на знание минерагенетических законов, законов анатомии, методов онтогении и обоснованной последовательности их применения при исследовании минералов, появляется возможность говорить и об их эффективном практическом использовании при корреляции горных пород, в качестве показателей генетического и формационного типа оруденения, индикаторах его масштабности, стадийности, зональности и т. д.

Место веществ органического происхождения в общей систематике минералов

О. В. Мартиросян

ГИН РАН, Москва; *mov@ginras.ru*

Знания о составе и свойствах органических минералов (в основном аморфных) в большинстве относятся к концу XIX в. Янтарь, природные битумы (в том числе и озокерит), угли известны человечеству с древних времен. По этой причине, само собой разумеется, что во время возникновения геологических наук эти объекты, которые по признаку горючести были сгруппированы вместе, были включены в классификацию вместе с другими минералами: рудами, землями и солями, и рассматривались как объекты минералогии. Такая ситуация продолжалась вплоть до первой четверти XIX в. [1, 2].

Дальнейшее совершенствование классификации минералов с использованием информации об элементном составе [3—5] не дало оснований в исследованиях специально разделять (или исключать) класс воспламеняющихся минералов, несмотря на то, что согласно работам М. В. Ломоносова их биогенное происхождение, кроме серы и алмаза, были очевидны. В группу углерода и его соединений входили ал-

маз, графит, угли, лигнит, янтарь, нефти и углеводороды, а также соли органических кислот. Появившиеся в середине 19 в. химические классификации, вплоть до 30-х г. XX в. оставались господствующими.

Деление, положенное в основу современной классификации минералов, впервые было выражено И. Я. Берцелиусом в 1810-х гг., отделившим вещества, образованные по принципу органической природы, от веществ неорганического происхождения. Дальнейшее развитие и укрепление химического и кристаллографического направления в минералогии постепенно привело к тому, что эти две крупные системы минералов были исследованы совершенно по-разному. Основным интересом минералогов были неорганические минералы, как правило, с хорошей кристаллической структурой. В то время как описание органических образований, которые не имеют кристаллической формы, затруднено. Например, рентгеноструктурный анализ оказался бессильным и непригодным для их диагностики. Эти обстоятельства привели к превращению этого класса веществ в необязательное дополнение к минералогическим классификациям [6] или же во многих учебниках по минералогии раздел, посвященный веществам органического происхождения, отсутствует [7, 8].

Не включение углей и битумов в систематику минералов можно объяснить еще тем, что для них с конца 1920-х г. существовало учение о «каустобиолитах» [9, 10]. Поэтому к середине XX в. в систематике минералов были сохранены лишь немногочисленные органические солеподобные кристаллические образования.

Таким образом, зародившись в процессе познания состава и структуры горючих полезных ископаемых и являющиеся частью учения о каустобиолитах высокомолекулярные полимерные органические образования типа ископаемых смол, природных битумов, компонентов углей и сланцев, не отвечающие требованиям кристалличности на данный момент не включены в число минералов.

Сегодня такие ограничения вряд ли оправданы, потому что, исходя из концепции различных геологических уровней организации материи, нет никакой другой науки, кроме минералогии, которая рассматривала бы все объекты надмолекулярного организационного уровня. В связи с этим требуют глубокой проработки такие вопросы как: определение понятий, пересмотр типов органических минералов, известных на сегодняшний день, сбор новых аналитических данных об известных органических минералах, их классификация на основе структурной химии.

Литература

1. Werner A. G. Letztes Mineralsystem. Freiberg. Wein: Craz und Gerlach und bey Carl Gerold, 1817. 58 S.

2. Hartmann C. Handbuch der Mineralogie. Wein, 1843. 308 S.

3. Naumann K. F. Lelirbuch der Mineralogie. Berlin, 1828. 261 S.

4. Соколов Д. Л. Новая система минералов // Горный журнал. 1831. Ч. 4. Кн. 12. С. 317—370.

5. Lapparent A. Cours de Mineralogy. Paris, 1899.

6. Федоровский Н. М. Курс минералогии. М.; Л.: Новосибирск, 1932. 456 с.

7. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М.: Госгеолиздат, 1951. 542 с.

8. Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.

9. Орлов Н. А., Успенский В. А. Минералогия каустобиолитов. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 198 с.

10. Вассоевич Н. Б., Муратов В. Н. К вопросу о классификации и терминологии «каустобиолитов» // Тр. ВНИГРИ. Вып. 83. 1955. С. 149—170.

Академик Н. П. Юшкин как историк геологической науки и горного дела на Европейском Северо-Востоке России

М. А. Мацук

ИЯЛИ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *michailmatsuk@rambler.ru*

Академик Николай Павлович Юшкин — выдающийся геолог, признанный лидер советской, российской и мировой минералогии. Хорошо о его жизни и творчестве сказано в статье Д. В. Рундквиста, А. М. Асхабова и Е. П. Калинина [1]. О вкладе Н. П. Юшкина в развитие минералогии написано много работ. Но почти неизвестно, что академик Н. П. Юшкин оставил значительный след и в области истории геологической науки. Данная работа призвана, в обзорном плане, показать эту область исследовательской деятельности ученого.

За годы работы в науке Николай Павлович написал и издал монографически и в соавторстве более 140 разных научных и научно-популярных работ в сфере истории геологической науки. Еще более 40 книг и сборников статей, посвященных разным аспектам истории геологической науки, были созданы при непосредственном участии Н. П. Юшкина, как инициатора исследований и редактора.

Роль Н. П. Юшкина не ограничивается только авторской работой по истории геологических исследований. Он, возглавляя Институт геологии, выступал инициатором новых направлений исследований сотрудников Института, а именно изучения истории геологических открытий на Европейском северо-востоке России и истории Института геологии УрО РАН через историю конкретных ученых этого Института. Первым направлением наиболее активно занимались Е. П. Калинин и А. А. Иевлев. Причем, Е. П. Калинин «специализировался» на истории геологоразведочных экспедиций на указанной территории, а А. А. Иевлев — на реализации результатов открытия залежей полезных ископаемых, так называемом «горном деле», на территории, в основном, Республики Коми. Второе направление привлекло внимание большего числа сотрудников института. Уже в 1997 г. была выпущена брошюра А. И. Елисеева, Н. В. Калашникова и Е. П. Калинина о Георгии Александровиче Чернове [2] и книга М. В. Фишмана, в то время возглавлявшего музей геологии Института, о сотрудниках института, оставивших заметный след в геологической науке республики [3]. В 2000 г. была издана еще одна книга М. В. Фишмана [4]. В 2001 г. М. В. Фишман выпустил под редакцией Н. П. Юшкина две брошюры о сотрудницах института — Н. Н. Кузькоковой и Р. Г. Тимониной. С 2002 г. другие сотрудники института активно включаются в подготовку книг и брошюр о своих выдающихся коллегах: А. И. Елисеев пишет о профессоре А. А. Чернове; Г. П. Канев, С. М. Худяева и А. Г. Худяев — о И. Е. Худяеве; С. В. Лыюров и Г. П. Канев — о В. А. Молине; В. С. Цыганко и С. Т. Ремизова — о В. А. Чермных; Я. Э. Юдович — о Ю. В. Степанове; В. С. Цыганко, Т. М. Безносова и С. Т. Ремизова — о Н. В. Калашникове и так далее. Все эти работы вышли под редакторством Н. П. Юшкина. Надо сказать, что со смертью Николая Павловича заложенная им традиция продолжилась. Так, с 2012 по 2015 гг. вышло более 10 книг и брошюр и около 100 статей и сообщений о разных ученых института [5].

Николай Павлович Юшкин был инициатором проведения совместных геолого-археологических конференций. Материалы этих конференций публиковались в Институте геологии. К 2015 г. состоялось уже 18 таких конференций. Доклады участников конференций публиковались ежегодно, начиная с 1998 года. Все сборники докладов этой конференции с 1998 по 2012 г. редактировались Н. П. Юшкиным. Он же задавал тон исследовательским направлениям докладчиков.

Наконец, надо сказать, что благодаря Н. П. Юшкину и его любви к историческим исследованиям в октябре 1988 г. в Сыктывкаре состоялась годичная сессия Комиссии по истории геологических знаний и геологической изученности СССР при Академии наук СССР. К работе этой Комиссии был приурочен семинар «История геологических исследований и поисков минерального сырья на Европейском Северо-Востоке». Сборник статей, содержащих труды этого семинара, был опубликован в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН в 1991 г. [6]. Одним из авторов и ответственных редакторов был Николай Павлович Юшкин. Особый интерес вызывает публикация в этом сборнике стенограммы годичного собрания КОГИ и данного семинара, из которой видна особая роль Н. П. Юшкина в ор-

ганизации исследований по истории геологической науки в республике.

Н. П. Юшкину, как автору, был присущ краткий стиль изложения материала. В основном он излагал свои мысли на, максимум, нескольких страницах книги или журнала. Мы можем назвать лишь 7 крупных по объему работ Н. П. Юшкина в области истории науки. Причем, одна из таких книг была опубликована уже после смерти ученого и содержит ранее написанные Николаем Павловичем очерки об исследователях разных аспектов геологической науки.

Говоря об авторской работе Н. П. Юшкина, как историка геологической науки, мы можем выделить в ней три направления: история минералогии, история Российской академии наук и история Института геологии Уральского отделения РАН.

Работы Юшкина по истории минералогии, в свою очередь делятся на три части: 1) история развития минералогии, как науки; 2) тесно примыкающая к первой части история ученых-минералогов; 3) минералогические артефакты в истории человечества. Всего он написал в качестве автора и соавтора более 40 книг и статей по истории минералогии.

Истории Российской академии наук Николай Павлович Юшкин уделял большое внимание. Он смог сам и с помощью соавторов раскрыть неизвестные ранее страницы жизни и творчества академиков А. Е. Ферсмана, А. Г. Бетехтина, Е. С. Федорова и других. Одним из направлений творчества Н. П. Юшкина являлось популяризаторство отдельных руководителей и выдающихся членов академии. В своих статьях, опубликованных в основном в Вестнике Института геологии Коми НЦ УрО РАН, он рассказывал о М. В. Ломоносове, Е. Р. Дашковой, Ю. С. Осипове, В. А. Коротаеве и других. Список трудов Н. П. Юшкина по истории Российской академии наук включает около 30 наименований.

Одним из любимых проектов Н. П. Юшкина был журнал «Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН». Николай Павлович являлся постоянным автором журнала. Причем он выступал на страницах этого журнала и как ученый-минералог и как ученый-историк. Особое значение представляет то, что Н. П. Юшкин с поразительной теплотой писал о своих коллегах — сотрудниках Института геологии. Всего Николай Павлович подготовил и опубликовал на страницах упомянутого журнала более 20 таких очерков.

В заключении скажем, что академик Николай Павлович Юшкин, серьезно и основательно занимаясь историей геологической науки, внес свой большой вклад в ее изучение. Предстоит еще провести немало исследований его исторических трудов, и думаем, что хорошим памятником ученому была бы отдельная монография, непосредственно посвященная историку геологической науки Н. П. Юшкину.

Литература

1. Академик Д. В. Рундквист, член-корреспондент (ныне — академик) РАН А. М. Асхабов, Е. П. Калинин. Краткий очерк научной, научно-организационной, педагогической и общественной деятельности // Николай Павлович Юшкин. 2-е издание, дополненное. М.: Наука, 2011. (Материалы к биобиблиографии ученых: геологические науки; выпуск 69). С. 18—50.

2. Елисеев А. И., Калашников Н. В. и Калинин Е. П. Георгий Александрович Чернов. Сыктывкар: Геопринт, 1997. 22 с. (редактор Н. П. Юшкин).

3. Фишман М. В. Люди науки: научные сотрудники Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 1997. 315 с. (редактор Н. П. Юшкин).

4. Фишман М. В. Экспедиционные исследования Института геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук. Сыктывкар, 2000. 368 с. (ответственный редактор Н. П. Юшкин).

5. Библиографический указатель изданий Коми научного центра УрО РАН (2011—2015). В 2-х частях. Ч. 1. Сыктывкар, 2017. С. 376—391.

6. История геологических исследований на Европейском северо-востоке (труды семинара «История геологических исследований и поисков минерального сырья на Европейском северо-востоке»). Сыктывкар, 1991. 119 с.

Система черновита: новый взгляд через полвека после открытия минерала

В. И. Силаев, В. Н. Филиппов, А. Ф. Хазов, А. Б. Макеев, П. П. Юхтанов

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

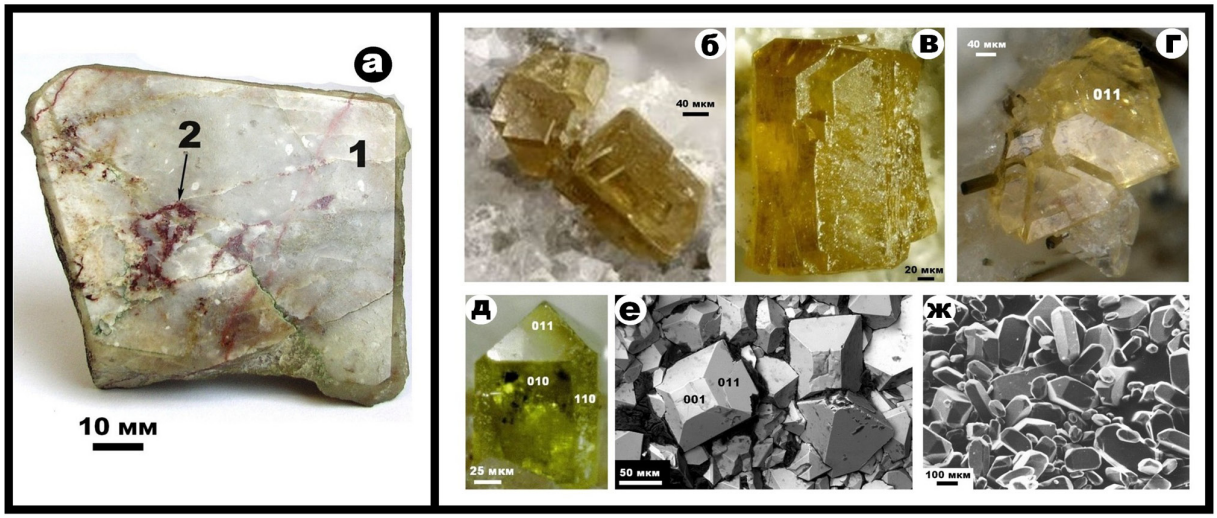
Летом 1966 г. Б. А. Голдиным на Приполярном Урале (истоки р. Нярtсюсю, левый приток р. Щугор) в рифейских микротрещиноватых и гидротермально измененных риолитовых кварцевых порфирах была обнаружена примечательная гнездово-прожилковая кварц-»пьемонтитовая» минерализация. В лабораторных условиях в сотрудничестве с Н. П. Юшкиным и М. В. Фишманом в составе этой минерализации был выявлен ранее неизвестный в природе тетрагональный арсенат иттрия, получивший при утверждении в качестве нового минерала название *черновит* — в честь профессора А. А. Чернова, пионера систематических геологических исследований Европейского севера России. Уже на этом этапе стало понятно, что черновит в природе существует не только в мономинеральной форме, но и в форме изоморфных смесей с изоструктурным фосфатом иттрия — ксенотимом [1, 2]. К настоящему времени черновит обнаружен не только в новых проявлениях на территории России [3, 4], но и практически на всех континентах Мира.

В точке Б. А. Голдина черновит локально приурочен к гнездово-прожилковидным выделениям красного клиноцоизита (рисунок, а) состава $(Ca_{1.88–2.04}Mn_{0–0.13})_{1.91–2.04}(Al_{1.84–2.37}Fe_{0.56–1}Mn_{0.01–0.21})_{2.95–3.05}[Si_3O_{11}](OH)$. В тесной ассоциации с ним нами установлены еще два минерала группы эпидота — уникальная Mn-Mg разновидность клиноцоизита состава $Ca_{1.98–2}(Al_{2.04–2.45}Fe_{0.29–2.45}Mn_{0–0.16}Mg_{0.16–0.36})[Si_3O_{12}](OH)_{0.64–0.89}$, обычно характерная для минерализаций, развивающихся по основным магматическим субстратам [5], и алланит состава $(Ca_{1.55–1.71}Ce_{0.2–0.25}La_{0.09–0.22})_{1.99–2.02}(Al_{2.05–2.2}Fe_{0.41–0.53}Mn_{0.3–0.4})_{2.86–3.01}[Si_3O_{12}](OH)_{0.99–1.49}$. К другим минералам, ассоциированным в кварцевых порфирах с черновитом относятся кварц, плагиоклазы состава альбит-битовнит, ортоклаз, алюмоселадонит состава $K_{0.5–0.79}(Al_{0.52–1.5}Fe_{0.16–0.38}Mg_{0.25–1.06})_{1.92–2.06}[Si_4O_{10}](OH)_{1.27–2.51}$, хлориты $(Mg_{2.8–3}Fe_{2–2.25})_{5–5.05}Al_{1–1.06}[Al_{1–1.1}Si_{2.9–3}O_{10}](OH)_8$, отвечающие в номенклатуре М. Хея пикнохлоритам. В качестве акцессорных примесей выступают клинопироксен, циркон $(Zr_{0.77–0.95}Hf_{0–0.04}Th_{0–0.08}Ca_{0–0.16}Fe_{0–0.06}[SiO_4]$, гумит-клиногумит $(Fe_{7.64–7.98}Al_{0.41–0.66}Mn_{0–0.14}Ca_{0.42–0.71})_{9–9.01}[SiO_4]_4(OH)_{2.41–2.68}$, титанит-вюаньяит $Ca_{0.93–0.99}(Ti_{0.66–0.78}Al_{0.14–0.21}Fe_{0.08–0.11})[SiO_{4.54–4.78}](OH)_{0.08–0.47}$, аномально богатый молибденом молибдошеелит $(Ca_{0.95–0.96}Fe_{0.04–0.05})_{0.99–1.01}[WO_4]_{0.52–0.53}[MoO_4]_{0.47–0.48}$, магнетит, касситерит, халькопирит, борнит, самородно-металлические фазы — твердые растворы на основе железа $(Fe_{0.85—0.87}Si_{0.10—0.11}Al_{0.01—0.02}Mn_{0—0.01}Ca_{0—0.01})$ и бронза $(Cu_{0.79—0.92}Sn_{0.07—0.19}Si_{0.01—0.02})$.

Кроме того, по данным рентгенофазового анализа в составе черновитсодержащих кварцевых порфиров установлены амфибол, хромшпинелид (a_o = 0.834 ± 0.01 нм) и графит. Последний наблюдается в виде мелких пластинчатых частиц поликристаллического строения. Особенное значение имеет факт обнаружения в парагенезисе с черновитом мышьякового аналога апатита — джонбаумита $Ca_{10}[As_6O_{24}](OH)_2$, диагностированного по системе отражений (Å) 2.900—2.814—3.988—3.501—2.689—2.072—1.880.

По совокупности минералого-геохимических свойств кварцевые порфиры с черновитом могут быть коррелированы с гранитами А-типа, точнее с их подтипом А2 — кислыми магматитами, образующимися в окраинно-континентальных обстановках в результате гранитизации базальтоидных протолитов. Очевидно, что присутствие плагиоклаза составом до битовнита, титанита, магнезиального клиноцоизита, пикнохлоритов, алюмоселадонита, акцессорной примеси амфибола и хромшпинелидов вполне соответствует именно такой версии происхождения рассматриваемых кварцевых порфиров.

Исследуемый черновит представлен большей частью хорошо ограненными кристаллами желтого, буровато-желтого и светло-зеленого цвета размером от 150 × 100 × 50 до 300 × 200 × 150 мкм (рисунок, а–д). Индивиды характеризуются призматическим и пирамидально-призматическим габитусом. К основным формам относятся призмы {110}, {010}, дипирамида {011} и пинакоид {001}. Важно отметить, что полученные Г. Г. Зайнуллиным в условиях гидротермального синтеза при температуре до 500 °С кристаллы черновита [6] оказались несколько более мелкими, но очень близкими по морфологии к природным (рисунок, е, ж).



Гнездово-прожилковые выделения красного клиноцоизита в риолитовом кварцевом порфире (а, 1 — порфир, 2 — выделения красного клиноцоизита) и морфология природного (а—г) и синтетического (д, е) черновита

Фазовая диагностика черновита осуществлялась рентгеновским методом, параметры э. я. составили (Å): a_o = 6.95—7.04; c_o = 6.13—6.29. Понятно, что выявленная вариация обусловлена колебанием состава в анионной подрешетке.

Обобщение новых результатов исследований [7] позволяет утверждать, что открытый в 1966 г. черновит в действительности является не просто минеральным видом, а весьма сложной минеральной композицией — **системой черновита**, включающей в себя как простые, так и сложные минералы — фазовогомогенные твердые растворы. В части твердых растворов уже отчетливо выявились три бинарных ряда — черновит-ксенотимовый, черновит-иттросиликатный, ксенотим-иттросиликатный, а также тройной — черновит-ксенотим-иттросиликатный — твердый раствор. Все минералы системы черновита широко варьируются по составу не только в масштабе анионной, но и катионной подрешеток в зависимости от геологической обстановки. Так, черновит и твердые растворы на его основе в кварцевых порфирах на Приполярном Урале характеризуются иттролантаноидно-иттриевым составом катионов, аналогичные минералы в кембрий-нижнеордовикских метаморфитах Приполярного Урала — смешанным, но преимущественно цериеволантаноидно-иттриевым составом, а минералы в дальневосточных литий-фтористых гранитах — смешанным, но преимущественно иттролантаноидно-иттриевым.

Прямым подтверждением реалистичности вывода о существовании в природе тройной системы черновит-ксеноим-иттросиликатных твердых растворов является обнаружение нами в кварцевых порфирах срастаний черновита с фазами иттриевых и цериевых силикатов с размером индивидов от субмикронного до 5 × 3 мкм — стендитом-Ce — $Ce[SiO_4]$, кайнозитом состава $(Ca_{1.08–2.08}Mn_{0–0.97})_2(Y_{1.12}Nd_{0–0.21}Er_{0–0.11}Al_{0–0.91}Fe_{0–0.21})_2[Si_3O_{12}]_{1.9–2}H_2O$ и фазой $Y_4[SiO_4]_3$, не выявлявшуюся ранее как минерал, но хорошо известную как синтетика. Не исключено, что установленный к настоящему времени состав системы черновита не является окончательным. На это в частности указывает вероятность существования в природе бинарных твердых растворов состава черновит-гаспарит [3].

Литература

1. Голдин Б. А., Юшкин Н. П., Фишман М. В. Новый иттриевый минерал — черновит // Записки ВМО. 1967. Ч. 96. Вып. 6. С. 699—704.

2. Голдин Б. А., Юшкин Н. П., Фишман М. В. Черновит — новый минерал (арсенат иттрия) с Приполярного Урала // ДАН СССР. 1968. Т. 179. № 1. С. 187—189.

3. Козырева И. В., Швецова И. В., Юдович Я. Э. Новые данные о черновите на Приполярном Урале // Доклады АН. 2003. Т. 390. № 4. С. 597—600.

4. Алексеев В. И., Марин Ю. Б. В память о Николае Павловиче Юшкине, первооткрывателе черновита. Черновит и другие мышьяковые минералы в оруденелых гранитах и грейзенах на Дальнем Востоке // Записки РМО. 2012. № 6. С. 118–125.

5. Силаев В. И., Аникин Л. П., Дунин-Барковский Р. Л., Макеев Б. А., Вергасова Л. П. Уникальный Mn-Mg

клиноцоизит из района Восточно-Камчатской аккреационной зоны // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Материалы научных чтений памяти П. Н. Чирвинского. Пермь: Изд-во ПГНИУ, 2020. Вып. 23. С. 3—9.

6. Зайнуллин Г. Г. Синтез и свойства искусственных кристаллов изоморфного ряда ксенотим-черновит: Автореф. кандидатской диссертации. Сыктывкар, 1997. 18 с.

7. Силаев В. И., Филиппов В. Н., Хазов А. Ф., Макеев Б. А., Юхтанов П. П. Система черновита: новый взгляд через полвека после открытия минерала // Известия Коми НЦ УрО РАН. Серия «Науки о Земле». 2020. № 1. С. 69—79.

История и уроки освоения промышленных минералов Карело-Кольского региона

В. В. Щипцов[1], Ю. Л. Войтеховский[2]

[1]ИГ ФИЦ КарНЦ РАН; *shchipts@krc.karelia.ru*
[2]СПбГУ, Санкт-Петербург; *Voytekhovskiy_YuL@pers.spmi.ru*

Карело-Кольский регион составляет восточную часть Фенноскандинавского щита и сложен в основном древними докембрийскими горными породами и палеозойскими щелочными комплексами, которые представляют основание эпиконтинентальных платформ. На щите площадью около 1500 тыс. км^2, из которых 22.4 % приходится на Кольский полуостров и Карелию, на российской территории выявлены крупнейшие месторождения и многочисленные рудопроявления промышленных минералов таких, как апатит, нефелин, кианит, силлиманит, шунгит, мусковит, флогопит, вермикулит, полевой шпат, кварц, графит, флюорит, бадделеит, сподумен, тальк, гранат, ставролит, оливин, ильменит, барит и др.

Первым промышленным минералом на Европейском Севере стала слюда, которая применялась в качестве добавок при изготовлении керамики еще в эпоху раннего металла. Самая северная разработка слюды со ссылкой на сохранившиеся источники существовала на берегу Кандалакшского залива Белого моря. В позднем средневековье добыча «московского стекла» осуществлялась только на месторождениях Керетской волости, относившейся с 1635 г. к владениям Соловецкого монастыря. Масштабы слюдяного промысла обеспечивали мусковитом внутренний и внешний рынки. В Поморье многие годы производили соль, называемою «морянкой». В XV—XVIII вв. на побережье Белого моря работали десятки соляных варниц.

Первый индустриальный этап связан с Мурманской железной дорогой, строительство которой велось одновременно тремя этапами от Петрозаводска к Романову-на-Мурмане. Драматические события в истории России первых десятилетий прошлого века привели к колоссальной разрухе в стране и как следствие к необходимости восстановления народного хозяйства. А. Е. Ферсман много раз обращается к объектам Поморья, кратко характеризуя значительные скопления альмандина, мусковита, полевого шпата, красивого синего дистена (кианита).

В создании минерально-сырьевой базы керамической промышленности большой вклад сделан П. А. Борисовым. В 1922 г. была создана частная контора Чупинских разработок (Чупгорн) и открыто несколько пегматитовых месторождений. С этим предприятием связано начало промышленной добычи мусковита и полевого шпата. Беломорская слюдоносная провинция по своему потенциалу стала второй минерально-сырьевой базой в СССР после Мамской провинции. Беломорская провинция площадью 350 × 30—50 км^2 протянулась от Лейвойвы на северо-западе до Беломорска на юго-востоке.

В конце XVIII в. исследователь центральной части Кольского п-ова академик И. И. Лепехин отметил богатство минерального царства Хибин, что послужило толчком для будущих геологических экспедиций в Хибины, приведших к открытию уже на первом этапе апатитовых руд Кукисвумчорр, Юкспорр и Расвумчорр. В 1930 г. по инициативе А. Е. Ферсмана на берегу оз. Малый Вудъявр официально открыта Хибинская научная станция «Тиетта» — первое периферийное круглогодичное учреждение АН СССР.

В 1787 г. Самуил Алопеус на берегах Ладожского озера встретил обломки «карандаша» — графита. Для истории горного промысла наибольший интерес представляло отрабо-

танное проявление графита Кимамяки, расположенное в 13 км от Сортавала. Графитовые каменоломни были и в северном Приладожье.

В 1860 г. академик Г. П. Гельмерсен описал древние глинистые черные сланцы Олонии. С этого начались научные исследования шунгитов. В 1875—1897 гг. причиной резкого интереса к Шуньгскому месторождению стала потребность России в угле. Выделим исследования А. А. Иностранцева, который долгое время занимался черными породами Повенецкого уезда Олонецкой губернии. Именно он ввел термин «шунгит» для обозначения блестящей разновидности этой горной породы. В советское время изучение шунгитов стало зависеть от решений партийных органов. Биография треста «Шунгит» — поучительная страница в истории отечественной горнорудной отрасли.

После открытия Ковдорского железорудного месторождения начались широкомасштабные геологические исследования в этом районе. В 1965 г. дан старт промышленной эксплуатации месторождений. ОАО «ГОК Ковдорслюда» осуществлял добычу флогопита и вермикулита, а также оливинитов на Ковдорском месторождении. Ныне разрабатываются керамические пегматиты Куру-Ваара. Создается уникальный проект Ковдорского ГОКа — строительство сверхглубокого карьера с вертикальными уступами. В будущем его глубина достигнет 800 м, затем планируется подземная разработка месторождения с мощностью 22 млн. т. руды в год и сроком работы более 30 лет.

Минерально-сырьевая база промышленных минералов Карело-Кольского региона имеет важное народно-хозяйственное значение, а эффективность ее использования зависит от высоких технологий XXI в. Такой подход обусловлен маркетинговым динамизмом за счет внедрения high-technology на всех стадиях добычи и обогащения промышленных минералов с целью создания на их основе новых материалов.

Создание отечественной минерально-сырьевой базы в 1918—1934 гг. и значение научно-исследовательских и технологических работ ВИМСа в ее формировании

О. И. Якушина

ВИМС, Москва; *yakfibio@gmail.com*

Социальное благополучие страны, уровень жизни населения напрямую связны с экономическим ростом и обеспеченностью производственного сектора различными ресурсами. Россия — страна огромных богатств земных недр, однако в начале прошлого века ее промышленное производство во многом зависело от ввоза импортного сырья. Например, руда для черной промышлености поставлялась из Германии, несмотря на наличие уральских месторождений [2, 3]. Послереволюционные социально-политические изменения негативно отразились на промышлености, обеспеченности производственных предприятий минеральным сырьем. К концу 1917 г. положение с топливом в стране, особенно в промышленных городах Петрограде и Москве, было катастрофическим. Объемы выпуска продукции в 1920 г. были почти в 7 раз меньше довоенной 1913 г. [2]. Стояла задача построения собственной промышленности и полной экономической независимости СССР, создания МСБ [1, 3].

Большое значение для создания МСБ имели принятые организационно-управленческие решения, включавшие: выделение в отдельную структуру Горного совета ВСНХ в 1918 г.; подготовку кадров в области горного дела — создание в 1918 г. Московской Горной академии; мониторинг новейших зарубежных исследований и разработок в области изучения и технологических испытаний минерального сырья, предпринятый Бюро иностранной техники, БИНТ в 1918—1922 гг.; наличие профильного головного института по исследованию минерального сырья — Института прикладной минералогии (ИПМ), который был организован в 1923 г. на базе Петрографического института «Lithogaea», созданного в 1904 г. профессором В. В. Аршиновым, учеником В. И. Вернадского, в 1935 г. ИПМ был переиме-

нован во Всесоюзный институт минерального сырья (ВИМС).

В 1923 г. коллектив института ИПМ возглавил выдающийся ученый и организатор горного дела, профессор МГА Н. М. Федоровский, создатель комплексного метода исследования минерального сырья, возглавивший «борьбу» за МСБ [3]. Безусловна заслуга чл.-корр РАН Н. М. Федоровского в новаторской организация работы коллектива института по типу многопрофильного центра, «вертикальное» и «горизонтальное» исследование объектов минерального сырья, проектный подход, активная работа НТС ИПМ; инициативные венчурные хозрасчетные исследования; учреждение печатного органа института для широкого информирования о состоянии изученности и новейших разработках в области горного дела, геологии и технологии — журнала «Минеральное сырье».

В истории вклада института ИПМ-ВИМС в создание отечественной МБС в 1917—1934 гг. можно выделить следующие историко-научные этапы: 1) *Начальный* организационный этап строительства отечественной МСБ — 1918—1923 гг. (постановка задачи, создание организационно-материальных условий). 2) *Основной* этап формирования МСБ, восстановлению народного хозяйства — 1923—1928 гг. (поиски и разведка месторождений в ответ на потребности промышленности, определение возможности экспорта отдельных видов минерального сырья). 3) *Завершающий*, расширение МСБ — 1929—1934 гг. (расширение научно обоснованных поисков и разведки месторождений, комплексная оценка минерального сырья, новые виды минерального сырья, решение задачи импортозамещения).

Следует особо подчеркнуть триаду мероприятий ИПМ-ВИМСа: 1) генетические исследования — поисковые работы (по генетических признакам); 2) всестороннее изучение вещественного состава и петрофизических свойств — разведочные работы (физико-химические свойства, вещественный химический и минеральный состав, выявление всех полезных компонентов, которые могут быть извлечены при данном уровне развития техники и в перспективе); 3) технологические испытания (создание технологий переработки сырья).

Задача формирования отечественной МСБ была решена к 1932 г. [1], по многим направлениям именно работами головного НИИ горной отрасли ИПМ-ВИМС, благодаря их прикладной направленности, нацеленной на потребности производственных предприятий. Создание МСБ СССР имело приоритетное значение для успешного восстановления и опережающего развития, что позволило решить задачу импортозамещения и развивать экспорт сырья в условиях жесткого противостояния и конкуренции с развитыми западными странами. Историко-научный анализ показал возможные пути и организационно-управленческие решения современных проблем поисков и разведки полезных ископаемых, воспроизводства МСБ России и в целом недропользования.

Литература

1. СССР. Главное геолого-гидро-геофизическое упр-ние. Минерально-сырьевая база СССР/ Отв. ред. И. М. Губкин; НКТП СССР. М.-Л.: Гос. науч.-техн. горно-геол.-нефт. изд., 1934.

2. ЦСУ: Отчетные данные о выпуске промышленной продукции за 1913—1945 гг. от 9 марта 1946 г. (Период: 1913—1932—1937—1945) — Архив: РГАЭ Ф.1562, Оп.329, Д.1593, Л.1—30.

3. Федоровский Н. М. Борьба за недра // Труды ИПМ. М.: ИПМ, 1931.

II. Генетическая минералогия

Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций

Генетико-информационная минералогия

ZrO_2/HfO_2-отношения в цирконах из средненеоплейстоценовых морен Тимано-Печоро-Вычегодского региона

Л. Н. Андреичева, М. Н. Буравская, Н. Н. Воробьев

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

С целью повышения степени обоснованности и достоверности расчленения и корреляции разрезов квартера и установления местоположения питающих ледниковых провинций в дополнение к традиционному комплексу литологических методов исследований проведено изучение типоморфизма и химического состава цирконов из средненеоплейстоценовых морен — печорской (днепровской) и вычегодской (московской), в долинах рек Лаи (на севере) и Вычегды (на юге). Кроме того, впервые начаты исследования типоморфных особенностей цирконов в аншлифах из валунов кристаллических пород вычегодской морены в обнажениях рек Шапкиной и Вычегды. Цирконы изучались микрозондовым анализом в ЦКП «Наука» на сканирующих электронных микроскопах фирмы JEOL модель JSM-6400 и фирмы Oxford Instruments модель Tescan Vega3 LMH (операторы В. В. Филиппов и Е. М. Тропников).

В тяжелой фракции морен содержания цирконов колеблются от долей до 1.5 %, в редких случаях составляют 2—4 %. Типохимические признаки этого минерала несут в себе информацию об источниках питания при формировании обломочных пород. Цирконы обоих моренных горизонтов близки по морфологии и составу, представлены зернами округлой и удлиненной формы, иногда обломками разной степени окатанности от светло- до темно-розового цвета, а также непрозрачными кристаллами желто-коричневой окраски с неровной, шероховатой, ямчатой поверхностью. Индикаторные соотношения ZrO_2/HfO_2 в цирконах использовались для диагностики пород, за счет которых формировались морены, и определения местоположения питающих ледниковых провинций, поскольку содержание гафния в них некоторые исследователи [2, 4] связывают с материнскими породами.

В долине р. Лаи печорская морена содержит цирконы, в которых ZrO_2 составляет 64.59—65.98, HfO_2 — 0.57—1.93 мас. %. Индикаторные соотношения ZrO_2 и HfO_2 в большей части проанализированных зерен цирконов находятся в интервале 34—115, что характерно для магматических пород кислого, среднего и основного составов [1, 3]. В вычегодской морене в химическом составе цирконов содержится 65.80—67.70 ZrO_2 и 0.07—1.11 HfO_2 (в мас. %). Характерен широкий диапазон соотношений ZrO_2/HfO_2 — от 59 до 962, при доминировании их высоких значений (рис. 1, а). Значения ZrO_2/HfO_2 выше 270 имеют цирконы из пород метаморфического комплекса фундамента [4].

В печорской морене р. Вычегды цирконы содержат 65.15—66.76 ZrO_2 и 0.14—1.56 HfO_2 мас. %. Индикаторные соотношения ZrO_2/HfO_2 варьируют в пределах 42—472 (рис. 1, б). Цирконы вычегодской морены содержат 65.80—67.70 — ZrO_2 и 0.13—1.86 — HfO_2 мас. %, а соотношения ZrO_2 к HfO_2 в цирконах составляют 36—510, что, как отмечено выше, свидетельствует о поступлении цирконов в морену из магматических пород, а также метаморфических образований, представленных кристаллическими сланцами и гнейсами.

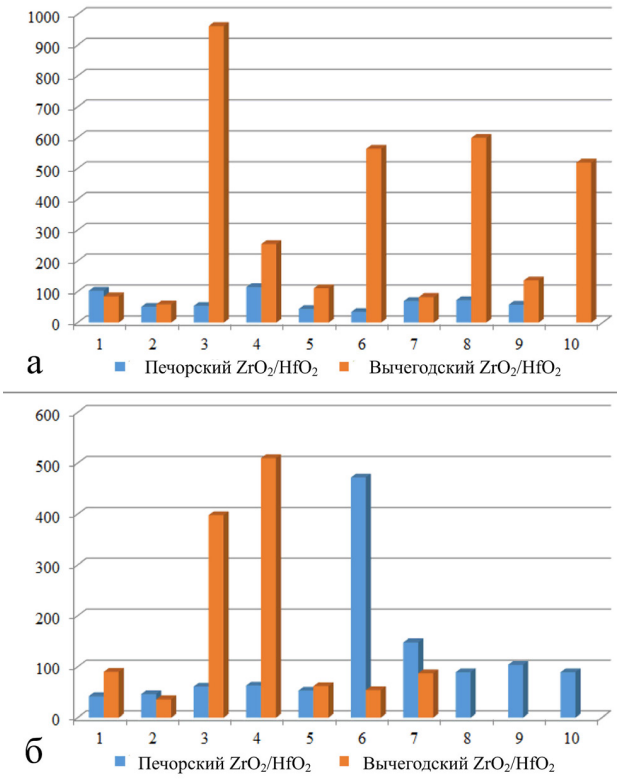


Рис. 1. Индикаторные соотношения ZrO_2 и HfO_2 в цирконах из морен. По горизонтали — номер анализа; по вертикали — значения соотношений ZrO_2/HfO_2. а — долина р. Лаи; б — долина р. Вычегды

Изучение циркона в кристаллических породах показало, что в бассейне р. Вычегды содержание ZrO_2 составляет 59.99—67,.42, HfO_2 — 1.6—1.74 (в мас. %). В большей части проанализированных зерен цирконов в валунах из вычегодской морены ZrO_2/HfO_2 соотношения находятся в интервале 37—40 (рис. 2), что характерно для магматических пород кислого состава [1, 3].

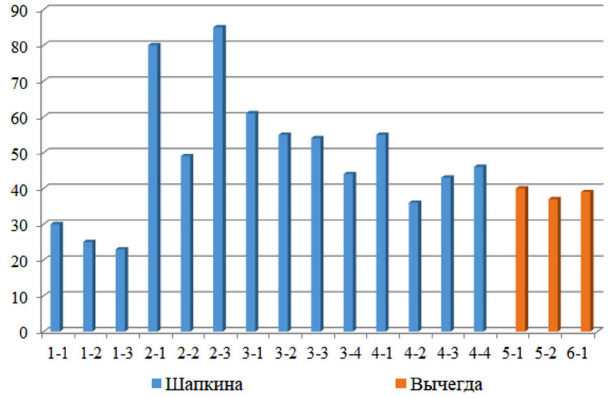


Рис. 2. Индикаторные соотношения ZrO_2 и HfO_2 в цирконах из валунов кристаллических пород в моренах. По горизонтали — номер анализа; по вертикали — значения соотношений ZrO_2/HfO_2

В долине р. Шапкиной содержание ZrO_2 составляет 43.66—67.39 мас. %, HfO_2 — 0.78—2.01. И здесь цирконы имеют более широкий диапазон индикаторных соотношений ZrO_2/HfO_2 — от 23 до 85, что, вероятно, указывает на состав валунов, представленных кислыми, средними и основными магматическими породами.

Таким образом, результаты анализов цирконов и значения индикаторных соотношений ZrO_2/HfO_2 из обоих горизонтов средненеоплейстоценовых морен в долинах рек Лаи и Вычегды указывают на поступление их, главным образом, из магматических, а также из метаморфических пород фундамента. Наиболее контрастные значения индикаторных соотношений ZrO_2/HfO_2 имеют цирконы из морен на севере региона, в бассейне р. Лаи. В вычегодскую морену существенная часть цирконов попала из метаморфических пород Северо-Западной (Фенноскандинавской) питающей провинции и Северного Тимана за счет их дезинтеграции и переотложения. А в печорскую они поступали, главным образом, из магматических образований.

Цирконы из морен в долине р. Вычегды характеризуются более низкими значениями индикаторных соотношений ZrO_2/HfO_2, что, вероятно, обусловлено меньшим участием в формировании морен кристаллических метаморфических пород фундамента. Наличие цирконов в моренах связано преимущественно с их поступлением из кислых, средних и основных магматитов.

Предполагается продолжить изучение этих и других акцессорных минералов в коренных породах удаленных ледниковых питающих провинций: Пайхой-Уральско-Новоземельской и Фенноскандинавской.

Исследования выполнены в рамках темы НИР ГР № АААА-А17-117121140081-7.

Литература

1. Ляхович В. В. Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 273 с.

2. Ляхович В. В., Угер П., Симан П. Гафний в цирконе гранитов рапакиви // Докл. АН. 1992а. Т. 325, № 3. С. 572—575.

3. Ляхович В. В., Угер П., Симан П. Гафний и иттрий в цирконе из вертикального разреза Эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ) // Геохимия. 1992в. № 10. С. 1503—1507.

4. Осовецкий Б. М. Типоморфизм шлиховых минералов. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2001. 243 с.

Распределение главных и редкоземельных элементов в амфиболитах массива Рай-Из (Полярный Урал)

А. Р. Богданова

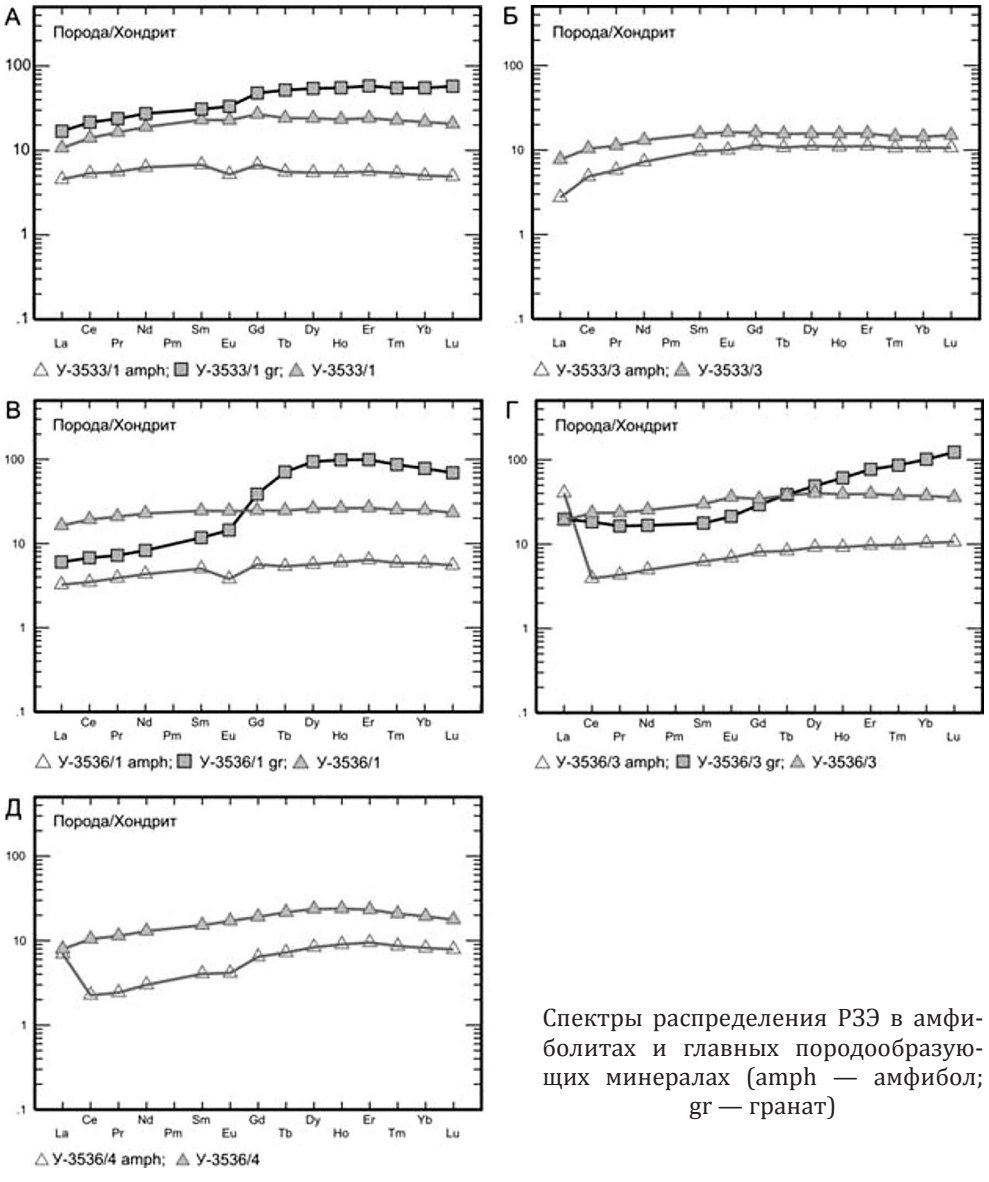
ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; *ugulor96@mail.ru*

В настоящей работе изучены химический состав породообразующих минералов и геохимия РЗЭ амфиболитов Центральной зоны метаморфизма массива Рай-Из. Изученные амфиболиты слагают геологически единое тело, но, несмотря на это, они отличаются по структуре, минеральному составу, количеству и размерам граната, а также по содержанию основных петрогенных элементов [1].

Микрозондовый анализ показал, что для амфиболитов характерна вариация химического состава амфибола. Амфибол из гранатовых амфиболитов (обр. Y-3533/1) соответствует эденито и паргаситу. Гранат характеризуется повышенным содержанием альмандинового (52—57 %), умеренным — гроссулярового (30—32 %) и невысоким — пиропового (10—13 %) компонентов. Плагиоклаз соответствует олигоклазу $An_{18,6}$ — $An_{20,9}$.

Амфибол из безгранатовых пироксенсодержащих амфиболитов (обр. Y-3536/4) соответствует эденито. Пироксен соответствует диопсиду. Плагиоклаз — олигоклазу $An_{11,6}$ — $An_{15,2}$.

Спектры распределения РЗЭ в породах пологие (см. рисунок), в 10—20 раз превышают хондритовое, с небольшим преобладанием тя-



Спектры распределения РЗЭ в амфиболитах и главных породообразующих минералах (amph — амфибол; gr — гранат)

P-T-параметры образования амфиболитов и особенности состава амфиболов

№ обр.	T (°C) по амфибол-плагиоклазовому геотермометру T. Holland, J. Blundy (1994)	T (°C) по гранат-амфиболовому геотермометру L. L. Perchuk (1990)	P (кбар) по амфиболовому геобарометру M. W. Schmidt (1992)	Сумма РЗЭ в амфиболе (г/т)	TiO_2 в амфиболе (мас. %)	$(La/Yb)_n$ в амфиболе
Y-3533/1	683.3—696.1	598.3—619.3	9.3—10.1	14.52	0.96	1.26
Y-3536/4	565.4—663.7	—	6.3—7.1	13.12	0.67	1.19

желых лантаноидов над легкими. Европиевая аномалия, как правило, отсутствует. Спектры распределения в амфиболах подобны таковым в породе, за исключением резкого обогащения La в образце безгранатового пироксенсодержащего амфиболита (обр. Y-3536/3; рисунок, Г). В амфиболах из образцов порфиробластовых гранатовых амфиболитов (обр. Y-3533/1, Y-3536/1; рисунок, А, В) присутствует отрицательная европиевая аномалия. Спектры распределения РЗЭ в гранатах имеют крутой положительный наклон, обусловленный преобладанием тяжелых и средних лантаноидов над легкими. Европиевая аномалия отсутствует, что отмечается во всех метаморфических гранатах с повышенным содержанием кальция.

На основе результатов химического состава амфиболов и сосуществующих с ними плагиоклазов и гранатов амфиболитов выполнены расчеты температуры по амфибол-плагиоклазовому геотермометру [3], а также по гранат-амфиболовому геотермометру [4] и давления по амфиболовому геобарометру [5] (см. таблицу). Параметры соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма. Сравнение параметров и особенностей состава амфиболов из амфиболитов позволяет говорить о прямой зависимости между температурой, давлением и суммой РЗЭ, (La/Yb)n, а так же TiO_2 (см. таблицу). Установленная ранее прямая пропорциональная зависимость между температурой метаморфизма и суммарным содержанием РЗЭ в амфиболах [2] подтверждается результатами исследования, представленных в настоящей работе.

Работа выполнена при поддержке Комплексной программы УрО РАН (проект № 18-5-5-32).

Литература

1. Богданова А. Р., Вахрушева Н. В., Ширяев П. Б. Главные и редкоземельные элементы амфиболитов массива Рай-Из (Полярный Урал) // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2019. № 16. С. 5—13.

2. Скублов С. Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука, 2005. 147 с.

3. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. Vol. 116. P. 433—447.

4. Perchuk L. L. Derivation of thermodynamically consistent system of geothermometers and geobabarometers for metamorphic and magmatic rocks // In: Progress in metamorphic and magmatic petrology. Cambridge University Press. 1990. P. 93—112.

5. Schmidt M. W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. Vol. 110. P. 304—310.

Хромсодержащие клинопироксены из базальтоидов морозовской свиты Северо-Западного Пай-Хоя

Т. А. Вовчина

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

Клинопироксены являются наиболее хорошо сохранившимися, слабо затронутыми вторичным преобразованием породообразующими минералами в эффузивных и субвулканических базальтоидах морозовской свиты северо-западного Пай-Хоя (Амдерминский район). В ходе подробного изучения клинопироксенов мы попытались установить, какие особенности химизма этого минерала могут помочь восстановить физико-химическую и геодинамическую историю становления породы. Петрологическая информативность клинопироксенов особенно актуальна, поскольку это единственные породообразующие минералы в вулканитах морозовской свиты, почти не измененные вторичными процессами.

Все изученные клинопироксены относятся к подсемейству кальциевых пироксенов. Во вкрапленниках, как в эффузивных базальтах и андезибазальтах, так и в субвулканических образованиях морозовской свиты установлены эндиопсид, диопсид и авгит, в основной массе — авгит [1].

Во вкрапленниках клинопироксена в эффузивных и субвулканических базальтоидах морозовской свиты от центра к краям зерен отмечается уменьшение содержаний SiO_2 и MgO, CaO и увеличение содержаний Al_2O_3, FeO [2]. Вкрапленники клинопироксенов характеризуются прямой зональностью. Железистость ($f = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+}) \times 100$) клинопироксенов из основной массы наиболее высокая. Такой тренд изменения составов соответствует нормальному ходу дифференциации расплава в процессе фракционной кристаллизации при достаточно высоком водном давлении [4], а также низкой для расплава активности кремнезема, которая способствует встраиванию алюминия в решетку клинопироксена [3]. Повышенная железистость кайм вкрапленников и клинопироксенов из основной массы может указывать на быстрое падение температуры в ходе кристаллизации расплава, что может иметь место, когда после быстрого подъема магмы формирование кайм фенокристаллов и мелких кристаллов основной массы происходило уже в близповерхностных условиях.

В целом для клинопироксенов из эффузивных базальтоидов морозовской свиты характерны повышенные концентрации FeO и пониженные содержания CaO по сравнению с клинопироксенами из субвулканических пород, что связано с более низкой температурой кристаллизации вулканитов покровной фации. Клинопироксен из основной массы в эффузивных базальтах и андезибазальтах морозовской свиты немного более железистый (f — 21—39), по сравнению с клинопироксеном из основной массы в соответствующих субвулканических породах (f — 25—30), что также отражает более низкотемпературные условия кристаллизации пород покровной фации [2].

Отличительной чертой клинопироксенов из эффузивных и субвулканических базальтоидов морозовской свиты является вхождение небольшого количества хрома в их состав. Содержание Cr_2O_3 во вкрапленниках из эффузивных базальтоидов составляет 0.28—0.95 %, а во вкрапленниках из субвулканических пород — 0.28—0.74 % наиболее обогащены хромом центральные части фенокристаллов, однако и в авгитах из основной массы пород также отмечаются относительно высокие его содержания (Cr_2O_3 — 0.61—1.01 %). В клинопироксенах из пород сокольнинской свиты примесь хрома не обнаружена.

Литература

1. Канева Т. А. Особенности химического состава клинопироксенов вулканитов северо-западного Пай-Хоя // VII Всероссийская школа молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия». Черноголовка: ИПХФ РАН. 2016. С. 18—20.

2. Канева Т. А. Петрогенезис и геодинамика позднедокембрийских вулканитов северо-западного Пай-Хоя // Вестник Института геологи Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 12. С. 3—15.

3. Chambers A. D., Brown P. E. The Lilloise intrusion, East Greenland: fractionation of a hydrous alkali picritic magma // Journal of petrology. 1995. V. 36. No. 4. P. 933—962.

4. DeBari Susan M., Coleman R. G. Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska // Gournal of geophysical research. 1989. V. 94. No. B4. P. 4373—4391.

Особенности внутреннего строения золота Кыввожского района (Средний Тиман)

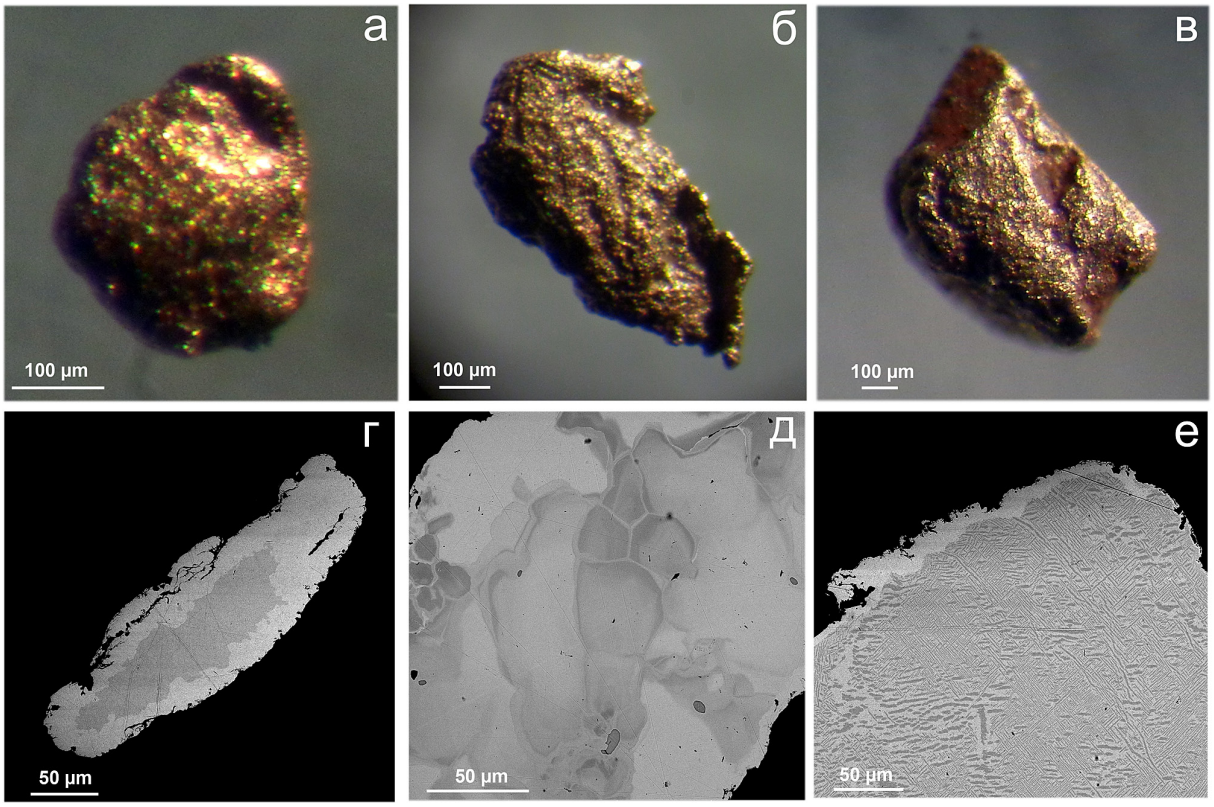
Ю. В. Глухов, М. Ю. Сокерин, Р. И. Шайбеков, К. Н. Пархачёва
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *Glukhov@geo.komisc.ru*

Коренные источники промышленных россыпей и россыпепроявлений Кыввожской золотоносной площади (Средний Тиман, Вольско-Вымская гряда) в настоящее время не установлены. Определённый интерес вызывает их прогнозируемая формационная принадлежность. Имеющиеся данные по минералогии золота позволяют выделить несколько основных его минералого-генетических типов, различающихся по внутреннему строению.

Серебросодержащее структурно однородное и гомогенное по составу внутренней области золото (рисунок а, г) встречается повсеместно. Оно, например, является преобладающим на Среднекыввожском и Димтемъёльском участках. Содержания серебра по индивидуальным золотинам варьируют от нескольких единиц до нескольких десятков мас. %.

Серебросодержащее структурно неоднородное золото (рисунок б, д) характеризуются мозаично-блочной (трещинно-блочной) структурой. Данный тип был описан ранее [2] при изучении россыпного золота Тимано-Североуральской провинции. На Кыввожской площади оно также отмечается повсеместно. Однако чаще всего оно встречается на Кыввожском участке, где даже выявлена зона, в которой данный тип золота является единственным.

Основная часть («внепрожилковая матрица») таких сложных по структуре золотин имеет весьма высокопробный и гомогенный состав (972—992 ‰). Пересекающие данное золото низкопробные прожилки и зоны «цементации блоков» характеризуются плавной (диффузной) зональностью и пестрят по содержаниям серебра (от 0 до 53 мас. % Ag), часто превосходя



Россыпное золото (а—в) и его внутреннее строение (г—е). а—в — оптический микроскоп МБС-9, цифровой фотоаппарат Sony (Cyber-shot DSC-W830); г—е — растровый электронный микроскоп Tescan VEGA 3 LMN (обратнорассеянные электроны). Условные сокращения минеральных включений: Aur — ауростибит, Gn — галенит, Ccp — халькопирит

значения в 15 мас. % Ag, характерные для электрума, а в редких случаях являются (согласно «правилу 50 %») уже даже и вовсе серебром, а не золотом. Примечательно, что в этих участках прожилкования есть и весьма высокопробные выделения и прожилки с пробностью около 1000 ‰.

Специфическая особенность серебросодержащего золота с мозаично-блочной структурой выражена постоянным присутствием в нём пылевидных включений рудных минералов. Так, на Среднекыввожском участке в этом золоте были обнаружены халькопирит, галенит, кварц и магний-железосодержащая карбонатная фаза [1]. В аналогичном по структуре золоте из Кыввожского участка, помимо упомянутых сульфидов меди и свинца были обнаружены микровыделения сурьмяных, мышьяковых и висмутовых минералов, содержащих никель и кобальт. В их числе микрофазы кобальтина, герсдорфита, Bi-ауростибита, галенобисмутита. При этом наиболее частыми и крупными микровключениями в данном золоте были кварц, карбонатные фазы доломит-анкеритового состава и фазы калийсодержащей слюды типа мусковита. Отмечаются фазы альбитового состава.

По нашим представлениям, серебросодержащее структурно гомогенное и неоднородное золото принадлежит одной и той же гидротермальной (гидротермально-метаморфогенной) рудоносной формации докембрийских метаморфических комплексов — золото-кварцевой (золото-кварц-сульфидной). Мы предполагаем, что золото с мозаично-блочной структурой находилось в тектонически-активных зонах, вследствие чего оно подвергалось перекристаллизации, которая привела к перераспределению в нём серебра и золота и способствовала формированию микровключений рудных минералов, содержащих элементы, являющиеся маркерами генетической связи с глубинными источниками.

Медьсодержащее неоднородное золото со структурами распада (рисунок в, е) в единственном экземпляре обнаружено на Среднекыввожском участке (ниже «жилы Котова»). Экссолюционные ламели двух типов фаз различались по количеству примесей. Одна более высокопробная фаза содержала 2—3 мас. % серебра и меди. Друга фаза содержала до 8—9 мас. % меди и следы серебра. Происхождение данного золота, по-видимому, генетически связанно с базитовым (базит-гипербазитовым) вулканизмом.

Все вышеперечисленные типы золота практически всегда имеют высокопробную (пробность ~ 1000 ‰) неровную бахромистую, иногда прерывистую кайму. Участки золота с высокопробной каймой содержат поры. Максимальные значения мощности каймы находятся в интервале 5—10 мкм. Наличие высокопробной каймы у золота Кыввожского района указывает на пребывание этого золота в обстановках выветривания. Близость значений мощности каём у золота, по-видимому, указывает на концентрирование его различных генотипов в одновозрастных палеороссыпях, возникших в результате единого эрозионно-денудационного (палеоген-неогенового?) процесса, приведшего к образованию золотоносных палеодолин, прорезаемых в настоящее время современными водотоками.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 18-45-110009 р_а.

Литература

1. Глухов Ю. В., Кузнецов С. К., Савельев В. П., Котречко Е. Ю. Золото из аллювиальных отложений Среднего Кыввожа (Вольско-Вымская гряда, Тиман) // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2018а. № 1 (33). С. 49—59. http://www.izvestia.komisc.ru/archive/i33_ann.files/glukhov.pdf

2. Майорова Т. П. Минералогия и типоморфизм золота кайнозойских россыпей севера Урала и Тимана // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 45—55.

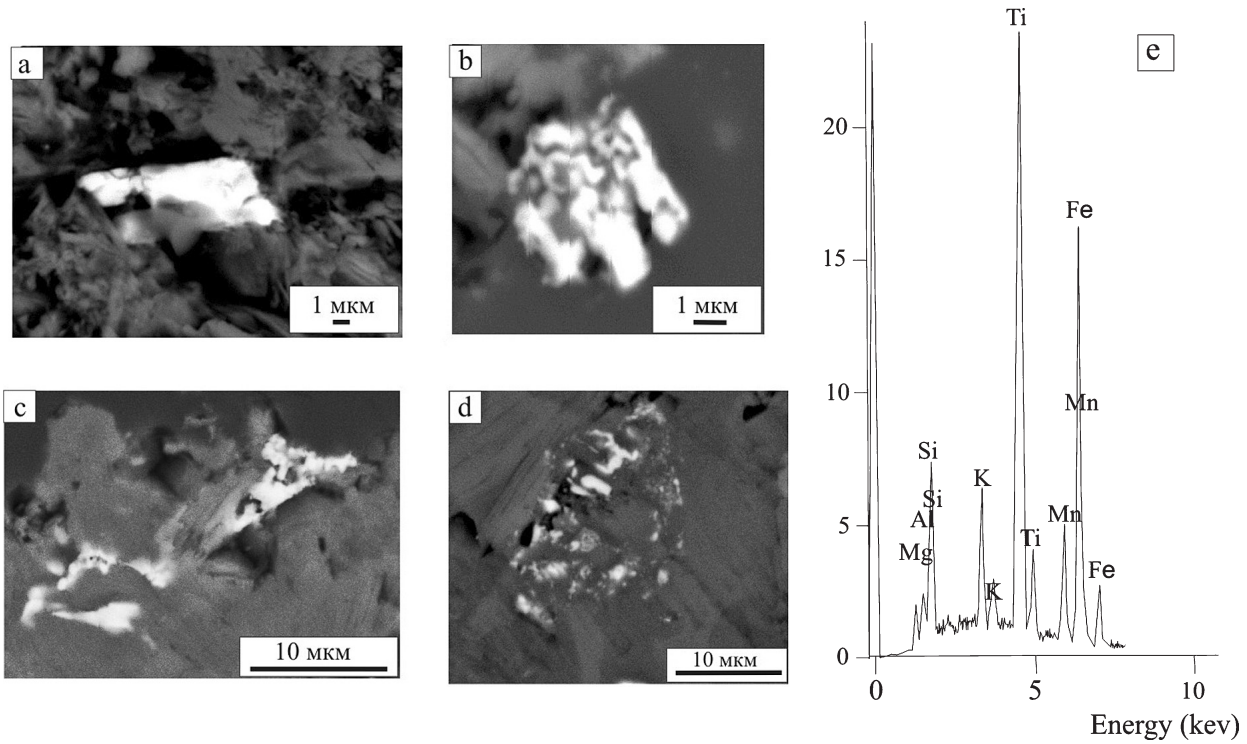
Метасоматический марганцевый ильменит в флюидоэксплозивных щелочных ультрамафитах Среднего Тимана

И. И. Голубева, В. Н. Филиппов, И. Н. Бурцев
ИГ ФИЦ НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *iigolybeva2@yandex.ru*

На Среднем Тимане выделена флюидоэксплозивная структура, включающая карбонатиты, эксплозивные щелочные ультрамафиты дайкового комплекса и щелочные метасоматиты. Флюидоэксплозивная структура сформировалась за счет карбонатитового магматизма и его флюидных дериватов [1]. Многочисленные флюидоэксплозивные дайки (в количестве около 2000) сложены мантийными ксенокристаллами (оливином, пироксеном, хромшпинелидом) и обломками мантийных пород (пироксенитом, реже перидотитом), сцементированные агрегатом метаморфических минералов — пироксеном, амфиболом, карбонатом, флогопитом [1].

Марганцевый ильменит в флюидоэксплозивных щелочных ультрамафитах дайкового комплекса отмечался ранее (Дубина и др., 1983; Макеев и др., 2008; Довжикова, Бакулина 2018). Марганцевый ильменит кристаллизуется на постмагматической стадии формирования даек (таблица) в виде отдельных зерен в кальцит-альбитовых метасоматических жилках (рисунок a) и в метасоматизированном ксенолите пироксенита (рисунок b). В пироксенитовом ксенолите также обнаружен мелкозернистый агрегат марганцевого ильменита с высоким содержанием марганца (таблица), развивающегося в трещинах спайности метасоматического флогопита (рисунок c—e). В таблице химические составы данного ильменита приведены к 100 % без учета влияния химического состава флогопита как фонового.

Марганцевый ильменит является типичным минералом для щелочных пород и карбонатитов, кристаллизуется в условиях позднего метасоматоза на стадии постмагматического или позднемагматического становлений пород. Метасоматический марганцевый ильменит был обнаружен в щелочных метасо-



Электронно-микроскопические изображения марганцевых ильменитов: a — марганцевый ильменит в матриксе флюидоэксплозивных пород; b — марганцевый ильменит в пироксенитовом ксенолите; c, d — марганцевый ильменит кристаллизуется в трещинах спайности флогопита; e — энергодисперсионный спектр марганцевого ильменита, кристаллизующегося в трещинах спайности флогопита

Химический состав марганцевого ильменита в флюидоэксплозивных ультрамафитах дайкового комплекса Среднего Тимана (в мас. %)

Компоненты	Обр. 5541а (матрикс флюидоэксплозивных пород дайкового комлекса)					Обр. 5542 (пироксенитовый ксенолит)			
MgO	2.91	5.3	1.56	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.98
Al_2O_3	0.0	0.83	0.0	3.74	2.87	0.0	0.0	0.0	1.67
SiO_2	4.68	8.03	3.75	13.30	9.97	0.0	0.0	0.0	5.32
CaO	0.68	1.33	0.55	0.81	0.88	0.0	0.0	0.0	0.0
K_2O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.11
TiO_2	42.25	42.68	45.11	41.42	40.3	43.0	45.0	46.0	46.28
V_2O_3	0.0	0.0	0.0	0	0.0	1.0	0.0	0.07	0.0
MnO	9.68	8.52	10.75	7.52	7.38	8.0	9.0	7.0	7.14
FeO*	37.98	33.65	37.06	36.80	38.73	48.0	46.0	47.0	42.04
гейкелит	10	19	5	0	0	0	0	0	12
ильменит	43	33	53	40	42	54	54	63	50
пирофанит	19	17	21	22	20	17	17	13	16
гематит	28	30	20	38	38	30	30	23	22

матитах в базит-гипербазитовых комплексах Камчатки и Западного Прибайкалья, а также в алмазоносных кимберлитах Карелии и ЮАР. Магнийсодержащий манганоильменит, выявленный в кимберлитах Бразилии (Джуина), предложен как новый минерал — спутник алмазов [2].

Обнаружение марганцевого ильменита в флюидоэксплозивных щелочных ультрамафитах дайкового комплекса Среднего Тимана, подтверждает их парагенетическую связь с карбонатитами, так как ильменит, кристаллизующийся в кимберлитах с существенной долей карбонатитовой составляющей, в большинстве случаев обогащен марганцем [3].

Литература

1. Голубева И. И., Ремизов Д. Н., Бурцев И. Н., Филиппов В. Н., Шуйский А. С. Флюидоэксплозивные ультрамафиты дайкового комплекса Среднего Тимана и парагенетическая связь с карбонатитами // Региональная геология и металлогения. 2019. № 80. С. 30—44.

2. Каминский Ф. В., Белоусова Е. А. Манганоильменит как минерал-спутник алмаза в кимберлитах // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1560—1570.

3. Путинцева Е. В., Спиридонов Э. М. Древнейшие в России алмазоносные кимберлиты и метакимберлиты Кимозера, Карелия. Новые данные о минералах. 2016. Вып. 51. С. 62—94.

Редкоземельная и титановая минерализации в метасоматизированных карбонатных породах быстринской серии (Средний Тиман)

И. И. Голубева, А. С. Шуйский, В. Н. Филиппов, С. И. Исаенко, Б. А. Макеев, И. В. Смолева, И. Н. Бурцев

ИГ ФИЦ НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *iigolybeva2@yandex.ru*

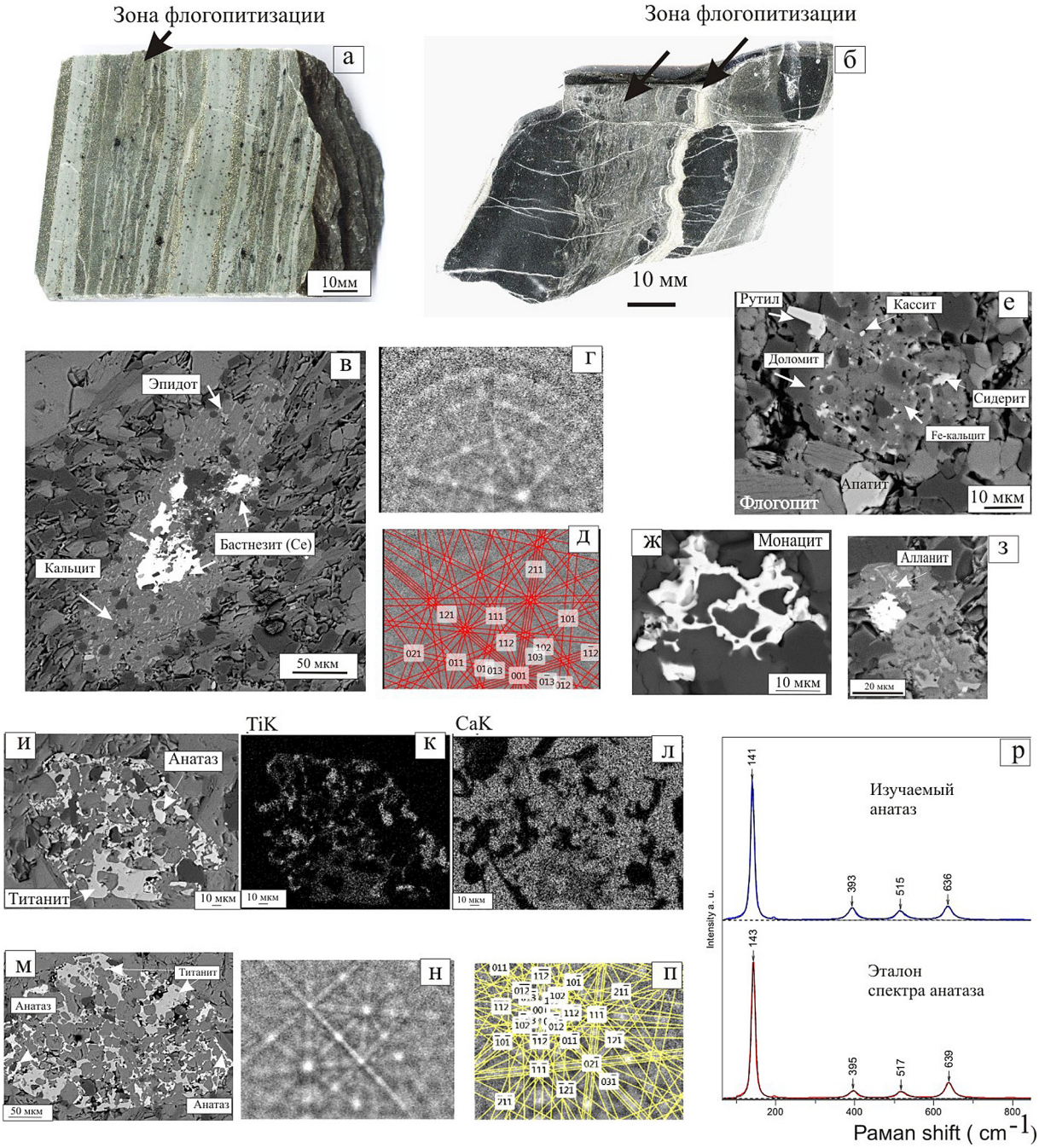
Редкометалльная и редкоземельная минерализации в карбонатных породах быстринской серии позднего рифея генетически связана со щелочным метасоматозом, проявленным в связи карбонатитового магматизма на Среднем Тимане. В районе бокситовой залежи Верхне-Щугорского месторождения в результате натриевого метасоматоза образуются фениты (щелочные полевые шпаты + эгирин ± рибекит + редкометалльные акцессории), специализирующиеся ниобиевой минерализацией. Минералами — носителями ниобия являются лейкоксен, ильменорутил, пирохлор и колумбит [1, 2]. Карбонатные породы этой же толщи (рисунок а, б), подвергшиеся калиевому метасоматозу, характеризуются развитием флогопита, сопровождающимися последовательными процессами доломитизации и сидеритизации (рисунок ж). В породах отмечаются вариации значений изотопного состава углерода и кислорода: $\delta_{13}C$ = –0,74...–1,4 ‰ и $\delta_{13}O$ = 18,55—21,52 ‰. В них диагностируются новообразованный фторсодержащий апатит и редкоземельная минерализациия. Носителями редкоземельных элементов метасоматизированных пород являются цериевый бастнезит (рисунок в, г, д), монацит (рисунок з), алланит (рисунок и). Цериевый бастнезит был отмечен ранее в карбонатитовых жилах и карбонатитовом массиве на Среднем Тимане (Удоратина и др., 2012; Ковальчук и др, 2013, Недосекова И. Л. и др. 2017). В кальцитовых прослоях в контактной зоне с флогопитизированными участками обнаружены своеобразные пойкилобласты лейкоксена анатаз — титанитового состава (рисунок к, л, м). Пойкилобласты титановых минералов содержат большое количество пойкилитовых включений кальцита (рисунок н). Титановые минералы были исследованы методами дифракции обратно отраженных электронов (рисунок п, р) и рамановской спектроскопии (рисунок е). Также были произведены микрозондовые и ренгтеновские анализы данных минералов.

Таким образом, в карбонатной толще быстринской серии в зависимости от специфики щелочного метасоматоза и соответственно температурного режима развиваются ниобиевая или редкоземельно-карбонатная минерализации.

Литература

1. Макеев А. Б., Лебедев В. А., Брянчанинова Н. И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 348 с.

2. Степаненко В. И., Лихачев В. В.. Швецова И. В. Щелочной метасоматоз и ниобиевая минерализация в рифейских терригенно-карбонатных образованиях Тимана // Эндогенные комплексы Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар 1988. Вып. 65. С. 23—32.



Редкоземельная и титановая минерализации в метасоматизированных карбонатных породах быстринской серии позднего рифея: а–б — метасоматизированные карбонатные породы; в — редкоземельный карбонат — цериевый бастнезит; г — линии Кикучи бастнезита (Ce); д — кристаллографические индексы Миллера бастнезита (Ce); е — доломитовая и сидеритовая метасоматические минерализации и титановые минералы; ж — новообразованный монацит; з — новообразованный алланит; и — анатаз-титанитовый лейкоксен; к–л — анатаз-титанитовый лейкоксен в режиме характеристического рентгеновского излучения; м — пойкилобласт анатаз-титанитового лейкоксена; н — линии Кикучи анатаза; п — кристаллографические индексы Миллера анатаза; р — рамановские спектры анатаза

Эволюция продуктов вторичного изменения оливина в габброидах массива Гремяха-Вырмес

Е. А. Горбатова, Б. И. Пирогов, А. А. Киселев

ВИМС, Москва; *lena_gorbatova@mail.ru, pirogov_bi@inbox.ru, a.kiselev11@mail.ru*

Массив Гремяха-Вырмес имеет сложное внутреннее строение и неустойчивый характер геологического разреза. Основным мотивом строения краевой восточной зоны является многократная смена магматических (ультраосновных и основных) и метаморфизованных пород с рудной минерализацией и частичными элементами метасоматоза. Среди магматических образований доминируют породы группы габбро — лейкогаббро, габбро, оливиновое габбро и меланогаббро.

Сквозным минералом основных горных пород является оливин (13—40 %). Ортосиликат, являющийся наиболее реакционноспособным минералом, присутствует как в неизмененном состоянии, так и в виде продуктов замещения. Прослеживается эволюция вторичного изменения оливина от симплектитовых сростков магнетита и ортопироксена, боулингита, иддингсита до серпентина.

В лейкогаббро верхних горизонтов оливин практически не встречается, в связи с за-

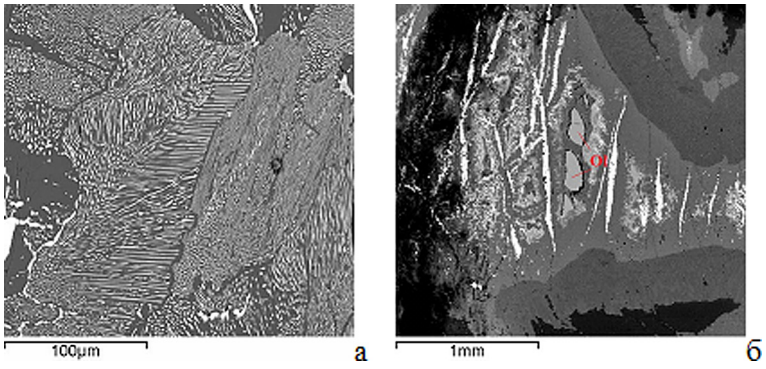


Рис. 1. Симплектитовые сростки магнетита и ортопироксена (а) с реликтами оливина (б). Изображение в отраженных электронах

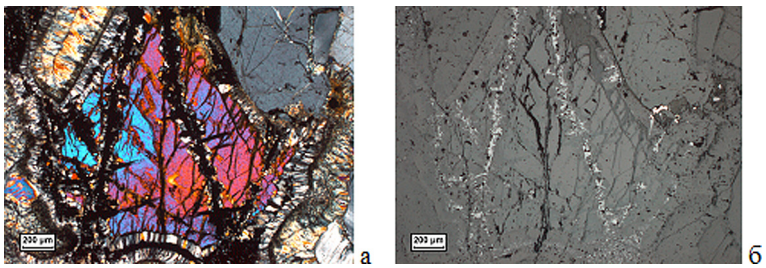


Рис. 2. Ксеноморфное выделение оливина (а) с развитием симплектитов по границам зерен. Проходящий свет, николи скрещены (а), отраженный свет, николи параллельны (б)

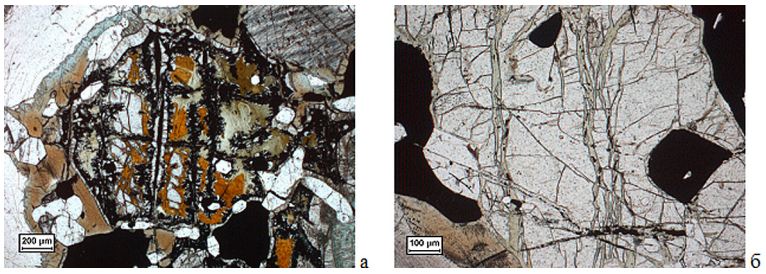


Рис. 3. Замещение оливина:
а — иддингситом и боулингитом; б — серпентином. Проходящий свет, николи параллельны

мещением ламелларными симплектитами (В.О. Япоскурт, 2004), сформированными пластинчатыми зернами магнетита и ортопироксена. Участками фиксируются реликты оливина и небольшие проявления иддингсита (рис. 1).

Ниже по разрезу в оливине лейкогаббро прослеживается низкая степень преобразования. На границе зерен фиксируется начальная стадия развития симплектитов (рис. 2), а по трещинам развиваются боулингит и иддингсит.

На средних глубинах в лейкогаббро соотношение оливина к симплектитовым сросткам увеличивается: на горизонте 270 м симплектитовые сростки присутствуют в подчиненном количестве, а зерна оливина частично замещаются боулингитом, что свидетельствует о смене параметров процессов минералообразования; на глубине 205 м наблюдается совместное замещение оливина боулингитом и иддингситом (рис. 3, а)

Оливин габбро практически замещен иддингситом при меньшей доле боулингита и симплектитовых сростков.

В меланократовых разновидностях горных пород ортосиликат практически не подвержен изменениям, а в качестве вторичного минерала при этом фиксируется серпентин (рис. 3, б).

Таким образом, характер изменения оливина зависит от минеральной ассоциации горной породы, химического состава ортосиликата и параметров процессов минералообразования, что отражается в целом в эволюции структуры пород. При этом четко прослеживается повторяемость процессов с глубиной.

Пустотное пространство в карбонатных породах силура гряды Чернышева и восточного борта Хорейверской впадины

И. И. Даньщикова

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

Силурийские карбонатные породы северовостока Тимано-Печорской провинции обладают низкими фильтрационно-емкостными свойствами. Основными особенностями этих пород является сложность и неоднородность структуры порового пространства. Существенную помощь для ее решения могут оказать литологические исследования, направленные на выявление изменений первичной структуры, текстуры, морфологических признаков, но и о формировании и переформировании в связи с этим их пустотного пространства.

В тектоническом плане исследуемая территория расположена в центральной части гряды Чернышева и на восточном борту Хорейверской впадины [1].

Объектами наших исследований являлись силурийские карбонатные породы, представленные в основном доломитами, которые часто подвержены вторичным изменениям, и реже известняками. В подчиненном количестве отмечаются маломощные прослои аргиллитов, глинистых доломитов, доломит-ангидритовых пород [2].

Формирование емкостного пространства в карбонатных породах претерпело значительное изменение на различных этапах литогенеза — в седиментогенезе, диагенезе и эпигенезе. Первичная пористость в карбонатных породах силура сохранилась лишь существенно глинистых, водорослевых и биокластовых известняках и доломитах. Поры имеют обычно округлоугловатую форму и размер не превышающий первые миллиметры. В дальнейшем пустотное пространство было преобразовано в ходе последующих эпигенетических преобразований: выщелачиванием, доломитизацией, перекристаллизацией. В результате в карбонатных породах наблюдаем вторичные пустоты, представленные порами и кавернами выщелачивания, межзерновыми порами доломитизации, микро- и субкапиллярными трещинами.

Межзерновые поры доломитизации характерны для доломитов лапчатой (ангедриальнозернистой) формы, которая образовалось в результате катагенетических процессов. В таких породах также часто отмечаются пустоты выщелачивания. Отдельные пустоты сообщаются между собой через прерывистые «цепочки» пустотных скоплений. Форма пустот неправильная, щелевидная. Пористость варьирует от 3.15 до 10.2 %.

В разнозернистых доломитах замещения с субгедральной структурой отмечаются лишь пустоты выщелачивания, приуроченные к трещинам. Извилистые трещины неровные, прерывистые, имеют меньшее протяжение, чем прямолинейные. Эти трещины, по результатам изучения на сканирующем электронном микроскопе, неровные, ступенчатые, шероховатые, часто со следами выщелачивания. В пустотах расширения трещин доломит хорошо окристаллизован. Пористость в таких породах составляет ~3.5—12.8 %.

Таким образом, проведенные исследования показали, на строение силурийских карбонатных коллекторов карбонатных отложений существенное влияние оказали постседиментационные преобразования. В основном вторичные изменения пород связаны с различными катагенетическими проявлениями как регионального фонового, так и налаженного типа [3, 4, 5]. Помимо прогрессивно-катагенетических изменений отложения подвергались также воздействию регрессивного инфильтрационного катагенеза, сопровождавшегося выщелачиванием и доломитизацией известняков [4]. Все это внесло значительные изменения на фильтрационно-емкостные свойства. Одни процессы способствовали увеличению объема пустот и сообщаемости поровых каналов, что приводило к улучшению коллекторских свойств. Другие, напротив, привели к ухудшению и к уничтожению первичной пористости за счет образования новых минералов. Проницаемость пород в значительной степени обусловлена наличием субвертикальных и наклонных микротрещин, обеспечивающих связь отдельных пор выщелачивания.

Литература

1. Тектоническая карта Печорской плиты / В. А. Дедеев, В. В. Юдин, В. И. Богацкий и др. Сыктывкар, 1985. 12. (Научные доклады / Коми фил. АН СССР; Т. 2).

2. Даньщикова И. И., Майдль Т. В. Условия формирования пород-коллекторов силурийских отложений центральной части гряды Чернышева // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 2. http://www.ngtp.ru/rub/2019/20_2019.html

3. Даньщикова И. И., Майдль Т. В., Митюшева Т. П. Эпигенетические изменения карбонатных пород и их связь с химическим составом воды в верхнеордовикско-нижнедевонском нефтегазоносном комплексе гряды Чернышева и восточного борта Хорейверской впадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 4. http://www.ngtp.ru/rub/2019/44_2019.html

4. Майдль Т. В. Даньщикова И. И. Роль тектогенеза в формировании коллекторов нижнепалеозойских карбонатных отложений в центральной части поднятия Чернышева // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 10 (250). С. 3—10.

5. Майдль Т. В., Лютоев В. П., Даньщикова И. И., Головатая О. С. Использование электронного парамагнитного резонанса для выявления признаков тектонических преобразований в карбонатных породах надвиговых зон (на примере силурийско-ордовикских отложений скв. 1-Адакская, центральная часть гряды Чернышева) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 2. С. 29—40.

Минералы группы атакамита со дна Атлантического океана

И. Г. Добрецова

Полярная морская геолого-разведочная экспедиция, Санкт-Петербург; *dobro54@mail.ru*

Существующая в настоящее время информация о минералах группы атакамита как в опубликованных источниках, так и в онлайн-ресурсах, не учитывает проявлений этих минералов, обнаруженных на дне Атлантического океана. Изучение минералов группы атакамита (МГА) из образцов, поднятых со дна Атлантического океана в пределах Российского разведочного района (РРР), осуществлялось сотрудниками Полярной морской геологической экспедиции (с 2018 г. АО ПМГРЭ входит в состав холдинга Росгеология). Полученные результаты привели к выводу об их гидротермальном происхождении и еще не описанном в литературе морфологическом разнообразии форм их индивидов. Кроме того, было установлено, что минералы этой группы в океанических донных отложениях, являются хорошим поисковым критерием

для обнаружения рудопроявлений глубоководных полиметаллических сульфидов.

Как известно, впервые атакамит был обнаружен в 1801 г. в пустыне Атакама (Чили), откуда и произошло его название. Он считается гипергенным минералом засушливых районов. Позднее были открыты другие месторождения с атакамитом: в Южной Австралии, в окрестностях Везувия, округе Пинал (Аризона США) и в Перу. Повсюду он считается минералом зоны окисления медных месторождений в условиях аридного климата. Атакамит как вторичный минерал образуется также на поверхности медных и бронзовых предметов в виде ярко-зеленых кристаллических или землистых налетов мощностью до 1.5 мм. Относительно недавно стало известно о его находках в составе фумарольных минерализаций [1].

На морском дне атакамит впервые был обнаружен группой итальянских учёных еще в 1976 г. [2] — они отметили присутствие атакамита в прожилках халькопирита в базальтах на Срединно-Атлантическом хребте (САХ). Атакамиту подводного происхождения посвящена работа канадского геолога Hannington, который проводил исследования образцов с рудопроявления TAG на САХ и пришёл к выводу, что атакамит является вторичным минералом, образовавшимся в зоне окисления сульфидов меди [3].

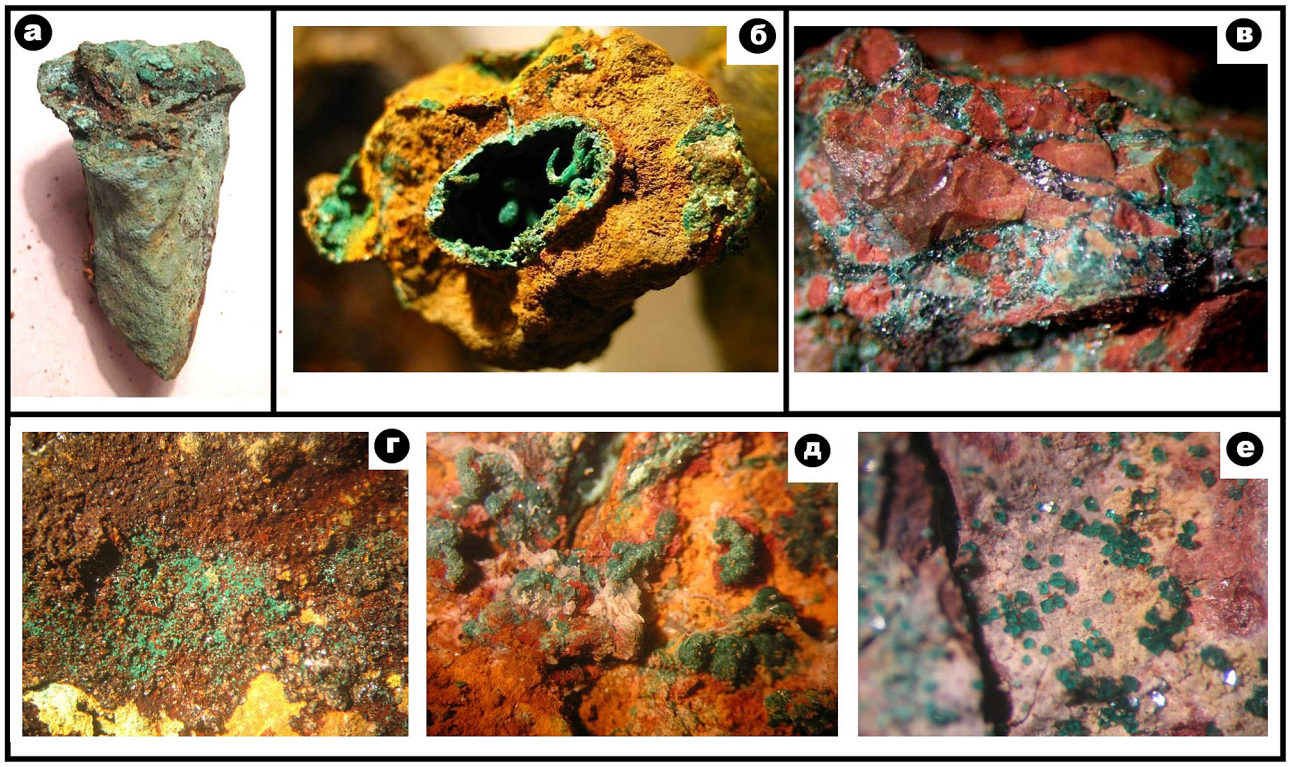
Несмотря на то, что первые находки атакамита на дне Атлантического океана были сделаны более чем 40 лет тому назад, информация о его глубоководном происхождении практически отсутствует. До сих пор геологические справочники и интернет сайты сообщают о находках атакамита только в континентальных засушливых районах, и его происхождение связывают с зоной окисления медных месторождений, где он является вторичным минералом [4—8].

Минералы группы атакамита изучались непосредственно в рейсах НИС «Профессор Логачёв» под бинокуляром, т. к. обычно они образуют мелко и/или скрытокристаллические выделения. Из-за того, что минералы этой группы визуально мало отличимы друг от друга, их точная диагностика проводилась с помощью рентгенофазового анализа. Кроме того, изучение этих минералов проводилось под электронным микроскопом. Согласно полученным результатам, для гидротермальных проявлений РРР САХ характерно присутствие атакамита, и его тригональной модификации — паратакамита. Значительно реже встречаются цинковый паратакамит, моноклинный полиморф атакамита — боталакит и эриохальцит $CuCl_2 2H_2O$. Все эти минералы входят в супергруппу гидроксихлоридов меди и серебра. Визуально они неотличимы друг от друга и характеризуются разнообразными формами выделения — от колломорфных до кристаллозернистых, их цвет варьируется от бледно голубого до бирюзового и от зеленовато-голубого до насыщенного изумрудно-зелёного и даже до чёрно-зелёного. Блеск изменяется от стеклянного до алмазного.

Автором эти минералы изучались непосредственно в рейсах более чем в 500 образцах из различных рудопроявлений РРР, в самых разнообразных ассоциациях. Голубовато-зелёная окраска гидроксихлоридов меди делает их хорошо заметными и позволяет легко выделять среди других минералов (рисунок). Именно находка МГА в шлиховой пробе из поверхностного слоя осадков станции 1415 (рейс НИС «Профессор Логачёв» № 26) при поисковых работах стало отправной точкой, для постановки более детальных поисковых работ, приведших к открытию рудопроявления «Ашадзе 2».

МГА встречены в самых разнообразных ассоциациях и только на тех участках дна, где уже накоплены осадки и проявлены гидротермальные процессы. Это очень важное наблюдение, помогающее разобраться в генетической природе появления этих минералов на дне Атлантического океана. Формы и характер выделений гидроксихлоридов меди свидетельствуют об их кристаллизации непосредственно из гидротермальных растворов и подводных фумарол, чаще всего в отсутствии сульфидов меди.

Основная масса МГА на рудных полях РРР САХ концентрируется в гидротермальных корках гидроксидов железа и в гидротермально проработанных осадках. Гидроксиды железа не имеют отношения к зоне окисления сульфидов и развиваются по биогенным карбонатным осадкам, отлагаясь непосредственно из гидротермальных растворов. Кроме того, МГА развиваются по базальтам, габбро и серпентинитам, которые подверглись воздействию гидротермальных растворов. Очень редко гидроксихлориды меди находятся в ассоциации с сульфидами меди, но структуры их выделений свидетельствуют о гидротермальном генезисе и/или отложении из фумарол. Хорошим подтверждением гидротермального генезиса МГА является отложение их в кварцевых метасоматитах по карбонатным осадкам. Ещё од-



Типичные формы выделений минералов группы атакамита в продуктах вулканизма и гидротермального минералообразования на дне Атлантического океана: а — атакамит-параатакамитовая постройка «Факел»; б — гидротермальная труба в океанических осадках; в—е — прожилки и выделения минералов группы атакамита в гидротермально-измененных базальтах

но неоспоримое доказательство первичного гидротермального генезиса гидроксихлоридов меди — это замещение ими фораминифер в осадках. Предположение о бактериальном происхождении МГА требует подтверждения специальными исследованиями.

Литература

1. Геологический словарь ВСЕГЕИ. Т. 1, 2010.

2. Bonatti E., Guerstein-Honnorez B.-M. & Honnorez J. Copper-iron sulfide mineralizations from the equatorial Mid-Atlantic Ridge // Econ. Geol. 1976, 71, 1515—1525.

3. Hannington M. The formation of atacamite during weathering of sulfides on the modern sea floor // The Canadian Mineralogist, 1993, Vol. 31, pp. 945—956.

4. Берри Л., Мейсон Б., Дитрих Р., Минералогия. М.; Мир, 1987.

5. Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973.

6. Википедия https://ru.wikipedia.org/wiki/Атакамит

7. Каталог минералов — виртуальная энциклопедия (catalogmineralov.ru) http://www.catalogmineralov.ru/mineral/atakamit.html

8. GeoWiki — открытая энциклопедия по наукам о Земле. Wiki.web.ru/wiki/Атакамит

Образование карбонатов в серпентинизированных перидотитах Срединно-Атлантического хребта

И. Г. Добрецова

Полярная морская геолого-разведочная экспедиция, Санкт-Петербург; *dobro54@mail.ru*

Арагонит и другие карбонатные минералы часто наблюдаются в серпентинизированных ультраосновных породах САХ, но их происхождение разными исследователями трактуется неоднозначно и большинство склоняются к абиогенной теории образования карбонатов [1]. Арагонит и другие карбонаты изучались в серпентинизированных ультраосновных породах САХ непосредственно в рейсах, на научно-исследовательском судне «Профессор Логачёв», принадлежащем АО Полярная морская геологоразведочная экспедиция, с 2018 г. входящей в состав холдинга АО Росгеология.

Внешне поднятые образцы серпентинизированных ультраосновных пород часто выглядят, как сильно изменённые, легко крошащиеся, иногда ожелезнённые. В них наблюдаются трещины остывания, заполненные биогенным карбонатным осадком вблизи поверхности образца, сменяющимися арагонитом с глубиной. При этом в арагоните могут сохраняться реликты биогенного осадка (рис. 1).



Рис. 1. Образец 39L120. Ожелезнённый серпентинизированный перидотит с трещиной остывания, заполненной биогенными карбонатными осадками, с глубиной переходящими в арагонит (белое)

В некоторых образцах в подобных трещинах остывания хорошо видно, что именно из биогенного карбонатного осадка начинают расти кристаллы арагонита. Фактически это некая промежуточная фаза образования кристаллов, при которой арагонит, приобретая форму будущего кристалла, ещё сохраняет цвет осадка, а не становится бесцветным (рис. 2).

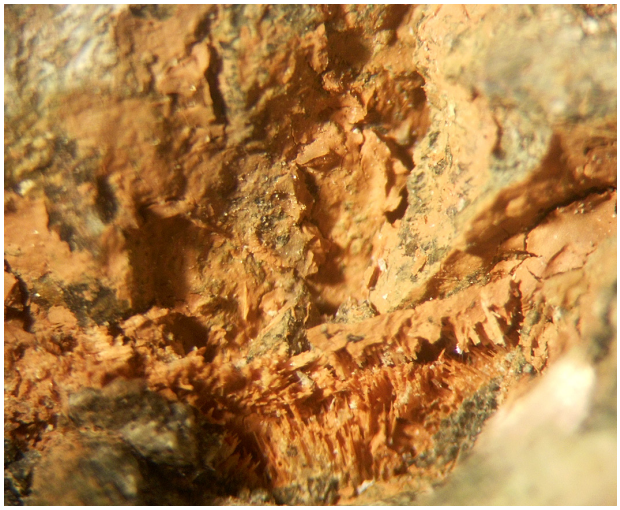


Рис. 2. Образец 37L100. Трещина остывания в серпентинизированном перидотите, заполненная биогенными карбонатными осадками, из которых начинают формироваться кристаллы арагонита

При изучении прозрачно-полированных шлифов, изготовленных из зоны «горячего контакта» серпентинизированных ультраосновных пород с биогенными карбонатными осадками, под электронным микроскопом также видно, что биогенные осадки непосредственно на самом контакте переходят в арагонит (рис. 3).

Магнезиальный кальцит и доломит в серпентинизированных ультраосновных породах образуются аналогичным путём при участии биогенного карбонатного осадка.

Во всех образцах, где наблюдались выделения арагонита и других карбонатов, отмечалось присутствие ксенолитов биогенных карбонатных осадков или реликтов фораминифер, свидетельствующих об участии именно биогенных осадков в образовании кристаллов карбоната. В отдельных образцах на вершинах кристаллов арагонита, развившихся в трещинах серпентинизированных ультраосновных пород, отмечались сохранившиеся фораминиферы, при этом и арагонит, и фораминиферы были покрыты железомарганцевыми корочками, а сами образцы не были покрыты железомарган-

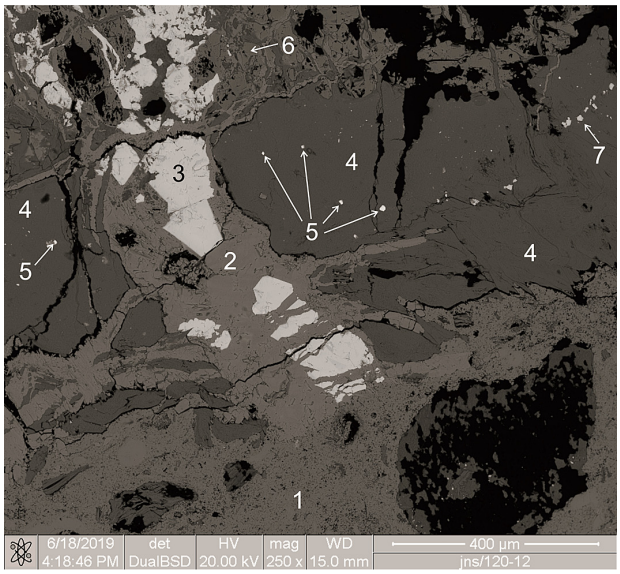


Рис. 3. Образец 39L120. Прозрачно-полированный шлиф. 1 — биогенный карбонатный осадок; 2 — арагонит; 3 — магнетит второй генерации; 4 — серпентин; 5 — пентландит; 6 — оливин; 7 — магнетит первой генерации

цевыми корками, что указывает на пневматолито-гидротермальные процессы, в результате которых и развивались железомарганцевые образования (рис. 4—6).



Рис. 4. Образец 39L136. Серпентинизированная ультраосновная порода с трещинами, в которых развивается арагонит и железомарганцевые корочки

Выводы

Карбонатные минералы в серпентинизированных ультраосновных породах образуются при участии биогенных карбонатных осадков, пневматолито-гидротермальных процессов и, возможно, микроорганизмов. Необходимо провести глубокое исследование образцов серпентинизированных перидотитов из зон «горячего контакта» с биогенными карбонатными осадками, для выяснения физико-химических условий образования карбонатов в серпентинизированных ультраосновных породах.

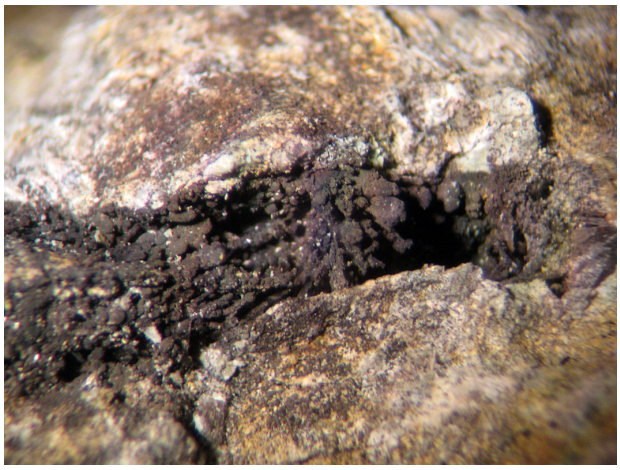


Рис. 5. Увеличенный фрагмент рисунка 4. Трещина мощностью 0,5 мм в серпентинизированной ультраосновной породе, заполненная кристаллами арагонита в корочке железомарганцевых образований

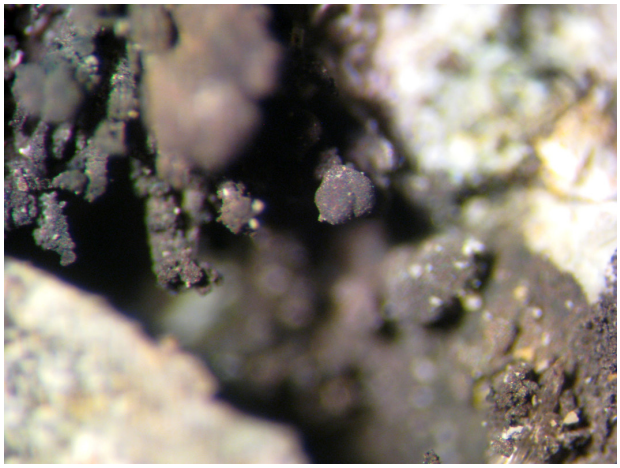


Рис. 6. Увеличенный фрагмент рисунка 5. Фораминифера размером 0,2 мм на вершине кристалла арагонита (показана белой стрелкой). И арагонит, и фораминифера покрыты корочками железомарганцевых образований

Литература

1. Giora Proskurowski, et al. Abiogenic Hydrocarbon Production at Lost City Hydrothermal Field Science 319, 604 (2008).

Палеофумарольное проявление фольбортита и атакамита на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова, Россия)

Е. С. Житова[1], Л. П. Аникин[1], А. В. Сергеева[1], Р. М. Исмагилова[2], В. А. Рашидов[1], В. М. Чубаров[1], А. Н. Купчиненко[1]

[1]ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; *zhitova_es@mail.ru*
[2]Санкт-Петербургский государственный университет; Санкт-Петербург

На поверхности базальтовых и андезитобазальтовых глыб, обнаруженных на побережье вулкана Алаид, встречены пестрые проявления бирюзового и желтого минерала, отнесенные нами к палеофумарольной формации некоренного залегания. С помощью электронно-зондового микроанализа, порошковой рентгенографии и рамановской спектроскопии данные минералы идентифицированы как атакамит (бирюзовый) и фольбортит (желтый), их химические формулы определены как $Cu_{2.00}(Cl_{0.98}(OH)_{0.02})_{\Sigma 1.00}(OH)_3$ и $Cu_{2.95}(V_{1.91}P_{0.09})_{\Sigma 2.00}O_7(OH)_{1.90}\cdot 2H_2O$, соответственно. Порошковые рентгенограммы атакамита и фольбортита хорошо согласуются с карточками баз данных, на рентгенограммах также встречены рефлексы минералов ассоциации: диопсида и тридимида. На рамановском спектре фольбортита (в области 900—70 $см^{-1}$) присутствуют следующие полосы: 885, 809, 748, 507, 471, 441, 345, 257 и 241 $см^{-1}$. Мы предполагаем, что данный фольбортит может являться продуктом изменения фумарольных безводных минералов, в частности, макбернейита, псевдолионсита или, что менее вероятно ввиду отсутствия примеси As, борисенкоита, в атмосферных условиях и под действием атмосферных осадков. Альтернативой, хотя и характерной для гораздо более узкого диапазона физико-химических условий, может быть схема образования фольбортита и атакамита из стойберита под действием соляной кислоты и воды.

Исследования выполнены с использованием оборудования Ресурсных центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» и «Геомодель» в рамках выпускной квалификационной работы Исмагиловой Р. М. Исследование выполнено в рамках проекта РФФИ 20-35-70008.

Минералогические особенности алмазов в различных типах кимберлитов

Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский НЦ АН РС (Я), Мирный; *nnzinchuk@rambler.ru*

Неравномерное распределение алмазов в кимберлитовых диатремах существенно осложняет плановую отработку коренных месторождений. Выявление особенностей вертикальной изменчивости алмазоносности кимберлитовых пород до глубины их рентабельной отработки является одной из главнейших задач и проблем отработки таких месторождений. Несмотря на в целом значительную изученность кимберлитовых диатрем Сибирской платформы (СП), вопросы их алмазоносности во многом являются недостаточно изученными и дискуссионными по следующим причинам: а) закрытости данных опробования по многим месторождениям; б) несопоставимости данных опробования эксплоразведочных и эксплуатационных проб; в) не всегда опробуются строго раздельно различные типы кимберлитов. Наиболее детально вопросы изменения алмазоносности различных типов кимберлитов изучались на примере трубки Мир, где многие исследователи получили данные об их различии. При этом выделяется ими различное количество петрографических типов (от 3-х до 6-и и более), которые поразному распространены как в плане, так и на разведанную (до 1200 м) глубину. Установлено, что алмазоносность пород, слагающих трубку, в плане и по вертикали зависит от закономерностей распределения кимберлитов разных фаз внедрения в обьеме рудного тела. Отмечено, что атакситовая и крупнопорфировая разновидности характеризуются минимальной, а автолито-

вые кимберлитовые брекчии (АКБ) максимальной алмазоносностью. В трубках сложного внутреннего строения присутствуют алмазы различной крупности, габитуса и свойств. Обычно ранние фазы внедрения кимберлитов менее алмазоносны, содержат минимальное количество октаэдров по сравнению с более поздними фазами внедрения. Большинство алмазов из кимберлитовых жил имеют ромбододекаэдрический габитус; кристаллы сильно деформированы, трещиноваты, имеют дефектную окраску. Значительная их часть содержит включения эпигенетического графита, а поверхности ромбододекаэдров (с шагреневым рельефом) свидетельствуют о пластической деформации алмаза. Исследуя типоморфные особенности алмазов трубок с промышленной алмазоносностью (Удачная, Сытыканская, Юбилейная, Комсомольская и др.), установлено, что наиболее высокопродуктивными являются рудные столбы, сложенные АКБ, для которых характерно повышенное содержание кристаллов алмаза октаэдрического габитуса, с одновременным снижением количества ромбододекаэдров. Менее алмазоносными считаются рудные столбы, выполненные порфировыми кимберлитами (ПК), для которых характерно увеличение кристаллов ромбододекадроидов и округлых выделений, с уменьшением числа октаэдров.

Рассматривались также вопросы взаимосвязи химического состава кимберлитов и алмазоносности, которые базировались на результатах химического анализа более 3 тысяч образцов кимберлитов различных структурно-петрографических разновидностей по изученным коренным месторождениям алмазов СП. Линейный корреляционный анализ содержаний алмазов и доминирующих оксидов из кимберлитов трубок Мир и Интернациональная, Сытыканская, Юбилейная и Удачная надежных, устойчивых зависимостей не обнаружил. Однако применение множественного регрессионного анализа подтвердило гипотезу о наличии связи между химизмом кимберлитов месторождений СП и их алмазоносностью. Химические анализы были разделены по уровням алмазоносности для отдельных диатрем на 50 групп, для каждой из которых были вычислены средние значения, использованных в уравнениях множественной регрессии. Для каждой кимберлитовой трубки установлено по две основные популяции (подгруппы), различающиеся по содержаниям отдельных петрогенных компонентов. ПК ранних фаз внедрения, характеризующиеся повышенной магнезиальностью, титанистостью и железистостью, менее продуктивны по сравнению с кимберлитами завершающих стадий формирования диатрем; чем меньше в популяциях TiO_2, Fe_2O_3, больше K_2O и Al_2O_3, тем выше алмазоносность популяций.

Подводя итоги исследованиям по сопоставлению текстурно-структурных типов кимберлитовых пород сложнопостроенных трубок СП по алмазоносности, морфологическим и оптическим характеристикам алмазов, можно отметить существование различий в алмазоносности разных фаз внедрения кимберлитов, что обусловлено разным уровнем заложения и длительности функционирования образующих их магматических очагов, физико-химическими свойствами исходных составляющих, а также скоростью подъёма и характером продвижения кимберлитовой магмы в процессе разных этапов кимберлитообразования. Особенности происхождения и извержений кимберлитовых расплавов могли влиять на преобразование первоначальной формы кристаллов алмаза, что вызвано их растворением (иногда до полного уничтожения) и коррозией. При оценке продуктивности кимберлитовых трубок необходимо учитывать реальные соотношения в диатремах интрузивных и эксплозивных процессов кимберлитообразования, которые меняются во времени. Изложенные материалы позволяют предполагать, чем большие обьёмы трубок будут сложены ПК интрузивных фаз внедрения, тем ниже будет их алмазоносность, что подтверждено результатами опробования многих диатрем на СП. Для всех разрабатываемых кимберлитовых трубок этого региона с глубиной увеличивается объём кимберлитовых брекчий, что подчеркивает их рентабельную оценку.

Об особенностях постмагматического и гипергенного изменения слюдяных кимберлитов

Н. Н. Зинчук, М. Н. Зинчук

Западно-Якутский НЦ АН РС(Я), Мирный; *nnzinchuk@rambler.ru*

Слюдяными (щелочными) кимберлитами обычно называют породы, содержащие более 5 % K_2O, который входит преимущественно в состав флогопита. Рассмотрены основные свойства слюдяных кимберлитовых пород Сибирской платформы (СП), включающие [1, 2]: а) типизацию по содержанию K_2O; б) распределение пород различной щелочности в кимберлитовых полях; в) распределение пород разной щелочности в диатремах продуктивных кимберлитов; г) анализ причин, определяющих возникновение кимберлитов разной щелочности; д) алмазоносность кимберлитов разной щелочности. Выделение типов щелочных пород проведено по различным кимберлитовым полям СП, что позволило достоверно выделить четыре типа щелочных кимберлитов: ультраосновной, слюдистый, сублампрофировый и лампрофировый. Породы Малоботуобинского, Далдыно-Алакитского и Верхнемунского районов характеризуются [1] преобладанием ультраосновных составов, а в Накынском и северных кимберлитовых полях превалируют щелочные составы. В Накынском кимберлитовом поле (НКП) Средне-Мархинского алмазоносного района (СМАР) открыты кимберлитовые трубки Ботуобинская и Нюрбинская, а также тело Майское. Флогопит в большинстве случаев здесь гидратирован, редкие пластинки сохраняют пластинчатую окраску либо содержат зонки зеленого цвета по направлениям спайности. Флогопит 1 генерации в породах редок и содержание его в целом не превышают первые проценты [2]. Флогопит 2 генерации отмечается в породе с элементами слабой ориентировки и распределен неравномерно. В легкой и глинистой фракциях содержатся минералы, образованные в постмагматических, гидротермальных и гипергенных условиях (серпентин, слюда, хлорит, тальк и карбонаты), а также ксеногенные образования (полевые шпаты и др.). Наибольшие вариации по изученным разрезам характерны для MgO, SiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3, CaO и летучих, а остальные компоненты содержатся в незначительном количестве и распределяются равномерно по всему разрезу. Исключение составляет K_2O, содержание которого в проанализированных разрезах с глубиной постепенно увеличивается, что связано с возрастающей ролью измененного флогопита и выносом из его структуры К.

Анализируя результаты комплексного изучения кимберлитов СП можно отметить несколько типов щелочности алмазоносных пород. В направлении от центра платформы в северном направлении уменьшается роль алмазоносных кимберлитов. В пределах кимберлитовых полей северной части СП щёлочные породы представлены магматитами пикритов, а ультраосновные типы — кимберлитами низких уровней продуктивности, что указывает на нахождение областей образования расплавов этих пород вне зоны устойчивости алмаза. В отличие от этого, кимберлиты центральных районов СП формировались в диапазоне всей области устойчивости алмазов. Проведенными исследованиями обогащенных слюдистыми образованиями пород кимберлитовых диатрем НКП показано, что в верхних их горизонтах доминируют автолитовые кимберлитовые брекчии. Порфировый кимберлит встречается фрагментарно в виде обломочного материала, что связано с более ранним их внедрением. Для пород трубок характерно низкое содержание минералов тяжелой фракции, среди которых доминируют гранаты и аутигенные пирит и гидроокислы железа; в меньшей мере встречаются магнетит, пикроильменит, хромит и хромдиопсид. Исследуемые породы из диатрем НКП принадлежат одному петрохимическому типу кимберлитов, а установленные вариации концентраций петрогенных оксидов связаны с разной интенсивностью протекания постмагматических и гипергенных процессов на разных глубинах месторождения. Зафиксированные неоднородности в геохимическом поле обусловлены степенью вторичного изменения пород, а также спецификой формирования и становления трубки. В постмагматическую и гипергенную стадии произошло существенное изменение кимберлитов с широким (до 90 %) развитием минералов-новообразований, среди которых преобладают серпентин, карбонаты, флогопит и продукты его изменения — хлорит. Вторичные минералы существен-

но влияют на изменение физико-механических свойств кимберлитов, что отражается на устойчивости качественно-количественных параметров алмазного сырья. Проведенный корреляционный анализ распределения вторичных минералов с потенциальной алмазоносностью кимберлитов показал обратную зависимость содержания слюды, кварца и доломита с концентрацией полезного компонента в изученных месторождениях. Характерными особенностями алмазов из кимберлитов НКП является доминирование прозрачных (или полупрозрачных) индивидов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов 1 разновидности, при заметном содержании алмазов с оболочкой 1У разновидности. Преобладают однородные кристаллы с розово-сиреневым свечением и двухзонным внутренним строением.

Литература

1. Василенко В. Б., Зинчук Н. Н., Кузнецова Л. Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1997. 568 с.

2. Зинчук Н. Н., Харькив А. Д., Котельников Д. Д., Соболева С. В. Флогопит и продукты его изменения в кимберлитовых породах Якутии // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука, 1979. С. 69—76.

О проявлении хризотил-асбестовой минерализации в ультрамафитах Мажалыкского мафит-ультрамафитового массива (Южная Тува) и вопросы его генезиса

Ф. П. Леснов[1], Ч. К. Ойдуп[2]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск;
felix@nsc.igm.ru; lesnovfp@list.ru
[2]Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл

На протяжении многих лет исследователи полагали, что Мажалыкский мафит-ультрамафитовый массив, расположенный в Южной Туве (51º01’17.16'' в. д.; 94º58’56.63'' с. ш.), является расслоенным интрузивом, сформированным в процессе одноактного внедрения и внутрикамерной дифференциации мафитового расплава. Массив имеет размеры 2.5 × 4 км и сложен перемежающимися телами серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, серпентинитов, плагиолерцолитов, плагиоверлитов, клинопироксенитов, плагиоклазсодержащих роговообманковых пироксентитов, троктолитов, оливиновых меланогаббро, роговообманковых габбро, оливиновых и безоливиновые лейкогаббро, габброноритов и анортозитов. Полученные авторами новые данные не согласуются с механизмом его формирования в результате дифферен-



Рис. 1. Слева — образец серпентинита с секущей жилой клинопироксенита, которая обозначена штрих-пунктирными линиями; справа — образец плагиоклазсодержащего перидотита с секущей его жилой в габбро (светло-серое). Размеры образцов по длинной оси — около 9 см

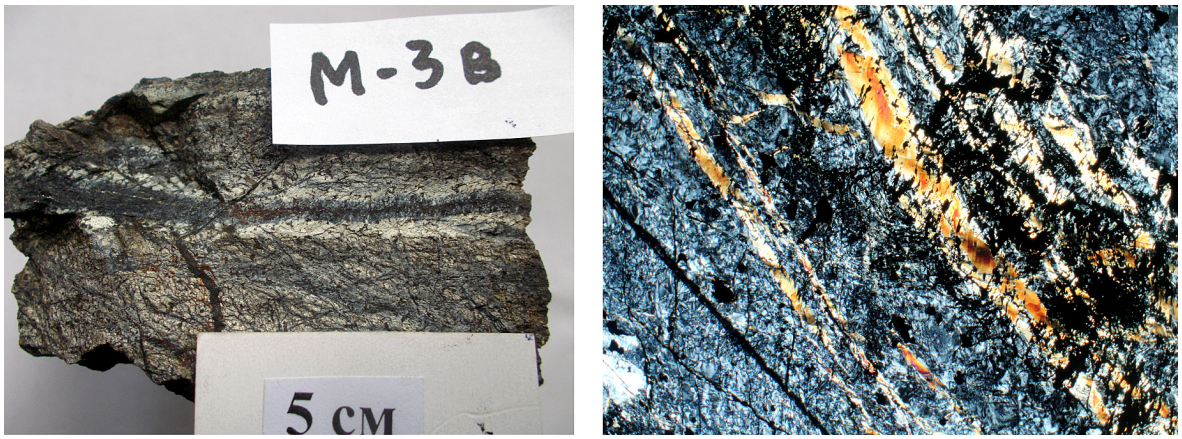


Рис. 2. Слева — фотография образца серпентинита с отороченной жилой хризотил-асбеста; справа — микрофотография шлифа хризотилового серпентинита с серией параллельных жилок хризотил-асбеста (светлое) (ув. 25×)

циации мафитового расплава. Так, установлено, что серпентинизированные перидотиты, слагающие обособленный блок в южной части массива, инъецированы многочисленными жилами габброидов и клинопироксенитов, что указывает на их более позднее формирование (рис. 1). Кроме того, в блоке ультрамафитов, обнажающемся в южной части массива (координаты 51°01'21.6'' с. ш.; 94°58'53.7'' в. д.), был отобран образец хризотилового серпентинита, содержащего отороченные жилки хризотил-асбеста, что типично для серпентинитов по реститогенным ультрамафитам и не свойственно ультрамафитовым кумулатам (рис. 2). Отметим, что по сравнению с серпентинитами из многих асбестоносных ультрамафитовых массивов исследованный хризотиловый серпентинит несколько обеднен SiO_2, MgO, CaO и NiO и обогащен Fe_2O_3 и TiO_2.

Выводы

1. В строении Мажалыкского массива ультрамафиты слагают обособленный протрузивный блок, который был по разлому тектонически внедрен в земную кору до того момента, когда в нее проникли мафитовые расплавы, сформировавшие пространственно сближенный с протрузией ультрамафитов габброидный интрузив.

2. Ультрамафиты данного массива (гарцбургиты, дуниты) представляют собой верхнемантийные реститы, которые под влиянием более поздних мафитовых расплавов и их флюидов были в значительной мере преобразованы в их гибридные разновидности (верлиты, пироксениты и др.).

3. Габброидные породы массива представлены, как ортомагматическими (габбронориты), так и гибридными разновидностями (троктолиты, оливиновые габбро и др.), которые были сформированы в результате контактово-реакционного воздействия мафитовых расплавов и их флюидов с реститогенными ультрамафитами, в результате чего были сформированы гибридные разновидности ультрамафитов.

4. Выявленная в Мажалыкском массиве хризотил-асбестовая минерализация образовалась в результате инфильтрации в слагающие его серпентиниты флюидов, отделявшихся о более поздних гранитоидных расплавов.

5. Мажалыкский массив рассматривается нами в качестве одного из полигенных мафит-ультрамафитовых массивов, входящих в состав офиолитовой ассоциации, распространенной на территории Тувы [1].

Авторы благодарят А. А. Монгуша за участие в полевых работах при доизучении Мажалыкского массива.

Работа выполнена по государственным заданиям Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН (№ 0330-2016-0014) и № 0330-2016-0013) и Тувинского института комплексного освоения природных ресурсов СО РАН (гранты РФФИ (№ 05-05-97214, № 05-05-97215, № 05-05-97210).

Литература

1. Леснов Ф. П., Кужугет К. С., Монгуш А. А., Ойдуп Ч. К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2019. 350 с.

Редкие минералы в золоторудных проявлениях Манитанырдского района (Полярный Урал)

Т. П. Майорова[1,2], Е. М. Тропников[1], А. С. Шуйский[1]

[1] ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *mayorova@geo.komisc.ru*

[2] СГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар; *kgeo@syktsu.ru*

Известные золоторудные проявления Манитанырдского района (Верхнениюское-1, 2, Нияхойское-1, 2, Верхнелекелецкое) принадлежат к одному геолого-промышленному типу золото-сульфидно-кварцевых месторождений и одному минеральному типу — пирит-арсенопиритовому, с переменным соотношением главных минералов, иногда даже в пределах одного рудопроявления. Условия локализации рудопроявлений разные. Месторождение Верхнениюское-2 (самое крупное в районе) локализуется в вулканитах бедамельской серии верхнего рифея, Нияхойское-2 — в вулканогенно-терригенных флишоидах енганэпейской свиты верхнего венда-нижнего кембрия, Верхнелекелецкое приурочено к дайке габброидов леквожского комплекса нижнего ордовика. На месторождении Верхнениюское-2 кроме ранней, основной золото-пирит-арсенопиритовой стадии рудообразования, проявлена поздняя золото-галенит-халькопирит-сфалеритовая [1]. На рудопроявлениях Нияхойском-2, преимущественно арсенопиритовом [2] и Верхнелекелецком (арсенопирит-пиритовом) галенит-халькопирит-сфалеритовая ассоциация проявлена слабо и представлена микроминерализацией в пирите и/или арсенопирите с полным или сокращенным набором главных минералов этой ассоциации и варьирующим их соотношением. Кроме основных и второстепенных рудных минералов в золотопроявлениях установлена группа редких минералов (см. таблицу), определяющих металлогеническую специфику золото-пирит-арсенопиритового оруденения отдельных рудопроявлений.

Редкие минералы представлены сурьмяной разновидностью блеклых руд (тетраэдритом), серебристым (до фрейбергита), Ag- или Ag-Zn-содержащим; сульфосолями (гисенит, айкинит, буланжерит-плюмозит), сульфоантимонидами (ульманит) и некоторыми другими. Таким обра-

Редкие минералы золото-пирит-арсенопиритовых проявлений

Рудопроявление	Минералы, краткая характеристика
Минералы сурьмы	
Верхнениюское-2	аурostибит $AuSb_2$ тетраэдрит серебристый — фрейбергит, Ag 13.9—15.4 мас. %, $(Cu,Ag)_{10.2}Fe_{1.8}Sb_{4.1}S_{12.9}$ арсенопирит с примесью Sb (до 3.20 мас. %)
Нияхойское-2	тетраэдрит Ag-Zn-содержащий, Ag 0.91—4.84 мас. %, Zn 0.56—3.31 мас. %, $(Cu_{9.04}Fe_{1.64}Zn_{0.57}Ag_{0.44})_{11.69}Sb_{4.03}S_{12.97}$.
Верхнелекелецкое	буланжерит $Pb_{5.33}Sb_{4.1}S_{10.90}$ и/или плюмозит $Pb_{2.49}Sb_{1.91}S_{5.09}$ тетраэдрит Ag-Zn-содержащий, Ag 1.08-3.81 мас. %, Zn 0.62—4.94 мас. %, $(Cu_{9.02}Fe_{1.90}Zn_{0.75}Ag_{0.33})_{12.00}Sb_{4.04}S_{12.96}$ арсенопирит с примесью Sb (до 1.80 мас. %, чаще 0.26-0.54 мас. %)
Минералы висмута, висмута и сурьмы	
Верхнениюское-2	сам. Bi галенит с примесью Bi (до 2.8 мас. %) гисенит $Pb_{12.3}(Cu,Ag)_{1.77}(Bi,Sb)_{9.2}S_{27.7}$
Нияхойское-2	сам.Bi айкинит $Pb_{0.95}(Cu_{0.19}Fe_{0.08})_{0.27}(Bi_{0.85}Sb_{0.41}As_{0.01})_{1.27}$
Минералы никеля	
Верхнелекелецкое	ульманит $Ni_{0.95}Sb_{0.98}As_{0.03}S_{0.99}$ герсдорфит $(Ni_{0.63}Co_{0.08})_{0.71}As_{1.14}S_{0.86}$ арсенопирит с примесью Ni до 1.09 мас. %

зом, в целом для рудопроявлений района характерна сурьмяная специализация редких минералов, в сочетании с висмутовой (Нияхойское-2, Верхнениюское-2) и никелевой, отражающей связь с габброидами (Верхнелекелецкое). При этом примесь Sb и Ni часто отмечается в арсенопирите, а Bi — в галените соответствующих рудопроявлений.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Республики Коми в рамках научного проекта № 20-45-110006 р_а.

Литература

1. Кузнецов С. К., Майорова Т. П., Сокерина Н. В., Филиппов В. Н. Золоторудная минерализация Верхнениюского месторождения на Полярном Урале // Записки РМО. 2011. Ч. CXXXX. № 4. С. 58—71.

2. Майорова Т. П., Ефанова Л. И. Проявление золото-мышьяковистого типа Нияхойское-2 на Полярном Урале (кряж Манитанырд) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 8. С. 33—41.

Изотопный состав серы минералов платиновой группы из россыпей Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива на Среднем Урале

В. В. Мурзин[1], И. Ю. Баданина[1], К. Н. Малич[1], А. В. Игнатьев[2], Т. А. Веливецкая[2]

[1]ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; *murzin@igg.uran.ru*
[2]ДВГИ ДВО РАН, Владивосток; *velivetskaya@mail.ru*

Верх-Нейвинский дунит-гарцбургитовый массив является типичным представителем мантийной офиолитовой ассоциации Урала. До настоящего исследования данные об изотопном составе серы Ru-Os сульфидов океанической мантии приводись лишь в [1]. Нами исследован изотопный состав серы зерен минералов платиновой группы (МПГ) из россыпи р. Восточный Шишим в южной части массива. Для определения $\delta^{34}S$ в Ru-Os сульфидах и ирарсите использован масс-спектрометрический метод с лазерной абляцией в ЦКП ДВГИ ДВО РАН, Владивосток. Характеристика аналитического метода приведена в [2].

Исследованные Ru-Os сульфиды и ирарсит относятся к первичному и вторичным (коррозионному и наложенному) Os-Ir-Ru парагенезисам. Первичный парагенезис представлен минералами изоморфного ряда лаурит (RuS_2) — эрликманит (OsS_2) (рис. 1, а) и ирарситом (IrAsS). МПГ вторичного коррозионного парагенезиса замещают зерна первичных самородных Ru-Os-Irминералов, образуя на них оболочки мощностью до 0.2 мм (рис. 1, б). Оболочки сложены тонкозернистым агрегатом остаточных пористых самородных минералов и новообразованных As-содержащих Ru-Os сульфидов. МПГ наложенного парагенезиса (лаурит, ирарсит IrAsS, толовкит IrSbS и др.) нарастают на коррозионные оболочки (рис. 1, в).

Вариации изотопного состава серы, определенныйна естественной поверхности зерен, представлен на рис. 2. Значения $\delta^{34}S$ Ru-Os сульфидов из первичного парагенезиса МПГ (0.2—2.3 ‰) свидетельствуют о том, что участие коровой серы при кристаллизации сульфидов Os и Ru практически исключается или было самым минимальным. Эти данные согласуются с ре-

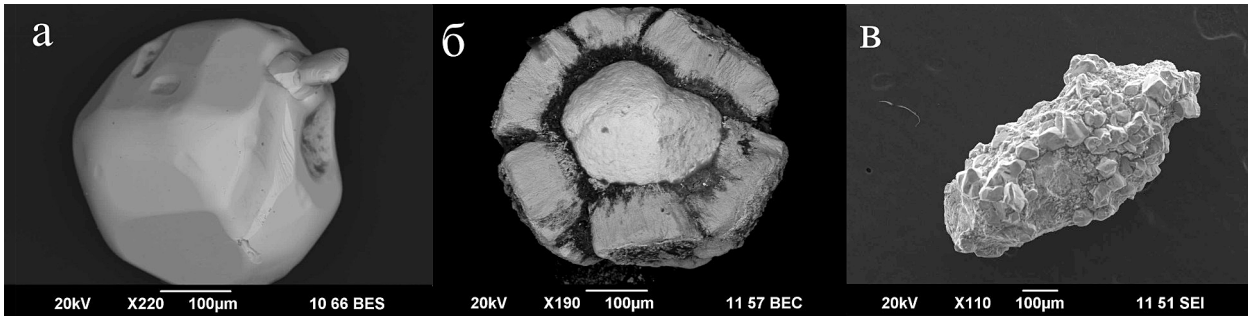


Рис. 1. Зерна МПГ различных парагенезисов Верх-Нейвинского массива (пояснения в тексте)

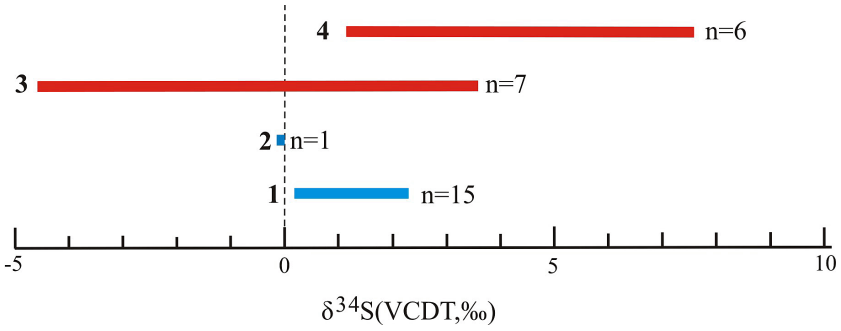


Рис. 2. Изотопный состав серы Ru-Os-сульфидов (1) и ирарсита (2) первичного парагенезиса в сравнении с (Ru,Os,Ir-As,S)-минералами вторичных коррозионного (3) и наложенного (4) парагенезисов

зультатами изучения изотопной систематики осмия Ru-Os сульфидов, свидетельствующими в пользу субхондритового источника рудного вещества платиноидной минерализации.

Вариации $\delta^{34}S$ Ru-Os сульфидов и сульфоарсенидов вторичных парагенезисов значительно более широкие. $\delta^{34}S$ минералов коррозионного парагенезиса отклоняются от хондритового как в сторону облегчения, так и утяжеления (–4.6…3.6 ‰), а минералы наложенного парагенезиса несут наиболее тяжелую серу ($\delta^{34}S$ = 1.2…7.6 ‰).

Существенно расширенный диапазон изотопного состава серы МПГ вторичных парагенезисов по отношению к первичному может быть обусловлен рядом факторов: 1) смешением мантийной серы с коровой; 2) химизмом растворов (fO_2, pH), который определяет соотношение окисленных и восстановленных форм серы в растворе и 3) разделением изотопов серы между раствором и минералом при понижении температуры. Все эти факторы могут быть реализованы привнедрении ультрамафитов из мантии и их становлении в земной коре. Эпигенетические изменения первичных МПГ обычно связываются с родингитизирующими или серпентинизирующими растворами.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (проект № АААА-А18-118052590026-5) при поддержке РФФИ (грант № 18-05-00988-а).

Литература

1. Hattori K. H., Cabri L. J., Johanson B., Zientek M. L. Origin of placer laurite from Borneo: Se and As contents, and S isotopic compositions // Mineralogical Magazine. 2004. V. 68. N. 2.P. 353—368.

2. Ignatiev A. V., Velivetskaya T. A., Budnitskiya S. Y, Yakovenko V. V., Vysotskiy S. V., Levitskii V. V. Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // Chemical Geology. 2018. V. 493. P. 316—326.

Результаты датирования циркона из трахитоидных гранитов Выборгского массива

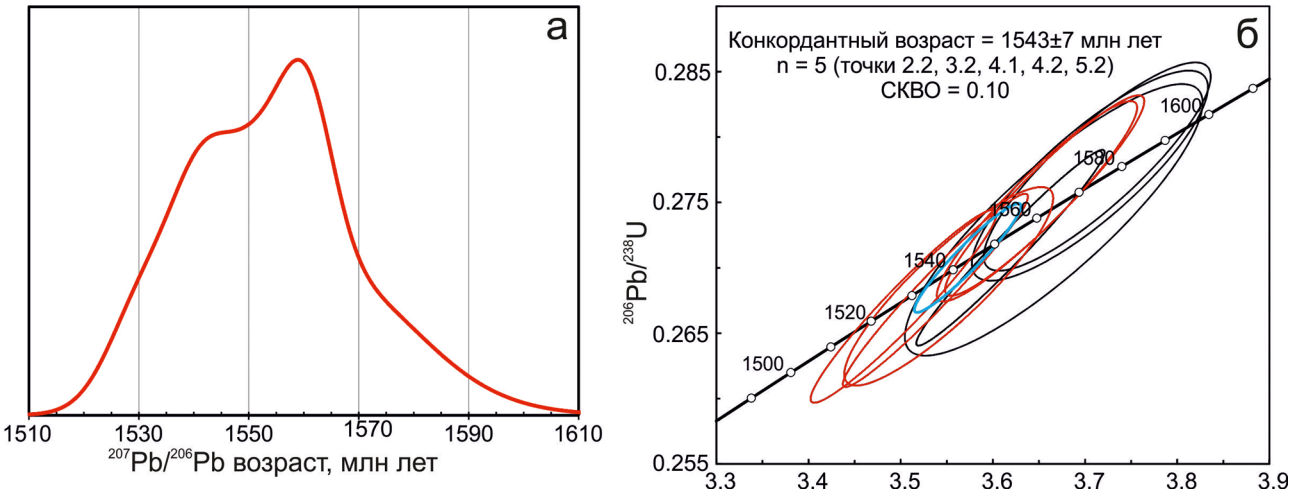
Д. А. Петров[1], С. Г. Скублов[2,1], Ю. Б. Марин[1], Е. Н. Кузьминых[3]

[1] Санкт-Петербургский горный университет; *da_petrov@list.ru*

[2] ИГГД РАН, Санкт-Петербург; *skublov@yandex.ru*

[3] Горное управление ПО «Возрождение», Ленинградская область, Выборг

Выборгский массив гранитов рапакиви является самым крупным представителем пород этой формации на Фенноскандинавском щите. Геохронологические исследования гранитов массива ведутся с 1958 г. По данным финских исследователей (ссылки в [1]), длительность его формирования значительна и составляет около 50 млн лет (возраст 1665—1615 млн лет). При этом отсутствуют современные датировки для российской части Выборгского массива, в частности, для поздних фаз внедрения, что и обусловило актуальность данного исследования.



Гистограмма относительной вероятности распределений $^{207}Pb/^{206}Pb$-возраста циркона (а) и график с конкордией (б) для циркона из трахитоидных гранитов. Эллипсы ошибок соответствуют 2σ

Образцы для выделения циркона были отобраны на месторождении облицовочного камня «Возрождение» (Выборгский район Ленинградской области). Месторождение расположено в западной части Губановской интрузии трахитоидных гранитов, отнесенных по результатам геологосъемочных работ к третьей фазе внедрения Выборгского массива. Циркон отбирался как из самих гранитов, так и из внутригрантных пегматитов. Геохронологическое исследование циркона, с предварительным выбором точек для локального зондирования по катодолюминесцентному (CL) и оптическому изображению, проведено U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ) по стандартной методике. Всего было проанализировано 5 зерен циркона из гранитов (10 точек) и 6 — из пегматитов (11 точек).

Морфология, характер ростовой зональности и Th/U отношение исследованных цирконов указывают на их магматический генезис. На гистограмме вероятностей распределения $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста в 9 точках циркона из трахитоидного гранита наблюдается два перекрывающихся максимума — около отметки 1540 и около 1560 млн лет (рисунок а). Аналогичный возраст показали и зерна циркона из пегматитовой жилы. $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст для краевой части моложе, чем для центральной части зерен. Разница возраста в пределах одного зерна варьирует от 9 до 26 при среднем значении около 16 млн лет, для цирконов из пегматита, соответственно, от 5 до 23, при среднем значении около 14 млн лет. Конкордантное значение возраста циркона, рассчитанное для цирконов из трахитоидного гранита (U-Pb метод) 1543 ± 7 млн лет (рисунок, б).

Результаты датирования циркона из трахитоидных гранитов, относимых к третьей фазе, в интервале 1560—1540 млн лет значительно отличаются от всех предшествующих определений для пород Выборгского массива, но сходны с определениями возраста U-Pb методом для Салминского массива гранитов рапакиви (1547—1535 млн лет для разных фаз [2]) и интрузий гранитов рапакиви в юго-западной Финляндии (1570—1540 млн лет [3, 4] и ссылки в этих работах).

Полученные данные не только заполняют существенный пробел по геохронологической информации для российской части массива, но и существенно расширяют временные границы магматической активности в регионе. Возможно, они указывают на более сложное строение Губановской интрузии, чем это предполагалось ранее. Сходство полученных определений возраста с данными для Салминского массива требует нового сопоставления этих двух классических объектов формации рапакиви на Фенноскандинавском щите.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-55-53022).

Литература

1. Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб: Наука, 2011. 403 с.

2. Amelin Y. V., Larin A. M., Tucker R. D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-

anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 353—368.

3. Rämö O. T., Turkki V., Mänttäri I., Heinonen A., Larjamo K., Lahaye Y. Age and isotopic fingerprints of some plutonic rocks in the Wiborg rapakivi granite batholith with special reference to the dark wiborgite of the Ristisaari Island // Bull. Geol. Soc. Finland. 2014. V. 86. P. 71—91.

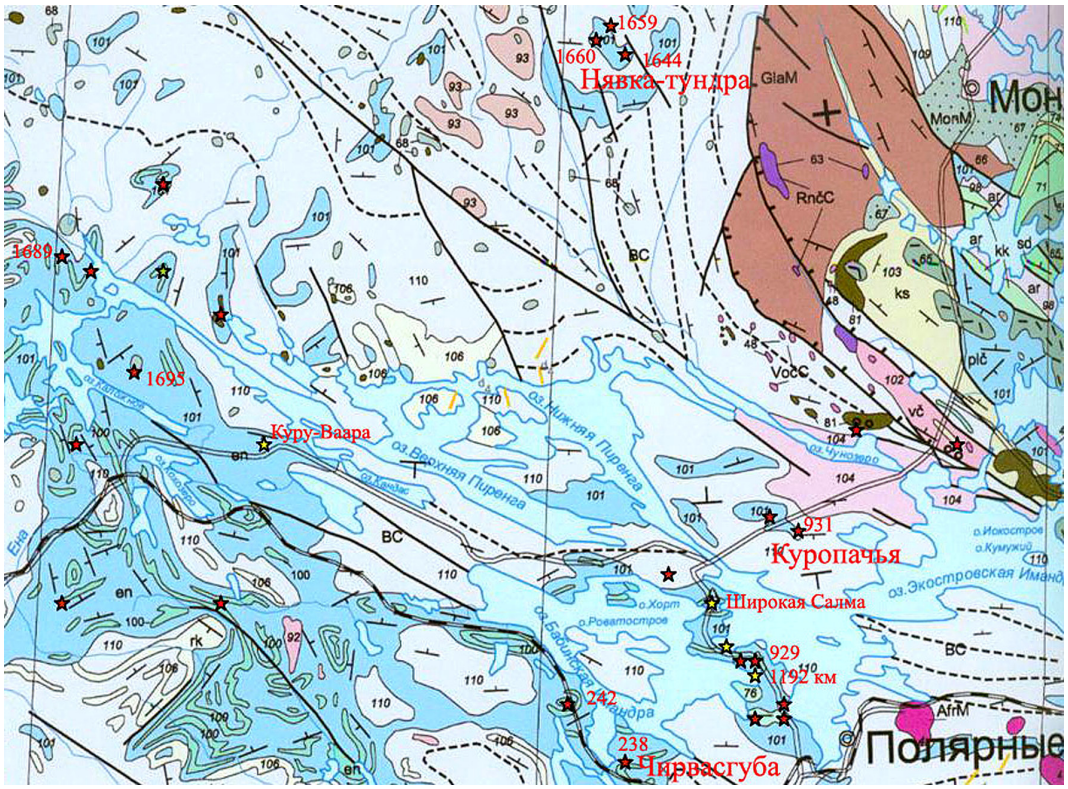
4. Heinonen A. P., Rämö O. T., Mänttäri I., Andersen T., Larjamo K. Zircon as a Proxy for the Magmatic Evolution of Proterozoic Ferroan Granites; the Wiborg Rapakivi Granite Batholith, SE Finland // J. Petrol. 2017. V. 58. P. 2493—2517.

Минералы проградного и ретроградного метаморфизма эклогитов северо-восточной части Ёнского сегмента Беломорского террейна (Кольский регион Фенноскандинавского щита)

В. И. Пожиленко[1], А. Н. Конилов[2], К. В. Ван[3]

[1]ГИ КНЦ РАН, Апатиты; *pozhil@geoksc.apatity.ru*
[2]ГИН РАН, Москва; *chalma@bk.ru*
[3]ИЭМ РАН, Черноголовка

В пределах Енского сегмента Беломорского составного террейна, кроме известных уже и многократно описанных проявлений эклогитов (Широкая и Узкая Салма, Куру-Ваара, Кохозеро), в неоархейских гранатовых амфиболитах было выявлено большое количество участков гранат-пироксен-амфиболовых пород с клинопироксен-плагиоклазовыми симплектитами [1], характерными для изменённых эклогитов (см. рисунок).



Геологическая карта фрагмента Ёнского сегмента Беломорья [2] с указанными точками выходов эклогитов, изученных многими исследователями (желтые звёздочки) и выявленных автором «апоэклогитов» (красные звёздочки)

Тела амфиболитов, в которых были выявлены реликты эклогитов, имеют разную морфологию и размеры; — протяженные пластообразные (до десятков км.) разной мощности (до сотен метров) (Нявка-тундра, Чирвас-губа); — линзы и будины будирированных пластообразных тел (1689, 1695); — мульдообразные (до сотен метров) (Куропачья, 242) или отдельные пластообразные тела, «как-бы «плавающие» в гранитогнейсовом субстрате (929) (см. рисунок). Степень сохранности минеральных парагенезисов эклогитового метаморфизма в реликтах разная и зависит от типа и степении последующих наложенных преобразований.

Сохранность минералов проградной стадии низкотемпературной пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма (пренита, пумпеллиита, актинолита и эпидота) во включении в гранате свидетельствует о достаточно быстром захоронении протолита эклогитов. Сохранность этих же минералов наряду с сохранностью омфацита в клинопироксен-плагиоклазовых симплектитах может свидетельствовать и о достаточно быстрой эксгумации эклогитов.

Наличие структур распада в омфаците (ламели ортопироксена) и ортопироксена в клинопироксен-плагиоклазовых симплектитах Нявка-Тундры свидетельствует об их образовании при ретроградном метаморфизме в условиях высокобарических амфиболитовой — гранулитовой фаций.

Сохранность в выше рассмотренных образцах первичного высокобарического парагенезиса (гранат + омфацит + рутил + кварц) и включение зерна омфацита в гранате позволяет утверждать, что симплектитовые апоэклогиты Чирвасгубы, г. Куропачья и Нявка-Тундры являются продуктами декомпрессионных изменений эклогитов.

Ретроградные изменения проявились в симплектитизации омфацита, позднее — в амфиболизации пироксенов, появлении биотита и хлорита, а в более изменённых разновидностях — кварца и плагиоклаза. Интенсивно проявленные процессы ретроградного метаморфизма, рассланцевания, мигматизации и гранитизации превратили протолиты эклогитов в полевошпатовые амфиболиты, а в краевых частях в полосчатые полевошпатовые амфиболиты.

Отнесение выше рассмотренных образцов к эклогитам значительно расширяет область распространения эклогитов — как минимум до 50 км вкрест простирания структуры. Широкое распространение эклогитов в Ёнском сегменте ставит под сомнение о приуроченности их к сдвиговой зоне или к зоне эксгумации реликтов субдуцированной и эклогитизированной в мезо- или неоархее океанической коры.

Литература

1. Пожиленко В. И. К проблеме эклогитов Ёнского сегмента Беломорского составного террейна (северо-восток Фенноскандинавского щита) // Материалы 45 (XLV) Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 163—167.

2. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1:500000. (главный редактор Ф. П. Митрофанов). Апатиты: КГИЛЦ, 1996.

Состав хромшпинелидов как критерий геодинамической типизации серпентинитов тектонического меланжа северо-западного фланга Большого Кавказа

Ю. В. Попов[1], О. Е. Пустовит[2], В. А. Терещенко[1]

[1] Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону; popov@sfedu.ru
[2] ООО «ГеоБазисПроект», Ростов-на-Дону

Особенности состава хромшпинелидов отражают ряд параметров формирования ультрабазитовых комплексов: от состава субстрата и физико-химических условий эволюции расплавов до геодинамической типизации. На Большом Кавказе крайние северо-западные выходы серпентинитов обнажены на северном фланге Даховского выступа герцинского кристаллиникума в бассейне р. Белой, где связаны с зоной тектонического меланжа, начало формирования которого связано с коллизионным позднегерцинским этапом [1]. Апогипербазиты

нацело серпентинизированы, и реликтовые ассоциации не сохранились. Присутствуют ассоциации с разным соотношением минеральных видов серпентинов: от магнетит-хризотил-лизардитовых до магнетит-хризотил-антигоритовых.

Зерна хромшпинелидов разбиты трещинами, заполненными серпентином или серпентином и хлоритом, имеют прожилки и тонкие оторочки хроммагнетита. Элементное картирование указывает на разную степень аллохимических преобразований зерен: от формирования тончайших (1—2 мкм) внешних обогащенными Al и Fe оторочек (в хризотил-лизардитовых разностях) до приобретения «атоллового» и «губчатого» строения (в хризотиловых с антигоритом разностях, видимо, связанных с гидротермальной переработкой лизардит-хризотиловых серпентинитов гранитоидными флюидами).

Состав однородных внутренних зон хромшпинелидов с преобразованиями, ограничивающимися образованием тонкой оторочки хромомагнетита (рис. 1), соответствует (по классификации Н. В. Павлова) субферрихромитам (рис. 2, А). Такие составы типичны для ультрамафитов преддуговых офиолитов, а также отождествляемых с ними офиолитовых ассоциаций складчатых поясов, например, Нидарского комплекса в Северном Пакистане и Индии (рис. 2, Б, В). Высокая хромистость (до ~0.9) свидетельствует о высоких степенях плавления субстата, что также характерно для надсубдукционных перидотитов, образующихся при участии субдукционного водного флюида, повышающего степень плавления [2].

Данные о составе хромшпинелидов рассматриваемого комплекса Большого Кавказа указывают на их близость к типу офиолитов супра- или надсубдукционных зон (SSZ), ассоциирующих с островодужными комплексами. Эти данные согласуются с присутствием высокобарических ассоциаций в тектонически ассоциирующих с серпентинитами метапородах [3].

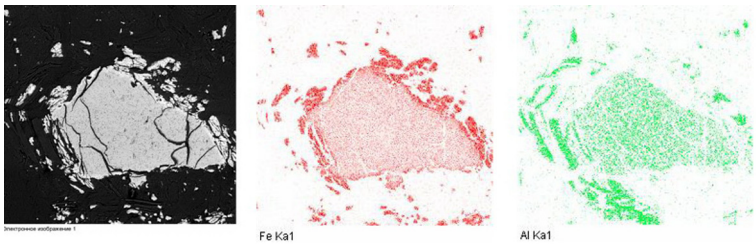


Рис. 1. Пример типичного распределения Fe и Al в рассматриваемых хромшпинелидах (по результатам электронно-зондового элементного картирования)

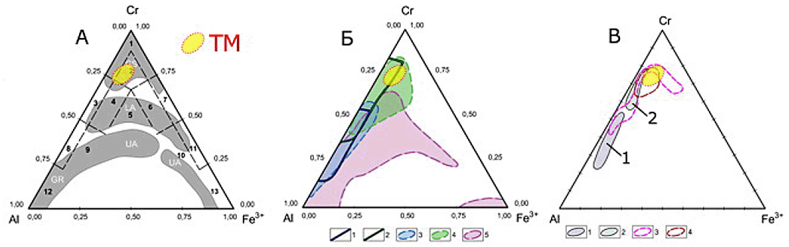


Рис. 2. Состав хромшпинелидов: А — положение на классификационной диаграмме: 1 — хромиты, 2 — субферрихромиты, 6 — субалюмоферрихромиты, 7 — феррихромиты, 8 — хромпикотиты, 9 — субферрихромпикотиты, 10 — субалюмохроммагнетиты, 11 — хроммагнетиты, 12 — пикотиты, 13 — магнетиты; стадии метаморфизма: Ga– зеленосланцевая, LA,UA — амфиболитовая, GR- гранулитовая; 2 — положение относительно полей составов хромшпинелидов разных геодинамических обстановок (Zaeimniaetal., 2017; Barnes, Roeder, 2001): 1 — абиссальные перидотиты, 2 — преддуговые перидотиты, 3 — ультрамафиты СОХ, 4 — ультрамафиты глубоководных желобов, 5 — ксенолиты из ультрамафитов базальтов; В — положение относительно полей составов хромшпинелидов СОХ и фронтальных частей островных дуг, офиолитов складчатых областей: 1 — ультрамафитовые массивы срединных хребтов Атлантического и Индийского океанов, 2 — серпентинитовые диапиры фронтальных частей Марианской и Идзу-Бонинской островных дуг, 3 — альпинотипные дунит-гарцбургит-лейцолитовые массивы Полярного, Среднего и Южного Урала, 4 — периодотиты офиолитов Нидарского комплекса (Hattori, Guillot, 2007; Barnes, Roeder, 2001 и др.); ТМ — составы хромшпинелидов рассматриваемого тектонического меланжа Большого Кавказа

Литература

1. Попов Ю. В., Жабин А. В., Пустовит О. Е. Минеральный состав серпентинитов тектонического меланжа Даховского кристаллического выступа (Большой Кавказ) // Геология и геофизика Юга России. 2019. Т. 9. № 4. С. 38—48.

2. Parkinson I. J., Pearce J. A. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in the supra-subduction zone setting // Journal of Petrology. 1998. Vol. 39. Pp. 1577—1618.

3. Кориковский С. П., Сомин М. Л., Корсаков С. Г. Симплектитовые высокобарические гранат-клинопироксен-маргарит-мусковит-клиноцоизитовые амфиболиты Даховского выступа (Северный Кавказ): генезис и состав реакционых структур // Доклады Академии наук. 2004. Т. 397. № 5. С. 650—654.

Рассеяние и концентрирование золота в контактных взаимодействиях

В. И. Рождествина

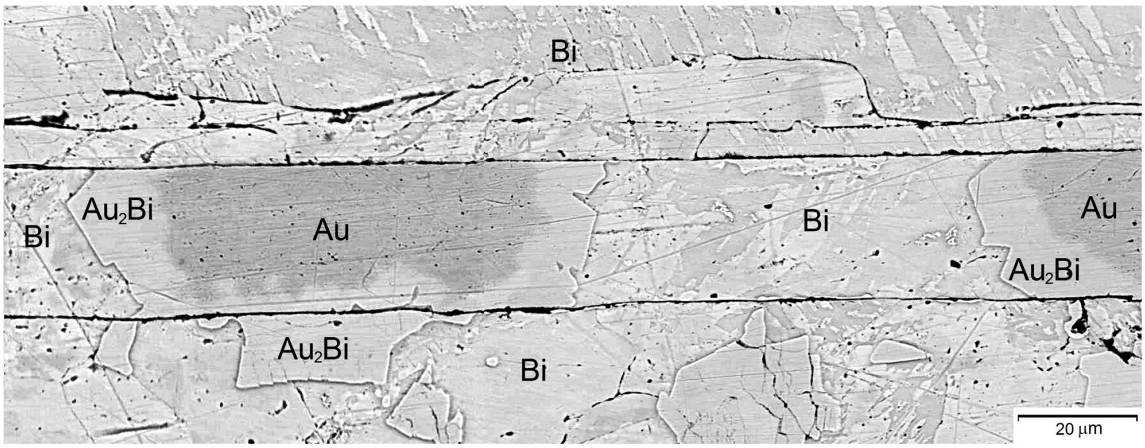
ИГиП ДВО РАН, Благовещенск; *veronika@ascnet.ru*

Благородные металлы характеризуются двойственностью поведения, выраженного в тенденции к самородному минеральному выделению и в тоже время склонности к рассеянию с многократным и интенсивным перераспределением в породах и рудах, как в коренном залегании, так и в россыпях. Важно знать условия образования и факторы, способствующие их концентрации, а для выяснения этих условий не менее важно знать, в какой форме происходит перенос. Поэтому изучение форм переноса и условий концентрации является важнейшей проблемой современной геохимии благородных металлов. Процессы отложения, связанные с кристаллизацией из расплавов и растворов, метаморфических преобразований горных пород под действием гидротермальных растворов во временном масштабе истории Земли являются в общем одноактными. Но мы говорим о многократном и интенсивном перераспределении благородных металлов в породах и рудах, то есть без дополнительного поступления вещества. Следовательно, элементы благородных металлов, участвующие в этом движении, в какой-либо форме должны уже присутствовать в системе. Наиболее распространенной формой их существования является самородная. В связи с этим, встает вопрос о твердофазных механизмах их переноса и концентрирования.

Золото относится к металлам, взаимодействие которых с другими элементами наиболее подробно изучено. Тем не менее, анализ динамики исследования диаграмм состояния показывает, что до настоящего времени полного представления о взаимодействии золота с другими элементами пока нет. С металлами, как правило, золото дает интерметаллические соединения, образующиеся по перитектической реакции, или плавящиеся конгруэнтно. 42 элемента образуют с золотом от одной до четырех эвтектик. Образование непрерывного ряда твердых растворов отмечено в пяти двойных системах Au с Ag, Cu, Ni, Pd и Pt. Ограниченная взаимная растворимость отмечена в 50 двойных системах. [1].

Для золота наиболее распространенным является самородное металлическое состояние в виде широкого ряда твердых растворов преимущественно с Ag (66—98 % Au), с проявлением упорядочения при 37—63 % Au — AuAg электрум и 20—36 % Au — Ag_3Au кюстелит. Тенденцию атомов золота к образованию электронейтральных самородных минералов, твердых растворов на их основе и интерметаллических соединений связывают с высокими значениями потенциалов ионизации и низкими величинами химического сродства к кислороду и сере [2].

Достаточно большая химическая активность золота по отношению к большинству химических элементов, наблюдаемая при анализе фазовых диаграмм состояния, минеральные ассоциации самородных форм золота и элементов, образующих с ним интерметаллиды, которые, однако, не имеют широкого распространения, свидетельствует в пользу метастабильности образуемых в результате кристаллизации соединений и их минеральных интерметаллических аналогов. Воздействия различной природы на твердое тело вызывают сложные про-



Замещение золота висмутом с образованием инерметаллида и его перераспределение в структурно обусловленных зонах

цессы возбуждения и релаксации, которые могут протекать, последовательно сменяя друг друга или одновременно, в результате одна часть системы подвергается воздействию со стороны другой. При больших отклонениях от равновесия система неустойчива и переходит в новое состояние с абсолютным минимумом термодинамического потенциала, которое устойчиво по отношению к конечным отклонениям параметров от равновесных [3].

В работе представлены результаты серии длительных экспериментов по твердофазным взаимодействиям между золотом и металлами, с которыми оно образует минеральные ассоциации в виде самородных форм и минералов-интерметаллидов. Это системы металлов с существенно различными реологическими свойствами (Au-Bi) и сходными (Au-Pb). В данных системах установлена серия минералов-интерметаллидов: мальдонит (Au_2Bi), анюйит ($AuPb_2$), хуньчунит (Au_2Pb) и новоднеприт ($AuPb_3$).

В результате проведённых исследований установлено, что в рассеянии вещества контактные механохимические процессы, протекающие с достаточно большими скоростями, играют одну из основных ролей. Поступление энергии любой природы (термические и барические воздействия, энергетические всплески, связанные с сейсмической активностью и пр.) приводят к диспергированию зерен пластичных металлов, их обособлению и расширению каналов, по которым легко осуществляются процессы переноса (рисунок). Контактные взаимодействия на мезо-уровне организации структуры с тонким взаимным проникновением металлов друг в друга активизируют реакции образования интерметаллидов. Динамические воздействия на хрупкие материалы способствуют их тонкому структурно-обусловленному растрескиванию, вызывая тем самым выделение значительного количества энергии и вскрытию реакционно активных поверхностей. По образующимся каналам происходит высокоскоростной массоперенос, создавая новый порядок ассоциативного взаимодействия. Такие процессы могут повторяться неоднократно, вызывая рассеяние и перераспределение вещества.

Кинетика и механизмы твердофазных взаимодействий в бинарных системах Au — Bi и Au — Pb определяются увеличением подвижности мезоструктурных элементов золота и повышением реакционной способности в процессе или результате трансформации их кристаллической структуры (эффект Хедвалла). Структурная организация образуемых интерметаллидов имеет губчатое строение, с выделением мезоструктурных компонентов округлых флоккул с размерами ~ 20 nm. Так как растворимость этих элементов друг в друге крайне мала, формируется тонко организованная структура взаимного проникновения компонентов друг в друга. Имея такое строения интерметаллиды при стабилизации условий, обеспечивающих диссипативные процессы, начинают переходить в более устойчивое состояние. Процессы рассеяние вещества, способствующих образованию поликомпонентных минеральных форм, сменяются на процессы, приводящие к моноэлементному устойчивому состоянию.

Природа двойственности поведения благородных металлов основана на взаимообратных, но неразрывно связанных процессах дифференциации и интеграции элементов структурной иерархии их индивидов. Циклическое измене-

ние сложности проявляемых форм при прохождении цикла «дифференциация-интеграция» с структурными особенностями контактирующих компонентов системы.

Литература

1. Малышев В. М., Румянцев Д. В. Золото. М.: Металлургия, 1979. 288 с.

2. Маракушев А. А. Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблема источников рудного вещества // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., 1976. С. 145—164.

3. Пригожин И., Кондепуди Д. Современная термодинамика. От тепловых двигателей до диссипативных структур / Пер. с англ. Ю. А. Данилова и В. В. Белого. М.: Мир, 2002. 461 с.

Зональность и морфология пироксенов как отражение эволюции открытых магматических систем

С. А. Светов, С. Ю. Чаженгина

ИГ ФИЦ КарНЦ РАН, Петрозаводск; *ssvetov@krc.karelia.ru*

Изучение морфологии породообразующих силикатных минералов (таких как оливин, пироксен, плагиоклаз) и их геохимической зональности является надежной основой для реконструкции эволюционного развития как закрытых, так и открытых магматических систем, испытавших на ряду с фракционной кристаллизацией процессы смешения магм и контаминацию. Зачастую подобный подход позволяет дополнительно оценить динамику процессов в магматических резервуарах, включая конвекцию и физико-химические условия кристаллизации. При этом следует подчеркнуть, что в случае открытых систем, проблема реконструкции кристаллизационных процессов ставиться существенно более трудоемкой при осложнении фракционной кристаллизации процессами смешения и силикатной несмесимости.

В данном исследовании, на примере стратотипического объекта палеопротерозоя Центральной Карелии — пикробазальтового лавового комплекса Ялгубского кряжа (Онежская структура, со временем формирования ~ 1.97 млрд лет) [1], проведена реконструкция процессов зарождения расплавов и общей эволюции магматической системы на основе изучения пироксенов.

Известно, что состав пироксенов определяется, в первую очередь, характеристикой первичного расплава, однако так же зависит от условий кристаллизации (температура, фугитивность кислорода, скорость остывания (или кинетика процесса)).

Авторами проведено изучение морфология и составов пироксенов из массивных и вариолитовых лавовых тел пикробазальтового состава по всему разрезу комплекса, включая зоны ликвационных образований (глобулы и их скопления) и связывающий их «матрикс».

Исследование методом электронной сканирующей микроскопии позволило установить существование феноскристов пироксенов с различными типами зональности (прямой, обратной и осцилляторной), которая проявляется в варьировании содержания макро — (Fe, Mg) и микроэлементов (Cr, Ti, РЗЭ). Для микролитов и кайм зональных пироксенов статистически определен тренд изменения состава, характеризующийся уменьшением содержания SiO_2 и увеличением содержания Al_2O_3 и TiO_2 при общем уменьшении магнезиальности, соответствующий процессу фракционной кристаллизации. Для ядер зональных пироксенов тренды изменения составов статистически не устанавливается, что свидетельствует о их неравновесной расплаву природе, что может быть результатом как привнесения минеральных фаз в систему за счет смешения расплавов в ходе конвекционных процессов в магматическом резервуаре, так и свидетельствовать о взаимодействии кристаллов пироксенов с инъекциями поздних более магнезиальных и соответственно высокотемпературных порций расплава.

Расчеты P-T параметров кристаллизации пироксенов равновесных к расплаву, проведенные с использованием мономинерального клинопироксенового термометра и бароме-

тра [2] показали, что температуры кристаллизации лежат в узком диапазоне, соответствующем 1165—1190 °С, а давления не превышает 1—3.5 kbar, что соответствуют глубинам от 3 до 8 км.

Анализ количественных морфологических характеристик (параметров) пироксенов (распределение кристаллов по размеру, степени ограненности, углу ориентировки) и их сравнение с результатами модельных экспериментов [3] показали, что характер зависимости распределения кристаллов по размерам для пироксенов из глобул и матрикса вариолитов соответствует кривой распределения кристаллизации при смешения расплавов в магматическом резервуаре. Однако, в отличие от матрикса, кривая зависимости для пироксенов из глобулы характеризуется рядом признаков, свидетельствующих о быстрой кристаллизации (закалки). Эти данные являются дополнительным аргументов, свидетельствующим о нескольких этапах формирования пироксенов в вариолитах. Полученные результаты позволили предложить многостадийную модель формирования Ялгубского пикробазальтового комплекса включающую инициальную стадию кристаллизации в малоглубинных условиях, усложненную многоактным поступлением магнезиальных порций расплава в магматическую камеру, процессами конвекции и поздним силикатным разделением.

Работа выполнена в рамках темы НИР Института геологии КарНЦ РАН.

Литература

1. Светов С. А., Чаженгина С. Ю. Геологический феномен «вариолиты Ялгубского кряжа» от Ф. Ю. Левинсона-Лессинга до наших дней: минералого-геохимические аспекты // Записки Российского минералогического общества. 2017. № 2. С. 1—17.

2. Putirka K. D. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2008. 69. P. 61—120.

3. Jerram D. A., Martin V. M. Understanding crystal populations and their significance through the magma plumbing system // Geol. Soc. Spec. Publ. 2008. No. 304. P. 133—148.

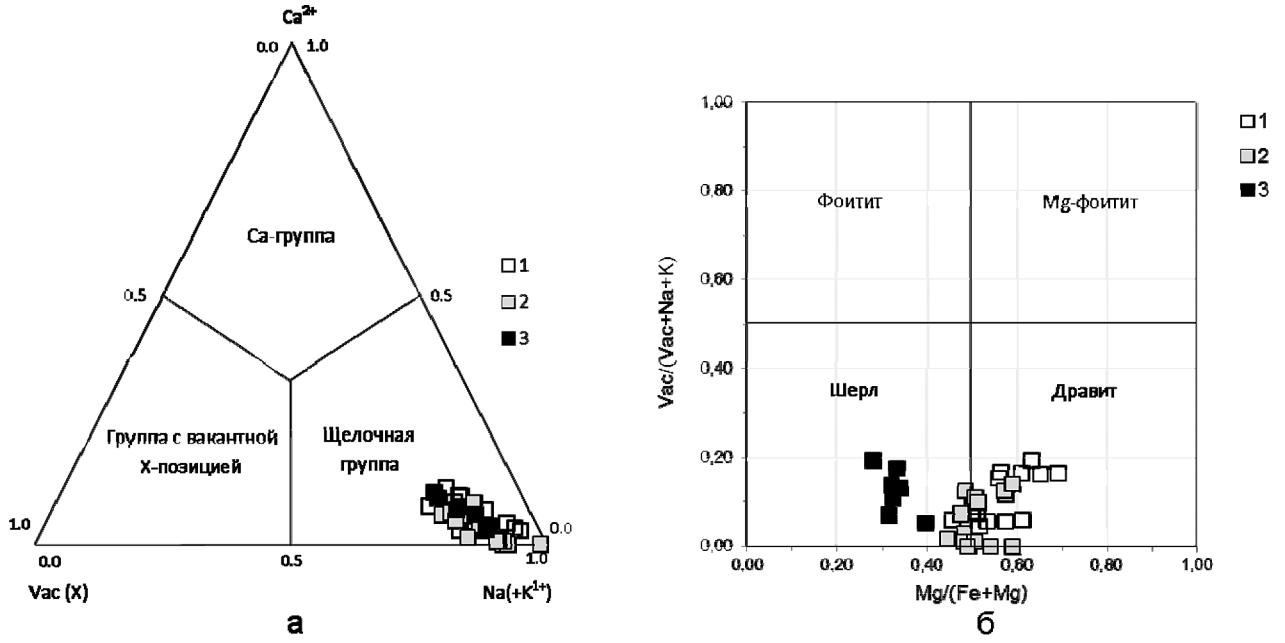
Кристаллохимия турмалина из реликта палеопротерозойского Гирвасского палеовулкана (Центральная Карелия)

Е. Н. Светова, С. А. Светов

ИГ ФИЦ КарНЦ РАН, Петрозаводск; *ensvetova@igkrc.ru*

Гирвасский палеовулкан является одним из уникальных по сохранности геологических памятников Карелии, представляет собой реликт сложно построенного вулканического аппарата, связанного с проявлением ятулийского базальтового вулканизма в пределах Онежской структуры [1]. Непосредственному наблюдению в условиях современного эрозионного среза доступна лишь незначительная часть вулканического аппарата (фрагмент эруптивного жерла, юго-восточный склон лавового конуса и часть побочного кратера — вулканическая трубка взрыва), в то время как его основная часть скрыта под мощным чехлом рыхлых, озерно-аллювиальных четвертичных отложений [2]. Косновным породным литотипам палеопостройки относятся брекчированные, глыбовые и канатные лавы базальтов, базальтовые порфириты, габбро-долериты нормальной щелочности. Вулканиты Гирвасского палеовулкана в значительной степени переработаны в ходе поствулканических пневматолито-гидротермальных процессов, что проявлено в массовом развитии альбитовых и альбито-кварцевых жил с участками интенсивной турмалинизации, эпидотизации, сульфидизации и хлоритизации. В докладе рассмотрены ранее не изучавшиеся турмалины из базальтов Гирвасской палеовулканической постройки.

Минералы группы турмалина относятся к боросодержащим кольцевым силикатам с обобщенной формулой $XY_3Z_6[T_6O_{18}][BO_3]_3V_3W$, где X — Na^+, Ca^{2+}, K^+, □ (вакансия); Y — Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}, Li^+, Cr^{3+}, Ti^{4+}, Z — Al^{3+}, Mg^{2+}, Fe^{3+}, V^{3+}, Cr^{3+}; T—Si^{4+}, Al^{3+}, B^{3+}; B—B^{3+}; V, W –OH, F, O. В ходе полевых наблюдений авторами выделе-



Диаграммы заселенности X-позиции турмалинов (а) и распределения турмалинов по минеральным видам (б) [3]. Тонкоигольчатые кристаллы из гнезд (1) и радиально-лучистых сростков (2), крупные кристаллы (3)

но три морфологические разновидности турмалина черно-коричневой окраски: крупные (до 20 см по оси *c*) длиннопризматические кристаллы в молочно-белом кварце, с которым образуют индукционные поверхности совместного роста; гнездовидные скопления тонкоигольчатых кристаллов в ассоциации с кварцем, эпидотом, хлоритом, сульфидами; радиально-лучистые сростки игольчатых кристаллов на субвертикальных плоскостях тектонических нарушений базальтов «турмалиновое солнце».

Изучение химического состава турмалинов с помощью электронного микроскопа VEGA II LSH (Tescan), оснащенного энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 позволило определить их видовой состав и выявить основные особенности заселения структурных позиций. Выделенные разновидности турмалинов незначительно отличаются между собой по химическому составу. В соответствии с утвержденной номенклатурой КНМ ММА [3] относятся к щелочной разновидности и отвечают изоморфному ряду шерл-дравит (см. рисунок).

Основные отличия в химическом составе крупных кристаллов от тонкоигольчатых проявлены в более высоком содержании железа, меньшей магнезиальности, а также в присутствии существенных содержаний титана (в тонкоигольчатых кристаллах титан не отмечается или содержится в незначительном количестве). При микроскопических наблюдениях тонкоигольчатые кристаллы нередко обнаруживают зональное строение, отражающееся также и в химическом составе выделяемых зон. Характер зональности турмалинов (присутствие ядерной, промежуточной и краевой части) может указывать на их формирование в течение нескольких импульсов гидротермальной активности.

Исследования выполнены в рамках госзадания Института геологии КарНЦ РАН.

Литература

1. Светов А. П., Голубев А. И. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии // ДАН СССР. Т. 7. № 1. С. 164—167.

2. Путеводитель геологических экскурсий XII Всероссийского петраграфического совещания. «Петрография магматических и метаморфических горных пород». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. 96 с.

3. Henry D. J, Novak M., Hawthorne F. C., Ertl A., Dutrow B. L., Uher P., Pezzotta F. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals // American Mineralogist. 2011. V. 96. P. 895—913.

Техногенные образования в составе современных антропогенных отложений на урбанизированных территориях

А. А. Селезнев[1], Е. О. Илгашева[2]

[1]ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; *sandrian@rambler.ru*
[2]ИПЭ УрО РАН, Екатеринбург

Проведен минеральный анализ образцов современных антропогенных отложений из крупных городов России разных природных географических, климатических и промышленных зон (Магнитогорск, Нижний Тагил, Пермь, Тюмень, Уфа, Челябинск). Пробы отбирались на селитебных территориях по нерегулярной сети в жилых кварталах с многоэтажной застройкой. В каждом городе отобрано не менее 40 образцов. Для десяти случайным образом выбранных проб из каждого города проведено фракционирование по размеру частиц методами отмучивания для пылевой фракции (частиц размером 2—10, 10—50 мкм) и методом мокрого ситования для песчаных фракций (частиц размером 50—100, 100—250, 250—1000 мкм).

По принципу минералогического анализа шлихов для частиц размером 100—1000 мкм исследовалась техногенная фракция с помощью визуального анализа с выделением техногенных частиц с помощью оптических методов [1, 2]. Техногенные частицы определяли по внешнему виду, плотности, оптическим свойствам, а также при сравнении их с коллекцией заведомо известных типов частиц [3]. Состав и свойства техногенных частиц определяли методом сканирующей электронной микроскопии на микроскопе JSM-6390LV фирмы Japanese Electron Optics Laboratory с приставкой ЭДС INCA Energy 350 X-Max 50 фирмы Oxford INCAEnergy в ЦКП «Геоаналитик» в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Рассчитывали долю техногенных

Таблица 1. Средняя доля техногенных частиц в городах в гранулометрической фракции 100—1000 мкм

Город	Доля техногенных частиц во фракции, %
Магнитогорск	40
Нижний Тагил	28
Пермь	33
Тюмень	14
Уфа	44
Челябинск	40

Таблица 2. Распределение техногенных частиц по типам в гранулометрической фракции 100—1000 мкм в городах

Тип частиц	Доля техногенных частиц в городе, %		
	Нижний Тагил	Пермь	Тюмень
Камневидный шлак	30	55	35
Стекловидный шлак	33	4	24
Железные микросферы	0	0	5
Силикатные микросферы	0	0	1
Кирпич	9	21	0
Штукатурка	2	0	1
Краска	2	0	0
Стекло	21	19	16
Шины	0	0	8
Уголь	0	0	8
Другие	3	0	2

частиц во фракции 100—1000 мкм в городах. Погрешность оценки количества частиц представляла субъективную погрешность, которая определяется квалификацией оператора, его особенностями зрительных органов и погрешностью отсчитывания.

Средняя доля техногенных частиц в городах в гранулометрической фракции 100—1000 мкм (погрешность оценки в среднем составляет 26 %) представлена в табл. 1. В табл. 2 показано распределение техногенных частиц по типам в гранулометрической фракции 100—1000 мкм в обследованных городах. Преобладающим типом техногенных частиц являются камневидные и гранулированные шлаки, стекло, микросферы. Наличие в пробах различных типов техногенных частиц может привести к геохимическим аномалиям на урбанизированной территории, таким как повышение концентраций тяжелых металлов в современных антропогенных отложениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-35-60011.

Литература

1. Бакулина Л. П. Шлиховое опробование и анализ шлиховых проб: учеб. пособие. 2-е изд., перераб. Ухта: УГТУ, 2014. 126 с.

2. Суставов С. Г. Морфология, физические свойства и определитель минералов по внешним признакам: Учебно-методическое пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 119 с.

3. Seleznev A., Yarmoshenko I., Malinovsky G., Ilgasheva E., Baglaeva E., Ryanskaya A., Kiseleva D., Gulyaeva T. Snow-dirt sludge as an indicator of environmental and sedimentation processes in the urban environment // Scientific Reports. V. 9, I. 1, 2019. 17241.

Вулкан Этна: тефра катастрофического извержения 1669 г. «минералого-геохимический аспект»

В. И. Силаев[1], Л. П. Аникин[2], Г. А. Карпов[2], В. Скрибано[3], Д. Н. Ремизов[4], В. Н. Филиппов[1], Д. В. Киселёва[5], Б. А. Макеев[1], С. Н. Шанина[1], К. В. Тарасов[2]

[1]ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *silaev@geo.komisc.ru*
[2]ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский
[3]Departament of Biological, Geological and Envirnonmental Sciences, University of Catania, Corso Italia
[4]ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург
[5]ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Стратовулкан Этна является одним из активнейших вулканов мира. Он располагается в восточной части острова Сицилия (южная Италия), в центре Средиземного моря (рисунок, а). В настоящее время вулканическая постройка занимает здесь площадь около 1260 км^2, а ее вершина достигает абсолютной отметки в 3340 м. Этна имеет длительную историю геологического развития. Последние 170 тыс. лет она находится в состоянии почти непрерывной активности, извергая пеплы и лавы в основном трахибазальтового состава с геохимическими и изотопно-геохимическими признаками базальтов океанических островов — OIB. За весь исторический период от 1226 лет д. н. э. до настоящего времени было зарегистрировано около 30 извержений, в том числе четыре катастрофических — в 122, 1169, 1669 и 1928 гг. Из уже случившихся извержений наиболее катастрофичным по своим результатам считается извержение 1669 г., при котором погибло по разным оценкам от 15 до 100 тыс. человек. Извержение началось выбросом пепла из бокки на высоте 2200 м, затем эксплозивный этап сменился эффузивным. Именно пирокластический материал этого извержения остается наименее изученным, что представляется недопустимым в преддверии приближающегося очередного катастрофического извержения, которое прогнозируется примерно около 2040 г.

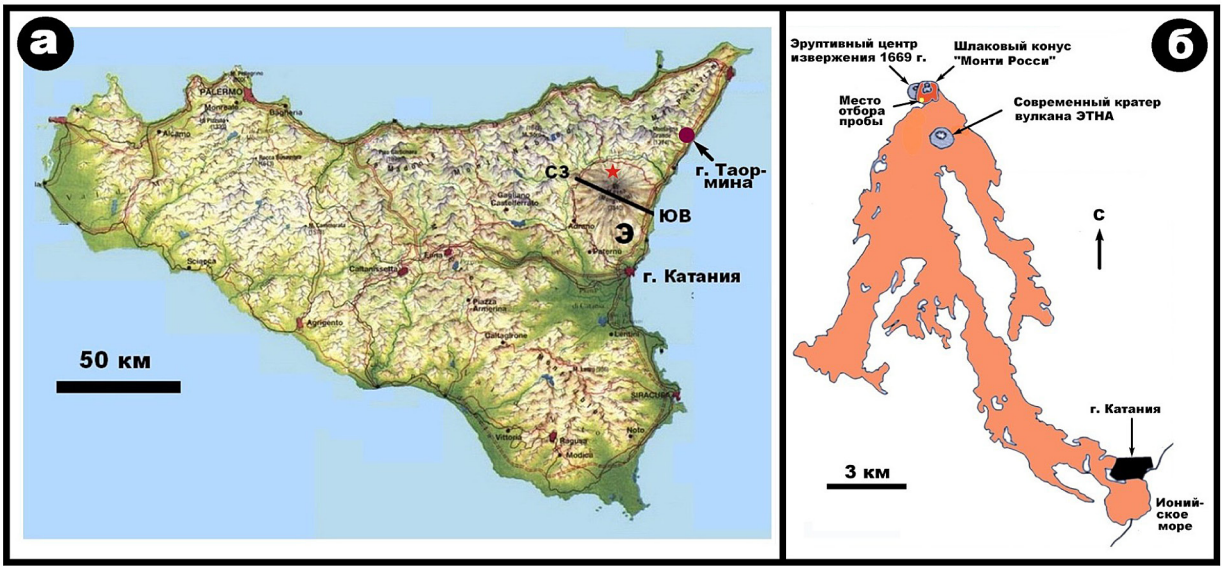
Объектом исследований послужила большеобъемная проба буроцветного пеплоосадка (тефры), отобранная в 2018 г. у южного подножья шлакового конуса, связанного с катастрофическим извержением Этны в 1669 г. (рисунок, б). В ходе исследований применялись: рентгеновская дифрактометрия (Shimadzu XRD-6000); рамановская спектроскопия (LabRam

HR800 Horiba, He-Ne лазер 632.8 нм); аналитическая сканирующая электронная микроскопия (JSM-6400 с ЭД и волновым спектрометрами); масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (Perkin Elmer ELAN 9000; рентгенофлуоресцентный анализ (Shimadzu XRF-1800); изотопная масс-спектрометрия (Delta V+ (Finnigan) с элементным анализатором Flash EA-HT 1112 и газовым коммутатором Confo IV); газовая хроматография («Цвет-800» с пиролитической приставкой). Анализ на микроэлементы проводился в ЦКП «Геоаналитик» Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург), остальные определения осуществлены в ЦКП «Геонаука» Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). Полученные результаты можно резюмировать следующим образом.

Исследованная тефра характеризуется крупно-грубопсаммитовым гранулометрическим составом, что свидетельствует о прикратерной локализации соответствующего пеплового материала. По валовому химическому составу она варьируется от щелочных пикробазальтов до трахибазальтов, отличаясь от лав того же извержения более основным составом. Вулканическое стекло в тефре колеблется по химическому составу в несколько более широком диапазоне — от щелочных пикробазальтов до трахиандезибазальтов, что указывает на некоторую степень раскристаллизованности тефры.

В составе тефры выявлены 50 микроэлементов, суммарное содержание которых составляет 1985 ± 208 г/т. Из диаграмм Th–Hf–Ta, Ta/Nb–Th/Yb и Zr–Zr/Y следует, что исследуемая тефра соответствует вулканизму в условиях внутриплитной геодинамической обстановки. Тренды содержаний индикаторных микроэлементов, нормированных на континентальную кору, согласуются с аналогичными трендами во внутриплитных базальтоидах. На соответствующих графиках отчетливо наблюдается иттербиевый максимум, указывающий на значительную глубинность генерации магматического материала. По тренду хондритнормированных концентраций лантаноидов тефра комплементарна E-MORB, генеральная диаграмма нормированных на N-MORB концентраций указывает на плюмовый внутриплитный характер магматизма. Таким образом, все полученные по тефре геохимические данные дают основание отнести Этну к внутриплитным вулканам с довольно глубинным магматическим очагом. Не исключено, что именно данные по Этне могут послужить эталоном для диагностики вулканов, действующих в условиях внутриплитной геодинамической обстановки.

Среди микролитов в тефре установлены оливин состава $Fo_{65–86}$, диопсид, плагиоклазы основного состава, изредка кварц. Характерны также включения Cr-V-содержащего ульвитмагнетита, особенности минального состава которого свидетельствую об его отсадке на значительной глубине. В качестве микроминералов эксплозивного происхождения в тефре обнаружены рутил, монацит, ярроуит-спионкопит (группа халькозина), самородное железо, латунь.



Остров Сицилия с вулканом Этна (Э, красной звездочкой показано место отбора материала для исследований) (а) и карта шлакового конуса и потоков лавы, образовавшейся в ходе извержения 1669 г. (б)

Выявленные в тефре Этны неорганические и органические литогенные газы коррелируется с составом газов в продуктах корово-мантийных взаимодействий. При этом температурный тренд состава пиролизатов в части неорганических газов указывает на рост в наиболее глубоко капсулированных флюидных включениях роли CO и CO_2 относительно воды, а в части органических газов — на преобладание более сложных, чем метан, углеводородов, что свойственно именно глубинным обстановкам.

В исследуемой тефре выявлены частицы абиогенных органоидов, подразделяющиеся по морфологии и внутреннему строению на волокнистые и чечевицеобразные. Оба типа частиц насыщены микровключениями вулканического стекла, по составу сходного со стеклом в частицах тефры, но варьирующего в значительно более узких пределах — от щелочных базальтов и андезибазальтов до трахиандезибазальтов. По фазовому, элементному составу и изотопии углерода и азота выявленные в тефре Этны органоиды близки к органоидам в продуктах извержения камчатских вулканов, что подтверждает ранее сделанный нами вывод о глобальном развитии углеродного абиогенеза в условиях наземного вулканизма.

Результаты U-Pb (SIMS)-датирования циркона из гранитов и риолитов хр. Малдынырд, Приполярный Урал

А. А. Соболева

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

На западном склоне Приполярного Урала на хребте Малдынырд выходят на поверхность доордовикские граниты и кислые вулканиты, относящиеся к Центральноуральской мегазоне. Граниты слагают большую часть Малдинского массива, расположенного в юго-западной части хребта, и относятся к первой фазе сальнерско-маньхамбовского комплекса, выделенного М. В. Фишманом и Б. А. Голдиным [11]. Массив размером 7 × 15 км имеет слегка вытянутую в меридиональном направлении форму и площадь более 80 км^2. Он прорывает породы верхнерифейской мороинской свиты и верхнерифейско-вендской саблегорской свиты. Восточный его контакт с ордовикскими обеизской и саледской свитами тектонический [4]. Преобладающими породами массива являются крупно- и среднезернистые порфировидные биотитовые граниты, менее распространены мусковит-биотитовые разности. По генетической классификации породы относятся к салическому подтипу гранитов I-типа [8].

Кислые вулканиты, развитые в обрамлении Малдинского массива и слагающие большую часть хр. Малдынырд, представлены в составе саблегорской свиты и прорывающих ее субвулканических интрузий, крупнейшая из которых Малдынырдская представляет собой тело площадью более 30 км^2, вытянутое на 17 км вдоль оси хребта в северо-восточном направлении. Наиболее распространенные породы — риолиты и трахириолиты, реже встречаются трахириодациты, дациты и трахидациты. Для покровных образований обычна редкопорфировая структура, субвулканические тела сложены преимущественно обильнопорфировыми вулканитами. По химическому составу большая часть вулканитов заметно отличается от гранитов Малдинского массива. Риолиты и трахириолиты сопоставимы по составу с гранитами А-типа, и только породы дацитового состава приближаются к гранитам I-типа [9].

Изотопное датирование гранитов и кислых вулканитов хр. Малдынырд производилось неоднократно. Определения возраста гранитов Малдинского массива K-Ar методом по слюдам дали цифры возраста 260, 290, 335 ± 15, 525 ± 25 млн лет [11], 520 ± 18 млн лет [5]. Только две последние из этих датировок отвечают геологической ситуации. Этим же методом для риолитов хребта Малдынырд были получены датировки 259 ± 8 и 265 ± 9 млн лет [1]. Применение Rb-Sr метода для датирования гранитов дало возрасты 431 ± 15 млн лет [6] и 485 ± 13 млн лет [3], а для риолитов хр. Малдынырд были получены возрасты 249 ± 2 и 390 ± 10 млн лет [7], 586 ± 21 млн лет [4], 603 ± 8 млн лет [12].

Л. Т. Белякова приводит для риолитов U-Pb датировку 550 млн лет [2].

Более точный возраст гранитов и вулканитов был установлен после датирования единичных зерен циркона из этих пород. Методом термоионной эмиссии В. Л. Андреичевым получен Pb-Pb возраст гранитов Малдинского массива (584 ± 9 млн лет) и субвулканических риолитов, расположенных к северу от него (516 ± 19 и 519 ± 17 млн лет) [9]. Эти результаты подтвердили предположение об отсутствии генетической связи с гранитами Малдинского массива, по крайней мере, части кислых вулканитов хребта.

Для уточнения Pb-Pb возрастов мы выполнили U-Pb (SIMS) датирование отдельных зерен циркона из той же пробы гранита и одной из двух проб риолитов (SHRIMP-RG, Стэнфордский ун-т, США). Для гранитов средний конкордантный возраст 8 зерен циркона с индивидуальными $^{206}Pb/^{238}U$ возрастами в интервале 539—558 млн лет составляет 551 ± 5 млн лет (2σ, СКВО = 0.078). Для риолитов по 6 зеренам циркона с возрастами 486—506 млн лет его значение — 497 ± 6 млн лет (95%, СКВО = 3.0), а средневзвешенный возраст 7 зерен — 495 ± 4 млн лет (2σ, СКВО = 1.7). Уточненный возраст гранитов соответствует началу позднего венда и совпадает с возрастом многих гранитных массивов Севера Урала и фундамента Печорской плиты. Позднекембрийский возраст риолитов не укладывается в представления о позднерифейско-вендском возрасте саблегорской свиты. Наши данные свидетельствуют о том, что на Приполярном Урале имел место раннепалеозойский магматизм, в результате которого образовались субвулканические тела кислого состава. Они коррелируются по возрасту с позднекембрийско-раннеордовикскими гипабиссальными комплексами Полярного Урала — пайпудынским [15] и пожемским [10, 14] риолитовыми и хадатинским трахириолитовым [13], образовавшимися в начале рифтогенной стадии уралид. Вопрос о возрасте кислых вулканитов саблегорской свиты остается открытым.

Работа выполнена по теме госзадания ГР № АААА-А17-117121270035-0 ИГ Коми НЦ УрО РАН и в рамках проекта 18-5-5-46 № ГР АААА-А17-117121140077-0.

Литература

1. Андреичев В. Л. Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1999. 48 с. (Научные доклады. Вып. 413).

2. Белякова Л. Т. Геосинклинальный рифей севера Урала. Автореф. дис. канд. геол-мин. наук. М., 1972. 26 с.

3. Водолазская В. П., Шергина Ю. П., Котов К. Н. Возраст и генезис гранитоидов Приполярного Урала // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 48—55.

4. Иванов В. Н., Жаркова Т. Б., Курзанов И. Ю. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 252 с.

5. Калинин Е. П. Возраст гранитообразования на Приполярном Урале (геологическая интерпретация геохронологических данных) // Магматизм севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1985. С. 68—77.

6. Котов К. Н., Петрова И. А. Проявление риолитового магматизма на Приполярном Урале // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока СССР: Проблемы минерального сырья. Сыктывкар, 1994. С. 115—119.

7. Кузнецов С. К., Андреичев В. Л. Возраст золото-фукситовой минерализации в риолитах хребта Малдынырд // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Матер. Всерос. конф. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 18—19.

8. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 150 с.

9. Соболева А. А. Вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 147 с.

10. Соболева А. А., Иванов В. Н., Кузенков Н. А., Васильев А. К. Кислые вулканиты Тынаготско-Тыкотловского района (Приполярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сб. стат. Сыктывкар, 2008. № 5. С. 27—51.

11. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды Центральной части Приполярного Урала. Л.: Изд. АН СССР, 1963. 108 с.

12. Червяковский С. Г., Сазонов В. Н., Малюгин А. А. Особенности металлогении рифтогенных формаций Урала // Эволюция металлогении Урала в процессе формирования земной коры. Свердловск: УНЦ АН СССР. С. 226—228.

13. Черкашин А. В. Новые данные определения возраста кислых вулканитов хадатинского трахириолитового комплекса // III Межд. науч.-практ. конф. молод. уч. памяти акад. А. П. Карпинского. СПб: ВСЕГЕИ, 2013. С. 780—783.

14. Черкашин А. В., Молчанова Е. В., Шишкин М. А., Матуков Д. И. и др. Результаты датирования риолитов Лемвинской структурно-формационной зоны, западный склон Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского

сегмента: Мат. научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 272—277.

15. Шишкин М. А., Малых И. М., Матуков Д. И., Сергеев С. А. Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северовостока России: Мат. XIV Геол. съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т. II. С. 148—150.

Природа кальцитовых гнёзд в фоскоритах массива Ковдор

С. В. Соколов

ВИМС, Москва; *vims-sokol@mail.ru*

Редкометалльно-апатит-магнетитовое месторождение массива Ковдор сформировалось на протяжении двух стадий, в каждую из которых возникали генетически родственные фоскориты и кальцитовые карбонатиты [1]. Среди фоскоритов ранней стадии превалируют апатит-форстерит-магнетитовые с блоками форстерит-магнетитового состава и кальцит-форстерит-магнетитовые разновидности (обе с зелёным флогопитом). Близкие им по минеральным ассоциациям — форстерит + магнетит + апатит + кальцит — фоскориты поздней стадии отличаются присутствием клиногумита и тетраферрифлогопита. Небольшие выделения ксеноморфного (часто интерстициального) кальцита в основном равномерно распределяются в обоих фоскоритах. Помимо того, этот карбонат образует варьирующие по форме и размерам гнёздовидные скопления, которые по составу подразделяются на кальцитовые (в обеих стадиях) и доломитсодержащие кальцитовые (в поздней стадии).

Для карбонатных гнёзд характерно развитие по их границам с окружающей рудной массой моно- или полиминеральных оторочек, слагаемых входящими в её состав минералами. В ранних фоскоритах оторочки состоят из октаэдров магнетита и кристаллов форстерита короткопризматического габитуса (рис. 1), к которым могут добавляться гексагональные пластинки флогопита и зернистый апатит. В поздних фоскоритах оторочки часто представлены только магнетитом (рис. 2), хотя в срастаниях с ним также встречались форстерит, клиногумит, тетраферрифлогопит.

Вопреки предположениям некоторых авторов, считающих присутствующие в рудах данного месторождения карбонаты кальция вторичными, мы относим кальциты в составе изученных фоскоритов к первичным фазам по двум причинам: 1) отсутствует их реакционное воздействие на ассоциирующие минералы; 2) практически совпадают средние содержания изоморфных примесей в двух генерациях кальцитов из рудной массы фоскоритов и гнёзд (см. таблицу); заметим, что приведённые данные близко соответствуют цифрам, полученным по большему числу анализов в ранних и в поздних фоскоритах [1].

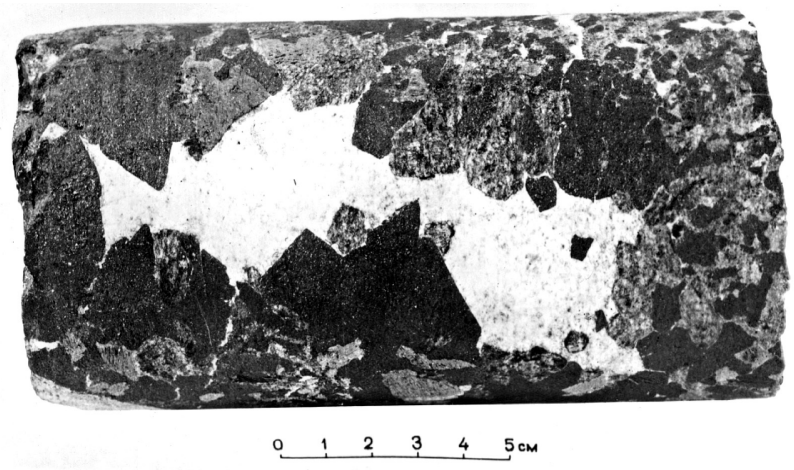


Рис. 1. Оторочка кальцитового гнезда в раннем фоскорите, состоящая из крупных кристаллов магнетита (чёрное) и форстерита (серое)



Рис. 2. Гнездо доломитсодержащего кальцита (размер 10.5×5 см) в позднем фоскорите, частично оторочennое зёрнами магнетита (чёрное)

ралообразующей среды на силикатно-оксидно-фосфатную и карбонатную фракции. Низкие плотности и температуры последней способствовали кристаллизации крупных индивидов высокотемпературных минералов по границам гнёзд.

В минералах фоскоритов установлены расплавные включения, что однозначно говорит о магматическом генезисе руд Ковдорского месторождения. При этом замеренные температуры гомогенизации включений в форстеритах (900—765 °С → 860—770 °С) и апатитах (890—760 °С → 790—680 °С) подтверждают её снижение и в ходе кристаллизации этих минералов, и от ранней стадии к поздней. Редкие расплавные включения в кальцитах из гнёзд не достигали полной гомогенизации, а декрепитировали по причине высокого внутреннего давления в интервале температур от 540 до 600 °С.

Элементы-примеси в кальцитах фоскоритов и кальцитовых гнёзд (мас. %)

Компоненты	MgO	MnO	FeO	SrO	BaO	REE_2O_3
Апатит-форстерит-магнетитовый с кальцитом ранний фоскорит						
Фоскорит (5)*	1.21	0.10	0.20	0.52	0.044	0.065
Гнездо (3)	1.17	0.10	0.20	0.55	0.048	0.070
Кальцит-апатит-магнетитовый с клиногумитом поздний фоскорит						
Фоскорит (4)	1.51	0.11	0.22	0.82	0.064	0.085
Гнездо (2)	1.48	0.12	0.23	0.81	0.068	0.094

* В скобках показано количество анализов.

Структурная позиция интерстициальных кальцитов в фоскоритовых парагенезисах подтверждает их позднее образование в процессе кристаллизационной дифференциации. В то же время, карбонатные гнёзда могли возникать в результате ликвационного разделения мине-

Литература

1. Соколов С. В. Генетическое единство апатит-магнетитовых руд и карбонатитов щелочно-ультраосновных массивов // Геохимия. 1983. № 3. С. 438—449.

Гидротермальный доломит — важный типоморфный минерал серебряных и серебросодержащих месторождений Таджикистана

Ф. А. Файзиев[1], А. Р. Файзиев[2]

[1]ТНУ, Душанбе; *foteh81@mail.ru*
[2]ИГССС АН РТ, Душанбе; *faiziev38@mail.ru*

На площади серебряных и серебросодержащих месторождений Таджикистана встречаются мощные слои осадочного доломита. На этих же объектах нередко встречается и гидротермальный доломит. Он находится в тесной парагенетической ассоциации с минералами продуктивных стадий минерализации и, таким образом, может являться указателем наличия в минеральных ассоциациях с доломитом серебряной минерализации.

Гидротермальный доломит обнаружен как в месторождениях Центрального (Мирхант, Му-

шистон и др.), так и Северного Таджикистана (Большой Канимансур, Зарнисор, Кансай и др.). Он в них значительных скоплений не образует и встречается в виде прожилков, гнезд и вкраплений.

На месторождении Большой Канимансур на основании рентгенометрических и микрозондовых анализов Р. А. Амосов наряду с кальцитом, магниевым олигонитом описал марганцевистый доломит. Эти минералы образуют тонкие прожилки и гнезда. В березитизированных породах этого месторождения В. Л. Русиновым и Н. В. Троневой [1] описаны также прожилки, в составе которых вместе с другими карбонатами (олигонитом, марганцовистым анкеритом) находится другая разновидность доломита — железо-марганцовый.

Прожилки доломита на месторождении Замбарак описаны Г. И. Ионисом [2]. Цвет его кремовый. Доломит находится среди вкрапленных полиметаллических руд в эффузивных породах.

Агрегаты ромбоэдрических кристаллов доломита в скарнах на месторождении Южная Дарбаза отмечены Ю. А. Араповым [3]. Им определены оптические свойства доломита, которые соответствуют справочным данным (N_o — 1.500, N_e — 1.681, $N_o - N_e$= 0.181).

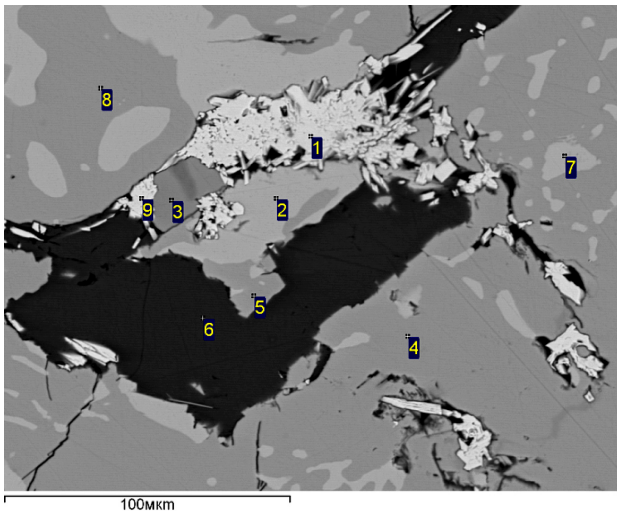
На месторождении Кансай доломит образует секущие прожилки. Последние имеют непостоянную мощность, толщина которых достигает до 2 см. Длина их составляет до нескольких метров. Границы прожилков с вмещающими породами нечеткие. Часто наблюдается изогнутость и ветвистость, а также их пересечения. Агрегаты прожилков средне- и мелкозернистые. Цвет белый, кремовый, розоватый. В большинстве случаев минерал тяготеет к оруденелым зонам.

В виде прожилков доломит обнаружен и на некоторых месторождениях Зарнисорского рудного узла (Зарнисор, Сардоб). Мощность их колеблется от 1 до 3 см. Он ассоциирует с жильными (кварцем, баритом, сидеритом) и рудными (галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом) минералами [4]. В кривых нагревания доломита из месторождения Сардоб наблюдается два эндотермических эффекта при температурах 700 и 844 °С. Первый связан с разложением доломита на $CaCO_3$ и $MgCO_3$ и диссоциацией $MgCO_3$, а второй обусловлен с диссоциацией $CaCO_3$.

В месторождениях Центрального Таджикистана установлен доломит на месторождениях Мирхант и Мушистон. Доломит на Мирханте встречается в виде тонкозернистых (0.001—0.1 мм) неправильной формы агрегатов и сравнительно крупных (до 0.1 мм) зерен. Минерал обнаружен среди гематитизированного кальцита. В шлифе буроватый, загрязнен примесью непрозрачных пылевидных частиц. Сечения зерен ромбические. Наряду с доломитом нередко наблюдается кальцит и анкерит. Термическим анализом подтверждена его принадлежность к доломиту. Химический состав (среднее по двум анализам): MgO — 17.3 %, ZnO — 6.56 %, CaO — 30.15 %, FeO — 1.27 %, CO_2 рассчетное — 45.77. Сумма — 101.05 %. Такое высокое содержание цинка в доломитах связано с литофильными свойствами элемента. Известно [5], что когда в системе отсутствуют халькофильные анионы (сера, селен, теллур), цинк проявляет свое литофильное свойство.

Минералогическими исследованиями последних лет обнаружен доломит и на месторождении Мушистон. Он встречается под микроскопом в виде тонких прожилков, секущих прожилки кварца. Вмещает в себе включения кварца и касситерита. Доломит в парагенетической ассоциации встречается с такими рудными минералами как станнин, сфалерит и халькопирит (рисунок). Сам корродируется более поздними кварц-кальцитовыми жилками. Температура гомогенизации включений в доломите из месторождения Мушистон равна интервалу 200—120 °С.

Химические составы доломитов показывают, что содержание оксида кальция в них



Взаимоотношение минералов на месторождении Мушистон. Изображение участка шлифа в отраженных электронах (BSE). 1, 9 — касситерит, 2, 7 — станнин, 3 — халькопирит, 4, 5, 8 — сфалерит, 6 — доломит

Химический состав доломитов из серебряных месторождений Таджикистана

Компоненты / № пп	CaO	MgO	MnO	FeO	CO_2	ZnO	Сумма
1	30.29	11.75	2.17	7.46	47.63	—	99.30
2	32.20	15.75	5.20	3.11	42.90	—	99.16
3	30.52	13.17	1.69	6.12	47.82	0,57	99.89
4	30.17	17.28	—	1.31	45.79	6.64	101.19
5	30.12	17.32	—	1.24	45.76	6.48	100.92

Примечание: 1 — Большой Канимансур по [1], 2 — Замбарак по [2], 3 — Мушистон, 4, 5 — Мирхант — по авторам.

(30.12—32.2 мас. %) в целом соответствует теоретическому составу минерала (30.4 мас. %). Однако содержание оксида магния в доломитах неоднозначное и колеблется в пределах 11.7—17.32 мас. %. Пробы доломитов характеризуются повышенной концентрацией оксида железа (1.24—7.46 мас. %). Из других элементов-примесей в доломитах установлены оксид марганца и оксид цинка. Оксид марганца определен в минерале из месторождения Замбарак (5.20 мас. %), Большой Канимансур (2.17 мас. %) и Мушистон (1.69 мас. %). Оксиды цинка установлены в пробах из месторождения Мирхант (6.56, среднее из двух анализов) и Мушистон (0.57).

Гидротермальный доломит встречается и в других месторождениях полезных ископаемых. Например, на золоторудном и ртутно-сурьмяном месторождениях Центрального Таджикистана. Так, на малосульфидном месторождении золота Пакрут он образует прожилки, мощностью до 4—4.5 см. Там доломит двух генераций. Обе генерации характеризуются высоким содержанием окиси железа (в среднем 7.59 мас. %). Температура гомогенизации включений в доломите I падает на диапазон 235—185 °С, а доломите II — 120—90 °С [6]. Доломит на месторождении Пакрут, также как и в серебряных месторождениях, находится в ассоциации с минералами продуктивных стадий.

На Джижикрутском ртутно-сурьмяном месторождении установлены 3 генерации доломита, которые кристаллизовались в диапазоне температур 250—100 °С [7].

Литература

1. Русинов В. Л., Тронева Н. В. Железо-марганцевая фация околорудных березитов // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 4. С. 730—733.

2. Ионис З. И. Полибазит из Замбарака (Восточный Карамазар) // Докл. АН УзССР. 1966. №4. С. 41—43.

3. Арапов Ю. А. Минералогия и геохимия Кансайского месторождения. Л.: Издательство ТПЭ, 1936. 106 с.

4. Моисеева М. И., Смирнова С. К. Доломит // Минералы Узбекистана. Т. 2. 1975. С. 112—120.

5. Бадалов С. Т. Геохимические циклы важнейших рудообразующих элементов. Ташкент: Изд-во Фан, 1982. 168 с.

6. Файзиев А. Р., Махмадалиев А. Г., Сафаралиев Н. С., Набиев Н. Ф. Температура и состав минералообразующих растворов стратиформных месторождений Бальджуанского рудного района // Докл. АН РТ. 2016. Т. 59. № 1—2. С. 73—78.

7. Новикова Т. И. Месторождения сурьмы и ртути // Минералогия, геохимия и генезис некоторых эндогенных месторождений Таджикистана. Душанбе: Издательство Дониш, 1986. С. 65—114.

Геохимические особенности цирконов из раннекаменноугольных андезитов Восточной зоны Среднего Урала

В. С. Червяковский, М. В. Червяковская, Е. Н. Волчек

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; *v.chervyakovskiy@mail.ru*

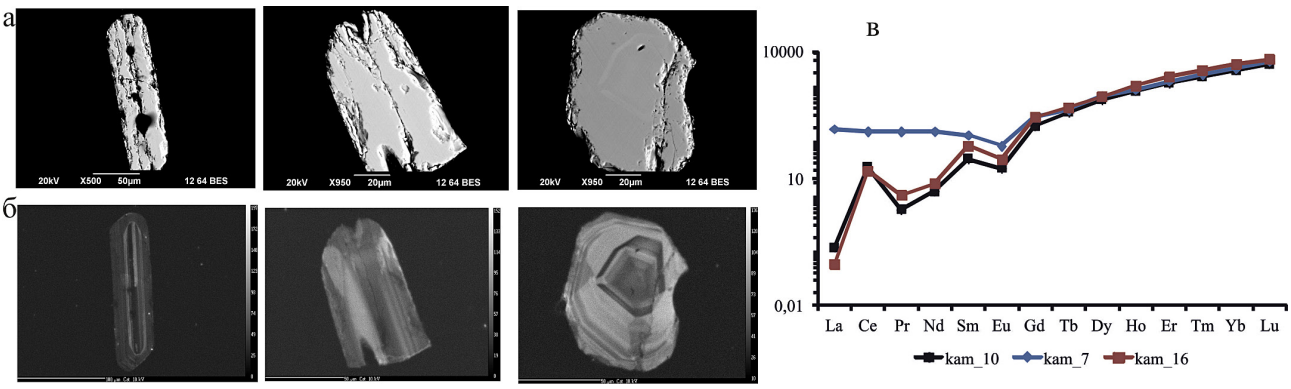
В пределах среднеуральской части Восточной зоны андезиты, входящие в состав бекленищевской свиты раннекаменноугольного возраста (C_1bk), имеют небольшое распространение. Самые значимые для понимания характера и тенденции магматической деятельности в этот период времени выходы вулканитов наблюдаются по долинам рек Исети и Камышенки. Здесь они образуют лавовые потоки мощностью до 15—20 м и серии потоков. Потоки имеют гладкую поверхность с брекчиевидной текстурой в краевых частях. Иногда лавовые брекчии полностью слагают небольшие бугристые потоки. Андезиты обладают порфировой структурой. Вкрапленники представлены зональным андезином и пироксеном. Ранее эти образования выделялись в андезитовую формацию раннего карбона, которая занимает около 5 % площади всех вулканогенных образований зоны [1]. По геохимическим характеристикам они сходны с андезитовыми сериями активных континентальных окраин.

Минералого-геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение акцессорных цирконов андезитов, позволяющее получить дополнительную информацию об условиях формирования пород, их возрасте ранее не проводилось.

Нами получены первые данные по геохимии цирконов из проб андезитов, отобранных на левом берегу р. Исеть (Рев) и левом берегу р. Камышенки (kam). Аналитические исследования кристаллов циркона выполнены в Центре коллективного пользования «Геоаналитик» Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390L фирмы Jeol и на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX100. Состав редкоземельных элементов определялся на квадрупольном масс-спектрометре ИСП-МС NexION 300S с приставкой для ЛА NWR 213.

Из пробы Рев были выделены единичные обломки цирконов, имеющие на поверхности и на срезах различные микротрещины. Их исследования не проводились. В проанализированной пробе kam найдено 52 циркона. Они представлены мелкими удлинёнными зернами с полосчатой зональностью, присутствуют также концентрически зональные кристаллы (рисунок, а, б). Удлинённые кристаллы прозрачные, светло-желтого цвета. Большинство изученных цирконов имеет магматическое распределение РЗЭ. В цирконах, изображённых на рисунке (зёрна kam_10 и kam_16), отношение Th/U составляет 0.54 и 0.56 соответственно. Спектры распределения в них характеризуются преобладанием тяжёлых РЗЭ (рисунок, в), наличием положительной аномалии по Ce (Ce/Ce* — 28.8 (kam_10) и 24.4 (kam_16)) и отрицательной Eu-аномалии (Eu/Eu* — 0.25 и 0.22). По соотношению La (в среднем — 0.04 г/т) и Sm_n/La_n (kam_10 — 125.1; kam_16 — 622.2) они соответствуют магматическому типу цирконов [2].

Циркон kam_7 отличается от рассмотренных выше зёрен по морфологии и характеру распре-



Цирконы из раннекаменноугольных андезитов: а — BSE-изображение; б — катодолюминесцентное изображение; в — спектры РЗЭ этих цирконов. Содержания нормированы по [3]

деления РЗЭ. Содержание легких редкоземельных элементов в нём более высокое, аномалия по Ce не проявлена. Изученные цирконы характеризуются близкими содержаниями Y, Th, U, Zr, Hf.

Установлено, что цирконы из андезитов беклеищевской свиты раннекаменноугольного возраста (C_1bk), различаются по морфологии и содержанию РЗЭ. Большинство из них по характеру распределения РЗЭ относятся к магматическим цирконам.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (тема АААА-А19-119072990020-6) и при финансовой поддержке РФФИ (проект №. №20-05-00403).

Литература

1. Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кабанова Л. Я. Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. Л.: Наука, 1979. 129 с.

2. Hoskin P. W. O. Trace element composition of hydrothermal zircon and the altetation of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Geosmochim. Acta., 2005, v. 69, № 3, p. 637—648.

3. Sun S.-s. and McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the Oceanic Basins / A.D. Saunders and M.J. Norry (Eds.) Blacrwell, Oxford, 1989. P. 313—345.

Минералогическая и петрографическая характеристика позднедевонских долеритов центральной части полуострова Канин (рр. Горелая, Тальбей, Падлей)

А. М. Шмакова[1,2]

[1] ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *alex.sch92@yandex.ru*
[2] ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

На территории полуострова Канин, проявления девонского магматизма связаны с Канино-тиманским долеритовым комплексом ($\beta D_3 kt$) [1]. Данный комплекс представлен интрузивными дайками долеритов и телами субвулканических базальтов, расположенными в основном в центральной части и частично на юго-востоке полуострова.

В ходе экспедиционных работ (2019 г.), в составе Канинской партии ВСЕГЕИ, нами были опробованы коренные выходы долеритов из центральной части полуострова Канин на реках Горелая, Тальбей и Падлей.

Долериты образуют дайки, мощностью 1—2.5 м, реже до 50 м, секущие рифейские сланцы. Цвет пород темно-серый или серый. Структура тонко- (0.5—0.6 мм) и мелкозернистая (1.0—1.2 мм), текстура — массивная, миндалекаменная. Миндалины размером до 1 мм, преимущественно зональные, выполнены сидеритом, кальцитом и кварцем. Микроструктура пород офитовая, реже порфировая, пойкилоофитовая. Порфировые вкрапленники представлены кристаллами пироксена и плагиоклаза размером до 1.8 мм, основная масса сложена преимущественно зональными пироксенами и плагиоклазами. Акцессорные минералы представлены апатитом и КПШ. Из рудных минералов установлены титаномагнетит со структурами распада, а также сульфиды: халькопирит и пирит. Стекло в породе наблюдается в межзерновом пространстве, полностью замещено палагонитом.

Химический состав пироксенов варьирует: в центре соответствует авгиту и магнезиальному пижониту, в единичных случаях субкальциевому авгиту и промежуточному пижониту. В краевой части содержание железа увеличивается, состав пироксена соответствует ферроавгиту, реже субкальциевому ферроавгиту и железистому пижониту. Наличие составов пижонита свидетельствует о процессах распада твердого раствора в пироксене. С возрастанием содержания железа в процессе фракционирования в авгите начинает кристаллизоваться пижонит, который сохраняется только в быстро остывших расплавах [2]. С помощью диаграммы для определения температуры кристаллизации пироксенов установлено, что центральная часть кристаллов пироксенов кристаллизовалась при температуре 1300—1000 °С, в краевой части температура кристаллизации варьировала в пределах от 1100 до 900 °С [4].

В плагиоклазах долеритов также наблюдается зональность: центральные части соответствуют лабрадору $An_{50—69}$, ближе к краю состав меняется на более натриевый и соответствует андезину $An_{33—49}$. В одном образце состав плагиоклаза соответствует битовниту $An_{71—79}$ в центре, а в кайме лабрадору $An_{53—69}$ и андезину $An_{37—44.}$ Также наблюдается замещение плагиоклаза поздним альбитом.

Апатит обнаружен в двух образцах в виде скелетных изометричных и игольчатых кристаллов размером от 0.01 до 0.03 мм. КПШ встречается в единичных зернах (размер до 0.1 мм).

В долеритах установлено значительное количество скелетных кристаллов титаномагнетита со структурой распада. Титаномагнетит изучаемых долеритов делится на три группы по наличию ламелей и их химическому составу.

Первую группу составляют гомогенные титаномагнетиты без видимых структур распада. В составе данных титаномагнетитов присутствует большое количество TiO_2 = 9—17 мас. %, химическая формула минерала варьирует в пределах $Fe^{2+}_{0.91—2.87}$ ($Ti^{3+}_{0.43—0.74}$ $Fe^{3+}_{0.7—1.41}$) $O_{4.}$

Во вторую группу входит титаномагнетит долеритов со структурой распада. Химическая формула минерала варьирует в более широких пределах $Fe^{2+}_{0.87—1.58}$ ($Ti^{3+}_{0.34—0.77}$ $Fe^{3+}_{1.01—1.55}$)$O_{4.}$ Ламелли имеют в составе содержание TiO_2 = 28—40 мас. %, Fe_2O_3 = 51—65 мас. %, минальные соотношения ламелей: Ilm (35—64), Hematite (34—64). Geikelite (1—3), Pyrophanite (0—2).

Третью группу составляет титаномагнетит с более крупными и четкими ламеллями ильменита. Химическая формула минерала варьирует в широких пределах $Fe^{2+}_{0.87—1.59}$ ($Ti^{3+}_{0.34—0.65}Fe^{3+}_{1.06—1.46}$) O_4. Содержание TiO_2 в ламелях составляет 37—50 мас. %, Fe_2O_3= 49—58 мас. %, минальные соотношения ламеллей: Ilm (54—90), Hematite (13—44), Geikelite (0—3), Pyrophanite (1—2).

Наличие или отсутствие структуры распада, а также различие в химическом составе ламелей титаномагнетита может быть связано с условиями кристаллизации минерала. Титаномагнетит без структуры распада мог кристаллизоваться в результате быстрого остывания расплава. Наличие структуры распада свидетельствует о более медленном остывании [3].

Халькопирит в долеритах встречается редко в виде изометричных зерен размером до 0.025 мм. Пирит установлен в виде единичных кристаллов размером до 0.015 мм. Присутствие сульфидов в долеритах указывает о насыщенности расплава серой.

Таким образом, интрузивные тела центральной части полуострова Канин, сложены долеритами серыми, темно серыми, тонко и мелкозернистыми, массивными и миндалекаменными. Породы слагают зональные пироксены и плагиоклазы, замещенное стекло, апатит, КПШ, титаномагнетит 3-х типов (со структурами распада и без), а также сульфиды (пирит и халькопирит). Расплав, из которого происходила кристаллизация долеритов, был обогащен серой. Вероятно, кристаллизация пород происходила на разной глубине. О быстрой кристаллизации свидетельствуют скелетные формы рудных минералов и пижонит, кристаллизующийся в условиях быстрого остывания расплава. На более медленное остывание магматического расплава на глубине, указывают структуры распада в титаномагнетите. Рассчитанная температура кристаллизации пород составляет 1300—900 °С.

Авторы выражают благодарность ЦКП «Геонаука» за помощь при проведении аналитических работ. Работа выполнена при финансовой поддержке Государственного задания № АААА-А17-117121270037-4 «Научные основы эффективного недропользования, развития и освоения минерально-сырьевой базы, разработка и внедрение инновационных технологий, геолого-экономическое районирование Тимано-Североуральского региона».

Литература

1. Журавлев В. А., Куприн В. Ф., Лукьянова Л. И., Парамонова М. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Q-38 — Мезень. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 311 с.

2. Патнис А., Мак-Коннелл Дж. Основные черты поведения минералов: Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 304 с.

3. Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М.: ИЛ. 1962. 1132 с.

4. Lindsley D. H. Pyroxene thermometry // American Mineralogist, 1983, Vol. 68, p. 477—493.

Самородные металлы из хромититов Харчерузского ультрамафитового массива (Полярный Урал)

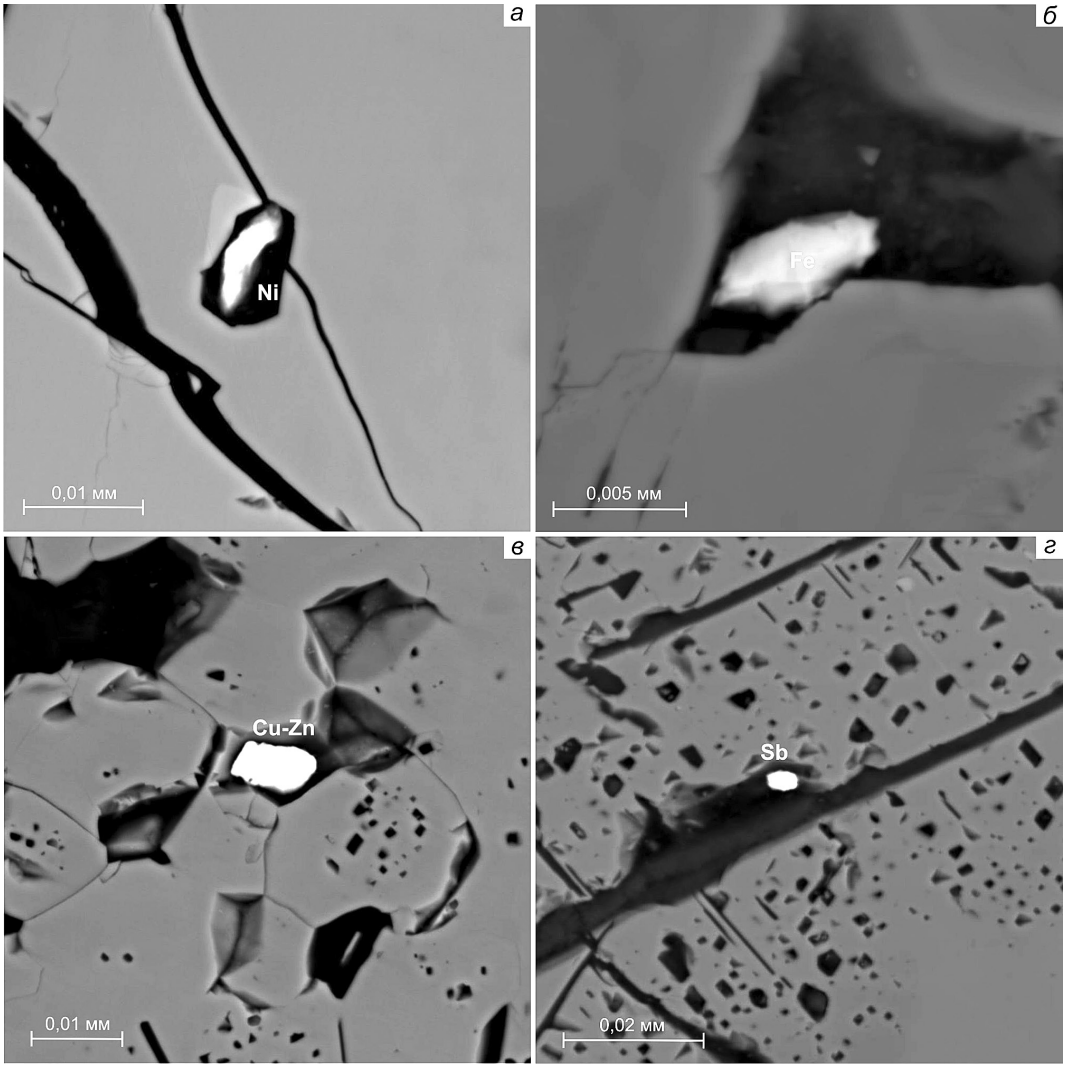
А. Н. Юричев

Томский государственный университет, Томск; *juratur@sibmail.com*

Из рудной минерализации, отмечаемой в реститовых ультрамафитах офиолитовых комплексов, только минералогия шпинелидов и минералов ЭПГ являются в настоящее время наиболее хорошо изученными разделами, другие рудные минералы, в частности, самородные металлы — в литературе освещены значительно слабее.

Трудности в диагностике последних связаны с их крайне малыми размерами (до 10 мкм), а также с их очень незначительным содержанием в породах. С помощью рентгеноспектрального микроанализа выполнено изучение акцессорной минерализации самородных металлов и их сплавов в образцах массивных хромититов Харчерузского ультрамафитового массива, являющегося южным фрагментом Хадатинского офиолитового пояса, замыкающего на севере офиолитовые комплексы Полярного Урала.

Харчерузский массив представляет собой пластинообразное тело субширотного простирания протяженностью ~18 км при максимальной ширине ~7 км. Он сложен преимущественно рестированными дунитами и их серпентинизи-



Минерализация самородных металлов и их сплавов в хромититах Харчерузского ультрамафитового массива (микрофотографии в режиме BSE)

рованными разностями, среди которых выявлены линейные и линзообразные тела массивных хромититов (мощность отдельных тел не более 1 м при протяженности до 10 м), имеющие предпочтительно субширотное простирание.

При изучении вещественного состава хромшинелидов и акцессорных сульфидов в густовкрапленных и сливных хромититах исследуемого массива, автором в зонках трещиноватости, ковернах хромитового цемента были диагностированы единичные мелкие (до 0,01 мм) проявления самородных металлов (Ni, Fe, Sb) и металлического твердого раствора системы Cu–Zn (см. рисунок).

Самородный никель отмечен в виде одиночных округлых плоских выделений (чешуек), не превышающих в размере 10 мкм. В химическом составе металла постоянно обнаруживается изоморфная примесь Fe (до 0.7 %) и Co (до 0.7 %).

Самородное железо формирует изолированные сгустковидные, округлые выделения размером до 6 мкм непосредственно в зернах хромшпинелидов либо в серпентиновом субстрате интерстиций. В химическом составе металла выявляется примесь Pt (до 4.1 %), что ранее не диагностировалось в его составе из других подиформных хромитовых рудопроявлений Урала.

Самородная сурьма отмечена в виде обособленных мелких (до 5 мкм) выделений с корродированными краями. Химический состав полностью «стерилен».

Металлический твердый раствор Cu–Zn наблюдается в виде округлых и неправильных сгустковатых выделений. Он характеризуется постоянным преобладанием в химическом составе Cu (до 60.5 %) над Zn (до 46.0 %) и «стерильностью» в отношении других примесных элементов. Интерес данная система может представлять при оценке платиноносности харчерузских хромититов в связи с выявлением ранее в хромитовых рудах Кемпирсайского массива (Южный Урал) подобных по структуре соединений: Cu–Ir и Rh–Zn.

Формирование рассмотренной минерализации, очевидно, связано с процессами серпентинизации и преобразования первичных силикатов и находящихся с ними в парагенезисе сульфидов и хромшпинелидов при восстановительных условиях: с тенденцией Ni и подчиненного Fe высвобождаться из кремнекислородных связей первичного оливина, а Cu и Zn — из связей сульфидов и хромшпинелидов соответственно. Очевидно, что наряду с данным механизмом, возможен привнос части элементов (Sb) самими серпентинизирующими растворами.

III. Минералогическая кристаллография и кристаллогенезис

Редкие формы кальцита в минеральных образованиях Русской платформы

Т. Т. Абрамова, Л. Л. Панасьян, Э. М. Спиридонов, М. С. Чернов, В. Н. Соколов, В. М. Ладыгин

МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва; *mineral@geol.msu.ru; attoma@mail.ru*

Нитевидные кристаллы — своеобразная и относительно редкая форма выделения многих минеральных видов.

Нитевидный кальцит развит в низкомагнезиальных пелитоморфных органогенных известняках мячковского горизонта позднего карбона Подмосковья. Эти чисто белые (молочно-белые) известняки добывали в средние века в карьерах, заложенных по берегам реки Москвы — в древней долине (прадолине) реки Москвы, где с карбонатных пород каменноугольного возраста в доледниковое время были смыты богатые минералами железа меловые и юрские отложения. Из блоков таких известняков построено множество домов Москвы белокаменной. В их числе сохранившееся строение исторического памятника в музее «Палаты бояр Романовых XV—XVII веков» (Зарядье, неподалеку от Московского Кремля). Образцы известняков отобраны на глубине 10 см от поверхности каменной кладки этого строения.

Пелитоморфные известняки сложены мелкими зернами кальцита трех поколений, с незначительной примесью доломита и глинистых минералов. Большую часть объема известняков образуют овальные зерна кальцита-1, заметно растворенные; их размер от 0.001 до 0.02 мм. На поверхности кальцита-1 широко развиты округлые и иной формы ямки травления. На кальцит-1 наросли нитевидные кристаллы кальцита-2, обычно изогнутые и скрученные, и их агрегаты. Многие нити как бы вырастают из частично растворенных зерен кальцита-1. Толщина нитей кальцита менее 0.0002 мм, длина до 0.02—0.06 мм и более. Поперечное сечение нитей кальцита округлое. На боковых стенках нитей кальцита плоские грани отсутствуют. Нити кальцита иногда скручены в сложные петли и кольца. Существенная часть нитей кальцита образуют переплетения — маты толщиной в 1—5 нитей. Местами развиты войлочные агрегаты нитевидного кальцита. Редкие правильные ромбоэдры кальцита-3 размером до 0.002 мм и их небольшие агрегаты наросли на нитевидный кальцит-2.

Подобные образования установлены в доломитизированных известняках подольского яруса среднего карбона из керна скважин в районе Краснопресненской набережной реки Москвы.

Нитевидные кристаллы кальцита установлены в карбонатных породах молочно-белого цвета в Архангельском регионе (северо-запад Русской платформы). Это слабо глинистые интенсивно доломитизированные известняки касимовского яруса карбона, которые перекрывают девонскую толщу бокситов Плисецкого месторождения. Тонкопористые микрокристаллические карбонатные породы отобраны из керна разведочных скважин с глубины 50—90 м. Породы состоят из массы ромбоэдров доломита и скоплений более мелких кристаллов кальцита с тонкими пленками глинистых минералов.

Кальцит представлен тремя поколениями разнотипных индивидов. Большая часть принадлежит кальциту-1. Кристаллы кальцита-1 почти изометричные или несколько удлиненные, обычно овальные, относительно редко имеют правильную огранку в форме скаленоэдров, размер их 0.002—0.01 мм. Поверхность кристаллов кальцита-1 нередко покрыта фигурами травления: желобками, уступами и иными. Химический состав кальцита-1 отвечает $(Ca_{0.96}Mg_{0.04})$ $[CO_3]$.

Особый интерес представляет кальцит-2, выделения которого имеют форму скрученных нитевидных кристаллов — усов. Поперечное сечение нитевидных кристаллов кальцита округлое, толщина составляет 0.00004—0.00008 мм, обычно около 0.00005 мм. На стенках нитей кальцита плоские грани отсутствуют. Длина нитей кальцита не менее 0.02—0.1 мм. Они зачастую причудливо изогнуты, нередко слипаются в более толстые нити или образуют переплетения. Нити кальцита как бы вырастают из поверхности растворенных зерен кальцита-1. Агрегаты нитей кальцита часто облекают ромбоэдры доломита. На отдельных участках нитевидный кальцит скручен в небольшой степени, его агрегаты напоминают швейцарское «горное молоко (горную сметану)». Химический состав архангельского нитевидного кальцита отвечает $(Ca_{0.877}Mg_{0.123})$ $[CO_3]$ — это высоко магнезиальный кальцит. Наличие магнезиального кальцита подтвердил рентгенометрический анализ.

Значительно более редок кальцит-3, который представлен очень мелкими ромбоэдрами и их агрегатами, наросшими на доломит и нити кальцита-2. Размер выделений кальцита-3 от 0.0001 до 0.001 мм. По составу это чистый кальцит.

Вероятно, описанные нитевидные кристаллы кальцита в карбо натных породах каменноугольного возраста на севере и в центре Русской платформы выросли на кристаллах растворяющегося кальцита, покрытых тончайшей пленкой гидрослюд, при участии растворов, обогащенных Ca и Mg. Возникновение описанных поздних эпигенетических образований — агрегатов нитевидного кальцита существенным образом изменило текстуру карбонатных пород и повлияло на их свойства.

Особенности состава минеральных пленок на алмазах из гравелитов бассейна р. Маят

Т. А. Антонова[1], А. Л. Земнухов[2], А. Н. Липашова[1], Б. С. Помазанский[1], Р. Ю. Желонкин[2]

[1]Научно-исследовательское геологическое предприятие (НИГП) АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный;
AntonovaTA@alrosa.ru, LipashovaAN@alrosa.ru, PomazanskiyBS@alrosa.ru,
[2]АО «Алмазы Анабара», Якутск; *ZemnukhovAL@alanab.alrosa.ru, ZhelonkinRYu@alanab.alrosa.ru*

Уникальный образец, представляющий собой обломок гравелита, размером 2.2 × 1.9 × 1.8 см, весом 3.33 грамма (рис. 1), с включением кристалла алмаза класса -4+2 мм, был отобран в 2010 году, в ходе промышленной добычи из продуктов рентгенолюминесцентной сепарации (РЛС). Подобные реликты гравелитов локализованы в среднем и верхнем течении р. Курунг-Юрях (левый приток р. Маят) залегают в виде отдельных глыб 1.5 × 2.0 м на отложениях кембрия. В этом же году было произведено опробование подобных реликтов на определение содержаний алмаза и минералов индикаторов кимберлита. Пробы взяты из отвала негабаритов тяжелосредной установки. Дезинтеграция произведена на дробилке ШД-10, после дробления общий объем опробования составил около 1.6 м^3. Крупные классы до +4 мм просматривались визуально и додрабливался повторно, класс -4+2 мм и -2+1 мм обрабатывались на РЛС, класс -1 мм отмучивался на лотке, шлих поступил на минералогический анализ.

Из гравелитов извлечено два кристалла алмаза, по одному в классе -2+1 мм и -1+0.5 мм, и многочисленные остатки фауны, отнесенные к семейству Favositidae, девонского облика, щит трилобита Triplagnostus cf. praecurrens (Westergärdt), встречающийся в амгинском ярусе среднего кембрия и онколиты — это округлые стяжения, обязанные своим происхождением предположительно синезелёным водорослям или бактериям. Онколиты перекрывают дно водоёма в зоне волнений или течений, их нахождение свидетельствует о мелководности водного бассейна.

Лёгкая фракция представлена зёрнами кварца и кремнистыми образованиями. Тяжёлая фракция представлена зёрнами лимонита, ильменита, альмандина, редкими зернами пироксена, эпидота, турмалина, корунда. В шлихах выявлено присутствие минералов индикаторов кимберлита: пироп — 47 знаков, пикроильменит — 63, хромшпинелиды — 14, циркон — 12.

Обломки в гравелитах хорошо окатаны, несколько различной степени сортировки и представлены исключительно тонко-микрозернистыми кремнистыми породами. Обломки вулканических пород не установлены. Цемент в образцах базальный, плёночный, поровый, крустификационный. Состав цемента: силикатный (кварц, микрокристаллики новообразованного кварца), гидроокислы Fe.

С помощью электронного микроскопа Tescan Mira 3 LMU в различных режимах (SE, BSE, ускоряющее напряжение SEM HV — 15—20 kV (в зависимости от конкретных условий работы), фокусное расстояние 15.0 мм) получены электронно-микроскопические изображения и состав материала (отдельные зерна, сростки) основной массы гравелитов, а также поверхности алмазов. Рентгеноспектральный микроанализ (РСМА) состава вещества в отдельных точках выполнено с помощью энергодисперсионного спектрометра (ЭДС) на базе де-

тектора X-MAXN компании Oxford Instruments Ltd, входящего в состав Tescan Mira 3 LMU. Для получения изображений и аналитических определений все образцы напылялись тонкой плёнкой углерода.

Все три алмаза из гравелитов являются додекаэдроидами с признаками ожелезнения имеющие скрытослоистые грани, сноповидно-занозистую штриховку или шагрень с полосами пластической деформации. Два алмаза имеют розово-сиреневое, а один сине-голубое свечение в УФ-лучах. Исследованные кристаллы обогащены (более 750 at. ppm) примесью азота различной степени агрегации при небольшом содержании водорода.

Под электронным микроскопом минеральная масса на поверхности алмазов характеризуется как сложная смесь зёрен и агрегатов неправильной, таблитчатой, радиально-лучистой, спутано-волокнистой формы с размерностью монозёрен не более 20 мкм. В минеральной смеси на поверхности алмаза, по данным результатов оценки химического состава, присутствуют кварц, гидроокислы Fe с незначительной примесью глинистой компоненты, карбонаты, Mg-Fe-силикат, а также единичные зерна K-Al — силиката с Fe. Карбонаты характеризуются постоянным сочетанием CaO и MgO и, предположительно, соответствуют доломиту.

Таблитчатые кристаллы Mg-Fe — силиката (рис. 2., справа) предположительно соответствуют пироксену. Весьма редкие зерна K-Al — силиката с Fe неправильной формы. По химическо-

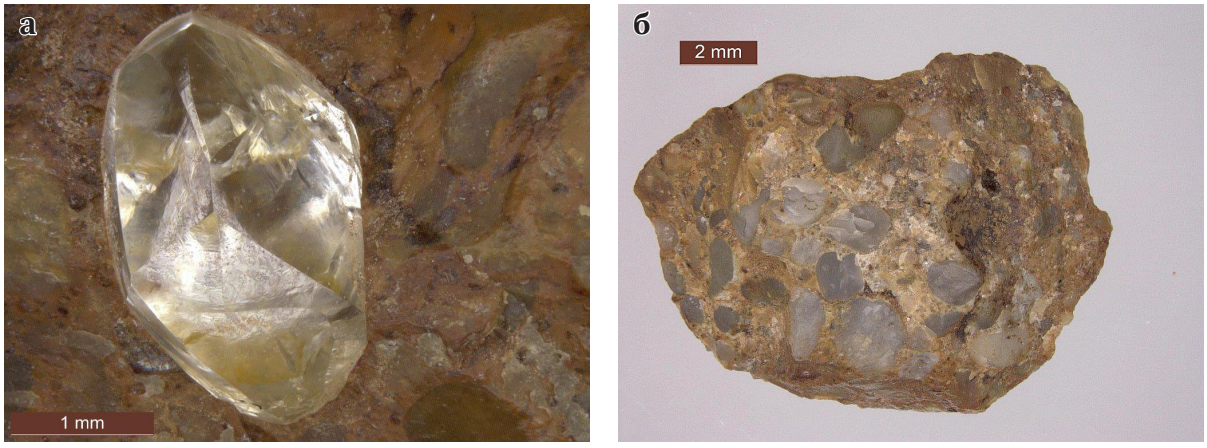


Рис. 1. a — кристалл алмаза в гравелите; b — гравелит с алмазом

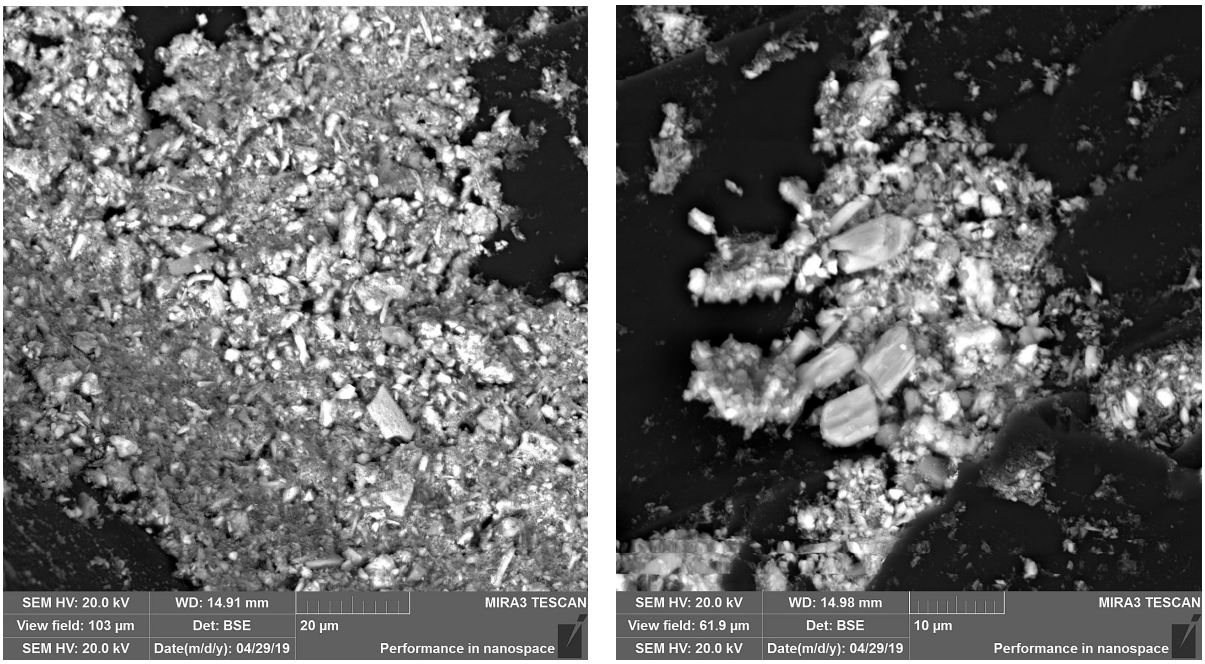


Рис. 2. Строение минеральной смеси на поверхности алмаза из гравелита

му составу качественного уровня определений идентифицировать минерал затруднительно, возможно гидрослюдисто-смектитовая смесь. Резко доминирует Al-Si-Fe компонента, идентифицированная как «гидроокислы Fe, невысокое содержание глинистых минералов». Отмечены единичные зерна К-содержащей Mg-Fe-силикатной фазы, идентифицированной как гидрослюдисто-смектитовая смесь.

На поверхности алмазов в заполненных минеральным веществом кавернах не обнаружены первичные минералы кимберлитов, а также прямые продукты их преобразований. В целом наблюдаемая в составе плёнок железисто-глинисто-кварцевая с примесью карбонатной компоненты минералогическая ассоциация соответствует составу среды вторичного коллектора алмазов.

Неклассические механизмы зарождения и роста кристаллов в современной кристаллогенетической повестке

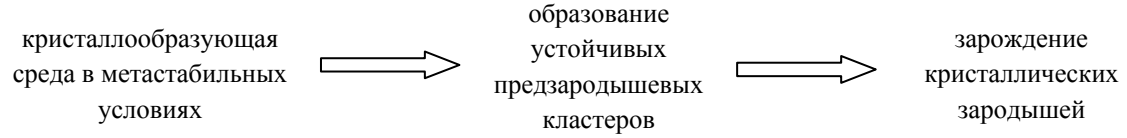
А. М. Асхабов

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

Картина кристаллообразования, созданная за более чем 100 лет, в последние годы стала подвергаться серьезному пересмотру. Все чаще стали указывать на иные более сложные механизмы кристаллообразования, чем были заложены в классических теоретических моделях. Возродился интерес к кластерным и микро-наноблочным концепциям роста кристаллов, а также росту кристаллов путем агрегирования и сращивания кристаллических частиц. Серьезные дискуссии разгорелись и вокруг, казалось бы, устоявшихся вопросов образования кристаллических зародышей. Теоретические и экспериментальные исследования проблем гомогенного зарождения кристаллов, начальных стадий кристаллогенезиса, предзародышевого состояния привели к разработке альтернативных моделей в теории образования кристаллов. Новые идеи и механизмы формирования кристаллов оказались чрезвычайно распространенными и получили название неклассических [1—8]. В данной работе мы обсуждаем эти идеи в теории зародышеобразования и роста кристаллов, которые заняли важное место в современной кристаллогенетической повестке.

Наиболее бурные дискуссии, как в плане теоретического обоснования, так и экспериментального подтверждения неклассических механизмов кристаллообразования происходили вокруг проблемы существования предзародышевых кластеров. Работы в этом направлении начались еще в прошлом веке. Так в 80-х годах прошлого века связанный характер вещества в пересыщенных растворах был установлен рамановской спектроскопией [9, 10]. Уже в нашем веке сообщения о жидких и аморфных предкристаллизационных прекурсорах стали уже регулярными и существование предзародышевых кластеров признается как доказанный факт [11].

На основе данных, которые никак не укладывались в классическую теорию, и сформировались новые неклассические представления о зарождении кристаллов. Согласно этим представлениям сначала образуется аморфная фаза, которую разные авторы называют по-разному: жидкий дозародыш, предзародышевый кластер, нанокластеры-прекурсоры, аморфная прекурсорная фаза и т. д. Чаще всего речь идет об образовании докритических жидкоподобных (аморфных) кластеров, агрегация которых приводит к формированию соответствующих закритического объема объектов, внутри которых формируется кристаллический зародыш. В результате, несмотря на разнообразие вариантов, имеем два этапа (иногда и три) зародышеобразования. Трансформация предзародыш-



Двухэтапная схема зародышеобразования

ша в зародыш или его зарождение в аморфной фазе происходит на втором этапе. В результате сформировалась отличная от классической схема двухступенчатого зарождения кристалла через кластеры или аморфную фазу, представленная на рисунке.

Наиболее распространенные из вариантов неклассического образования кристаллов приведены в таблице. Там же представлена и разрабатываемая нами оригинальная кватаронная модель, согласно которой в кристаллообразующей среде при ее переходе в пересыщенное состояние образуются особые кластеры промежуточной фазы, которые были названы кластерами «скрытой» фазы или кватаронами. Эти предзародышевые кластеры при определенных условиях и трансформируются в кристаллические зародыши.

Факт существования предзародышевых кластеров не только обосновывает двухступенчатый механизм зарождения кристаллов, но и естественно приводит также к новому сценарию роста кристаллов, когда в качестве строительных единиц выступают не отдельные атомы или молекулы, как это предполагается в классическом варианте Косселя-Странского, и не готовые кристаллические частицы, как это предусмотрено в концепции так называемого микроблочного (наноблочного) роста Федорова-Баларева, а именно специфические предзародышевые кластеры «скрытой фазы» — кватароны. Концепция такого роста изложена нами в серии работ [3, 16—18].

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 19-05-00460а).

Литература

1. Асхабов А. М. Микро- и наноблочный рост кристаллов // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 5 (257). С. 13—18.

2. Федоров П. П., Иванов В. К., Ошко В. В. Основные закономерности и сценарии роста кристаллов по механизму ориентирования сращивания наночастиц // Доклады АН. 2015. Т. 465. № 3. С. 290—292.

3. Askhabov A. M. Quataron nature of the nonclassical mechanism of crystal nucleation and growth // Vestnik IG Komi UB RAS. 2015. № 4. P. 3—7.

4. Zhou W. Z. Reversed crystal growth: Implications for crystal engineering // Adv. Mother. 2010. V. 22. P. 3086—3092.

Сравнительный анализ моделей образования кристаллов

Теория, модель	Первый этап	Второй этап
Классическая теория	Устойчивые предзародышевые образования в кристаллообразующей среде отсуствуют	Формирование критического зародыша (кристалла) в одну стадию без предварительного образования кластеров
Двухстепенчатая модель [7, 8]	Образование устойчивых жидких или аморфных предзародышевых образований в растворах, их стабилизация и агрегация с формированием аморфной фазы	а) формирование закритических объемов аморфной фазы (жидких «капель»), зарождение кристалла внутри этого объема б) образование плотного жидкого дозародыша и его преобразование в кристаллический зародыш
Кватаронная модель [12, 13]	Самопроизвольное образование особых кластеров «скрытой» фазы (кватаронов) — уникальных нанообъектов, на базе которых образуются все другие типы наночастиц включая кристаллические зародыши	а) кристаллизация кватаронов с образованием кристаллических частиц при $r \geq 4\delta$ б) трансформация кватаронов в иные типы наночастиц (фуллерены, супермолекулы, фракталы и т. д.) в) сохранение кластером аморфной структуры, их агрегация с последующим формированием аморфных наноструктурированных материалов
Модель матричной сборки [14, 15]	Выделение структурных единиц «кластеров-прекурсоров», на основе геометрического и топологического анализа кристаллической структуры	Самосборка кристаллической структуры из полиэдрических кластеров-прекурсоров или сформированных ими структурных блоков по принципу максимального заполнения кристаллического пространства и максимальной степени комплементарности при связывании кластеров

5. Greer Heather F., Yu Fend Jiao, Zhou Wu Zong Early stages of non-classic crystal growth // Science China. Chemistry. 2011. V. 54. № 12. P. 1867—1876.

6. Cölfen H., Antoinette M. Mesocrystals and non-classical crystallization // Wiley. 2008. Chichester.

7. Vekilov P. G. The two-step mechanism of nucleation of crystals in solution // Nanoscale, 2010. V. 2. P. 2346—2357.

8. Gebauer D., Cölfen H. Prenucleation clusters and non-classical nucleation // Nano Today. 2011. № 6. P. 564—584

9. Cerreta M. K., Berglund K. A. The structure of aqueous solutions of some dihidrogen orthophosphates by laser Raman spectroscopy // Journal of Crystal Growth, 1987 (84). P. 577—588.

10. Rusli T. T., Frisch H. L., Hefland E., Lebowitz J. L. Raman spectroscopic study of $NaNO_3$ solution system — solution clustering in supersaturated solution // Journal of Crystal Growth. 1989. V. 97. P. 345—351.

11. Alexander E. S., Van Driessche, Matthias Kellermeier, Liane G. Benning, Denis Gebauer (Editors) New Perspectives on Mineral Nucleation and Growth. From Solution Precursors to Solid materials. Springer. 2017. 380 p.

12. Асхабов А. М. Кластерная (кватаронная) самоорганизация вещества на наноуровне и образование кристаллических и некристаллических материалов // Зап. ВМО. 2004. Т. 133, № 4. С.108—123.

13. Асхабов А. М. Новые идеи в теории образования кристаллических зародышей (обзор) // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 2 (38). С. 51—60.

14. Илюшин Г. Д. Моделирование процессов самоорганизации в кристаллообразующих системах. М.: Едиториал УРСС, 2003. 376 с.

15. Кривовичев С. В., Гуржий В. В., Тананаев И. Г., Мясоедов Б. Ф. Микроскопическая модель кристаллогенезиса из водных растворов селенита уранила // Зап. РМО, спец. выпуск: «Кристаллогенезис и минералогия». СПб.: Наука, 2007. С. 91—114.

16. Асхабов А. М. Кватаронные модели зарождения и роста кристаллов // Зап. РМО. 2016. Ч. CXLV. № 5. С. 17—24.

17. Askhabov A. M. New cluster concept of crystal formation // Crystallography Reports. 2018. V. 63. № 7. P. 1195—1199.

18. Асхабов А. М. Предзародышевые кластеры и неклассическое кристаллообразование // Зап. РМО. 2019. № 6. С. 1—13.

О различии цеолитов «тетранатролит» — «тетрагональный натролит» и о разновидности «высококальциевый натролит»

В. В. Бакакин[1], Ю. В. Серёткин[2,3]

[1] Институт неорганической химии СО РАН, Новосибирск; *bakakin@niic.nsc.ru*
[2] Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск; *yuvs@igm.nsc.ru*
[3] Новосибирский государственный университет, Новосибирск

По современным данным природные цеолиты группы натролита (NAT) относятся к следующим основным таксонам (составы идеализированы): натролит $|Na_2(H_2O)_2|[Al_2Si_3O_{10}]$; мезолит $|Ca_{0.67}Na_{0.67}(H_2O)_{2.67}|[Al_2Si_3O_{10}]$; сколецит $|Ca(H_2O)_3|[Al_2Si_3O_{10}]$; серия тетранатролита $|Na_{2-n}Ca_n(H_2O) \leq {}_3|[Al_{2+n}Si_{3-n}O_{10}]$, $n < 0.5$; серия гоннардита $|(Na,Ca)_{<2}(H_2O)_{\leq 3}|[Al_{2+n}Si_{3-n}O_{10}]$, $0 < n < 0.5$, $(n+m) < 1$; серия паранатролита $|Na_{2-n}Ca_n(H_2O)_{>3}|[Al_{2+n}Si_{3-n}O_{10}]$, $n < 0.5$.

Отношение Si/Al варьирует от 1.0 до 2.0. В первой тройке оно близко к 1.5: (условно) $1.45 \leq Si/Al \leq 1.55$. При этом распределение Si,Al в натролитовом каркасе полностью либо частично упорядоченное, и симметрия натролита в основном ромбическая, изредка тетрагональная. При пониженном значении Si/Al во второй тройке ($1.00 \leq Si/Al \leq 1.45$) симметрия соединений тетрагональная (гоннардиты–тетранатролиты). Две группы таксонов отличны не только по значению Si/Al, но и по количеству H_2O и составу внекаркасных катионов. Однако в «Рекомендованной номенклатуре для цеолитных минералов» [1] при выделении минеральных видов впрямую не учитываются ни соотношение Si/Al в каркасе, ни симметрия структуры, ни степень гидратации. Как следствие, в литературе (см. обзор [2]) существует путаница в таксономизации NAT-цеолитов. В частности, тетрагональные натролиты называются гоннардитами [3] или тетранатролитами [4].

Ранее [5] авторы разработали систему выделения в статистически усредненных структурах цеолитов локальных водно-катионных ассоциатов (ВКА) и показали, что их комбинаторика влияет на классификацию соединений.

Набор ВКА в тетранатролитах и натролитах, в том числе тетрагональных, существенно различен, и это заставляет отнести их к разным таксонам.

Термин «тетрагональный натролит» впервые использован в названии работы [6]. Тетрагональность образца из Илимаусака связана с разупорядоченностью Si,Al из-за повышенного количества Si (Si/Al = 1.60) при большой дефектности катионных позиций. Его формула $Na_{1.78}Ca_{0.05}\square_{0.17}(H_2O)_{2.04}|^{1.88}[Al_{1.92}Si_{3.08}O_{10}H_{0.04}]^{-1.88}$; набор ВКА $\{Ca_{0.05}\square_{0.05}(H_2O)_{0.15}\}\{Na_{0.12}\square_{0.12}(H_2O)_{0.24}\}\{Na_{1.66}(H_2O)_{1.66}\}$. Предлагаемое (нами) название: *высококремнистый-(0.08) Са-содержащий-(0.05) тетрагональный натролит*.

В 2004 г. в [4] описан зональный образец натролит–тетрагональный натролит–мезолит из Центрального Ирана. Тетрагональный натролит, видимо по рекомендациям [1], назван авторами тетранатролитом. Его формула $|Na_{1.33}Ca_{0.31}\square_{0.36}/H_2O/_{2.0}|^{1.95}[Al_{1.94}Si_{3.06}O_{10}]^{1.94-}$; набор ВКА: $\{Ca_{0.31}\square_{0.31}(H_2O)_{0.93}\}\{Na_{0.05}\square_{0.05}(H_2O)_{0.10}\}\{Na_{1.28}(H_2O)_{1.28}\}$. Отношение Si/Al (1.60) и сортность ВКА аналогичны таковым в [6], что говорит о принадлежности двух цеолитов к одной серии. Предлагаемое название: *высококремнистый-(0.06) высококальциевый-(0.31) тетрагональный натролит*. Это первый случай натролита со столь высоким содержанием Са. Состав данного образца находится посредине натролита и мезолита (чуть сдвинутых в высококремнистую область). Полагаем, что он претендует на статус новой разновидности — *высококальциевый-(0.31) тетрагональный натролит*.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00800).

Литература

1. Coombs D. S. et al. Recommended nomenclature for zeolite minerals: Report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // Canad. Mineral. 1997. V. 35, 1571—1606.

2. Armbruster T., Gunter M. E. Crystal Structures of Natural Zeolites // Rev. Mineral. Geochem. 2001. V. 45. P. 1—67.

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

4. Bazargani-Guilani K., Rabbani M. S. Amygdaloidal and other Cavity Filling Zeolites of Kuh-e-Aradeh, Central Iran // J. of Sciences, Islamic Rep. of Iran. 2004. 15(2). P. 149—157.

5. Бакакин В. В., Серёткин Ю. В. Дискуссионные вопросы номенклатуры природных цеолитов. «Теория, история, философия и практика минералогии» // Материалы IV Междунар. минералогич. семинара. Сыктывкар, 2006. С. 19—20.

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

Вариации кристаллических структур минералов в рамках пространственного трафарета с предельной кубической симметрией $Fm\bar{3}m$

С. В. Борисов[1], Н. В. Первухина[1,2], С. А. Магарилл[1]

[1] ИНХ СО РАН, Новосибирск; *borisov@niic.nsc.ru*

[2] НГУ, Новосибирск; *pervukh@niic.nsc.ru*

Стабильность кристаллического состояния обеспечивается трансляционной и локальной симметрией, ограничивающей индивидуальные степени свободы материальных частиц-атомов, сокращающих число их конфигураций в пространстве сначала до объема трансляционной ячейки (V^*) и далее до 1/192 его части в предельном варианте [1]. Естественным следствием этого закона будет тенденция кристаллизоваться в таком трафарете у веществ разных атомных составов, что и наблюдается как в природе, так и в синтетическом разнообразии. Покажем это на кристаллических структурах известных минералов, прошедших процедуру кристаллографического анализа [2]. Несколько идеализированное расположение атомов в 1/8 части элементарной ячейки, достаточной для характеристики всей структуры, показано на рисунках 1—7.

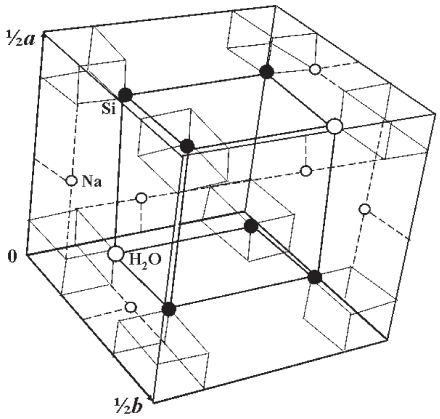


Рис. 1. Анальцим $Na_{1.71}(Al_{1.8},Si_{4.2})O_{12}\cdot 2H_2O$
$Ia\bar{3}d$, Z = 8, a = 13.7065
V* = 26.8 Å^3, S = 4/92 = 0.044
Показана 1/8 часть элементарной ячейки

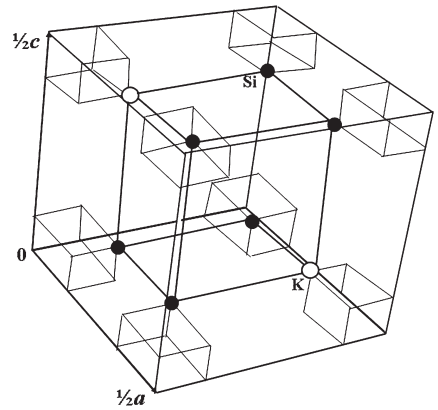


Рис. 4. Лейцит $KAlSi_2O_6$
$I4_1/a$, Z = 16, a = 13.073, c = 13.731 Å
V* = 146 Å^3, S = 30/80 = 0.375
Показана 1/8 часть элементарной ячейки

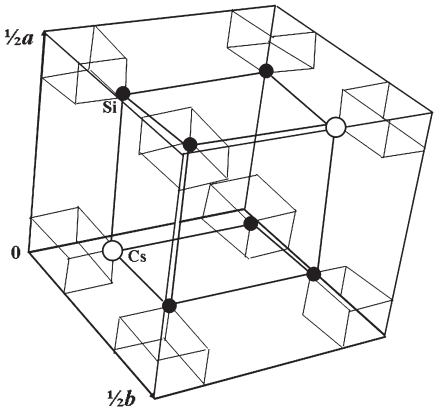


Рис. 2. Поллуцит $CsAlSi_2O_6$
$Ia\bar{3}d$, Z = 16, a = 13.6645 Å
V* = 26.6 Å^3, S = 4/80 = 0.05
Показана 1/8 часть элементарной ячейки

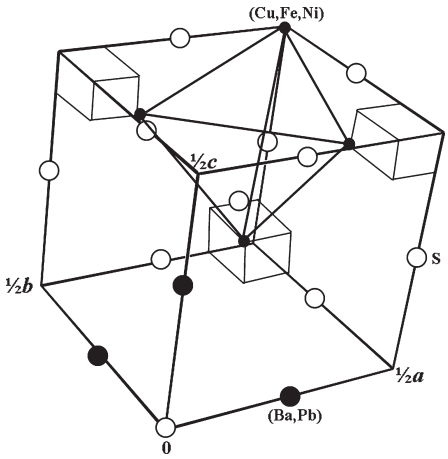


Рис. 5. Овенсит $(Ba,Pb)_6(Cu,Fe,Ni)_{25}S_{27}$
$Pm\bar{3}m$, Z = 1, a = 10,349 Å,
M=48 , V_0 = 1103 Å^3
V* = 23,6 Å^3, S = 6/58 = 0,104
Показана 1/8 часть элементарной ячейки

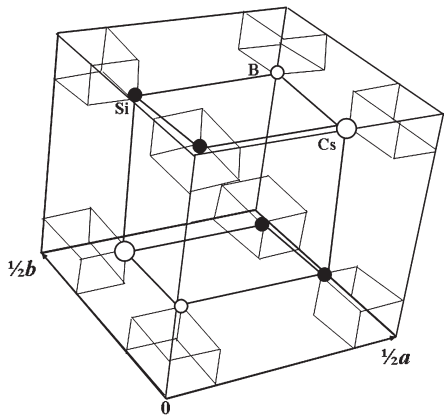


Рис. 3. Киричхоффит $CsBSi_2O_6$
$I4_1/acd$, Z = 16, a = 13.019, c = 12.899 Å
V* = 68.4 Å^3, S=14/80 = 0.175
Показана 1/8 часть элементарной ячейки

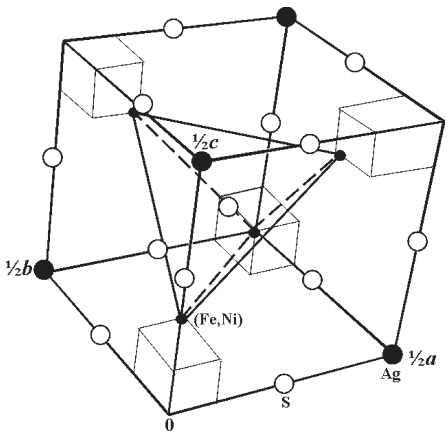


Рис. 6. Ag-пентландит $(Fe,Ni)_8AgS_8$
$Fm\bar{3}m$, Z = 4, a = 10,044 Å
M = 192, V_0 = 1018 Å^3
V* = 5,3 Å^3, S = 2/17=0,118
Показана 1/8 часть элементарной ячейки

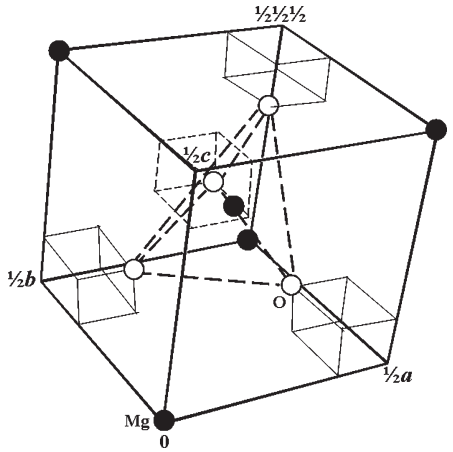


Рис. 7. Шпинель $MgAl_2O_4$
$Fd\bar{3}m$, $Z = 8$, $a = 8{,}075$ Å
M = 192, $V_0 = 526{,}5$ Å^3
V* = 2,75 Å^3, S = 1/14 = 0,017
Показана 1/8 часть элементарной ячейки

Литература

1. Борисов С. В., Первухина Н. В., Магарилл С. А. Кристаллографический анализ боро- и алюмосиликатов со структурами, близкими к анальциму и полуциту // ЖСХ, 2020 (в печати).

2. Борисов С. В., Магарилл С. А., Первухина Н. В. Кристаллографический анализ соотношений симметрия — стабильность атомных структур // ЖСХ. 2019. Т. 60. № 8. С. 1243—1271.

Алгебраические концепции, применимые к описанию горных пород: топологические и метрические пространства, пространственно распределенные случайные функции

Ю. Л. Войтеховский

Горный университет, Санкт-Петербург; *Voytekhovskiy_YuL@pers.spmi.ru*

Удачная математизация может обеспечить прогресс целой области знания. Пример — пространственные группы симметрии, введенные в кристаллографию Е. С. Фёдоровым. Четверть века эта модель кристаллического вещества оставалась теоретической, пока работы М. Лауэ, У. Г. и У. Л. Брэггов не подтвердили её фундаментальный характер. В математизации своих оснований минералогия и еще более петрография идейно отстали от кристаллографии более чем на столетие.

Современное представление о горных породах сводится к тому, что это агрегаты огромного числа минеральных индивидов. Отсутствие в них трансляционного порядка на уровне зерен (и вообще каких-либо эмпирических обобщений типа законов Н. Стено и Р. Ж. Аюи, указавших бы на структурные принципы) сформировало у петрографов мнение, что математика неприменима на этом уровне организации материи. Но очевидно, что неявно уже используется модель горной породы как топологического пространства в его двух представлениях: с примитивной (например, при техническом использовании блока без анализа минерального состава и структуры) и дискретной (при выделении всевозможных — моно- и полиминеральных, лейко- и меланократовых, парагенетических и парастерических... — ассоциаций в штуфе или шлифе) топологиями. Для петрографии фундаментален вопрос, возможна ли топология, промежуточная между этими крайностями и позволяющая формулировать любые структурные задачи дисциплины.

Перенос акцента с описания форм минеральных зерен на их пространственные отношения контактирования и их логический анализ показывает, что горная порода есть пространство толерантности (это еще не структура в логическом смысле, но уже что-то содержательное и естественное, то есть принадлежащее любой горной породе) с отношением неконтактирования минеральных зерен. На следующем шаге горная порода корректно определяется как измеримое (с различными мерами) и метрическое (с различными метриками, по сути неев-

клидовыми, заданными между минеральными зернами и их любыми ассоциациями, например, минимаксная метрика Ф. Хаусдорфа) пространство. Каждый штуф горной породы корректно определяется как неевклидово пространство. Это фундаментально!

Организация горной породы — важная характеристика, много говорящая о ее генезисе. Она определяется характером межзерновых границ и как таковая математически интерпретируема как многозначное отображение слагающих горную породу минералов в себя. Эта трактовка интересна тем, что не встречается даже в кристаллографии, ведь все преобразования симметрии суть взаимно-однозначные автоморфизмы полиэдров, решеток и правильных систем точек. Статистикам бинарных (а также тернарных и куотернарных) межзерновых контактов однозначно сопоставляются квадратичные (3-го и 4-го порядков) формы и соответствующие поверхности — структурные индикатрисы, по которым строится исчерпывающая классификация и согласованная с ней номенклатура петрографических структур. Последние строго определены алгебраическими инвариантами, вычисляемыми через вероятности межзерновых контактов.

Формирование кристаллической горной породы начинается с зародышей минеральных зерен, случайно распределенных в пространстве. Это позволяет рассматривать ее как пространственно распределенную случайную функцию. Но минерал каждого вида забирает из «кристаллизационного дворика» нужные для роста химические элементы, тем самым понижая вероятность зарождения в непосредственной близости индивидов своего вида и повышая вероятности других видов. То, что в горных породах контактируют минералы одного вида — следствие заполнения пространства разрастающимися индивидами. В работах автора для норитов и габброноритов Федорово-Панских тундр, Кольский п-ов, методами индикаторного кригинга ранее показано, что они суть коррелированные пространства.

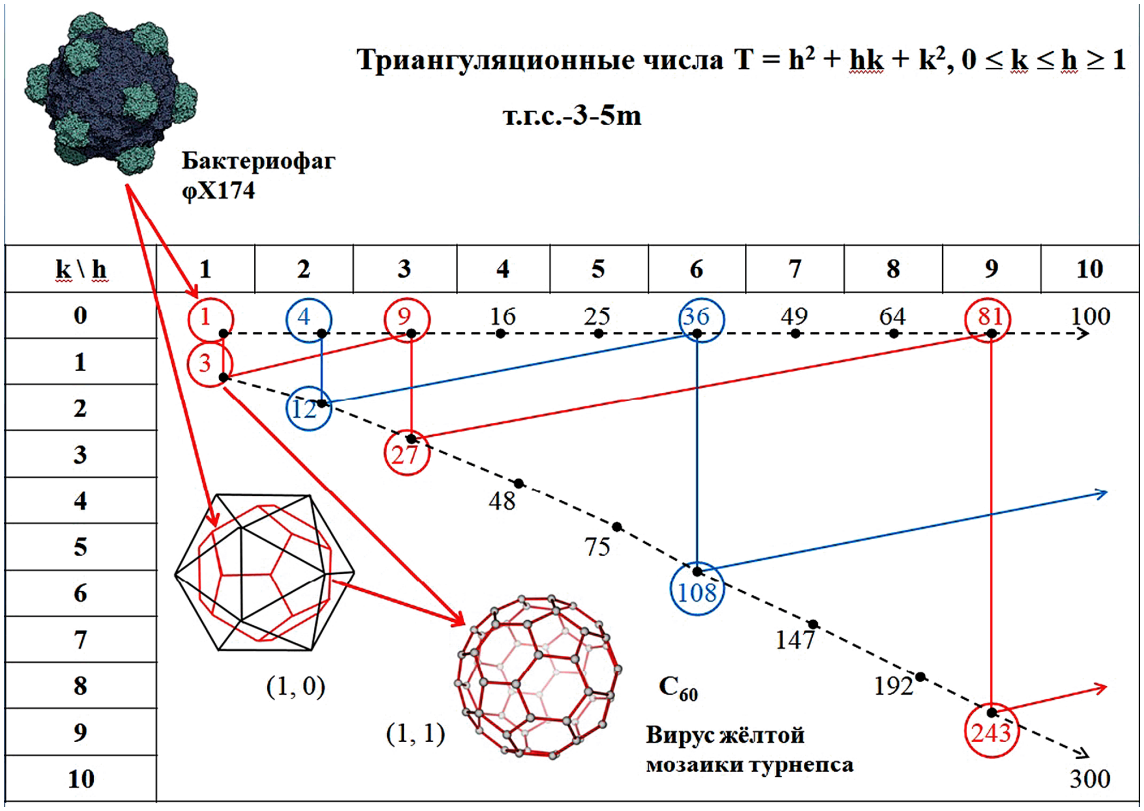
Современные структурные представления о горных породах требуют существенных корректировок в силу логики развития петрографии. Сказать, что горная порода есть агрегат огромного числа минеральных зёрен — то же, что определить кристалл как совокупность большого числа атомов. Но в кристаллографии за этим (физически бесспорным) утверждением следует стройная математическая теория, в петрографии — не следует почти ничего. Принято считать, что лаборатория геолога — вся Земля, а в перспективе — и ближайшие планеты. Но этому стратегическому замаху должно отвечать масштабное концептуальное мышление о предметах исследования, причем не об абстрактной бесконечности пространства и времени, а о конкретной математической (другого языка не дано) структуре того или иного «пространства земной реальности», по В. И. Вернадскому. Кто должен преподавать современные математические концепции студентам-геологам? Автору очевидно, что это возможно лишь совместными усилиями базовых кафедр высшей математики и специальных кафедр кристаллографии, минералогии и петрографии университетов. Время предъявляет высокие требования ко всем.

Кристаллография икосаэдрических вирусов: систематика, номенклатура, место короновируса

Ю. Л. Войтеховский

Горный университет, Санкт-Петербург; *Voytekhovskiy_YuL@pers.spmi.ru*

В год вручения Нобелевской премии за расшифровку структуры ДНК вышла статья [1], заложившая основы кристаллографии икосаэдрических вирусов (ИВ). Их систематика основана на форме капсида, мегаграни которого образованы слоями плотно упакованных белковых глобул, ряды которых могут быть разориентированы относительно ребер икосаэдра [2, 3]. Для ИВ возможны следующие «триангуляционные числа» [1]: $T = P f^2$, где $P = h^2 + hk + k^2$, $h \geq k \geq 0$ — целые без общих делителей, $f = 1, 2, 3...$ Число глобул в капсиде $10T + 2$, пентамеров 12, гексамеров $10 (T – 1)$, элементарных треугольных граней $20 T$. Но среди ИВ есть изомеры,



Связи между гомологическими сериями ИВ

не различимые по T (табл. 1). Поэтому в основу их систематики и номенклатуры автор предлагает положить пару чисел (h, k), показывающую ориентацию линии глобул относительно ребра икосаэдра.

В [1] указана точечная группа симметрии (т.г.с.) -3-5m для двух серий ИВ (табл. 1): $T = f^2$ (верхняя строка) и $T = 3\ f^2$ (диагональ). Другие ячейки — «skew» классы с т.г.с. капсидов 235, то есть с осями, но без плоскостей симметрии. Автором найдено, что таблица состоит из гомологических серий ИВ ($T = Pf^2$, грани капсидов устроены подобно), попарно сшитых переходами к дуальным полиэдрам с обрезанием всех вершин (и утроением T). Так, капсид (1, 0) (додекаэдр, бактериофаг φX174) преобразуется в усеченный икосаэдр (1, 1) (фуллерен C_{60}, вирус желтой мозаики турнепса) (см. рисунок). Введено понятие капсида-генератора, не порождаемого из более простого указанными преобразованиями (табл. 2).

Короновирус SARS-CoV-2 (табл. 2, врезка, интернет, открытый доступ) имеет капсид типа (2, 0), T = 4, т.г.с. -3-5m, аналогичный вирусу полиомы. Это второй капсид в серии гомологов $T = f^2$, порождаемой генератором (1, 0) — бактериофагом φX174. За SARS-CoV-2 следуют капсиды: (3, 0) — реовирус, (4, 0) — вирус герпеса и

Таблица 1. Триангуляционные числа T

k/h	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	1	4	9	16	25	36	49	64	81	100
1	3	7	13	21	31	43	57	73	91	111
2		12	19	28	39	52	67	84	103	124
3			27	37	49	63	79	97	117	139
4				48	61	76	93	112	133	156
5					75	91	109	129	151	175
6						108	127	148	171	196
7							147	169	193	219
8								192	217	244
9									243	271
10										300

Таблица 2. Значения T для капсидов-генераторов

k/h	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	1									
1		7	13		31	43		73	91	
2			19				67		103	
3				37	49		79	97		139
4					61				133	
5						91	109		151	
6							127			
7								169	193	
8									217	
9										271
10										

ветряной оспы, (5, 0) — аденовирус и вирус собачьего гепатита, … (9, 0) — радужный вирус…

Литература

1. Caspar D. L. D., Klug A. Physical principles in the construction of regular viruses // Cold Spring Harbor Symposium on Quantitative Biology. 1962. V. 27. P. 1—24.

2. Лурия С., Дорнелл Дж., Балтимор Д., Кэмпбелл Э. Общая вирусология. М.: Мир, 1981. 680 с.

3. Рис Э., Стернберг М. Введение в молекулярную биологию: от клеток к атомам. М.: Мир, 2002. 142 с.

Закономерности взаимодействия аминокислот с поверхностью брушита

О. А. Голованова

Омский государственный университет им. Ф. М. Достоевского, Омск; *Golovanova2000@mail.ru*

Взаимодействие органической и минеральной составляющих имеет большое значение в процессах биогенной кристаллизации. Аминокислоты играют важную роль в обмене веществ живого организма.

Существует ряд предположений, согласно которым в основе процессов минерализации лежит адсорбционное взаимодействие аминокислот, свободных и связанных в белковые молекулы, с неорганическими компонентами биожидкостей и формирующимися фазами. В работе изучена адсорбция и десорбция аминокислот на поверхности и брушита.

Адсорбционный эксперимент: массу твердой фазы 0.5 г помещают в колбу и заливают раствором аминокислоты. Варьируется концентрация аминокислоты и значение pH 5.00—8.00 ± 0.05 с шагом 0.50. Проводят встряхивание в течение 30 мин, после чего оставляют на 48 ч. Десорбционный эксперимент: массу фосфата кальция с адсорбированной аминокислотой массой 0.5 г помещают в колбу и заливают водным раствором.

Варьируется pH 5.00—9.00 ± 0,05 с шагом 1.00. Встряхивают колбу в течение 30 мин, после чего оставляют на 7 дней.

По истечении указанного времени содержимое колб фильтруют, отделяя твёрдую фазу, и определяют содержание аминокислот в фильтрате.

По результатам адсорбционного эксперимента были получены изотермы адсорбции аминокислот на брушите. Получено, что для глицина, аланина, аспарагиновой и глутаминовой кислот характерна максимальная адсорбция при pH = 7.50 ± 0.05, аргинина при pH = 8.00 ± 0.05, а для пролина при pH = 5.00 ± 0.05.

Для установления уравнения описывающего адсорбцию, сделана обработка экспериментальных данных с позиции теории Лэнгмюра (1) и теории Фрейндлиха (2). Получено, что адсорбция глицина, аспарагиновой и глутаминовой кислот имеют хорошую корреляцию в линейных координатах модели Фрейндлиха в большей степени, а аланин, аргинин и пролин, напротив, в линейных координатах модели Лэнгмюра (см. таблицу).

Выявлено, что десорбция аминокислот с поверхности брушита достигает максимального значения при pH, которые находятся ближе к изоэлектрической точке аминокислот. Значение десорбции, полученное при pH = 7.50,

Уравнения, описываемые моделями Лэнгмюра и Фрейндлиха, для адсорбции аминокислот на брушите при варьировании pH раствора

АК	Гмакс, моль/кг	pH макс	Уравнения по модели	
			Лэнгмюра	Фрейндлиха
Глицин	0.800	7.50	$\Gamma=1.128*\frac{221.1*C}{1+221.1*C}$	$\Gamma = 19.42 * C^{0,704}$
Аланин	0.550	7.50	$\Gamma=1.133*\frac{65.10*C}{1+65.10*C}$	$\Gamma = 8.580 * C^{0,681}$
Аспарагиновая кислота	0.550	7.50	$\Gamma=1.348*\frac{77.00*C}{1+77.00*C}$	$\Gamma = 11.81 * C^{0,738}$
Глутаминовая кислота	0.850	7.50	$\Gamma=0.952*\frac{396.6*C}{1+396.6*C}$	$\Gamma = 5.830 * C^{0,576}$
Аргинин	0.550	8.00	$\Gamma=0.946*\frac{99.50*C}{1+99.50*C}$	$\Gamma = 11.12 * C^{0,671}$
Пролин	0.350	5.00	$\Gamma=0.455*\frac{34.97*C}{1+34.97*C}$	$\Gamma = 4.067 * C^{0,587}$

возрастает в предложенном ряду: пролин < аргинин < глутаминовая кислота < аспарагиновая кислота = аланин = глицин. Отличие сорбции-десорбции аминокислот на брушита зависит от состояния стркутуры фосфата кальция и строения аминокислот.

На аналогичных фазах проведен десорбционный эксперимент аминокислот с поверхности брушита, полученных при максимальном значении адсорбции для каждой аминокислоты.

Получено, что десорбция аминокислот с поверхности брушита достигает максимального значения при pH, которые находятся ближе к изоэлектрической точке аминокислот, такие же данные получены и для десорбции с поверхности гидроксилапатита. Значение десорбции, полученное при pH = 7.50, возрастает в предложенном ряду: пролин < аргинин < глутаминовая кислота < аспарагиновая кислота = аланин = глицин.

Сравнение рядов десорбции позволило выявить, что при десорбция аспарагиновой кислоты при pH = 7.50 имеет в обоих случаях значение выше, чем у глутаминовой кислоты. Это явление связано с разным строением молекул и их сил связывания с поверхностью вещества, на котором происходила адсорбция. Отличие присутствует в положениях, занимаемых аргинином и пролином в рядах десорбции.

Особенности образования оксалата кальция в дисперсионной системе $CaCl_2$-$(NH_4)_2C_2O_4$-KH_2PO_4

О. А. Голованова

Омский государственный университет им. Ф. М. Достоевского, Омск; *Golovanoa2000@mail.ru*

Мочекаменная болезнь является одним из наиболее распространенных заболеваний почек и мочевых путей, а пациенты с этой патологией составляют 30—40 % всех больных в урологическом стационаре.

По частоте выявления кальций-оксалатные камни занимают лидирующие позиции. Далее можно по убыванию частоты образования можно расположить камни смешанного состава, фосфатные камни, карбонатные камни, уратные и камни мочевой кислоты. Процесс формирования конкремента относят к многофакторному.

Мы обратили внимание на влияние ионов цинка, железа и меди на формирования камней смешанного состава и возрастание показателя рецидивов. Из-за стремительно развивающейся инфраструктуры как в стране, так и по всему миру наблюдается рост загрязнение окружающей среды этими ионами металлов.

По результатам РФА, ИК-спектроскопии и оптической микроскопии установлено, что в системе $CaCl_2$-$(NH_4)_2C_2O_4$-KH_2PO_4 изменение порядка смешения растворов и времени синтеза приводит к формированию фаз брушита и мо-

ногидрата оксалата кальция. Присутствие ионов металлов (железа, меди и цинка) в исходном растворе способствует образованию фазы брушита, а добавление в модельный раствор оксалат ионов приводит к формированию фазы моногидрата оксалата кальция, предложен ряд ионов «железо > медь > цинк» по влиянию на фазовый состав осадков.

При изучении кинетических закономерностей растворение 34 фаз в гидрохлоротиазиде выявлено: с увеличением содержания моногидрата оксалата кальция в смеси с брушитом скорость реакции растет при увеличении концентрации ионов кальция в системе и времени синтеза; скорость растворения смешанной фазы брушит-одноводный оксалат кальция полученных в присутствии катионов металлов уменьшается в ряду ионов железа > медь > цинк.

При изучении растворения 34 фаз в растворе препарата Аспаркам выявлено: скорость растворения всех синтезированных фаз имеют более низкие значения, чем в растворе гидрохлоротиазиде, а фаза брушит растворяется со скоростью на один порядок ниже, чем в растворе гидрохлортиазиде.

Таким образом, раствор гидрохлортиазида является более универсальным растворителем по сравнению с аспаркамом и может быть рекомендован для растворения двухфазной системы одноводного оксалата кальция и брушита.

Термическая эволюция ряда представителей надгруппы гидроталькита

Е. С. Житова[1,2], К. Гринвелл[3], М. Г. Кржижановская[2]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; *zhitova_es@mail.ru*
[2]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
[3]Даремский Университет, Дарем, Великобритания

Впервые получены общие данные по поведению 3 карбонатных минералов надгруппы гидроталькита: квинтинита, $[Mg_4A_2(OH)_{12}][CO_3(H_2O)_3]$; гидроталькита, $[Mg_6A_2(OH)_{16}][CO_3(H_2O)_4]$; и стихтита $[Mg_6Cr_2(OH)_{16}][CO_3(H_2O)_4]$ с ростом температуры с помощью терморентгенографии, дифференциально-сканирующей калориметрии и термогравиметрического анализа (исходных и прокаленных фаз) и монокристальной рентгеновской дифракции (для квинтинита). Кристаллические структуры данных минералов слоистые и состоят из положительно заряженных металл-гидроксильных слоев и отрицательно заряженных анионов, расположенных в межслоевом пространстве вместе с молекулами воды.

С помощью терморентгенографии показано, что квинтинит, гидроталькит и стихтит испытывают сокращение межслоевого расстояния (d_{00n}) на ~ 0.2 Å в температурном интервале 20—170 °C. После этого данные минералы испытывают сильное сокращение межслоевого расстояния на 0.9—1.1 Å в температурном интервале 170—210 °C (переход в высокотемпературную фазу). Данные высокотемпературные фазы стабильны до температуры 380—420 °C.

По данным дифференциально-сканирующей калориметрии и термогравиметрического анализа для квинтинита, гидроталькита и стихтита преобразование с ростом температуры сопровождается двумя эндотермическими эффектами, проходящими с потерей массы: 234 °C (14.34 %) и 449 °C (29.68 %) для квинтинита; 202 °C (14.55 %) и 425 °C (34.04 %) для гидроталькита; 214 °C (14.36 %) и 371 °C (30.01 %) для стихтита. Первый эффект отвечает потере межслоевой воды, а второй полной потере всех легких элементов, т.е. карбоната и гидроксильной группы (остаются только катионы в оксидной форме).

С помощью монокристальной рентгеновской дифракции проводилось структурное изучение квинтинита (ввиду наличия кристаллов) при повышенной температуре (*in situ*) и его прокаленных форм. Прокаливание кристаллов проводилось в тиглях в печке при температурах 125 °C (обозначен как Q125) и 300 °C (обозначен как Q300). Изучение образца Q125 показало полную обратимость кристаллической структуры после прокаливания. Для образца Q300 удалось локализовать только атомы октаэдрического слоя, данное исследование позволило установить, что упорядочение катионов Mg и Al в октаэдрическом слое сохранилось. Аналогичные данные по сохранению упорядочения Mg и Al были получены для съемки при

500 К *in situ*, что свидетельствует об отсутствии перехода из упорядоченной в разупорядоченную форму (или другой политип квинтинита) квинтинита, по крайней мере при температуре 300 °С и ниже. Кристаллическая структура, полученная при 390 К *in situ*, характеризуется существенными сокращением межслоевого расстояния (d_{00n}) ~ на 0.4 Å и сокращением количества электронов на межслоевом уровне (которые отнесены к атомам кислорода). Строение октаэдрического слоя не претерпело изменений, архитектура межслоевого пространства несколько отлична от исходных образцов.

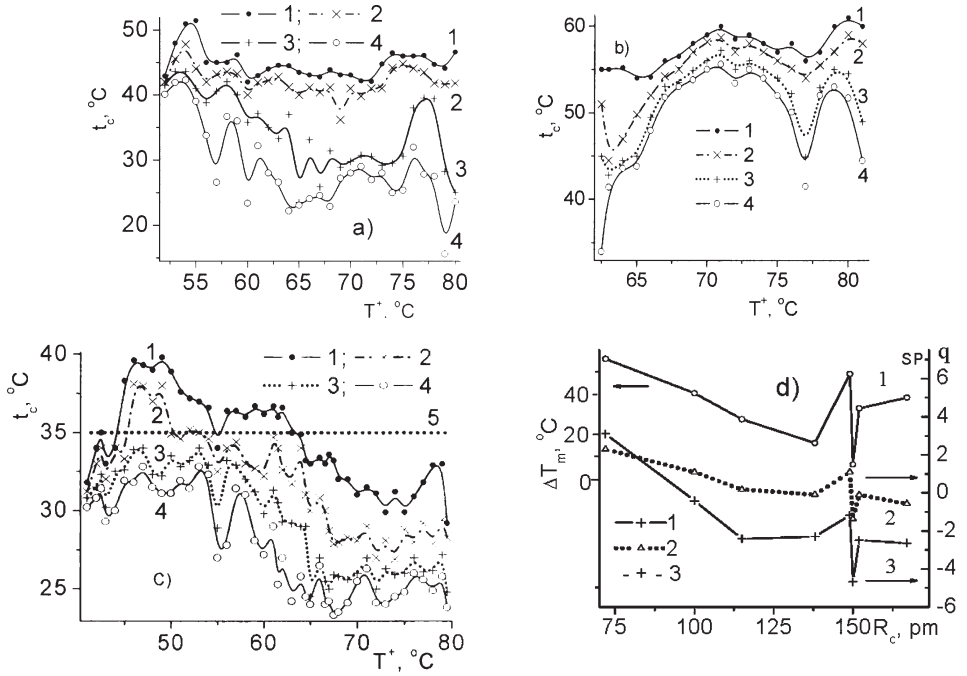
Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках проекта 19-55-10005 с использованием оборудования Ресурсного центра СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования».

Влияние перегрева на переохлаждение водных растворов 1-1 фторидов

Б. И. Кидяров

Институт физики полупроводников им. А. В. Ржанова СО РАН, Новосибирск; *kidyarov@isp.nsc.ru*

Величины предельных переохлаждений ($\Delta T_п$) растворов и растворимость соли предопределяют условия получения совершенных кристаллов [1—2]. Величины $\Delta T_п$ определены методом многих проб в серии статистических экспериментов при последовательном повышении перегрева растворов [3]. Установлено, что $\Delta T_п$ растворов зависят от размеров как катионов, так и анионов [3]. Поэтому большой интерес представляет исследование величин $\Delta T_п$ в ограниченном числе растворов растворимых 1-1 фторидов, поскольку анион F^{-1} имеет минимальный размер. Ранее нами изучены величины $\Delta T_п$ в растворах $KF{\cdot}2H_2O$ [2], и NH_4F [4]. Отметим, что эти исследования проводятся в прозрачных фторопластовых бюксах, изготовленных закалкой нагретого фторопласта в жидком азоте [3]. Здесь представлены результаты исследований величин $\Delta T_п$ в растворах водно-растворимых солей TlF, RbF, и CsF в последовательности возрастания радиусов катионов (рис. a—c). Согласно [5], октаэдрические радиу-



Зависимости температуры начала кристаллизации t_c растворов 1-1 фторидов от их перегрева, T^+: a) TlF, t_o = 52 °C; t_o = 40 °C; b) RbF, t_o = 62.5 °C; c) CsF, t_o = 41 °C; d) Зависимость ΔT_m растворов 1-1 нитратов (кривая 1), их произведения растворимости, ПР, (кривая 2), и степени неидеальности, q (кривая 3) от радиуса катиона соли

сы катионов равны (ангстрем): K^{-1} = 1,38; NH_4^{-1} = = 1.49; Tl^{-1} =1.50; Rb^{-1} = 1.52; Cs^{-1} =1.67, соответствующий радиус аниона F^{-1} = 1.33 ангстрем. Величины $\Delta T_п = (t_o - t_{c)}$ составили: $KF{\cdot}2H_2O$ — (40.2 -7) = 33.2 °C [3]; NH_4F — (48-17)= 31 °C [4]; TlF — (52-16) = 36 °C; $RbF{\cdot}H_2O$ — (63-34) = 29 °C; $CsF{\cdot}H_2O$ — (63-44) = 19 °C (рис. a—c). То есть $\Delta T_п$ близки для растворов фторидов калия, аммония, таллия и рубидия, но заметно меньше для растворов фторидов цезия. Зависимость ΔT от верхней температуры нагрева (перегрева) растворов во всех случаях является немонотонной, однако для растворов фторида калия и аммония ΔT преимущественно уменьшается в повышением предварительного перегрева, T^+. В случае с NH_4F нами ранее показано, что выдержка растворов в переохлажденном состоянии способствует заметному повышению величины $\Delta T_п$ [4]. Этот факт явно не укладывается в устоявшееся представление о том, что перегрев раствора всегда повышает устойчивость переохлажденных растворов к возможной кристаллизации. Здесь на Рис.d представлена зависимость ΔT_m, произведения растворимости, ПР (кривая 2), и степени неидеальности, q растворов 1-1 нитратов от радиуса катиона. Видно, что величины $\Delta T_п$ претерпевают резкий «зигзаг» вблизи радиусов катионов солей калия, аммония, таллия, рубидия. [3]. При сравнении такой же размерной зависимости для фторидов мы наблюдаем в этом случае также небольшой пик величины $\Delta T_п$ для растворов фторида таллия. Частично изложенные особенности кристаллогенезиса из водных растворов наблюдаются также для растворов 1-1 щелочей, поскольку радиус аниона OH^{-1} (1.38 ангстрем) близок к радиусу аниона F^{-1} [5].

Литература

1. Kidyarov B. I. Structural and physical regularity in the mechanism and kinetics of piezoelectric and ferroelectric formation crystal from liquid phase // Physics of the Solid State. 2009. V. 51, № 7. P. 1435—1439.

2. Киргинцев А. Н., Трушникова Л. Н., Лаврентьева В. Г. Растворимость неорганических веществ в воде. Л.: Изд-во «Химия», 1972. 248 с.

3. Кидяров Б. И. Эффект памяти и размерный фактор в кинетике нуклеации солей из водных растворов // Сибирский химический журнал. 1993. № 2. С. 5—14.

4. Кидяров Б. И. Кинетика образования кристаллов в водных растворах солей аммония // XV Российское совещание по экспериментальной минералогии: материалы совещания. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Геопринт, 2005. С. 373—375.

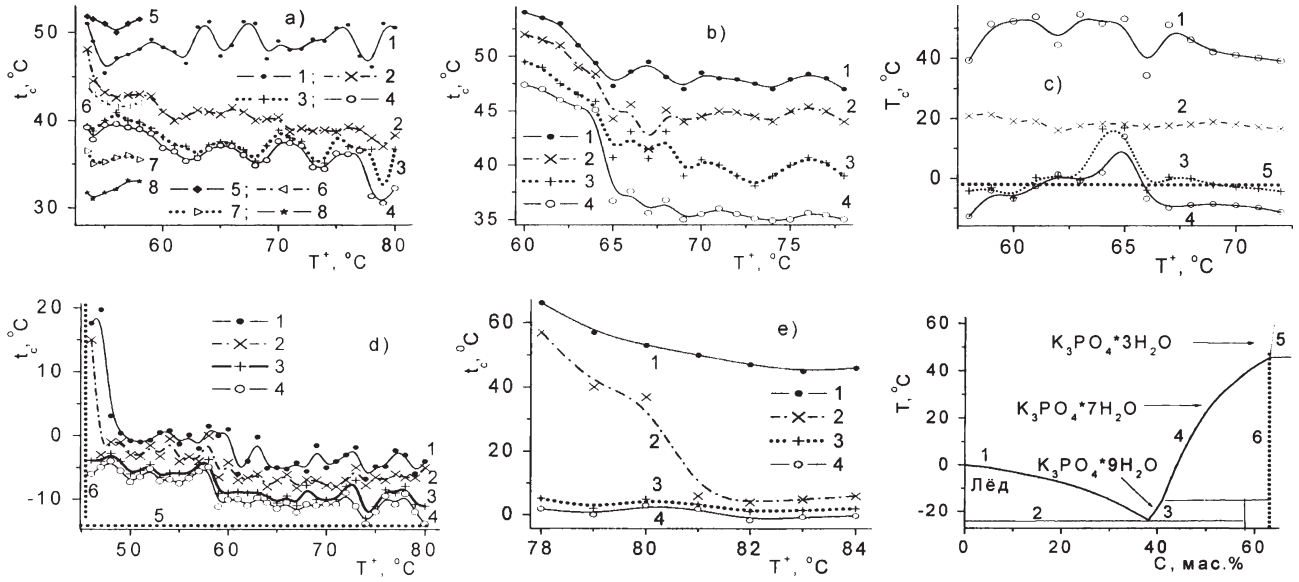
5. Урусов В. С. Теоретическая кристаллохимия. М.: Издательство МГУ, 1987. 275 с.

Влияние перегрева на переохлаждение водных растворов 1-3, 3-2, 1-4 электролитов

Б. И. Кидяров

Институт физики полупроводников им. А. В. Ржанова СО РАН, Новосибирск; *kidyarov@isp.nsc.ru*

Растворы электролитов по валентности катионов и анионов разделяются на группы 1-1, 1-2, 2-1, 2-2, 1-3, кинетика кристаллизации солей из которых рассмотрены в ряде наших работ [1—2]. Как правило, во всех группах солей максимальные переохлаждения растворов изменяются от 6 до 100 °C, или менее. В этой работе представлены отдельные выборочные данные по ΔT_m растворов 1-3, 1-4 и 3-2 электролитов: 1 — H_3BO_3 (сассолин, (C_i, $\overline{P}$ 1); 2 — $K_3Fe(CN)_6$ (красная кровяная соль, $C_1 2/c_1$, C_{2h}), 3 — $K_4Fe(CN)_6{\cdot}3H_2O$, (желтая кровяная соль, C_s); 4 — $K_3PO_4{\cdot}7H_2O$, (C_i); 5 — $Al_2(SO_4)_3{\cdot}16H_2O$. Статистические исследования также проведены методом многих проб с возрастанием на 1 °C перегрева раствора с последовательными, и неоднократными циклами испытаний [1—2]. Для примера на рис. представлена зависимость температур начала кристаллизации первой, средней и предпоследней пробы (1-4) от верхней температуры нагрева растворов $K_4Fe(CN)_6{\cdot}3H_2O$ (1-4 электролит). Видно, что эта зависимость для нижней температуры кристаллизации t_c (кривая 4) является слабо немонотонной с максимумом. $\Delta T_m \sim 70.8$ °C при малых и больших перегревах, а при $T^+ \sim 65$ переохлаждение имеет минимальное значение ~ 48 °C. Для других солей наблюдается немонотонное



Зависимость температуры (t_c) начала кристаллизации растворов 1-3, 1-4, 3-2 электролитов от их предварительного перегрева (T^+). t_o _ температура насыщения растворов, N — число проб. Кривые: 1—4 — первая, средняя, предпоследняя и последняя кристаллизующаяся проба, линия 5 — эвтоника; a) H_3BO_3, t_o = 53,5 °C; N = 50; кривые 5—8 — повтор той же серии; b) $K_3Fe(CN)_6$, t_o = 60 °C; N =20; c) $K_4Fe(CN)_6 \cdot 3H_2O$; t_o = 58 °C, N =20; d) $K_3PO_4 \cdot 7H_2O$; T_o = 46 °C, N = 12; e) $Al_2(SO_4)_3 \cdot 16H_2O$, t_o = 77.5 °C, N = 11; f) диаграмма фазового равновесия системы «K_3PO_4 — H_2O»; T °C — температура «растворения — плавления», C — концентрация K_3PO_4, массовые %. 1—5 — линии фазового равновесия, 2 — эвтоника, 6 — исследуемый раствор [3]

понижение температуры начала кристаллизации t_c с повышением верхней предварительной температуры нагрева T^+, и максимальные переохлаждения. ΔT_m составили 23 °C (H_3BO_3), 25 °C ($K_3Fe(CN)_6$), 59.9 °C ($K_3PO_4 \cdot 7H_2O$), 79.3 °C ($Al_2(SO_4)_3 \cdot 16H_2O$).

Таким образом, растворы более сложных и многокомпонентных солей кристаллизуются также в большом интервале переохлаждений с немонотонной и разнообразной зависимостью ΔT_m. от перегрева раствора (T^+). Величины предельных переохлаждений ($\Delta T_п$) растворов и растворимость этих солей являются ключевыми факторами при поиске оптимальных условий получения совершенных кристаллов [4].

Литература

1. Кидяров Б. И. Эффект памяти, и размерный фактор в кинетике нуклеации солей из водных растворов // Сибирский хим. журнал. 1993. № 2. С. 5—14.

2. Kidyarov B. I. Nucleation kinetics and technology design for crystal growth from aqueous solution // Journal of the Korean Crystal Growth and Crystal Technology. 2003. Vol. 13, № 2. P. 51—55.

3. Киргинцев А. Н., Трушникова Л. Н., Лаврентьева В. Г. Растворимость неорганических веществ в воде. Л.: Изд-во «Химия», 1972. 248 с.

4. Kidyarov B. I. Structural and physical regularity in the mechanism and kinetics of piezoelectric and ferroelectric formation crystal from liquid phase // Physics of the Solid State. 2009. V. 51, № 7. P. 1435—1439.

Полиморфизм полевых шпатов: разнообразие, сложность, стабильность

С. В. Кривовичев[1,2]

[1]ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты; *s.krivovichev@ksc.ru*
[2]СПбГУ, Санкт-Петербург; *s.krivovichev@spbu.ru*

Полевые шпаты являются одними из главных породообразующих минералов и составляют более 50 % минерального вещества земной коры. Их химическому составу, кристаллическим структурам и поведению при повышенных температурах и давлениях посвящено большое количество работ, опубликованных в российской и международной научной литературе. За последние годы было накоплено значительное количество данных по полиморфизму как самих полевых шпатов (алюмосиликатов щелочных и щелочноземельных элементов с общей формулой $M^{n+}Al_nSi_{4-n}O_8$ (n = 1, 2; M = Na, K, Rb, Ca, Sr, Ba), так и минералов и соединений с полевошпатовой стехиометрией. В частности, были детально изучены метастабильные модификации полевых шпатов, которые кристаллизуются при высоких скоростях роста (в частности, из переохлажденных расплавов) и впоследствии замещаются стабильными фазами с обычной полевошпатовой структурой [1, 2]. Природные аналоги метастабильных кинетически стабилизированных фаз известны как минералы святославит и дмиштейнбергит (аналоги анортита), кумдыколит (аналог альбита (Hwangetal., 2010)) и кокчетавит (аналог калиевых полевых шпатов (Hwangetal., 2004)). Недавно эти фазы были обнаружены в «наногранитах» – поликристаллических включениях в гранатах из гранулитов, представляющих собой участки гранитоидных расплавов, образующихся при анатектическом плавлении первичных пород (Ferrero et al., 2016). Среди других находок следует отметить обнаружение метастабильных модификаций полевых шпатов в псевдотахилитах и метеоритах. Во всех случаях образование этих минералов является маркером режима метастабильной кристаллизации, как правило, в отсутствии воды.

Особый интерес с точки зрения минералогии и петрологии представляют высокобарические метастабильные полиморфы полевых шпатов, полученные методом холодного сжатия при высоких давлениях в минералах и соединениях с парацельзиановой топологией тетраэдрического каркаса (данбурит [3], парацельзиан [4], херлбатит [5]). Для кристаллических структур этих соединений характерно увеличение координационного числа тетраэдрических катионов с образованием тригонально-бипирамидальной и октаэдрической координаций Al, Si, Be и P.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 19-15-50064).

Литература

1. Krivovichev S. V., Shcherbakova E. P., Nishanbaev T. P. The crystal structure of svyatoslavite and evolution of complexity during crystallization of a $CaAl_2Si_2O_8$ melt: a structural automata description // Can. Mineral. 2012. Vol. 50. P. 585—592.

2. Zolotarev A. A., Krivovichev S. V., Panikorovskii T. L., Gurzhiy V. V., Bocharov V. N., Rassomakhin M. A. Dmisteinbergite, $CaAl_2Si_2O_8$, a metastable polymorph of anorthite: crystal-structure and Raman spectroscopic study of the holotype specimen // Minerals. 2019. Vol. 9. P. 570.

3. Pakhomova A., Bykova E., Bykov M., Glazyrin K., Gasharova B., Liermann H.-P., Mezouar M., Gorelova L., Krivovichev S., Dubrovinsky L. A closer look into close packing: pentacoordinated silicon in a high-pressure polymorph of danburite // IUCrJ. 2017. Vol. 4. P. 671—677.

4. Gorelova L. A., Pakhomova A. S., Krivovichev S. V., Dubrovinsky L. S., Kasatkin A. V. High pressure phase transitions of paracelsian $BaAl_2Si_2O_8$ // Scientific Reports. 2019. Vol. 9. P. 12652.

5. Pakhomova A., Aprilis G., Bykov M., Gorelova L., Krivovichev S. V., Belov M. P., Abrikosov I. A., Dubrovinsky L. Penta- and hexa-coordinated beryllium and phosphorus in high-pressure modifications of $CaBe_2P_2O_8$ // Nature Communications. 2019. Vol. 10. P. 2800.

Термодинамика растущего кристалла

В. И. Ракин

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

Согласно интерферометрическим наблюдениям неравновесную термодинамическую систему кристалл-раствор можно разделить на две макроскопических подсистемы: пограничный слой с поверхностью кристалла и остальной объем раствора [1]. Причем, процессы, проходящие в открытой неравновесной подсистеме, включающей пограничный слой и поверхность кристалла, определяют эволюцию всех остальных процессов в кристаллизаторе, в том числе и динамическую форму кристалла.

Был произведен расчет интегрального производства энтропии в пограничного слое, прилегающем к фрагменту грани (*hkl*) в линейном приближении Онзагера и учтены четыре процесса — диффузия строительного вещества через пограничный слой раствора, рост кристалла и тепловые эффекты диффузии и кристаллизации. Окончательное выражение можно представить в виде:

$$\frac{d_i S}{dt} = K v \Pi_0,$$

где K — термодинамический коэффициент, зависящий от перепада концентрации и температуры в пограничном слое, эмпирических перекрестных тепловых коэффициентов диффузии и кристаллизации, ряда термодинамических и физических констант раствора и кристалла, v — нормальная скорость роста грани, Π_0 — площадь фрагмента грани.

Таким образом, для всего кристалла, в стационарном процессе роста согласно теореме Пригожина о минимуме интегрального производства энтропии [2] будет выполняться вариационное уравнение:

$$\delta\left[\sum_j^m K_j v_j \Pi_j\right]_{K,v,t} = 0,$$

в котором суммирование производится по всем граням кристалла. Исходя из данного уравнения, доказывается теорема о стационарной предельной форме кристалла, для которой справедлива система уравнений:

$$\left[h_j/\left(k_j v_{sj}\right)\right]_{j=1,\dots,m} = t.$$

где h_j — центральное расстояние от центра стационарной формы до грани j, $k_j = K_j/\sum_i^m K_i$ — безразмерные нормированные термодинамические коэффициенты, отражающие анизотропию пространства, окружающего растущий кристалл, v_{sj} — скорость стационарного роста грани (относительная скорость), t — текущее время роста кристалла в согласованной размерности.

В частном случае при изотропном и однородном окружении кристалла, а также когда теплопроводность кристалла весьма высока, а размер кристалла не слишком велик, предельная стационарная форма удовлетворяет системе уравнений:

$$\left(h_j/v_{sj}\right)_{j=1,\dots,m} = t,$$

в которой под m можно понимать число простых форм, а не граней кристалла.

Полученные уравнения справедливы, если толщина пограничного слоя пренебрежимо мала по сравнению с линейным размером грани кристалла, что при кристаллизации из водных растворов при нормальных условиях будет верным для кристалла размером более 1 см.

Полученные системы уравнений в трехмерном пространстве явно избыточны для нахождения центра стационарной формы, но внутренне согласованны, поскольку такая единственная точка в кристалле, обязана существовать, что следует из теоремы Пригожина. Эта точка не совпадает с зародышем кристалла, но определяется термодинамическими и кинетическими параметрами системы.

Одно из важнейших отличий равновесной формы кристалла определяемой теоремой Вульфа [3] от стационарной неравновесной формы заключается в том, что равновесная форма практически недостижима для макрокристалла в природе, а стационарной свободной формой роста можно с успехом описать морфологический спектр многих макрокристаллов минералов [4].

Литература

1. Ракин В. И. Пространственные неоднородности в кристаллообразующей системе. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 370 с.

2. Пригожин И., Кондепуди Д. Современная термодинамика. От тепловых двигателей до диссипативных структур. М.: Мир, 2002. 461 с.

3. Вульф Г. В. Избранные работы по кристаллофизике и кристаллографии. М.; Л.: Гостехтеориздат, 1952. 343 с.

4. Ракин В. И. Морфология макрокристаллов минералов: эмпирический принцип полного огранения // Кристаллография, 2020, том 65, № 1. С. 161—169.

Кристаллохимия Na-доминантных в *M*2-позиции минералов группы эвдиалита — индикаторов ультраагпаитовой обстановки

Р. К. Расцветаева[1], Н. В. Чуканов[2]

[1]Институт кристаллографии им. А. В. Шубникова ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН, Москва;
rast@crys.ras.ru
[2]Московский государственный университет, Москва

Среди минералов группы эвдиалита (МГЭ) наряду с собственно эвдиалитом (высококремнистым и высокожелезистым представителем) известны его низкожелезистые аналоги с вхождением натрия в позицию *M*2, обычно занимаемую железом (^{M2}Na-МГЭ). Диагностическими признаками ^{M2}Na-МГЭ являются особенности их химического состава (низкое суммарное содержание Fe + Mn + Ca — как правило, менее 7 атомов на формулу, Z = 3) при относительно высоком содержании Si и пониженные интенсивности полос ИК-спектра в диапазоне 515—545 см$^{-1}$, относящихся к валентным колебаниям связей ^{M2}Fe-O и ^{M2}Mn–O Кристаллохимическими особенностями минералов этого специфического семейства является замещение Fe на Na в позиции квадрата или пяти- и семивершинниках на основе квадрата.

Несмотря на то, что ^{M2}Na-МГЭ являются типоморфными компонентами ультраагпаитовых горных пород нефелин-сиенитового ряда, их природа и кристаллохимия до последнего времени обсуждалась недостаточно. Данная работа существенно расширяет представление о структурном типохимизме ^{M2}Na-МГЭ. До недавнего времени эти минералы были известны исключительно в ультраагпаитовых породах (в основном, в фойяитах) и высокощелочных пегматитах Ловозерского щелочного массива, индикаторами которых являются такие типоморфные высокощелочные титано-, цирконо- и ниобосиликаты (с атомным отношением Na:Si ≥ 1) как ломоносовит, вуоннемит, цирсиналит, казаковит и др. [1]. Эти минералы относятся к трем структурным типам — аллуайвитовому (с удвоенным параметром *c*), представленным единственным минеральным видом — аллуайвитом, раслакитовому (с упорядочением Ca и Fe или Mn в шестичленном кольце из октаэдров $M1O_6$), представленным, соответственно, раслакитом и сергеванитом и, наконец, эвдиалитовому (с неупорядоченным заселением позиций октаэдрического кольца), рассмотренному в настоящей работе. В отличие от Хибинского массива, где высоконатриевые МГЭ не содержат ^{M2}Na и приурочены в основном к пегматитам, в Ловозерском комплексе эти минералы являются обычными второстепенными и акцессорными компонентами высокоагпаитовых разновидностей фойяита и часто ^{M2}Na-доминантны.

В таблице собраны данные по распределению этих элементов в ключевых позициях структуры собственно эвдиалита и его

Заселенность ключевых позиций в структуре собственно эвдиалита и его близких аналогов, Na-доминантных в позиции *M*2

Минерал	**Пр. гр.**	***N*1-4**	***M*1**	***M*2**	***M*3**	***M*4**	**Ссылка**
Эвдиалит	*R*3*m*	Na	Ca	$^{IV}Fe^{2+}$	Si	Si	[2, 3]
Эвдиалит 3458	*R*3*m*	Na	Ca	$^{IV}Fe^{2+}$	Si	Si	[4]
«Na-эвдиалит» 3043	*R*-3*m*	Na	Ca	^{VII}Na	Si	Si	[4]
«Na-эвдиалит» Кдк-6626	*R*3*m*	Na	Ca	^{VII}Na	Si	Si	[5]
«Na-эвдиалит» 7052	*R*-3*m*	Na	Ca	^{V}Na	Si	Si	Настоящая работа

Примечание: римскими цифрами обозначены координационные числа катионов.

^{M2}Na-аналогов. Образец 7052 происходит из щелочного массива Илимауссак в Гренландии. Это первая находка ^{M2}Na-МГЭ за пределами Ловозерского массива. Массив Илимауссак и Ловозерский массив характеризуются марганцевой спецификой и отличаются от Хибинского массива значительно более низкими содержаниями железа. Мы предполагаем, что отсутствие ^{M2}Na-МГЭ в Хибинском массиве связано с высоким сродством позиции *M*2 к иону Fe^{2+}.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования в рамках Государственного задания ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН в части рентгеноструктурного анализа и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-29-12007) в части ИКС- и (проект № 18-29-12005) в части кристаллохимического анализа.

Литература

1. Хомяков А. П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 1990. 196 с.

2. Голышев В. М., Симонов В. И., Белов Н. В. Кристаллическая структура эвдиалита // Кристаллография. 1972. Т. 17. № 6. С. 1119—1123.

3. Расцветаева Р. К., Андрианов В. И. Новые данные о кристаллической структуре эвдиалита // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 5. С. 1123—1126.

4. Расцветаева Р. К., Чуканов Н. В., Аксенов С. М. Минералы группы эвдиалита: кристаллохимия, свойства, генезис. Нижний Новгород: Изд-во Нижегородского госуниверситета им. Н. И. Лобачевского, 2012. 230 с.

5. Расцветаева Р. К, Чуканов Н. В., Пеков И. В. Структурные особенности потенциально нового минерала группы эвдиалита из Ловозерского массива (Кольский полуостров) // Вестник геонаук. 2020. № 1. С. 3—7.

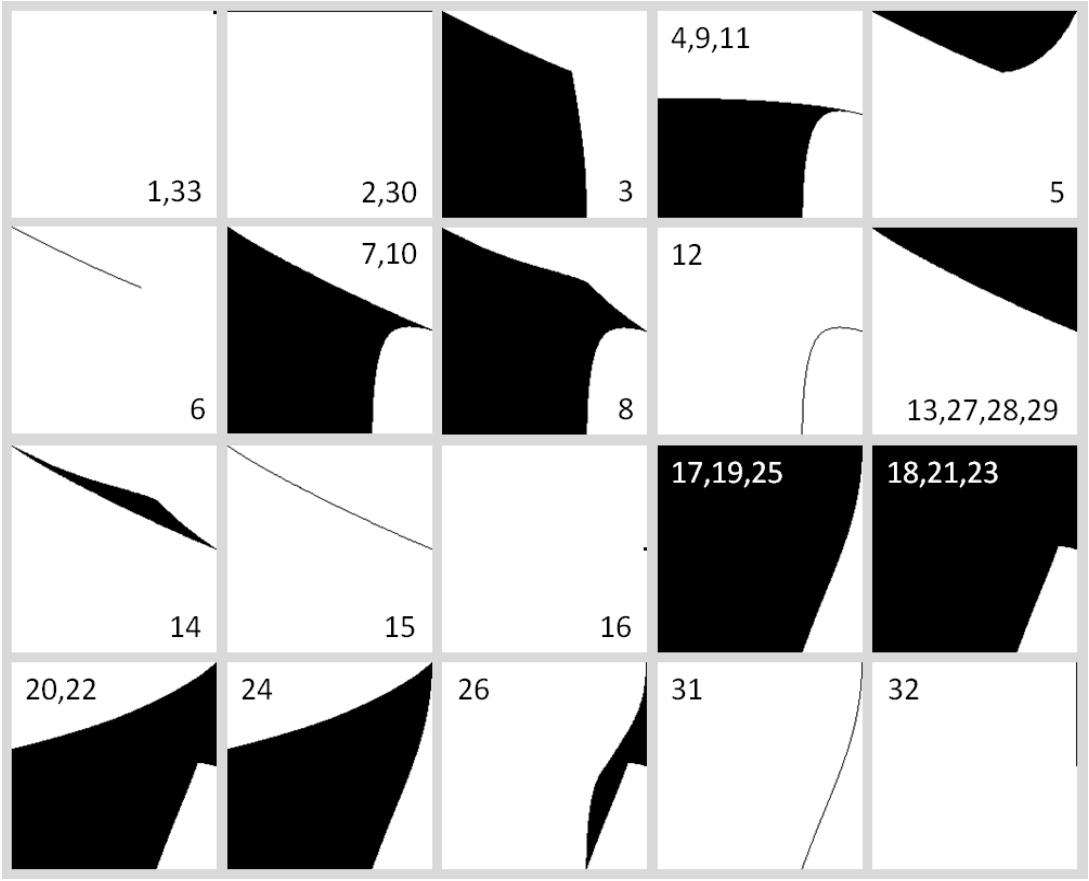
Диаграммы обликов реальных форм искаженных октаэдрических кристаллов

Д. Г. Степенщиков

ГИ КНЦ РАН, Апатиты; *stepen@geoksc.apatity.ru*

В [1] было введено понятие реальной формы, описывающей искаженные в результате неравномерного роста граней кристаллы. В [2] приведено полное многообразие реальных форм кристаллов октаэдрической и ряда других простых форм. В общем случае реальная форма допускает вариации положения граней, не меняющие способа их соединения между собой. Геометрический облик кристалла при этом изменяется, иногда в широких пределах. В [3] предложено описывать облик кристалла точкой (a/b; b/c) внутри единичного квадрата, где $a \le b \le c$ — линейные размеры кристалла. В результате для каждой конкретной реальной формы получаемое множество точек внутри единичного квадрата образует некоторую связную область (диаграмму), описывающую разнообразие облика. Как показано там же, выбор параметров a, b и c представляет определённую методологическую сложность. Нами предложено использовать вместо них длины полуосей трехосного эллипсоида, выбранного таким образом, что при его наложении на форму кристалла их пересечение давало минимальный объем взаимно непересекаемых частей. Программно реализованная апробация данного подхода для двумерного случая показала удовлетворительные результаты, но в то же время выявила его вычислительную сложность, ощутимо возрастающую при переходе к трехмерному случаю [4]. В данной работе при сохранении общей идеи мы рассматриваем описанный вокруг кристалла трехосный эллипсоид минимального объема. Его параметры можно найти, используя итерационный алгоритм Шора [5]. Данный алгоритм был нами программно реализован и использован для получения диаграмм обликов реальных форм октаэдра. Здесь впервые приводятся полученные результаты (см. рисунок).

Предварительный анализ данных позволяет разделить все диаграммы на три типа — точечные (№ 1 — кубический тетраэдр и № 33 — октаэдр), линейные (№№ 2, 6, 12, 15, 30, 31 и 32) и области. Характерно, что одни диаграммы являются составными частями других (например, № 4 — подмножество № 7, которое в свою очередь — подмножество 8), а также имеют общие участки границ, что соответствует переходам реальных форм друг в друга при смещении граней. Все возможное разнообразие облика октаэ-



Диаграммы обликов реальных форм октаэдра, с номерами согласно рис. 1 из [2]

дрического кристалла достигается на диаграмме № 18, 21 и 23.

Подобные диаграммы могут быть получены и для других кристаллических простых форм (или их комбинаций), являясь наглядным способом описания формы кристаллов.

Литература

1. Voytekhovsky Y. L. On the real crystal octahedra // Acta Cryst. 2002. A58, P. 622—623.

2. Войтеховский Ю. Л., Степенщиков Д. Г. Реальные кристаллографические простые формы // ЗВМО. 2004. № 2. С. 112—120.

3. Степенщиков Д. Г. Аппроксимация облика кристалла трёхосным эллипсоидом // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 357—360.

4. Степенщиков Д. Г. Аппроксимация облика кристалла: первые результаты для двумерного случая // Математические исследования в естественных науках. Труды XV Всероссийской научной школы. 2018. № 15. С. 31—35.

5. Шор Н. З., Стеценко С. И. Алгоритм последовательного сжатия пространства для построения описанного эллипсоида минимального объёма // Исследование методов решения экстремальных задач. Киев: ИК АН УССР, 1990. С. 25—29.

Простейшие выпуклые полиэдры кристаллографических точечных групп симметрии

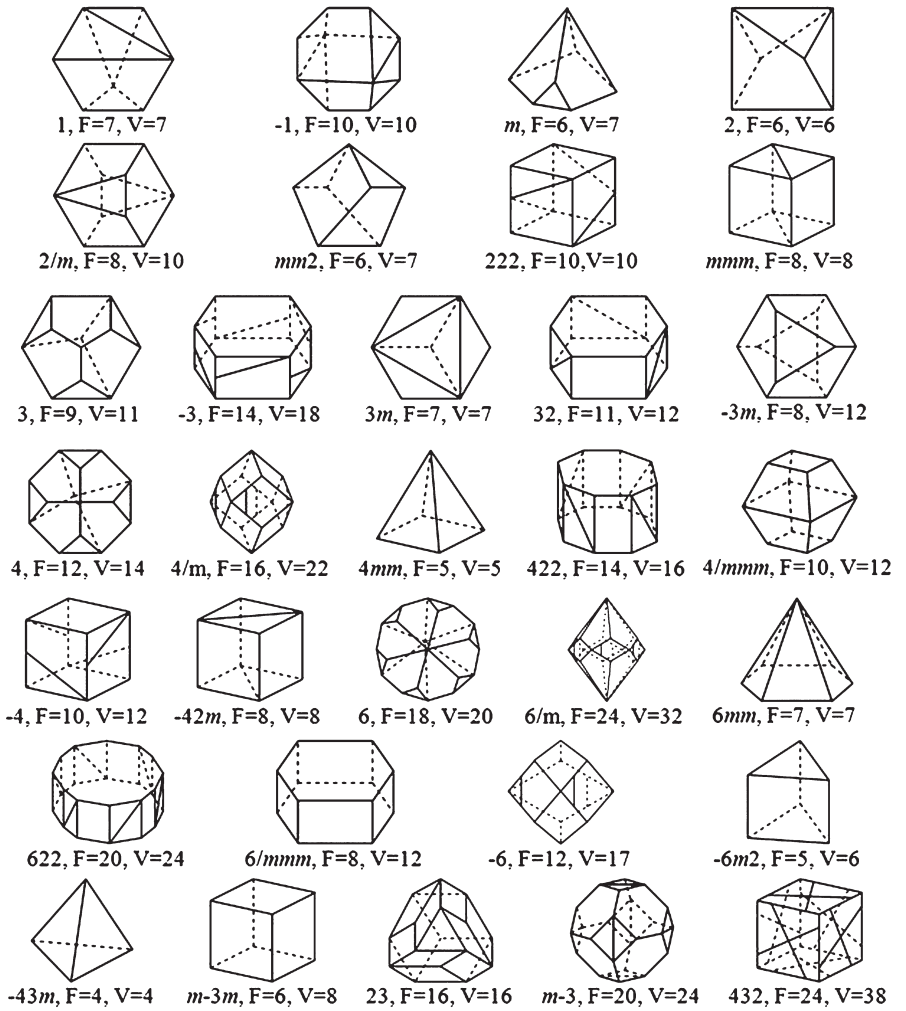
Д. Г. Степенщиков[1], Ю. Л. Войтеховский[2]

[1] ГИ ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты; *stepen@geoksc.apatity.ru*

[2] Горный университет, Санкт-Петербург, *Voytekhovskiy_YuL@pers.spmi.ru*

Ранее с помощью федоровского алгоритма найдены и охарактеризованы точечными группами симметрии все комбинаторные типы выпуклых 4- … 12-эдров и простых (в каждой вершине сходятся ровно три грани / ребра) 13- … 16-эдров [1, 2]. При этом среди 17490241 форм оказались представители 24 кристаллографических (1, -1, 2, *m*, 3, 222, *mm*2, 4, -4, 2/*m*, 32, -6, 3*m*, 4*mm*, *mmm*, -42*m*, -6*m*2, -3*m*, 6*mm*, 23, 4/*mmm*, 6/*mmm*, -43*m*, *m*-3*m*) и 20 некристаллографических (*5m, 7m, 9m, 11m, 8mm, 10mm, 8/mmm, 10/mmm, 12/mmm, 14/mmm, -5m, -7m, -8m2, -10m2, -12m2, -14m2, -18m2, -22m2, -26m2, -3-5m*) точечных групп симметрии. Оставшиеся 8 кристаллографических групп симметрии (*m*-3, 432, 422, 4/*m*, -3, 6, 622, 6/*m*), очевидно, реализуются среди комбинаторных типов выпуклых полиэдров с бóльшим числом граней. Но генерирование их огромного многообразия для отыскания 8 простейших (с наименьшим числом граней) представителей неэффективно.

Идея решения задачи состоит в том, что речь идет о точечных группах комбинаторной симметрии, характеризующей наиболее сим-



Простейшие комбинаторные типы выпуклых полиэдров для 32 кристаллографических точечных групп симметрии [1, 2, наст. статья]

метричные выпуклые полиэдры в каждом комбинаторном типе, включающем все полиэдры с точностью до непрерывных деформаций. Но самые симметричные представители в общем случае представимы как комбинации кристаллографических простых форм данной точечной группы симметрии. В частном случае это может быть отдельная простая форма. Для некристаллографических видов симметрии разрешенные простые формы должны быть предварительно выведены, например, с помощью стереографических проекций.

Например, в точечной группе симметрии *m-3* разрешены: куб, октаэдр, ромбо-, пентагон- и дидодекаэдры, тригон- и тетрагонтриоктаэдры. Рассмотрим их комбинации с нарастающим числом граней: 1. куб + октаэдр (14), 2. куб + ромбододекаэдр (18), 3. куб + пентагондодекаэдр (18), 4. октаэдр + ромбододекаэдр (20), 5. октаэдр + пентагондодекаэдр (20)... №№ 1, 2 и 4 порождают полиэдры с более высокой симметрией *m-3m*. Комбинация № 3 в кристаллографии имеет симметрию *m-3*, но комбинаторно (непрерывной деформацией) приводима к симметрии *m-3m*. Комбинация № 5 имеет комбинаторную симметрию *m-3* и является искомой. Аналогично найдены простейшие выпуклые полиэдры для всех недостающих кристаллографических точечных групп симметрии (см. рисунок).

Литература

1. Войтеховский Ю. Л., Степенщиков Д. Г. Комбинаторная кристалломорфология // Кн. IV. Выпуклые полиэдры. Т. I. 4- ... 12-эдры. Апатиты: КНЦ РАН, 2008а. 833 с.

2. Войтеховский Ю. Л., Степенщиков Д. Г. Комбинаторная кристалломорфология // Кн. IV. Выпуклые полиэдры. Т. II. Простые 13-... 16-эдры. Апатиты: КНЦ РАН, 2008б. 828 с.

Кристаллообразование поверхностной изморози и загрязнение снежного покрова в период между снегопадами: геоэкологические аспекты

М. П. Тентюков

Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, Сыктывкар; *tentukov@yandex.ru*

В геоэкологии снежный покров традиционно рассматривают как природный планшет, отражающий загрязнение его поверхности в результате осаждения техногенных веществ в составе аэрозольного стока. При этом поверхностное загрязнение снежного покрова традиционно связывают со снегопадами. Между тем возможен и другой механизм загрязнения поверхности снега. Он связан с кристаллообразованием поверхностной изморози в перерывах между снегопадами.

Известно, что снежный покров в любых условиях, даже при самой низкой температуре, излучает длинноволновую радиацию (собственное тепло), а его высокая способность отражать солнечную радиацию способствует сильному выхолаживанию поверхности и возникновению инверсии температур. Одновременно снег оказывает иссушающее влияние на приземный слой воздуха. В условиях наличия градиента температур и влажности он инициирует нисходящую миграцию воздуха. В итоге формируется устойчивый массоперенос водяных паров по направлению к снежному покрову. Процесс сопровождается формированием микрокристаллов поверхностной изморози. Кристаллообразование поверхностной изморози наблюдается в утренние часы при ясной безоблачной погоде и при низкой температуре, очень слабом ветре и относительной влажности менее 80 %. Агрегаты микрокристаллов поверхностного инея образуют своеобразный нанорельеф снежной поверхности (рис. 1). Стяжения агрегатов и сростков пирамидальных кристаллов поверхностной изморози (рис. 1, *I а*, *б*) создают бугорковатый нанорельеф (рис. 1, *I в*). Когда в образовании нанорельефа участвуют игольчатые агрегаты (рис. 1, *II а*, *б*), снежная поверхность приобретает «пушистый» вид (рис. 1, *II в*) с характерным нанопрофилем (врезка: рис. 1, *II в*), при этом существенно возрастает шероховатость снежного покрова. В результате поверхность взаимодействия приснежного слоя воздуха со снежным покровом увеличивается. При наличии загрязнения процесс сопровождается усилени-

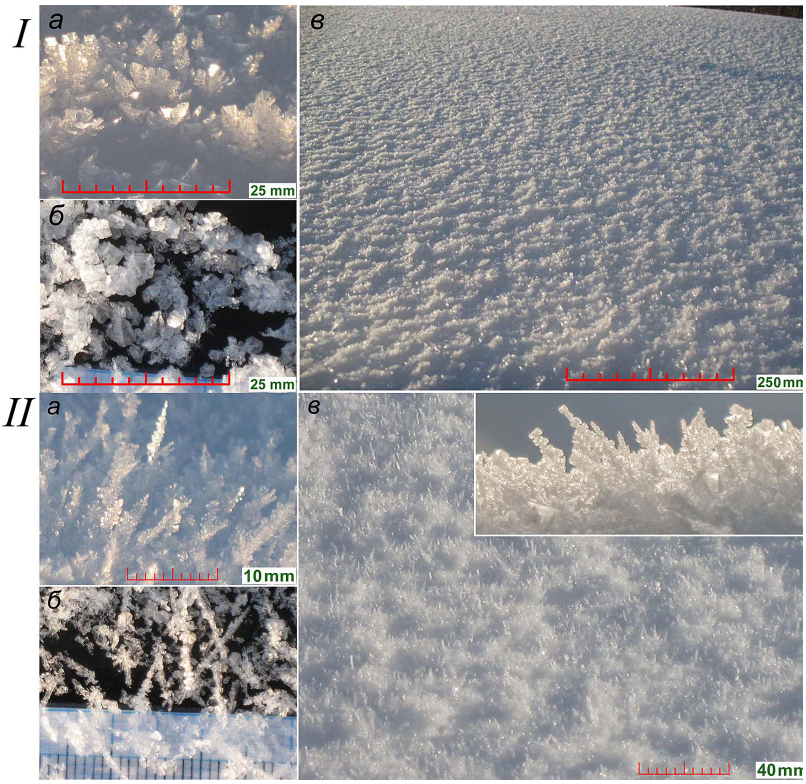


Рис. 1. Фототаблица форм нанорельефа поверхности снежного покрова при кристаллообразовании поверхностной изморози

ем сигнала аэрогенной аномалии на поверхности снежного покрова. Последнее показано на примере формирования аэрогенной аномалии полициклических ароматических углеводородов (ПАУ). Наблюдения за кристаллообразованием поверхностной изморози зимой 2011/12 г. проводились с 13 января по 21 февраля параллельно со снегомерными наблюдениями, которые предусматривали ежедневное измерение толщины снежного покрова. График, характеризующий снегонакопление зимой 2011/12 г., приведён на рис. 2а.

Отдельно показан прирост толщины снега за счёт образования изморози во время наблюдений в период между снегопадами (рис. 2, *б*). Как следует из приведённого графика, с 24 января по 21 февраля нарастание снежного покрова составило 5—10 мм, что «укладывалось» в величину отбираемого верхнего слоя снега с поверхностной изморозью (18 мм). Поэтому изменчивость суммарного со-

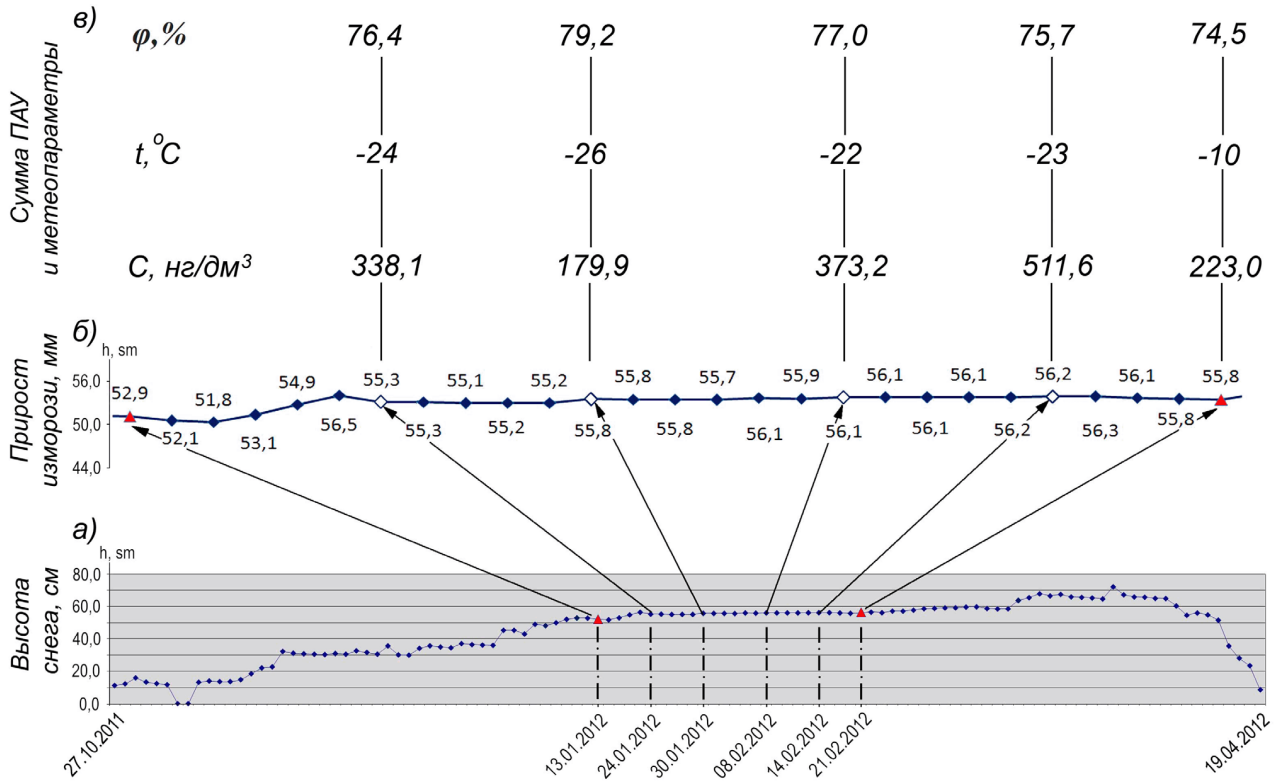


Рис. 2. Графики формирования снежного покрова зимой 2011/12 г. (*а*) и прироста снежной толщи в период между снегопадами с 13.01 по 21.02 (*б*), сопряжённые с метеопараметрами, и суммарных значений ПАУ верхнем 18 мм слое снега (*в*)

держания ПАУ в еженедельных пробах снеговой воды (C, нг/дм^3, рис. 2, *в*) в зависимости от прироста поверхностной изморози свидетельствует о наличии связи кристаллообразования с сигналом ПАУ в верхнем слое снега. Поскольку условия образования поверхностной изморози возникают чаще, чем для выпадения снегопада, верхний слой снега с кристаллами изморози может оказаться информативным объектом опробования при выявлении углеводородного загрязнения снежного покрова в перерывах между снегопадами.

Исследования регенерации монокристаллических шаров: противоречия с существующими положениями

В. Г. Томас[1,2], Д. А. Фурсенко[1], П. Н. Гаврюшкин[1,2]

[1]ИГМ СО РАН, Новосибирск; *thomas@igm.nsc.ru*
[2]НГУ, Новосибирск; *vithomas@yandex.ru*

Регенерирующие монокристаллические шары — традиционный объект исследований специалистов в области кристалломорфологии и роста кристаллов. Использование метода регенерация шаров насчитывает уже более чем вековую историю [1] и, казалось бы, за прошедшие годы в этом вопросе все уже должно быть «разложено по полочкам». Вместе с тем, разработка нами физической модели роста регенерационных поверхностей [2] и применение ее к описанию процесса регенерации шаров [3] позволили выявить определенные противоречия с общепринятыми воззрениями на рост сферических затравок.

В приведенном докладе на примере регенерации монокристаллических шаров берилла и корунда, растущих в гидротермальных условиях, алюмокалиевых квасцов, растущих из водных растворов, и использования результатов численного моделирования на базе разрабатываемой физической модели мы продемонстрируем наличие следующих противоречий с существующей точкой зрения:

a) нарушения правила Шафрановского, касающегося эволюции наборов простых форм, представленных в огранке субиндивидов, по мере роста регенерационных поверхностей;

b) противоречия с существующим положением, согласно которому на регенерирующем шаре плоская грань растет всегда медленнее, чем окружающая ее регенерационная поверхность;

c) контрпримеры к высказыванию о том, что на регенерирующем шаре в начальные моменты роста представлены все грани, возможные для кристалла вещества, растущего в данных условиях (гипотеза Фёдорова);

d) прямые экспериментальные опровержения положения о непрерывности участка диаграммы скоростей роста (несингулярная кривая), заключенного между двумя ближайшими сингулярными минимумами.

Рассмотренные в докладе материалы могут быть полезны специалистам в области роста кристаллов и с практической точки зрения, поскольку позволяют экспрессно находить перспективные для промышленного роста ориентировки затравочных пластин.

Литература

1. Артемьев Д. Н. Метод кристаллизации шаров. Петроград, 1914. 309 с.

2. Гаврюшкин П. Н., Томас В. Г. Кинематика роста регенерационных поверхностей кристаллов // Кристаллография, 2009, Т. 54. № 2, С. 359—367.

3. Томас В. Г., Гаврюшкин П. Н., Фурсенко Д. А. Регенерация сферической поверхности монокристаллического шара: численное 2D-моделирование. // Кристаллография. 2015. Т. 60. С. 640—650.

Моделирование акустических солитонных волн на квадратной решетке кристалла методом молекулярной динамики

В. Н. Чередов

Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар; *cvn@rambler.ru*

В настоящее время все возрастающую роль в физике кристаллов занимают исследования акустических и солитонных волн для хранения и передачи информации [1—2].

Исследуемая кристаллическая структура представляет собой квадрат 35 × 35 атомов никеля. При моделировании использовался метод молекулярной динамики с использованием потенциалов Морза и периодическими граничными условиями при температуре 293 *K*. Для решения уравнений Ньютона применялся метод Эйлера, где шаг интегрирования Δt подбирался в 100 раз меньше периода колебания атомов $\tau = 5{,}62 \cdot 10^{-16}$ сек. Расчеты проводились в программе Scilab.

Суть модели состоит в том, что 1-му (затравочному) в цепочке атомов, расположенных посередине матрицы и нормально к границе решетки, сообщалась начальная скорость v_0. В результате в определенной области цепочка может быть растянута (сжата), что является акустическим солитоном (кинком).

В 1-м порядке разложения Тейлора получаем систему уравнений:

$$v_{j+1}^n = v_j^n + a_j^n \Delta t;\ x_{j+1}^n = \\ = x_j^n + v_j^n \Delta t;\ t_{j+1} = t_j + \Delta t\},$$

где

$$a_j^n = 2\alpha\varepsilon\left[\exp\left(-2\alpha\left(x_j^n - \sigma\right)\right) - \right. \\ \left. - \exp\left(-\alpha\left(x_j^n - \sigma\right)\right)\right]/m \quad —$$

ускорение *j*-го атома, *n* = 1, … , 35 — номер атома в цепочке, *j* = 0,1, … , 100 — номер итерации. Граничные условия: $t_0 = 0$, $x_0^n = 0, a_0^n = 0$ для любого *n*., $v_0^n = 0$, для любого *n*., кроме *n* = 1; $a_j^1 = a_j^{35}$ для любого *j* = 1, … , 100. Начальное воздействие: $v_0^1 = v_0 =$ от 100 до 400 А/пс с шагом 100 А/пс для *n* = 1.

Для оценки потерь кинетической энергии сравнивались значения энергий 1-го и 20-го атомов по отношению к затравочному атому, т. е. искомая кривая определялась по формуле: $E_n/E_1 = (\max_j v_j^n/v_0)^2$. Из результатов видно, что при увеличении начальной скорости затравочного атома потери энергии сокращаются. Такая волна может пройти большее число атомов в цепочке, не изменив своей формы и скорости, при большей начальной скорости затравочного атома. При увеличении числа пройденных атомов с 10 до 20 потери увеличиваются, но при высоких скоростях потери при прохождении 20 атомов сравниваются с потерями при прохождении 10 атомов.

Результаты моделирования показывают, что при высоких скоростях затравочного атома в квадратной решетке может активироваться солитон.

Литература

1. Vasily V. Temnov et al. Femtosecond nonlinear ultrasonics in gold probed with ultrashort surface plasmons // Nature Communications. February 2013. P. 1—6.

2. Vasily V. Temnov et al. Towards the nonlinear acousto-magnetoplasmonics // Journal of Optics. 2016. № 18. P. 1—19.

IV. Конституция и свойства минералов

Физика минералов

Диэлектрические свойства Na-допированных магнийсодержащих ниобатов висмута пирохлоров

М. С. Королева, А. Г. Краснов, И. В. Пийр
ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *marikorolevas@gmail.com*

В работе проведено исследование структуры и электрических свойств замещенных ниобатов висмута $Bi_{1.5}Mg_{1-x}M_xNb_{1.5}O_{7-\delta}$ и $Bi_{1.5}Mg_{0.9-x}M_xNb_{1.5}O_{7-\delta}$. Методами СЭМ и РФА установлено, что составы с 5 % вакансиями в структуре однофазные и кристаллизуются в структурном типе пирохлора (*Fd-3m*). Уточнением рентгенограмм по методу Ритвельда установлено преимущественное распределение атомов Na в позициях Bi, а атомов Mg — в позициях Nb. Этот факт также подтверждается теоретическим ab-initio расчетом. Электрические свойства были исследованы с помощью импедансной спектроскопии на воздухе, в кислороде и во влажной атмосфере (25—10^6 Гц, 25—750 °C). Температурные зависимости на воздухе подчиняются закону Аррениуса с величинами E_a, варьирующими от 1.1 до 1.3 эВ ($400 \le T$ (°C) ≤ 750). Проводимость в данном температурном диапазоне обусловлена кислородным транспортом, установленная для Cu-Mg замещенных ниобатов висмута с помощью температурно-программируемого изотопного обмена с $C^{18}O_2$ при $T > 250$ °C [1]. Во влажной атмосфере проводимость $Bi_{1.5}Mg_{0.5}Na_{0.4}Nb_{1.5}O_{7-\delta}$ заметно выше наблюдаемой на воздухе вплоть до 340 °C, что указывает на возможность протонного транспорта, как и для Li-Mg замещенных ниобатов висмута [2]. Для Na-Mg замещенных ниобатов висмута характерны умеренная диэлектрическая константа (ε') и малые величины тангенса угла диэлектрических потерь tanδ ($Bi_{1.5}Mg_{0.5}Na_{0.4}Nb_{1.5}O_{7-\delta}$, $\varepsilon' = 142$, tan$\delta = 0.002$ при 1 МГц и 25 °C), сопоставимые с ныне используемыми в качестве высокочастотных многослойных керамических конденсаторов Zn-допированных ниобатов висмута.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проекту № 19-03-00642 А.

Литература

1. Sadykov V. A., Koroleva M. S., Piir I. V., Chezhina N. A., Korolev D. A., Skriabin P. I., Krasnov A. V., Sadovskaya E. M., Eremeev N. F., Nekipelov S. V., Sivkov V. N. // Solid State Ionics. 2018. V. 315. P. 33—39.

2. Koroleva M. S., Piir I. V., Zhuravlev N. A., Denisova T. A., Istomina E. I. // Solid State Ionics. 2019. V. 332. P. 34—40.

Эволюция состава парамагнитных центров в ходе авторадиационного повреждения структуры циркона

В. П. Лютоев[1], С. Л. Вотяков[2], Ю. В. Щапова[2]
[1]ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *vlutoev@gep.komisc.ru*
[2]ИГГ УрО РАН, Екатеринбург; *votyakov@igg.uran.ru, shchapova@igg.uran.ru*

В геохронологических исследованиях, в частности, при локальном U/Pb-датировании гетерогенных зерен циркона с использованием ионного микрозонда, масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией проб необходим детальный минералого-физический анализ сохранности изотопной системы, сложным образом зависящей от степени авторадиационного дефектообразования и деструкции минерала [1, 8].

Цель настоящей работы — изучение влияния авторадиационного разупорядочения циркона на эволюцию состава его парамагнитных центров (ПЦ) на примере серии природных кристаллов GZ1-GZ5 из россыпей нагорья Шри-Ланки, характеризующихся различной дозой α-облучения. В ряду проб GZ1→GZ5 накопленная доза D_α, оцененная по содержанию в них U-Th и возрасту, увеличивается от 0.6 до $5.6 \cdot 10^{18}$ α-расп./г; однако известно [4], что изученные образцы испытали термальные события, и фактическая степень их повреждения ниже рассчитанного значения D_α. Более корректные оценки степени радиационного по-

вреждения и его разброса по кристаллам дают значения эквивалентной дозы D_α^{ed}, определяемые по ширине рамановских линий [7]; установлено [5], что в ряду GZ1→GZ5 величина D_α^{ed} возрастает от низких значений ($0.2\cdot10^{18}$ α-расп./г) до близких к стимулирующим полную аморфизацию матрицы ($3.3\cdot10^{18}$ α-расп./г).

В изученных цирконах GZ1-GZ5 фиксируется ряд ПЦ, связанных с кислородными дырочными центрами SiO_4^{3-} и SiO_3^-, SiO_2^{3-}, ассоциированными как с регулярными, так и с дефектными кремнекислородными тетраэдрами, а также с переходными 4f- и 3d-металлами (идентификация ПЦ, следуя работам [2, 6]) (рис. 1). Радиационный ПЦ SiO_2^-, широко распространенный в цирконах [1, 3], в изученных пробах не обнаружен. Наиболее богатый состав ПЦ характерен для кристалла GZ1 с минимальной степенью повреждения: в ориентации монокристалла B|||[001] идентифицированы быстро насыщающиеся линии Gd^{3+} ($g_{[001]} \equiv g_c = 1.9926$), линии Cr^{3+} ($g_c = 1.9997$) и различных ПЦ SiO_4^{3-} (g_c = 1.9983–2.0006, 2.0055 и 2.0121). Повышение СВЧ-мощности подавляет линии данных ПЦ, но не насыщает сигналы от других ПЦ, в частности, нескольких разновидностей ПЦ SiO_4^{3-} ($g_c = 2.0104, 2.036$ и 2.040), различающихся как локализацией дырки на неэквивалентных ионах O^{2-} в SiO_4-тетраэдрах, так и типом стабилизирующего дефекта, в качестве которого может быть примесь иона Y^{3+}, Me^{2+} в ближайшей позиции иона Zr^{4+}, H^+, вакансия V_{Zr} или их комбинации. Другой тип кислородных дырочных ПЦ в цирконах GZ1-GZ5 формируется на кремнекислородных тетраэдрах с одной или двумя вакансиями иона O^{2-}; идентифицированы ПЦ SiO_3^- (g_c = 2.0089, 2.0067, 2.0043) и SiO_2^{3-} (g_c = 2.0028); их локальная зарядовая компенсация осуществляется замещениями в ближайшей позиции Zr^{4+}. В спектрах отмечены

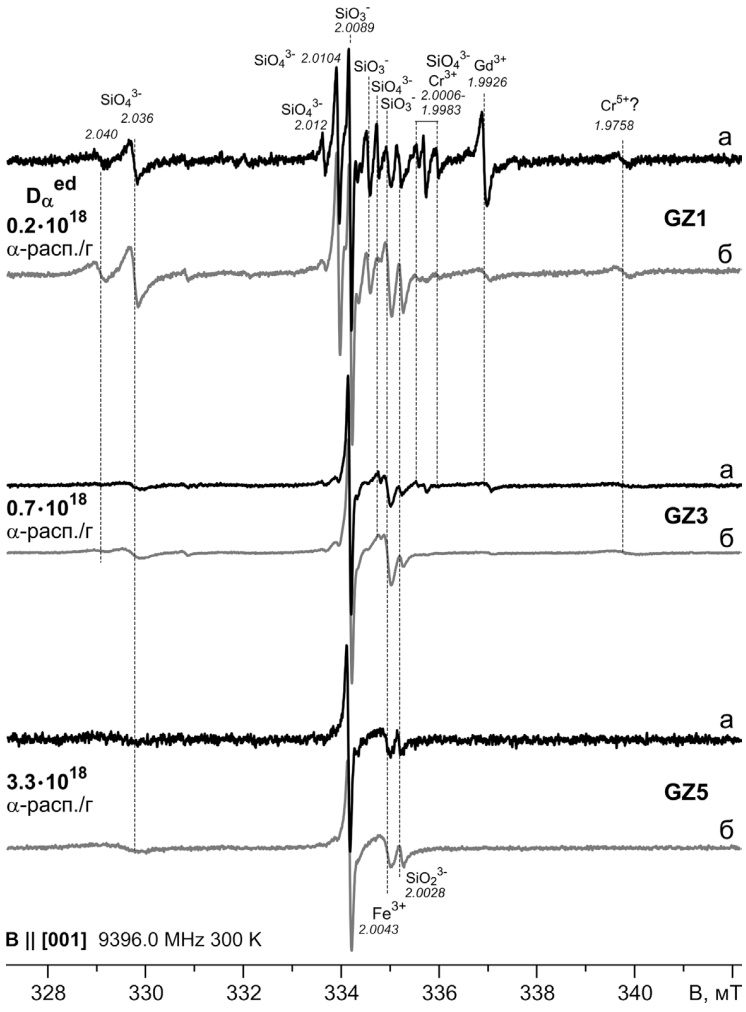


Рис. 1. Спектры ЭПР монокристаллов циркона GZ1, GZ3, GZ5 (вес 9—12 мг). Радиоспектрометр X-диапазона RadioPAN SE/X-2547; температура 300 К; ориентация B|||[001]; мощность СВЧ в резонаторе 2 и 70 мВт (а, б); спектры нормированы на интегральную интенсивность ($I\cdot\Delta B_{PP}^2$) линии ПЦ SiO_3^- ($g_c = 2.0089$)

также низкоинтенсивные, относительно широкие линии с g^c = 2.0043 и 1.9756, соотнесенные предположительно с ионами Fe^{3+} и Cr^{5+}. Максимальную интенсивность в спектрах всех образцов имеет линия 2.0089 от ПЦ SiO_3^{-}.

Установлено, что с ростом накопленной дозы в ряду проб циркона GZ1→GZ5 состав ПЦ упрощается, фиксируется увеличение ширины линий всех ПЦ (рис. 2) и уменьшение ин-

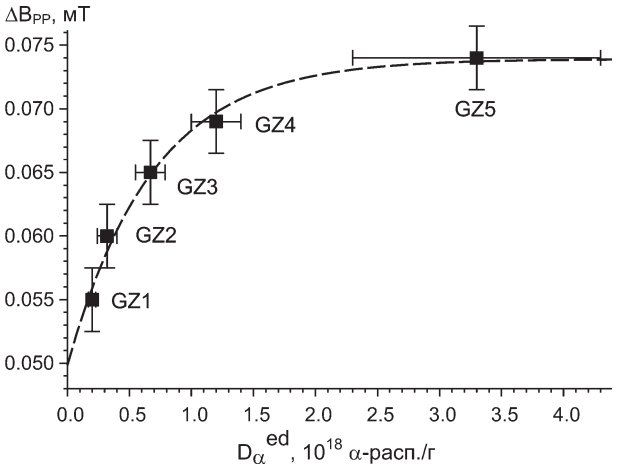


Рис. 2. Соотношение ширины линии ΔB_{PP} ПЦ SiO_3^{-} (g_c = 2.0089) и эквивалентной дозы D_α^{ed} в пробах циркона GZ1-GZ5

тенсивности в первую очередь линий, отнесенных к ионам Gd^{3+}, Cr^{3+} и Cr^{5+}, а также линий от дырочных ПЦ SiO_4^{3-}. В спектрах проб GZ4 и GZ5 наблюдаются только уширенная линия от иона Fe^{3+} и линии вакансионных ПЦ SiO_3^{-}, SiO_2^{3-}. Предположено, что по мере накопления дозы электронное состояние парамагнитных дефектов, образованных примесными 3d- ионами, изменяется с переходом в непарамагнитное, а кислородные дырочные ПЦ SiO_4^{3-} теряют свою стабильность вследствие радиационно-стимулированной диффузии ионов-компенсаторов (вакансий Zr) в областях высокой концентрации радиационных повреждений; нельзя исключить, что по достижению доз D_α^{ed} в $(1.2—3.3)\cdot10^{18}$ α-расп./г в решетке циркона обособляются низкопримесные регулярные области и аморфизованные обогащенные примесями фрагменты.

Исследования ПЦ выполнены в ЦКП «Геонаука» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) в рамках гранта РФФИ 18-05-01153А «Структура и радиационные дефекты кислородной подрешетки U, Th-содержащих силикатных и фосфатных минералов: РФЭС, РЭС, рамановская и ЭПР-спектроскопия и оценки сохранности геохронологической информации». Авторы выражают благодарность проф. L. Nasdala за предоставленные образцы циркона.

Литература

1. Вотяков С. Л., Щапова Ю. В., Хиллер В. В. Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U-Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового датирования. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. 336 с.

2. Краснобаев А. А., Вотяков С. Л., Крохалев В. Я. Спектроскопия цирконов (свойства, геологические приложения). М.: Наука, 1988. 150 с.

3. Щапова Ю. В., Вотяков С. Л., Лютоев В. П. Особенности радиационно-поврежденных цирконов по данным ЭПР // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 10. С. 24—27.

4. Nasdala, L., Reiners, P. W., Garver, J. I., Kennedy, A. K., Stern, R. A., Balan, E., Wirth, R. // Incomplete retention of radiation damage in zircon from Sri Lanka // American Mineralogist, 2004. V. 89(1). P. 219—231.

5. Shchapova Yu. V., Zamyatin D. A., Votyakov S. L., Nasdala L. Dynamic properties of zircon with different degrees of radiation damage as studied by temperature-dependent Raman spectroscopy. Book of abstracts of XII International Conference GeoRaman-2016 June 9—15, 2016. 148. P. 58.

6. Tennant W. C., Claridge R. F. C., Walsby C. J., Lees N. S. Point defects in crystalline zircon (zirconium silicate), $ZrSiO_4$: electron paramagnetic resonance studies // Phys. Chem. Minerals, 2004. V. 31. P. 203—223.

7. Váczi T., Nasdala L. Electron-beam-induced annealing of natural zircon: a Raman spectroscopic study // Phys Chem Minerals, 2017. V. 44. P. 389—4016.

8. Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Eds. Hanchar J. M., Hoskin P. W. O. Washington: The Mineralogical Society of America, 2003. V. 53. 500 p.

Синхротронные исследования влияния примеси на структуру воды

А. П. Петраков

СГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар; *petrakov@syktsu.ru*

Много лет человек изучает состав, структуру и свойства воды. Объясняется это тем, что все живые организмы содержат большое количество воды [1]. С развитием науки появились новые методы исследования: инфракрасная спектроскопия, рентгено-структурный анализ, ядерный магнитный резонанс и другие, которые позволяют установить молекулярное и атомное строение воды. На основе этих достижений строятся теории, объясняющие свойства воды. Эффективным методом исследования жидких материалов является малоугловое рентгеновское рассеяние (МУРР), представляющее собой рассеяние рентгеновского излучения на неоднородностях вещества, размеры которых существенно превышают длину волны излучения. По зависимости интенсивности излучения от угла рассеяния можно определить размер, форму, внутреннюю структуру и другие характеристики неоднородностей [2]. Одним из достоинств МУРР является возможность проведения структурной диагностики растворов. Целью данной работы является синхротронное исследования влияние примесей на структуру воды.

В качестве исходного объекта исследования служила деионизированная вода. Исследования проводились на синхротронном источнике станции малоуглового рассеяния СТМ «Центра синхротронных исследований и нанотехнологий» РНЦ «Курчатовский институт». Излучение с длиной волны $\lambda = 0.1445$ нм коллимировалось системой Кратки. Угловое распределение рассеянного излучения регистрировалось линейным детектором в интервале вектора рассеяния s от $3.15 \cdot 10^{-2}$ до 39.4 нм$^{-1}$ с шагом $6.31 \cdot 10^{-2}$ нм$^{-1}$.

График зависимости интенсивности от вектора рассеяния в интервале от $3.15 \cdot 10^{-2}$ до 1.86 нм$^{-1}$ спадает по закону Порода $I(s) \approx B \cdot s^{-4}$ [3]. С увеличением вектора рассеяния наблюдается отклонение от закона Порода. Наибольшее отклонение наблюдается вблизи точки $s \approx 3.75$ нм$^{-1}$. По положению данной точки можно оценить размер рассеивающих объектов. Согласно формуле $\delta = 2\pi/s$, рассеивающие объекты имеют размер $\delta \approx 1.67$ нм. Диаметр молекулы воды составляет 0.276 нм [1]. Объясняется это тем, что вода состоит из ассоциаций молекул. Минимальная ассоциация состоит из 4 молекул воды, связанных сильными Н-связями. Такая ассоциация называется тетраметром, который имеет размер ≈0.55 нм [1]. Вода представляет собой полиассоциаты которые могут объединять до 6 тетраметров. Размер ассоциации из трех тетраметров составляет 1.65 нм, что близко к полученному значению 1.67 нм. Следовательно, исследуемая вода состоит из ассоциаций объединяющих 3 тетраметра.

На графике Кратки $I \cdot s^2$ от s, присутствует максимум. По положению этого максимума $s_m \approx 3.88$ нм$^{-1}$ можно определить радиус инерции (R_g), рассеивающих частиц. Согласно формуле: $R_g = (3)^{1/2}/ s_m$ [4], радиус инерции составляет 0.44 нм. Для оценки размера рассеивающих частиц необходима формула, связывающая радиус инерции с размером. Однако сначала необходимо выяснить форму рассеивающих частиц. Мономолекула воды имеет плоскостное строение, присоединение к ней до трех тетраметров сохраняет плоскостное строение [1]. Если представить ассоциацию из 3 тетраметров в виде квадрата, то его сторону можно найти по формуле $a = R_g(12)^{1/2}$. Согласно данной формуле сторона квадрата составляет 1.55 нм. Данная цифра подтверждает рассеяние скоплениями, состоящими из трех тетраметров. Полученное значение 1.55 нм меньше чем 1.65 нм, указывает на то, что скопления имеют форму близкую к прямоугольнику, а не квадрату.

Растворение примесей в воде существенно влияет на структуру её. В растворе может появиться дальний порядок.

Литература

1. Николаев А. Ф. Современный взгляд на структуру воды // Известия Санкт-Петербургского государственного технического университета. 2007. № 1 (27). С. 110—115.

2. Петраков А. П. Исследование приповерхностных слоев веществ рентгеновскими методами дифрактометрии, рефлектометрии и фазового контраста. Сыктывкар: Сыктывкарский университет, 2007. 148 с.

3. Жюльен Р. Фрактальные агрегаты // УФН. 1989. Т. 157, вып. 2. С. 339—357.

4. Василевская Т. Н., Антропова Т. В. Изучение структуры стеклообразных нанопористых матриц методом рентгеновского малоуглового рассеяния // ФТТ. 2009. Т. 51, вып. 2. С. 2386—2393.

Структурные дефекты в тонкозернистом кварце

Л. Т. Раков[1], Н. В. Леденева[2], Н. А. Гребенкин[2]
[1]ИГЕМ РАН, Москва; *rakovlt@mail.ru*
[2]ВИМС, Москва

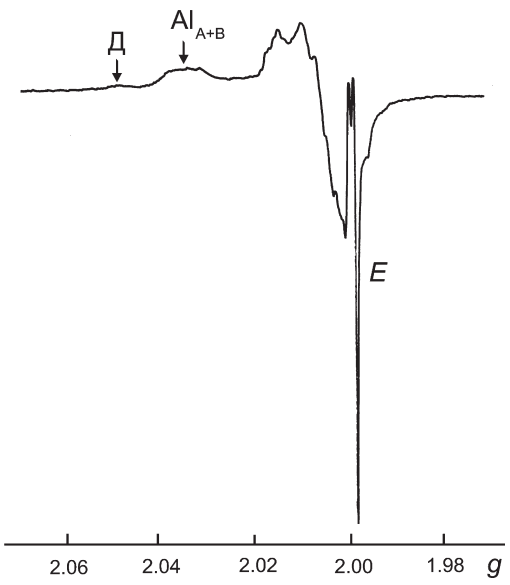
Распределение структурных дефектов в кварце отражает условия его образования и может нести важную геологическую информацию. Для их регистрация используются различные методы, в том числе метод электронного парамагнитного резонанса (ЭПР).

В настоящей работе методом ЭПР исследовался кварц уранового месторождения Столбовое (Восточное Присаянье), приуроченному к гранито-гнейсовому поднятию и контролируемому Бирюсинским региональным разломом. Оно связано с крутопадающими рудоносными зонами, локализованными в пределах ореолов гидротермально-метасоматических изменений пород фундамента, в которых оруденелыми являются серии субпараллельных прожилков и прожилково-метасоматических швов, выполненных кварцем. Урановая минерализация, представленная коффинитом и настураном, отложена в виде микровкрапленности и тонких прожилков [1].

Особенностью исследованного материала является его мелкокристалличность, связанная с присутствием в кварцевых прожилках лишь мелкодрузового, мелкозернистого, тонкозернистого и криптокварца. Генетический анализ подобного кварца сопряжен с определенными трудностями, поскольку формирование структурных дефектов в нем подчиняется особым закономерностям [2]. Типичный спектр ЭПР кварца месторождения урана Столбовое, записанный при комнатной температуре, приведен на рисунке.

Анализ спектра ЭПР свидетельствует о наличии в тонкозернистом кварце трех типов парамагнитных центров. К одному из них относятся *E*-центры, связанные с кислородными вакансиями в кристаллической решетке минерала. Другой тип составляют Al_{A+B}-центры, представляющие собой комплексы изоморфного Al и кислородных вакансий. Структура Д-центров, принадлежащих третьему типу, сложна и недостаточно изучена.

Причины появления в кварце Д- и Al_{A+B}-центров различны: первые возникают при радиационном облучении минерала, а вторые формируются в зонах высокой дефектности кварца в процессе его кристаллизации. Отсюда можно сделать вывод о причинах появления в тонко-



Спектр ЭПР при T = 300 K структурных дефектов в тонкозернистом кварце месторождения Столбовое. Стрелками указаны линии Д- и Al_{A+B}-центров

зернистом кварце месторождения Столбовое высоких концентраций *E*-центров. Очевидно, они связаны с совместным влиянием двух факторов — радиационным воздействием на минерал продуктов распада урана и быстрой кристаллизацией кварца.

Связь некоторых типов *E*-центров со скоростью кристаллизации кварца ранее была установлена для золоторудных месторождений [3]. Отмечалось, что их концентрация может служить индикатором процесса рудоотложения. Полученные в настоящей работе данные показывают, что для случая уранового оруденения этот признак особо выразителен. По всей видимости, радиационное облучение кварца в условиях его быстрой кристаллизации способствует образованию наиболее высоких концентраций *E*-центров в зонах дефектности его кристаллической структуры. В этой связи получает объяснение наличие аномально высоких концентраций *E*-центров в крипто- и мелкокристаллических кварцполевошпатовых агрегатах ряда урановых месторождений. Оно, вероятно, также вызвано ускоренной кристаллизацией кварца в обстановке природного радиационного облучения.

Таким образом, распределение концентраций *E*-центров в тонкозернистом кремнеземе имеет важное генетическое значение и может использоваться при поиске и изучении урановых оруденений. Хотя механизмы образования дефектов различны, появление их обусловлено одной причиной — контактом кварца с урановой минерализацией.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00476).

Литература

1. Ржевская А. К., Гребенкин Н. А. Оценка петрофизических свойств горных пород и руд месторождения урана Столбовое (Восточное Присаянье) с целью разработки оптимального поискового комплекса исследований и подхода к интерпретации геофизических данных // Разведка и охрана недр. 2018. № 7. С. 38—44.

2. Раков Л. Т., Дубинчук В. Т., Портнов А. М. Зарождение изоморфизма в кварце // Федоровская сессия 2010: Матер. XI съезда РМО. Санкт-Петербург: СПГГИ (ТУ). С. 59—61.

3. Раков Л. Т., Прокофьев В. Ю., Коваленкер В. А. Влияние условий минералообразования на свойства дефектных зон кварца // Тезисы докладов XIV Международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле». М.: МГРИ-РГГУ, 2019. № 2. С. 367—370.

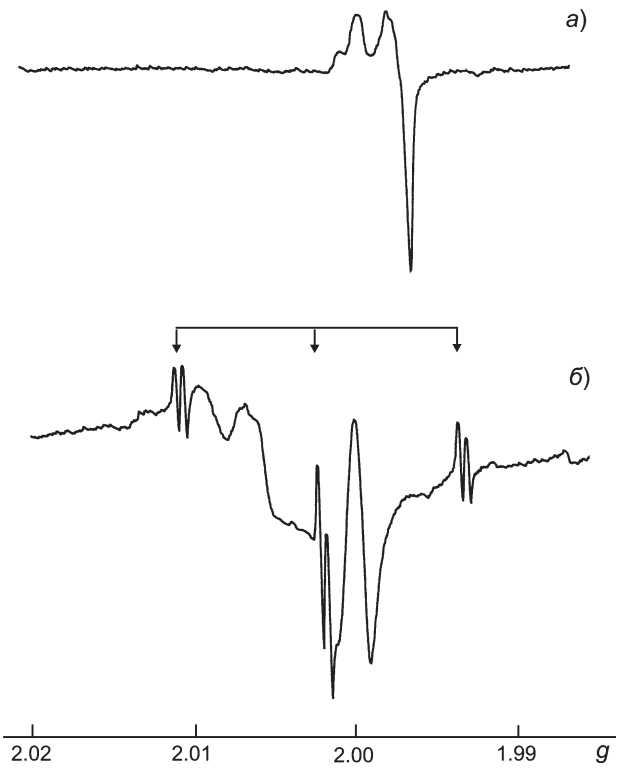
Влияние окислительных условий минералообразования на структурные свойства низкотемпературного кварца

Л. Т. Раков, Г. Д. Киселева, В. Ю. Прокофьев, В. А. Коваленкер

ИГЕМ РАН, Москва; *rakovlt@mail.ru*

По данным исследований методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) состав структурных дефектов в кварце во многом определяется температурой *T* его образования [1]. Значение *T* решающим образом влияет на интенсивность последующей динамической рекристаллизации кварца, при которой он испытывает существенные структурные преобразования [2]. Высокие температуры вызывают распад многих структурных дефектов, возникших при кристаллизации минерала, и появляется большое количество изоморфных примесей Ge, Al и Ti. Их число растет при $T > 250$ °C и достигает максимальных значений при $T > 500$ °C. Кварц, образованный при $T < 250$ °C, сохраняет первоначальный состав структурных дефектов, который бывает весьма необычным. Вследствие этого, вид спектров ЭПР образцов кварца, сформированных при $T < 250$ °C и при более высоких температурах, может быть совершенно различным (см. рисунок).

С подобными случаями авторы столкнулись при изучении кварца ряда золотоносных месторождений (Бугдаинское, Быстринское, Прогноз и др.) В качестве примера на рисунке представлены спектры ЭПР, наблюдаемые при $T = 300$ К в образцах кварца поздней кварц-молибденитовой ассоциации и пострудного хал-



Спектр ЭПР образца рудного (*а*) и пострудного кварца (*б*) месторождения Бугдаинское после облучения электронами с энергией 7 МэВ дозой 10 кГр

цедоновидного кварца золотоносного W-Mo-порфирового месторождения Бугдаинское. Кристаллизация рудного кварца осуществлялась в диапазоне температур (420—378) °С, пострудного кварца — ниже 250 °С. Спектр ЭПР более высокотемпературного рудного кварца достаточно прост и обусловлен лишь сигналом Ge-центров с ионами-компенсаторами Li^+ (фрагмент *а*). Спектр ЭПР пострудного кварца имеет кардинально иной вид (фрагмент *б*). Он состоит из группы сигналов, среди которых выделяются три пары линий, обозначенные на рисунке стрелками и отвечающие парамагнитному центру с одним неэквивалентным и двумя эквивалентными ионами H^+. По своим спектроскопическим характеристикам данная комбинация линий соответствует спектру ЭПР радикала $(CH_2OH)^-$ в метаноле [3].

Появление такого радикала, по всей видимости, вызвано окислением метана, которое в ряде случаев может протекать при температурах ниже 250 °С [4]. Поэтому наличие метанола в кварце свидетельствует об окислительных условиях его образования.

О том, что низкотемпературный кварц может содержать заметные количества метана, говорилось ранее [5]. Регистрация метана методом ЭПР оказалась возможной благодаря образованию в нем под влиянием радиационного излучения радикалов $(CH_3)^-$. В спектре ЭПР им отвечают линии центров с тремя эквивалентными ионами H^+.

Таким образом, результаты проведенных исследований свидетельствуют о существовании в низкотемпературном кварце обширных зон неупорядоченной структуры, где локализуются метильные группы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00476).

Литература

1. 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.

2. Urai J. L., Means W. D., Lister G. S. Dynamic recrystallization of minerals / In: Hobbs B. E., Heard H. C. (Eds.). Mineral and rock deformation: laboratory studies // Geophysical monograph. 1986. Vol. 36. P. 161—199.

3. Вертц Д., Болтон Д. Теория и практические приложения метода ЭПР. М.: Мир, 1975.

4. Ола Дж., Гепперт А., Пракаш С.. Метанол и энергетика будущего. Когда закончится нефть и газ // 2015. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний. 419 с.

5. Радиоспектроскопия кварца / И. В. Матяш, А. Б. Брик, А. П. Заяц, В. В. Мазыкин. Киев: Наукова Думка, 1987. 168 с.

Искрообразование в кварцевых песчаниках угольных шахт

С. В. Стефанко

ИГТМ НАН Украины, Днепр; *arkinstone7@gmail.com*

Цель данной работы заключается в том, чтобы установить причины возникновения искр в песчаниках угольных шахт.

Источники возникновения искр

Источниками возникновения искр в угольных шахтах являются как техногенные, так и природные факторы. При техногенном воздействии на породу зачастую искрообразование связано с работой проходческого или очистного комбайна. Фрикционное искрение возникает: при трении исполнительного органа о породу, об пиритовые включения или при ударах металла о металл. Такие явления, нередко приводят к термодинамическим эффектам, встречаемых во многих шахтах по всему миру.

По данным [1] значительное количество случаев взрыва метана происходит при фрикционном искрении пород имеющих обилие пирита. Возникающие искры, способны инициировать взрыв газовоздушной смеси содержащей достаточную концентрацию сероводорода, монооксида углерода и метана [2]. К тому же температура воспламенения метана понижается пропорционально увеличению давления. В мировой практике были описаны случаи воспламенения горючих материалов во время посадки кровли в отсутствии угля. В связи с этим еще в 1913 г. англичане провели эксперименты и уста-

новили, что «смесь метан-воздух может воспламеняться от искры, образующейся при трении песчаника о песчаник или сланца о песчаник».

Сегодня известно свойство некоторых пород генерировать статическое электричество. Так в 80-х годах прошлого столетия [3], с помощью просвечивающего электронного микроскопа были исследованы свежие сколы кварца из песчаников угольной шахты и установлены на их поверхности системы плоскостей скольжения, с которым связано образование статического электричества. Полосы скольжения сформировались в процессе тектонических деформаций и являются микросдвигами. Образование статических зарядов деформациями, декорируется пылью, которая тяготеет именно к зонам концентрации таких зарядов.

Автор [4] отмечает, что статическая электризация охватывает все процессы, ведущие к образованию и разделению положительных и отрицательных электрических зарядов в результате механической деформации. При диспергировании твердых частиц угля или жидкостей, смеси таких заряженных частиц с воздухом, как правило, взрывоопасны.

Экспериментальные исследования

Для детального исследования искрообразования, в нескольких шахтах Донбасса были отобраны различные образцы пород (песчаники, известняк, аргиллит, тонштейн) как из керна пробуренных скважин, так и непосредственно с забоев горных выработок. Керн песчаника извлечен из скважины шахты, на которой зафиксирован случай самовозгорания горючих материалов на отработанном участке. Из полученных проб изготовлены шлифы, проведен комплекс исследований.

Первая серия лабораторного анализа была произведена в попытке получить и определить величины статического электричества из имеющихся проб песчаника. Объектом были диски, вырезанные из керна песчаника. Образцы подвергались динамическому воздействию, до появления признаков сдвиговых деформаций. При помощи специальных чувствительных физических методов, в результате, вблизи поверхности образцов, было зафиксировано наличие слабого статического заряда. Его величину определить не удалось.

Следующая серия экспериментов направлена на получение искр при трении пород. Объектом послужили по два образца четырех типов горных пород угольных месторождений. Между образцами создавалось трение как с нанесением угольной пыли на поверхность, так и без. Исследования показали, что только некоторые песчаники способны генерировать искры. Также по результатам, прослеживается следующая закономерность — интенсивность искрообразования усиливается с увеличением размерности обломочных зерен. Угольная пыль на поверхности образцов лишь не значительно усиливает интенсивность искрения. В результате петрографического исследования песчаников было обнаружено наличие прослоев с существенным содержанием обломочного кварца > 70 %. Вместе с обломками пород, полевыми шпатами, объем жёсткого скелета таких прослоев достигает 90 %.

Выводы

Анализ литературных данных и результатов экспериментов показал, что в отсутствие прямого техногенного вмешательства, искрообразование возможно при резкой подвижке массива, приводящей к трению песчаника, и по причине накопления статического заряда в кварце. Феномен искрения в угольных фармациях присущ только кварцевым песчаникам, в остальных горных породах данное свойство не было обнаружено. Интенсивность явления зависит от количества и крупности кварцевых зерен.

Литература

1. Забурдяев Г. С. Фрикционное искрение как источник воспламенения метана и способы его предотвращения // Макет науки. М.: Наука, 2005. С. 206—213.

2. Цокельверг Н. Г. Результаты опытных исследований за границей в области изучения воспламенения гремучего газа от трения // Уголь. 1931. № 71—72.

3. Баранов В. А. Структурні перетворення пісковиків Донбасу і прогноз їх викидонебезпечності: Автореф. … д-ра геол. наук: 04.00.16 / НГА України Дніпропетровськ. 2000. 36 с.

4. Леб Л. Статическая электризация. М.-Л.: Государственное энергетическое издательство, 1963. 408 с.

Строение пирамид роста регенерационных поверхностей (на примере гидротермально выращенного корунда)

В. Г. Томас[1,2], Д. А. Фурсенко[1], N. Daneu[3], A. Rečnik[4]

[1]ИГМ СО РАН, Новосибирск; *thomas@igm.nsc.ru*
[2]НГУ, Новосибирск; *vithomas@yandex.ru*
[3]Advanced Materials Department, Jožef Stefan Institute, Ljubljana, Slovenia
[4]Department for Nanostructured Materials, Jožef Stefan Institute, Ljubljana, Slovenia

Кристаллы, гидротермально выращиваемые на затравки, параллельные регенерационным (несингулярным) поверхностям, всегда содержат специфические оптические неоднородности (так называемые «свили», «следы дождя», «шевроно-подобные структуры»). Эти неоднородности являются настолько типичными для такого рода выращенного материала, что служат одним из основных его диагностических признаков [1]. Вместе с тем, подобные нарушения однородности кристаллов во многих случаях становятся непреодолимым препятствием для использования выращенного кристаллического материала в качестве различных оптических элементов. Сказанное говорит об актуальности исследования причин возникновения таких оптических неоднородностей и изучения факторов, влияющих на их контрастность.

В настоящем докладе представляются результаты исследования деталей строения кристаллов лейкосапфира (чистый корунд, α-Al_2O_3) и рубина (α-Al_2O_3, допированный примесью Cr^{3+}), гидротермально выращенныхна затравки, ориентированные параллельно $(01\bar{1}2)$. Основным методом исследования выступает просвечивающая электронная микроскопия высокого разрешения (HRTEM).

Показано, что макроскопически монолитная пирамида роста $(01\bar{1}2)$ представляет собой совокупность множества секторов роста граней, ограняющих субиндивиды на фронте растущей регенерационной поверхности. Поперечный размер таких секторов роста составляет величину порядка 0.1—10 мкм в призатравочной области и 50—500 мкм близ внешнего края кристалла. Электронно-дифракционный анализ кристаллической структуры вещества этих секторов не выявил их взаимной разориентировки. Вместе с тем по их границам зафиксированы трансляционные сдвиги кристаллической решетки на ½ трансляции вдоль $[2\bar{1}\bar{1}0]$. Таким образом, среду, слагающую пирамиду роста $(01\bar{1}2)$, можно рассматривать, как полисинтетический трансляционный двойник по Франку [2]. Описанные нарушения сплошности кристаллической решетки порождают развивающиеся вдоль границ микро-секторов роста напряжения, которые визуализируются в виде свилей.

Кроме того, по границам этих микро-секторов зафиксированы многочисленные ламели, толщина которых составляет от 10 до 30 нм при длине до 10 мкм. Они состоят из оксигидроксидной фазы алюминия, лучше всего аппроксимируемой структурой бёмита, сжатой вдоль оси c на 17 % и растянутой вдоль осей a и b на 12 и 6 % соответственно [3]. Бёмит ламелей эпитаксиально срастается с вмещающим корундом по закону $(0001)_{корунд}||(020)_{бёмит}$. В некоторых пластинках бёмит претерпевает последующее частичное или полное топотаксическое превращение в корунд, в двойниковую (по базису) или идентичную ориентацию по отношению к вмещающему корунду. Пусковым механизмом для этого ретроградного перехода является уменьшение локальных напряжений вокруг ламелей. Само появление и последующее существование метастабильной фазы бёмита мы объясняем локальным повышением давления в области близ границ секторов роста до 15 кбар, обусловленным описанными напряжениями, что стабилизирует структуру бёмита. Сделано предположение, что бёмитовые ламели являются демпфером напряжений по границам секторов роста, причем, чем больше толщина ламели, тем менее контрастны свили.

Литература

1. Schmetzer K., Peretti A. Some Diagnostic Features of Russian Hydrothermal Synthetic Rubies and Sapphires // Gems & Gemology, 1999, № 1, p. 17—28.

2. Thomas V. G., Daneu N., Rečnik A., Mashkovtsev R. I., Dražić G., Drev S., Demin S. P., Gavryushkin P. N., Fursenko D. A. Micro-sectoriality in hydrothermally grown ruby crystals: The internal structure of the boundaries of the growth sectors // CrystEngComm, 2017, v. 19, № 44, p. 6594—6601.

3. Thomas V. G., Daneu N., Mashkovtsev R. I., Rečnik A., Fursenko D. The internal structure of hydrothermally grown leucosapphire crystals // CrystEngComm, 2019, V. 21, № 7, p. 1122—1129.

Preparation of composite materials based on natural zeolite containing different minerals and their characteristics

J. F. M. Ibrahim[1], L. A. Gömze[1,2,3]

[1]Department of Materials Sciences and Engineering, University of Miskolc, Hungary;
jamalfadoul@gmail.com, femgomze@uni-miskolc.hu
[2]IGREX Engineering Service LTD, Hungary
[3]Tomsk State University, Russian Federation

Generally speaking, the research development in ceramics and especially in ceramic matrix composite has attracted high interest lately [1—10], because of the ability to synthesis advanced ceramics with superior characteristics and outstanding performance when compared to polycrystalline ceramics which normally experience lower mechanical behaviour such as brittle fracture. A number of works have been conducted based on ceramics strengthen ceramic-matrix composites which exhibit improved mechanical properties such as mechanical strength [11], fracture toughness [12], wear-resistance and creep resistance [13], moreover, enhancement in some functional characteristic such as optical behavior, magnetic behavior and heat conductivity is also reported [14].

Strengthening a ceramic matrix with reinforcement in various shape, for instance, whiskers, fibers, or particulates is one of the most efficient techniques used to improve several behaviors, the basic challenge is the prevention of agglomeration by ensuring homogeneous distribution of the reinforcement. Among ceramic-matrix composites zeolites matrix composites have been highly used in the synthesis of the composite materials due to their magnificent properties, for example, their high surface area, their high ions exchange capacity, good adsorption efficiency and their capability to host a secondary phase in their structure. Excellent improvement of many properties of zeolite-based ceramic composites has been attained. Yasumori A. et al. [15] reported that titania strengthens zeolite composite can highly adsorb polar molecules. Furthermore, an enhancement in mechanical behaviors in zeolite reinforced ceramic composites had been mentioned in various research works [16].

In this research work, zeolite-reinforced alumina composite materials were produced using mechanical activation and reactive sintering technique. The morphology and microstructure of the raw materials and the final product have been examined using X-ray diffraction (XRD) and scanning electron microscopy (SEM). Furthermore, the effect of raw materials composition, sintering temperature on the shrinkage density, weight loss, and porosity was determined. Synthesis of these types of materials using relatively inexpensive starting raw materials could lead to the preparation of economically cost-effect materials with superior properties.

References

1. Gömze L. A. et al 2013 IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng. 47 012030. https://doi.org/10.1088/1757-899X/47/1/012030

2. Kurovics E. et al 2016 IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng. 123 012058. https://doi.org/10.1088/1757-899X/123/1/012058

3. Ibrahim J. F. M., Kurovics E., Gömze L. A. New Zeolite-Alumina Composite Materials — Development And Investigation, Preparation of Ceramic Materials Proceedings of the XIIIth International Conference, Jahodná, 25—27th June, 2019. ISBN: 978-80-553-3314-4

4. Kotova et al 2017 IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng. 175 012002. https://doi.org/10.1088/1757-899X/175/1/012002

5. Emese Kurovics et al 2019 IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng. 613 012025. https://doi:10.1088/1757-899X/613/1/012025

6. Buyakov A. S. and Kulkov S. N. 2017 IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng. 175 012025. https://doi.org/10.1088/1757-899X/175/1/012025

7. Ibrahim J. F. M. et al 2019 Építőanyag–JSBCM 71 (4) 120. https://doi.org/10.14382/epitoanyag-jsbcm.2019.21

8. Kurovics E., et al 2019 Építőanyag–JSBCM 71 (4) 114. https://doi.org/10.14382/epitoanyag-jsbcm.2019.20

9. Shchemelinina T. et al 2019 Építőanyag–JSBCM 71 (4) 131. https://doi.org/10.14382/epitoanyag-jsbcm.2019.23

10. Ibrahim J. F. M. et al 2019 IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng. 613 012009. doi: 10.1088/1757-899X/613/1/012009.

11. Jiang D. L., Huang Z. R. 1999 Key Engineering Materials 159 Trans Tech Publications 25 http://dx.doi.org/10.4028/www.scientific.net/KEM.159-160.379

12. Sternitzke M., et al. 1997 Acta materialia 45 (10) 3963. http://dx.doi.org/10.1016/S1359-6454(97)00113-4

13. Deng Z. Y., et al. 1999 Journal of the American Ceramic Society 82 (4) 944. http://dx.doi.org/10.1111/j.1151-2916.1999.tb01858.x

14. Ibrahim J. F. M., Kurovics E., and Gömze L. A. Synthesis, characterization and rheological properties of alumina-zeolite mixtures // MultiScience — XXXIII. microCAD International Multidisciplinary Scientific Conference University of Miskolc, 23—24 May, 2019, ISBN 978-963-358-177-3

15. Yasumori, et al. 2015 Molecules 20 (2) 2349. https://doi.org10.3390/molecules20022349

16. Iqbal, Nida, et al. 2016 Ceramics International 42 (6) 7175. https://doi.org/10.1016/j.ceramint.2016.01.107

Characterization of phase transformation and thermal behavior of Sedlecky Kaolin

E. Kurovics[1], L. A. Gömze[1,2]

[1]University of Miskolc, Institute of Ceramics and Polymer Engineering, Hungary
[2]IGREX Engineering Services Ltd, Igrici, Hungary

In the case of ceramics, the used sintering method greatly influences the properties of the product [1—3], so it is important to know the effect of temperature. In this research, the authors have examined how the Sedlecky ml kaolin and alumina powder mixture behave under heating using a MOM Derivatograph-C and a CamarElettronica heating microscope [4]. From the powder mixture ceramic specimens were also made to determine how the volume, weight, and phases are changing using different sintering temperatures.

For the tests, kaolin and a mixture of kaolin and 10 m % alumina was milled in Retsch PM 400 planetary ball mill for 20 min at 150 rpm. The results of the thermo-analytical test of the kaolin-alumina mixture are shown in Fig. 1. From the achieved curves can be distinguished between drying *1*, thermal degradation of kaolin *2-3* (conversion to metakaolin), formation of mullite *4* and sintering point *5* (where the height of the sample compared to the original is 95 %).

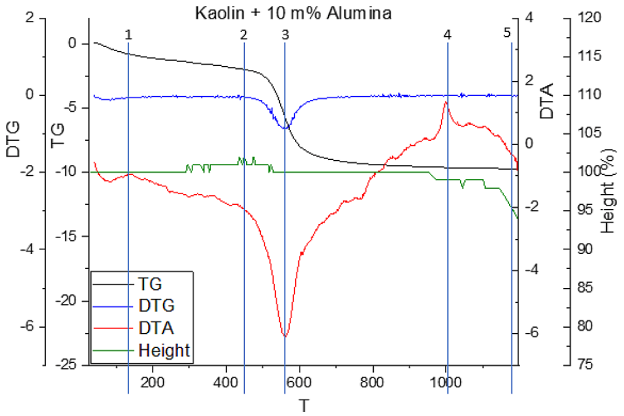


Fig. 1. Thermo-analytical curves of kaolin and alumina mixture

Specimens were made from the mixtures with the uniaxially pressing method using a 100 kN mechanical pull-press machine. The pressed specimens were sintered in an electrical chamber kiln using different maximum kiln temperature and were kept at this temperature for 3 hours (Fig. 2).

The maximum temperature for sintering was chosen based on the SiO_2-Al_2O_3 phase diagram [5], waiting for the following phase transitions: 450 °C — kaolinite–metakaolinite; 575 °C — α-quartz–β-quartz; 775 °C — andalusite–sillimanite; 870 °C — β-quartz–tridymite; 1100 °C — metakaolinite–mullite transitions. As the sintering temperature increases, the color of the specimens changes continuously. If the sintering temperature is above 1000 °C the specimens became white. The change in color may indicate that the expected phase transitions have occurred.



Fig. 2. The specimens sintered at 450, 575, 775, 870, 1100 °C

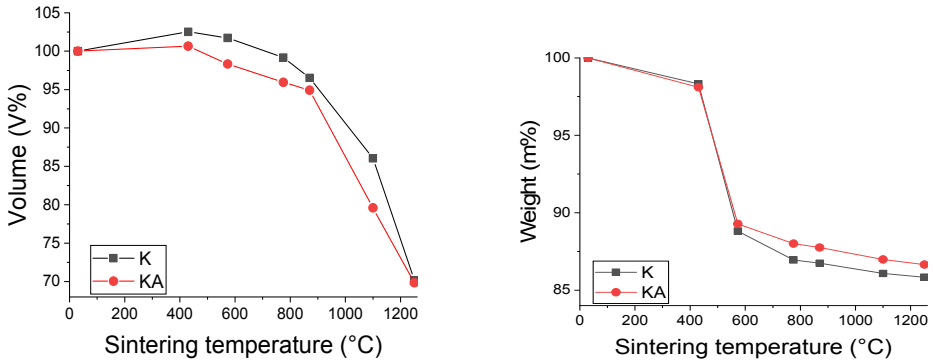


Fig. 3. The changing of volume and weight under different temperature

Phase ratio for samples sintered at 1100 °C

Sign of the mixture		K	KA
Phase content, m %	Amorph	61.4	47
	Crystalline	38.6	53
	mullite	91.45	63.13
	tridymite	8.55	5.97
	corundum	-	30.9

Sintering at 450 °C increases the volume of specimens while decreasing their mass. At 575 °C, a weight loss of more than 10 % is observed, which is because the kaolinite-metakaolinite conversion is complete. The kaolinite mineral loses the crystalline water content (kaolinite mineral composition: 39.52 m % Al_2O_3, 46.52 m % SiO_2, 13.96 m % H_2O). The change in mass from 575 °C was already slightly influenced by the added Al_2O_3content. The initial volume of specimens and the volume of specimens sintered at 1250 °C were approximately the same for both mixtures (Fig. 3).

The mineral composition was not significantly affected by the addition of Al_2O_3 and is present throughout the corundum phase in the samples due to the low sintering temperatures. During the sintering at 1100 °C, the mullite phase was formed as expected (Table). The proportion of the crystalline phase is higher due to the addition of Al_2O_3 in the KA mixture. The ratio of mullite to tridymite was the same for both mixtures (mullite/tridymite ~ 10.6). In the case of the analyzed kaolin, the authors did not find the presence of the andalusite and sillimanite phases.

References

1. Kurovics E., Buzimov A. Y., Gömze A. L. Influence of raw materials composition on firing shrinkage, porosity, heat conductivity and microstructure of ceramic tiles // IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng.2016 V. 123.012058. https://doi.org/10.1088/1757-899X/123/1/012058

2. Ibrahim J. F. M., Gömze L. A., Kotova O. B., Shchemelinina T. N., Shushkov D. A., Ignatiev G. V., Anchugova E. M. The influence of composition, microstructure and firing temperature on the density, porosity, and shrinkage of new zeolite-alumina composite material // Építőanyag — JSBCM 2019. V. 71. No. 4 P. 120—124. https://doi.org/10.14382/epitoanyag-jsbcm.2019.21

3. Kurovics E., Kulkov S. N., Gömze A. L. Investigation of ceramic brick rods with blackened materials inside // Építőanyag-JSBCM2018 V. 70. No. 1. P. 3. https://doi.org/10.14382/epitoanyag-jsbcm.2018.1

4. Kurovics E., Gömze A. L. Thermo-analytical analysis of kaolin and bio-additive mixtures using a derivatograph and heating microscope // Preparation of Ceramic Materials Proceedings of Edited Contributions, 2019. P. 180. ISBN: 978-80-553-3314-4

5. Bobkova N. M. Fizicheskaya Himiya Tugoplavkih Nemetallicheskih i Silicatnyh Materialov, Yvyshej Shaya, Minszk, 2007. P. 88—90. ISBN 978-985-06-1389-9

V. Микронанодисперсное состояние минерального вещества

Наноминералогия

Установление закономерностей фазовых переходов в матрице на основе диоксида циркония в зависимости от способа получения и состава прекурсоров композиционного материала

А. Ю. Бугаева, В. А. Белый, Л. Ю. Назарова

ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *bugaeva-ay@chemi.komisc.ru*

Актуальной задачей исследований является упрочение керамики на основе оксида циркония (ZrO_2), которое достигается путем снижения размера зерна и ограничением возможности их агломерации при нагревании и введением стабилизирующих добавок оксидов щелочноземельных и редкоземельных элементов [1, 2]. Выбор стабилизирующих добавок определялся оптимальными условиями достижения устойчивости флюоритовой структуры (близость радиуса Zr^{4+} (0.82Å) с вводимыми катионами Y^{3+} (0.97Å) и Ce^{4+} (0.88 Å)) и устойчивостью к испарению [3].

Введение анизотропных слоистых частиц гексаалюмината лантана ($LaAl_{11}O_{18}$) в композиционный материал на основе ZrO_2, стабилизированного оксидом иттрия (Y_2O_3) улучшают эксплуатационные свойства материала, понижая его хрупкость [4, 5].

Дополнительное введение дискретных или непрерывных волокон в состав композиционного материала позволяет нивелировать микротрещины и хрупкость, эксплуатацию при экстремальных условиях [6] и обеспечивает механизм трансформационного упрочнения керамики [4]. Применяемые в работе нановолокна Al2O3, получены двумя способами из разных прекурсоров: по оригинальной методике из органо-неорганического композита с использованием золь-гель состояния исходных компонентов [7] и из алюминиевой проволоки методом электровзрыва (ЗАО «Новосибирские наноматериалы»). Введение волокон в состав композита осуществлялось на конечной стадии получения золя, дисперсная фаза которого включает в себя все компоненты композиционного материала, по схеме, предложенной ранее в работе [8].

Целью данной работы являлось изучение формирования низкотемпературных модификаций m'-ZrO_2 и t'-ZrO_2 и высокотемпературного фазового перехода (m- ZrO_2 → t-ZrO_2) — матрицы композиционного материала, стабилизированного CeO_2 и Y_2O_3, наполненного слоистыми частицами $La_{0,85}Y_{0,15}Al_{11}O_{18}$ и усиленного нановолокнами Al_2O_3, в зависимости от количества стабилизирующих добавок и прекурсора и способа получения армирующих нановолокон Al_2O_3.

Получен наноструктурированный керамический композиционный материал на основе ZrO_2, стабилизированного CeO_2 и Y_2O_3, наполненного слоистыми частицами $La_{0,85}Y_{0,15}Al_{11}O_{18}$ и усиленного нановолокнами. Стабилизирующие добавки и нановолокна Al_2O_3 способствуют образованию тетрагональной полиморфной модификации оксида циркония (c(t)-ZrO_2) в композите, полученном по керамической технологии.

Установлено, что введение алюмооксидных нановолокон, полученных электровзрывом и обладающих избыточной поверхностной энергией, приводит к снижению энергии активации полиморфного высокотемпературного перехода m-ZrO_2 → c(t)-ZrO_2 на 400 кДж/моль. Кроме того, они позволяют сохранить наноструктурированность элементов керамического композита в кристаллическом состоянии после термообработки (увеличение степени кристалличности композита с 90 до 100 % по данным рентгеноструктурного анализа). Алюмооксидные нановолокна, полученные с использованием золь-гель состояния из органо-неорганического гибрида, по данным рентгеноструктурного анализа, способствуют уменьшению размера кристаллитов c(t)-ZrO_2 с 41 до 7 нм.

Работа выполнена с использованием оборудования Центра Коллективного Пользования «Химия» ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Литература

1. Yin S., Fujishiro Y., Uchid S., Sato T. Characterization of ceria and yttria co-doped zirconia/alumina composites crystallized in supercritical methanol // Journal of Supercritical Fluids. 1998. Vol. 13. P. 363—368.

2. Naga S. M., Abdelbary E. M., Awaad M., El-Shaer Y. I., Abd-Elwahab H. S. Effect of the preparation route on the mechanical properties of Yttria-Ceria doped Tetragonal Zirconia /Alumina composites // Ceramics International. 2013. Vol. 39. P. 1835—1840.

3. Konsztowicz K. J., Langlois R. // J. Mater. Sci. 1996. Vol. 31. P. 1633.

4. Бугаева А. Ю., Лоухина И. В., Филиппов В. Н., Дудкин Б. Н. Керамический композит [78ZrO_2/21CeO_2/Y_2O_3]$La_{0.85}Y_{0.15}Al_{11}O_{18}$/$Al_2O_3$. Микроструктура и свойства // ЖОХ. 2017. Т. 87. № 10. С. 1693—1700.

5. Fujii T., Muragaki H., Hatano H., Hirano S. Microstructure development and mechanical properties of Ce-TZP/La-bДудкин Б. Н., Бугаева А. Ю., Зайнуллин Г. Г., Филиппов В. Н. Композиционная керамика корунд/гексаалюминат лантана/ нановолокно // Неорган. материалы. 2010. Т. 46. № 4. С. 508—512.

6. Дудкин Б. Н., Кривошапкин П. В. Получение нано- и субмикроразмерных алюмооксидных волокон в процессе дегидратации геля гибридного состава // Коллоидный журнал. 2008. Т. 70. № 1. С. 26—31.

7. Шевченко В. Я., Баринов С. М. Техническая керамика. М: Изд. Наука, 1993. 187 с.

Фазовые переходы соединений железа в многокомпонентной системе в присутствии выгорающих добавок в условиях термического нагрева на воздухе

А. Ю. Бугаева, В. А. Белый, Л. Ю. Назарова, Ю. И. Рябков

ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *bugaeva-ay@chemi.komisc.ru*

Ферритные системы используются в качестве конструкционных, магнитных и каталитических материалов (катализаторы дегидрирования в нефтехимической промышленности). Химический состав изучаемой системы сопоставим с химическим составом коммерческих аналогов (ЖКД) (производство РФ) [1] и «STYROMAX 9» (производство США) [2] и образцами, синтезированными нами ранее [3].

При выборе выгорающих добавок необходимо учитывать их химическое строение и текстурные характеристики. Газообразные вещества, образующиеся при термодеструкции выгорающей добавки, формируют пористую структуру. Количество выгорающей добавки определяется соотношением С/О. В связи с этим целесообразно исследовать в качестве выгорающих добавок порошковую целлюлозу (ПЦ) и диоксанлигнин березы (ДЛБ). В структуре диоксанлигнина березы $[C_{10,6}H_{13.8}O_{4.35}]_n$ и целлюлозы $[C_6H_{10}O_5]_n$ мольное соотношение С/О составляет 2.4 и 1.2, соответственно. Повышенное содержание углерода в структуре ДЛБ и более высокая его термическая устойчивость по сравнению с целлюлозой [3] предопределяют возможность различного влияния этих выгорающих добавок на фазообразование железо-калиевооксидной системы в процессе термообработки.

Целью данной работы является исследование процессов фазообразования в многокомпонентной системе [Fe_2O_3-K_2O-MoO_3-CeO_2-CaO-TiO_2-MgO-SiO_2]-выгорающая добавка в условиях термического нагрева на воздухе.

Шихта многокомпонентной системы получена импрегнированием ДЛБ при постоянном перемешивании продуктами гидролиза солей, полученных с использованием способов соосаждения (способ 1) и золь-гель (способ 2), высушиванием и дальнейшей термообработкой на воздухе.

Методом синхронного термического анализа установлено, что введение выгорающих добавок ДЛБ и ПЦ [3] в железо-калиевооксидную систему приводит к смещению протекания эндо- и экзотермических процессов в область низких температур, протекающих в более узком температурном интервале с увеличением количества выгорающей добавки. Возможно, сужение интервалов эндо- и экзотермических процессов определяется как незначительным количеством введенного ДЛБ (0.125—0.250 мас. %) против ПЦ (1—3 мас. %), так и различными температурными интервалами деструкции ДЛБ (230—730 °С) и ПЦ (317—600 °С) [3].

Согласно данным рентгенофазового анализа и уточнению структур методом Ритвельда, фазовый состав образцов системы, полученных способами 1 и 2, представлен гематитом Fe_2O_3 ICSD 71194, церианитом CeO_2 ICSD 72155, молибдатом калия K_2MoO_4 ICSD 16154, моноферритом калия $KFeO_2$ ICSD 200255 и гексаферритом калия $KFe_{11}O_{17}$ ICSD 83285 [4].

Установлено, что введение незначительного количества выгорающих добавок ПЦ в количестве 1—3 мас. % или ДЛБ в количестве 0.125—0.250 мас. % в многокомпонентную систему при одинаковом мольном соотношении остальных компонентов и варьирование способа получе-

ния шихты позволяют регулировать соотношение фаз $KFeO_2$ и $KFe_{11}O_{17}$ в конечном продукте.

Сопоставление результатов рентгенофазового анализа образцов железо-калиевооксидного материала показало, что варьирование фазового состава зависит от химического строения выгорающих добавок, их количества, от способа приготовления шихты и режима обжига. В отсутствии выгорающих добавок образование ферритов калия протекает при 800 °С. Введение выгорающих добавок ПЦ и ДЛБ позволяет снизить температуру образования ферритов на 100 °С.

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 ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Литература

1. Ламберов А. А., Дементьева Е. В., Кузьмина О. В., Гильманов Х. Х., Гильмуллин Р. Р. Опытно-промышленные испытания нового отечественного катализатора ЖКД дегидрирования изоамиленов в изопрен // Катализ в промышленности. 2012. № 3. С. 76—83.

2. Pat. US 6551958 (publ. 2003). Catalyst for dehydrogenating ethylbenzene to produce styrene.

3. Бугаева А. Ю., Лоухина И. В., Казакова Е. Г., Назарова Л. Ю., Рябков Ю. И. Влияние порошковой целлюлозы и способа получения шихты на фазовый состав и характеристики железо-калиевооксидного материала // ЖПХ. 2019. Т. 92. Вып. 10. С. 1271—1282.

4. Belsky A., Hellenbrandt M., Karen V. L., Luksch P. New developments in the inorganic crystal structure database (ICSD): accessibility in support of materials research and design // Acta Cryst. B. 2002. V. 58. № 3. P. 364—369.

Физико-химические закономерности получения железокалиево-оксидного материала с контролируемыми текстурными характеристиками

А. Ю. Бугаева, Ю. И. Рябков

ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *ryab2012@gmail.com*

Современные промышленные катализаторы характеризуются активностью, селективностью и стабильностью свойств, а также возможностью многократной регенерации. Катализаторы дегидрирования на основе железокалиево-оксидных систем должны обладать высокой механической прочностью и высокой теплоёмкостью [1]. Активность катализатора зависит от природы и доступности каталитических центров, которая определяется текстурой катализатора, формируемой на стадии его производства. Увеличение площади удельной поверхности катализатора [2], размера и объема пор [3] вызывает повышение скорости активации всех процессов. При этом объем пор и прочность катализатора, как правило, обратно пропорциональны друг другу [3]. Увеличение объема пор ведет к повышению гигроскопичности и хрупкости материала [4].

Синтез железокалиево-оксидных материалов осуществляется при высоких температурах, стимулирующих рост и агрегацию кристаллов [5]. Введение промотирующих добавок в железокалиево-оксидные материалы стабилизирует соотношение моно- и полиферритов калия, находящихся в динамическом равновесии, улучшает эксплуатационные и физико-механические характеристики катализатора [1, 6, 7]. Авторы [8] утверждают, что затруднительно получение развитой пористой структуры в катализаторах, в которых оксиды железа являются основными компонентами. Для решения этой задачи предложено использование выгорающих добавок [9].

Выбор выгорающих добавок определялся их химическим строением и текстурными характеристики. Газообразные вещества, образующиеся при термодеструкции выгорающей добавки, формируют развитую пористую структуру, а их количество определяется соотношением С / О. Проведено сопоставление результатов введения выгорающих добавок порошковой целлюлозы (ПЦ) и диоксанлигнина березы (ДЛБ) в железокалиево-оксидную систему. Ранее не применяли ДЛБ в качестве выгорающей добавки при синтезе пористых железокалиево-оксидных систем.

Целью данной работы является исследование процессов фазообразования в многокомпонентной системе [Fe_2O_3-K_2O-MoO_3-CeO_2-CaO-TiO_2-MgO-SiO_2]-выгорающая добавка и изучение текстурных характеристик полученного железокалиево-оксидного материала.

Работа выполнена при 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. Отдельно выражаем благодарность Тропникову Е. М. (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) за измерения текстурных характеристик образцов.

Литература

1. Ламберов А. А., Дементьева Е. В., Кузьмина О. В., Гильманов Х. Х., Гильмуллин Р. Р. Опытно-промышленные испытания нового отечественного катализатора ЖКД дегидрирования изоамиленов в изопрен // Катализ в промышленности. 2012. № 3. С. 76—83.

2. Ling Y., Wang G., Reddy J., Wang C., Zhang J. Z., Ling Y. Li. The Influence of Oxygen Content on the Thermal Activation of Hematite Nanowires // Angew. Chem. Int. Ed. Engl. 2012. Vol. 51. N 17. P. 4074—4079.

3. RU 2470704 (опубл. 2012) Катализатор дегидрогенизации.

4. Гаршин А. П., Гропянов В. М., Зайцев Г. П., Семенов С. С. Керамика для машиностроения. М.: Научтехлитиздат, 2003. С. 223—226.

5. Панченко Л. А., Можаев А. П., Зверькова И. И., Фадеева В. И.; Третьяков Ю. Д. Субструктура и спекаемость измельченных ферритовых порошков // Порошковая металлургия. Киев. 1979. № 7. С. 32—38.

6. Аниканова Л. Г., Дворецкий Н. В. Стабилизация щелочных промоторов в структуре железооксидных катализаторов дегидрирования // Катализ в промышленности. 2016. Т. 16, № 1. С. 29—36.

7. Киселев А. Е., Кудин Л. С., Ильин А. П. Исследование железооксидного катализатора K_2O·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.

8. Бугаева А. Ю., Лоухина И. В., Казакова Е. Г., Назарова Л. Ю., Рябков Ю. И. Влияние порошковой целлюлозы и способа получения шихты на фазовый состав и характеристики железокалиево-оксидного материала // ЖПХ. 2019. Т. 92. Вып. 10. С. 1271—1282.

Микро- и нанодисперсное состояние некристаллического минерального вещества: структура, свойства, методы

Е. А. Голубев

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

Изучение ультрадисперсного состояния минерального вещества (на микро- и наноразмерном уровне) проводится уже несколько десятилетий [1], и постепенно сосредоточилось в рамках отдельного направления, получившего название наноминералогия. Современные задачи наноминералогии в целом идентичны целям и задачам минералогии [1]. Их специфику определяет размерная шкала объектов исследования в первые микроны и менее. Выделение указанного масштаба состояния минерального вещества и минералогических процессов в самобытное направление минералогической науки было обусловлено тем, что ниже этой размерной границы минералогические индивиды приобретают особые свойства, нехарактерные для макроиндивидов. Связано это с критически возрастающим влиянием поверхности на свойства твердых тел ультрамалого размера. Отсюда начинаются морфологические изменения, преобразование свойств и структуры, что влечет множество геохимических, физических, кристаллографических и многих других следствий.

Микронанодисперсный подход в сочетании с методическим прогрессом позволил по новому взглянуть и на строение наиболее труднодоступных для изучения объектов минералогии — минераloидов. К настоящему времени достоверно установлено и описано микро- и нанодисперсное состояние природных твердых битумов разной степени преобразованности; многих метаколлоидов, таких, как неупорядоченные кремнеземы (опалы) и фосфаты иттрия [2]. Наноразмерная дисперсность и преимущественно глобулярная форма частиц наряду с отсутствием либо крайне слабой их кристалличностью обусловливают

физико-химические особенности таких веществ. В рамках такого подхода углубляется понимание строения высокопреобразованных углеродистых веществ — шунгитов и антраксолитов, проясняется связь их дисперсности, структуры и физико-химических свойств [3, 4]. Как отдельный аспект в докладе будут рассмотрены методы изучения микро- и нанодисперсного состояния минерального вещества. Именно прогресс методов изучения структуры и свойств минералов и минералоидов в наноразмерном диапазоне способствовал их углубленному познанию.

Рассмотрение вопроса соответствия микро- и нанометровых элементов строения минералоидов (глобулярные и волокнистые образования) понятию минералоидного индивида позволяет предложить их в качестве минералоидных индивидов (либо «квазииндивидов»). Очевидно, что уточнение научных представлений в рассматриваемом вопросе требует дальнейших исследований как в экспериментальной области, так и в методическом направлении.

Литература

1. Наноминералогия. Ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества. СПб: Наука. 2005.

2. Голубев Е. А. Надмолекулярные структуры природных рентгеноаморфных веществ. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 155 с.

3. Шека Е. Ф., Голубев Е. А. О техническом графене — восстановленном оксиде графена — и его природном аналоге — шунгите // Журнал технической физики. 2016. Т. 86. №. 7. С. 74—80.

4. Golubev Ye. A., Rozhkova N. N., Kabachkov Ye. N., Shul'ga Yu. M., Natkaniec-Holderna K., Natkaniec I., Antonets I. V., Makeev B. A., Popova N. A., Popova V. A. Sheka E. F. sp2 Amorphous Carbons in View of Multianalytical Consideration: Normal, Expected and New // Journal of Non-Crystalline Solids. 2019. V. 524. 119608.

Наноминералогия отложений из природных растворов современных гидротермальных систем

О. А. Зобенько[1], В. М. Округин[1], И. И. Чернев[2], М. В. Лукашева[3]

[1]ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; *zobenko@kscnet.ru*
[2]АО «Геотерм», Петропавловск-Камчатский
[3]ООО «Tescan», Санкт-Петербург

Современные гидротермальные системы широко распространены в зонах перехода континент-океан. Ярким примером служит район Северо-Западной Пацифики.

На юге Камчатского полуострова расположен Мутновский геотермальный район (МГР). На его территории (площадь около 750 км^2) интенсивно проявлена гидротермальная активность — фумарольные поля вулканов Мутновский и Горелый, многочисленные выходы на поверхность парогидротерм, горячих и перегретых вод.

В южной части МГР находится одна из крупнейших на Камчатке Мутновская геотермальная система (ГТС), включающая одноименное месторождение парогидротерм, на базе которого функционируют две геоэлектростанции (ГеоЭС): Верхне-Мутновская (12 МВт, 1999 г.) и Мутновская (50 МВт, 2002 г.) [1].

В работе представлены данные о химическом и минеральном составах гидротермальных растворов Мутновской ГТС.

Гидротермы характеризуются преимущественно сульфатно-хлоридным калий-натриевым составом, высокой минерализацией и широкими вариациями водородного показателя — от нейтральных до сильнощелочных.

Изучение отложений, полученных в результате осаждения при комнатной температуре, показало широкое разнообразие минеральных фаз.

По данным масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в осадках установлены высокие содержания следующих элементов: Ni, Cu, As (тысячи ppm); Li, Rb, Cr, Zn, Ag, Sb (сотни ppm); Au, Se, Pb, V, Mo, Sr, Cs, Ba, W (десятки ppm), что нашло своё отражение в минеральном составе.

Основную массу слагают соединения кремния (от аморфных опала и халцедона до кристаллического кварца), галит (NaCl) и тенардит (Na_2SO_4). В подчиненном количестве распространены адуляр ($K_2Si_3O_8$), анортит ($CaAl_2Si_2O_8$),

кальцит ($CaCO_3$), волластонит ($Ca_3(Si_3O_9)$), барит ($BaSO_4$), F-апатит ($Ca_5(PO_4)_3F$), образующие микровключения размером до 20-30 мкм. Афтиталит ($K_3Na(SO_4)_2$) и когаркоит ($Na_3(SO_4)F$) представлены в виде наростов на поверхности SiO_2. Предполагается наличие арканита (K_2SO_4) и натросилита ($Na_2Si_2O_5$), находящихся в тесных срастаниях.

Не меньшим разнообразием отличаются рудные минералы. Многочисленные оксиды железа встречаются в виде близких к изометричным зерен от 5 до 30 мкм и сферолитов до 50 мкм. Халькозин (Cu_2S) образует дендритовидные и «ажурные» агрегаты до 20—30 мкм. Пирит (FeS_2), халькопирит ($CuFeS_2$) и галенит (PbS) присутствуют в качестве микровключений размером 5—20 мкм.

Особый интерес представляют минералы благородных металлов. Чаще всего они встречаются в ассоциации с пиритом, халькозином и имеют размеры до 10 мкм. Собственные минеральные формы серебра: науманит — селенид серебра (Ag_2Se), йодаргирит — йодид серебра (AgI) и аргентит — сульфид серебра (Ag_2S). Золото (электрум) присутствует в виде единичных зерен от 2 до 5 мкм.

Наличие примеси никеля в основной кремнистой массе (первые вес. %), оксидных соединений никеля и вольфрама, соединений состава Fe-Cr, Fe-Ni-Cr и Ni-Cr, вероятно можно объяснить взаимодействием глубинных вод с техническими элементами конструкций скважины.

Минеральный состав осадков глубинных вод Мутновского месторождения парогидротерм сопоставим с минеральным составом жильных зон Мутновского золото-серебро-полиметаллического месторождения, расположенного в нескольких км от продуктивных скважин. Это еще одно из свидетельств того, что высокотемпературные геотермальные резервуары Мутновской ГТС — фрагменты долгоживущей геотермальной системы, продуктом эволюции которой является Мутновское рудное месторождение.

Следует отметить, что ежегодно на Мутновском месторождении вместе с теплоносителем на поверхность выносятся Ni, Zn, Cu, Au, Ag и другие элементы [2]. Разработка и внедрение технологических схем извлечения полезных компонентов из термальных вод, применяемых в мировой практике, позволят осуществлять безотходное производство на Мутновской ГеоЭС.

Литература

Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1 : 500 000. Краткая пояснительная записка. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализаций и ореолов рассеяния полезных ископаемых // Главные редакторы: Литвинов А. Ф., Патока М. Г., Марковский Б. А. Петропавловск-Камчатский: Изд-во СП КФ ВСЕГЕИ, 1999. 560 с.

Шулюпин А. Н., Чернев И. И. Проблемы и перспективы освоения геотермальных ресурсов Камчатки // Георесурсы, № 1 (43). 2012. С. 19—21.

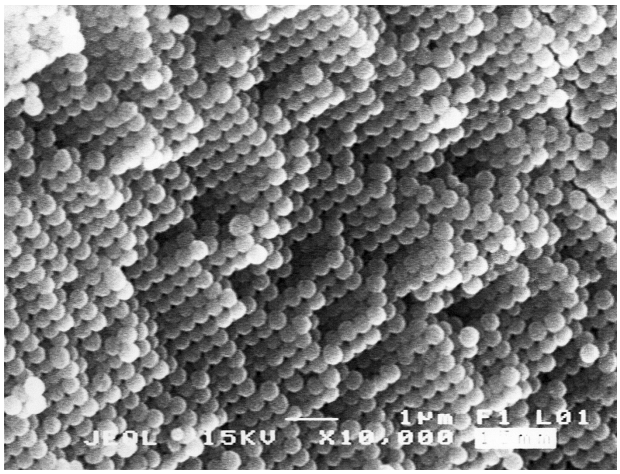
Надмолекулярные матрицы кремнезема как перспективные объекты для создания новых нанокомпозитных материалов

Д. В. Камашев

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

Проблема получения надмолекулярных матриц на основе монодисперсных сферических частиц кремнезема субмикронного размера, обозначенная в середине 60-х годов XX века, вначале только лишь для решения вопросов синтеза искусственных аналогов благородного опала, в настоящее время представляет все больший интерес в новом качестве, а именно в связи с перспективами создания широкого класса новых нанокомпозитных материалов на их основе.

Действительно, упорядоченное по принципу плотнейшей упаковки расположение сферических частиц кремнезема (рисунок) диаметром от 40 до 600 нм в пространстве создает трехмерную (3D) систему тетраэдрических и октаэдрических пустот. Расположение этих пустот четко структурировано в соответствии с принципом плотнейших упаковок, а размер их определяется размером слагающих надмолекулярную структуру частиц согласно следующей зависимости: 0.225r — для октаэдрических пу-



Искусственно полученная надмолекулярная матрица из монодисперсных сферических частиц кремнезема [1]

стот и 0.414r — для тетраэдрических пустот, где r — радиус частицы. Таким образом, для надмолекулярных матриц кремнезема, сформированных частицами диаметром от 40 до 600 нм (в зависимости от условий синтеза), мы получаем упорядоченные в трехмерном пространстве системы пустот размером от 4.4 до 125 нм. Подобный интервал размеров относится к нанообъектам, а материалы, созданные на основе введения вещества в пустоты надмолекулярных матриц, сложенных такими частицами, к нанокомпозитам.

Следовательно, мы, имея возможность получать частицы заданного размера и формировать на их основе высокосовершенные (с низким содержанием «структурных» дефектов) надмолекулярные структуры в конечном итоге имеем 3D матрицу, перспективную для создания широкого класса нанокомпозитных материалов, потенциально возможные свойства которых ограничены лишь перечнем тех материалов, которые мы собираемся вводить в имеющуюся трехмерную систему пустот.

Методики получения подобных надмолекулярных структур для синтеза на их основе искусственных аналогов благородного опала существуют достаточно давно [2], однако создание нанокомпозитных материалов требует высокосовершенных матриц, с низким содержанием «структурных» дефектов упаковки и в гораздо более широком интервале размеров слагающих их частиц кремнезема. Эти проблемы остаются открытыми, не в последнюю очередь, по причине отсутствия единой теории образования коллоидных рентгеноаморфных частиц и понимания механизма формирования самой надмолекулярной структуры на основе подобных частиц.

Ранее нами были предприняты попытки решения обозначенных проблем, в результате которых была предложена идея о кластерном механизме образования аморфных наночастиц [3]. Методом динамического рассеяния света, в реальном времени, изучены кинетические особенности их формирования [4, 5]. Исследованы особенности фазового перехода отдельных частиц в надмолекулярную структуру [6, 7]. Полученные результаты позволяют нам с уверенностью говорить о возможности получения в ближайшем будущем высокосовершенных надмолекулярных структур на основе монодисперсных сферических частиц кремнезема, пригодных для создания на их основе новых нанокомпозитных материалов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-05-00460.

Литература

1. Kamashev D. V. Synthesis, Properties, and Model of the Formation of Silica Supramolecular Structures // Glass Physics and Chemistry. 2012. Vol. 38, No. 3. P. 307—314.

2. Stober W., Fink A., Bohn E. Controlled growth of monodisperse silica spheres in the micron size range // J. Colloid and Interface Sci. 1968. V. 26. P. 62—69.

3. Askhabov A., Kamashev D. Aggregation of prenucleation clusters of «hidden phase» (quatarons) as mechanism for forming of amorphous nano-micro particle // 16th International Clay Conference «16th ICC», 17—21 July 2017. Granada, Spain, Vol. 7, p. 45.

4. Камашев Д. В., Асхабов А. М. Кинетика роста и строение монодисперсных сферических частиц кремнезема по данным динамического светорассеяния // Зап. РМО. Ч. CXLVI. 2017. № 2. С. 46—57.

5. Камашев Д. В., Асхабов А. М. Динамика формирования глобулярных частиц кремнезема по данным динамического светорассеяния // ДАН. 2018. № 2. Т. 480. С. 200—203.

6. Kamashev D. V. Kinetic features of formation of supramolecular matrices on the basis of silica monodisperse spherical particles // In: Glagolev S. (Ed.): ICAM 2019, SPEES, pp. 263—266. doi: 10.1007/978-3-030-22974-0_63.

7. Камашев Д. В. Кинетические особенности образования надмолекулярных структур на основе монодисперсных сферических частиц кремнезема // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 6. С. 18—23.

Синтез гибридного материала состава «слоистый силикат магния — производные хлорина e_6» при различных способах введения порфирина

И. В. Лоухина, И. С. Худяева, Д. В. Белых

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

С середины XX века внимание научного сообщества привлекают превращения порфиринов и порфиринатов металлов при взаимодействии со слоистыми силикатами. Первоначальный интерес был вызван перспективностью использования таких систем в качестве геохимических маркеров для обнаружения месторождений нефти [1]. В более поздних работах изучали влияние геохимической окружающей среды на превращения металлопорфиринов [2] и порфиринов, в том числе с точки зрения аргументации гипотез возникновения жизни [3]. Современный интерес к системам «слоистый силикат — порфирин (порфиринат металла)» связан с возможностью получения на их основе катализаторов [4], искусственных систем сбора света [5] и систем искусственного фотосинтеза [6].

В докладе представлены результаты синтеза силикатов магния, модифицированных хлорином e_6 13(1), 17(3)-*N,N'*-(2-гидроксиэтил)диамид 15(2)-метиловый эфир (**1**) и хлорином e_6 13(1),15(2),17(3)-*N,N'*-(2-гидроксиэтил)триамид (**2**). В золь силиката магния вводили соединения **1** и **2** в виде водно-спиртового раствора (5:1) или 0.001н раствора соляной кислоты при интенсивном перемешивании. Мольные соотношения исходных компонентов: $Mg(OH)_2 : SiO_2 :$ LiF : **1** или **2** = 1 : 1.51 : 0.25 : $20.08 \cdot 10^{-5} \div 59.68 \cdot 10^{-5}$. Процесс проводили в течение 24 ч.

Размер силикатного слоя смектитов составляет 0.96 нм. Молекулы порфиринов имеют размеры 1.7 × 1.7 × 0.46 нм (В × Ш × Т) [3] — 0.35 нм [7]. По данным РФА значения межслоевого пространства для модифицированных соединениями **1** и **2** силикатов магния не превышают 0.27 нм и 0.28 нм, соответственно. Следовательно, молекулы **1** и **2** располагаются на поверхности силикатных частиц. На электронных спектрах всех модифицированных образцов наблюдается смещение полосы Соре (399 нм → 405, 406 нм (**1**); 400 нм → 403—406 нм (**2**)) и Q-полосы (662 нм → 642—645 нм (**1**); 662 нм → 644—647 нм (**2**)), вызванное протонированием внутрициклических атомов азота порфиринового макроцикла.

Введение **1** и **2** в виде водно-спиртового раствора приводит к росту гибридных частиц, по сравнению с исходным силикатом, что согласуется со снижением отрицательного электрокинетического потенциала. При этом внесение соединений **1** и **2** в виде солянокислого раствора, способствует менее интенсивному росту гибридных частиц, кроме того, наблюдается уменьшение гибридных частиц, модифицированных соединением **1**, по сравнению с исходным силикатом, что вызвано их диспергированием при воздействии малых количеств кислоты.

Установлено, что использование раствора соляной кислоты низкой концентрации, по сравнению с водно-спиртовым раствором нерастворимого в воде хлорина e_6 13(1), 17(3)-*N,N'*-(2-гидроксиэтил)диамид 15(2)-метилового эфира позволяет получить более агрегативно устойчивые и мелкодисперсные частицы гибридного материала. В полученных гибридных образцах с применением хлорина e_6 13(1), 17(3)-*N,N'*-(2-гидроксиэтил)диамид 15(2)-метилового эфира и хлорина e_6 13(1),15(2),17(3)-*N,N'*-(2-гидроксиэтил)триамид атомы азота хлоринового макроцикла органических компонентов протонированы в результате их взаимодействия с гидроксильными группами силиката магния и сорбированы на поверхности частиц силиката магния за счет электростатического взаимодействия между протонированными молекулами органических соединений и ионизированных гидроксильных групп силиката.

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

Литература

1. Kaufherr N., Yariv S., Heller L. The effect of exchangeable cations on the sorption of chlorophyllin by montmorillonite // Clays Clay Miner. 1971. V. 19. P. 193—200.

2. Bergaya F., Van Damme H. Stability of metalloporphyrins adsorbed on clays: a comparative study // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. № 3. P. 349—360.

3. Cady S. S., Pinnavaia T. J. Porphyrin intercalation in mica-type silicates // Inorg. Chem. 1978. V. 7. № 6. P. 1501—1507.

4. Itoh. T., Yoshida T., Ishii A., Kodera Y., Matsushima M., Hiroto M., Nishimura H., Inada Y. Photochemical and photoelectrochemical behaviour of chlorophyll *a*-smectite conjugate // Res. Chem. Intermed. 1997. V. 23. № 9. P. 819—827.

5. Tokieda D., Tsukamoto T., Ishida Y., Ichihara H., Shimada T., Takagi S. Unique fluorescence behavior of dyes on the clay minerals surface: surface fixation induced emission (S-FIE) // J. Photochem. Photobiol., A. 2017. V. 339. P. 67—79.

6. Itoh T., Ishii A., Kodera Y., Matsushima A., Hiroto M., Nishimura H., Tsuzuki T., Kamachi T., Okura I., Inada Y. Photostable chlorophyll a conjugated with poly(vinylpyrrolidone) smectite catalyzes photoreduction and hydrogen gas evolution by visible light // Bioconjugate Chem. 1998. V. 9. № 3. P. 409—412.

7. Fujimura T., Shimada T., Hamatani S., Onodera S., Sasai R., Inoue H., Takagi S. High Density Intercalation of Porphyrin into Transparent Clay Membrane without Aggregation // Langmuir. 2013. V. 29. № 16. P. 5060—5065.

О распределении Au, Ag, Pd, Pt в отходах переработки K-Mg-руд

А. Ф. Сметанников, Д. В. Оносов

ГИ УрО РАН, Пермь; *tm_djucha@mi-perm.ru*

В K-Mg рудах Верхнекамского месторождения солей (ВКМС) благородные металлы (БМ) представлены в следующем составе: 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 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 K-Mg руд Н.О. вместе с БМ концентрируется в глинисто-солевых отходах (шламах). Разработан способ извлечения БМ из шламов, основой которого является высокотемпературный обжиг, преобразующий соединения БМ, связанные с органическим веществом в кислоторастворимую (минеральную) форму [2].

При переработке K-Mg руд формируется два типа отходов.

При галургическом способе это растворение и перекристаллизация сильвина. При этом минеральный пигмент сильвина и межзерновой Н.О. образуют шламы, в которых содержится весь спектр БМ: Pd, Pt, Ag, Au.

При флотационном способе переработки сильвинитовой руды 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. В табл. 1 показано распределение Au, Ag в продуктах галургической и флотационной фабрик.

Таблица 1. Содержание Au и Ag в товарных продуктах и шламах (по данным пробирного весового метода)

Тип продукта	Содержание, г/т	
	Au	Ag
Продукты галургической фабрики		
Галургический хлоркалий	0.04	0.09
Шламы	0.58	5.30
Продукты флотационной фабрики		
Флотационный хлоркалий	0.12	5.35
Шламы	0.25	7.42

Как видно, галургический хлоркалий не содержит Au и Ag. Для флотационного хлоркалия и флотационных шламов содержание в 0.12 г/т и 0.25 г/т означает, что основная часть золота связана именно с флотационным хлоркалием, поскольку его объем на два порядка превышает объем шлама.

Разработка технологии извлечения БМ осуществлялись на галургических шламах текущих выпусков. На флотационных шламах технология извлечения не отрабатывалась и опробование шламохранилищ не проводилось. Тем более интересными получились результаты опробования флотационных шламов шламохранилища БПКРУ-3 в краевой его части на глубину 3 м (поинтервально). Отобрано 4 пробы по 180 литров каждая. Переработка шламов включала высокотемпературный обжиг. Продукт обжига — огарок был проанализирован методом ИСП МС (табл. 2).

Таблица 2. Содержания Pd, Pt, Ag, Au в огарке (по данным ИСП МС)

Интервал опробования, м	Содержания, г/т			
	Pd	Pt	Ag	Au
0—0.5	3.91	1.57	12.0	<0.1
0.5—1.25	<0.05	<0.05	0.87	<0.1
1.25—2.0	<0.05	<0.05	0.48	<0.1
2.0—3.0	11.0	6.33	26.0	<0.1

Как видно из табличных данных Au во флотационных шламах отсутствует, что согласуется с ранее полученными данными. Анализ выполнен методом ИСП МС с полным разложением пробы и переводом ее в раствор. Это означает, что в процессе обжига произошло преобразование органических соединений БМ и образование минеральных форм Ag, Pd, Pt. Из полученных результатов следуют крайне интересные выводы: 1. Флотационные шламы содержат Pd, Pt, Ag и не содержат золота; 2. В распределении БМ существует зональность: с относительно высоким содержанием БМ в верхней части шламохранилища (свежие шламы), далее образование зональности связывается с миграцией БМ в глубокие части ложа шламохранилища с формированием зоны обогащения; 3. Флотационные шламы могут являться сырьем для извлечения БМ.

Разумеется это только предварительные выводы. Необходимо отметить, что зона обогащения содержит и высокие содержания Cu, Zn, Ni, Li, Sc, Zr, Sn, Ce.

Литература

1. Сметанников А. Ф., Шанина С. Н. Благородные металлы в солях Верхнекамского месторождения // Записки Российского минералогического общества. 2006. № 3. С. 61–65.

2. Синегрибов В. А. Способ извлечения благородных металлов / Синегрибов В. А., Сметанников А. Ф., Юдина Т. Б., Новиков П. Ю., Логвиненко И. А., Красноштейн А. Е. // Патент № 2291907. Зарегистрирован 20.01.2007.

Competitive materials based on ilmenite and products of its alteration: composition, structure, properties

A. V. Ponariadov[1], S. Sun[2], O. B. Kotova, L. Gömze[3], L. N. Kotov[4], Y. Wang[5], I. Shabalin[5]

[1]Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia; *alex401@rambler.ru*
[2]Southwest University of Science and Technology, Mianyang, Sichuan, P. R. China
[3]Miskolc University, Miskolc, Hingary
[4]Pitirim Sorokin Syktyvkar State University, Syktyvkar, Russia
[5]Salford University, Salford, United Kingdom

Titanium is a technologically important material used in power engineering, instrument and machine manufacturing, medicine, cosmetology, ecology, etc. Russia has one of the world's largest explored and variously estimated base of titanium with the possibility of its expansion due to forecast resources. In nature, titanium dioxide is found in three polymorphs — rutile, anatase, and brookite — and is extracted mainly from ilmenite ore (TiO_2 content of 33.4—66.8 %). However, at the moment, titanium raw materials are a scarce type of mineral raw materials, since deposits of this metal is not being developed in the country.

The creating of own titanium raw material base in the Komi Republic is associated with alluvial Yaregskoye and Pizhemskoye deposits. Ilmenite-leucoxene ores in these deposits are raw materials for the production of both «traditional» titanium dioxide, used, for example, in the paint and varnish industry and in the production of plastics, and the basis for the production of modern functional materials. One-dimensional nanostructured materials based on titanium dioxide are widely used in photocatalysis, as a substrate in the creation of catalysts, implants, reagents that increase blood coagulation, batteries, etc. [1, 2].

We studied the composition, structure, and properties of one-dimensional nanostructured titanium dioxide materials synthesized by the hydrothermal method in the laboratory of mineral raw materials technology of the IG Komi SC UB RAS from a non-magnetic fraction of the gravity concentrate of titanium

ore of the Pizhemskoe deposit [3, 4]. The advantage of the method is the possibility of obtaining commercially demanded materials from the gravity concentrate of ilmenite-leucoxene ore without the use of chemical enrichment and refinement of concentrates.

Composition and structure. The synthesized samples are a mixture of two phases: quartz and hydrated sodium titanate ($Na_xH_{2-x}Ti_3O_7$). Chemical composition (wt. %): TiO_2 — 74.68, SiO_2 — 12.64, Fe_2O_3 — 5.44, Al_2O_3 — 4.71, Na_2O — 0.14, K_2O — 0.93, MnO — 0.64, CaO — 0.12, MgO — 0.25, P_2O_5 — 0.09, ZrO_2 — 0.08, NbO — 0.14. The increase in the relative content of titanium dioxide is associated with the transition of silicon dioxide into an alkali solution during the synthesis.

The tubular structure of the obtained materials is clearly seen on SEM images: the outer diameter is 70—100 nm, the length is up to 4500 nm. Morphology is affected by the reaction time, the ratio of solid (non-magnetic fraction of gravity ore concentrate) and liquid phase (alkali), and the concentration of NaOH solution.

Sorption properties. The synthesized TiO_2 nanotubes have a developed surface, which is several orders of magnitude higher than the specific surface area of the initial ore, which gives the material high sorption qualities. Studies of the kinetics of the photo-induced decomposition of organic pollutants in aqueous solutions in the presence of titanium dioxide nanotubes have shown that they are not inferior in efficiency to expensive commercial products (in particular, widely used in DegussaP25 photocatalysis) and can become the basis for «clean» technologies to replace the currently used photocatalysts [2, 5].

Wave properties. Single and multilayer TiO_2nanotubes can be used as guiding systems (waveguides) of electromagnetic waves (EMW) of the UV range (wavelengths $\lambda = 10 \div 380$ nm) with high flow rates of the transmitted data, compared with the materials used in fiber technology. We studied the effect of the ratio of the EMW length λ and the waveguide diameter d on the EMW propagation inside TiO_2 nanotubes [6]. It was shown that the observed peak of absorption of UV radiation in the wavelength range 200—380 nm shifts the maximum wavelengths allowed for waveguides, i.e. it should be less than 200 nm.

The reported study was funded by RFBR and NSFC according to the research project RFBR № 20-55-53019 and NSFC № 4191101331, 41672039.

References

1. Kuo H.-L., Kuo C.-Y., Liu C.-H., Chao J.-H., Lin C.-H. A highly active bi-crystalline photocatalyst consisting of TiO_2 (B) nanotube and anatase particle for producing H_2 gas from neat ethanol // Catalysis Letters. 2007. V. 113. P. 7—12.

2. Ponaryadov A., Kotova O. Leucoxene and TiO_2 photocatalysts for water purification // Materials Science and Engineering. 2013. V. 47. P. 1—6.

3. Ponaryadov A. V., Kotova O. B. Synthesis and properties of nanodisperse structures of titanium minerals by the example of anatase // Doklady Earth Sciences. 2009. V. 425A, No. 3, pp. 467—470.

4. Kotova O. B., Ponaryadov A. V., Gömze L. A. Hydrothermal synthesis of TiO2 nanotubes from concentrate of titanium ore Pizhemskoe deposit (Russia) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 1. С. 34—36.

5. Harja M., Kotova O., Sun S., Ponaryadov A., Shchemelinina T. Efficiency evaluation for titanium dioxide-based advanced materials in water treatment // In: Glagolev S. (Ed.): ICAM 2019, SPEES, pp. 255—258.

6. Kotova O. B., Harja M., Kotov L. N., Ponaryadov A. V. Titanium minerals as prototypes of functional materials with pronounced electromagnetic properties // Vestnik IG Komi SC UB RAS. 2018. № 4. P. 34—39.

Design and construction of mineral-based functional nanomaterials inspired from nature-like engineering

S. Sun[1], O. Kotova[2], Ye. Golubev[2], F. Dong[1]

[1]Southwest University of Science and Technology, Mianyang, Sichuan, P.R. China; *shiysun@163.com*
[2]Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

Synthetic minerals, also known as «artificial minerals», refer to create the similar or analogous mineral substances by artificial methods. Synthesis of minerals or their analogues for creating functional materials for modern industries are important tasks, which solves the current demand for technological developments or overcome the limitations of natural resources [1-3]. With the advance of modern analytical technologies, especially the application of in-situ analysis technology in mineralogy at nano/molecular scale, the nanostructures and surface interface characteristics of natural nanominerals are gradually recognized. The understanding of the diversity of the mineral world has inspired construction mineral-based functional nanomaterials through natural raw minerals to improve the habitability of the earth. Based on the understanding of the genesis, composition, nanostructure and the transformation mechanism under geological conditions, the presented study focus on designing and constructing mineral-based functional nanomaterials such as two-dimensional layered nanomaterials and related microcapsule-based microreactors using clay minerals, graphite-like and talc-like matrixes as the building-blocks.

The bioinspired design and assembly of membrane-bounded semi-permeable microreactor was constructed based on spontaneous partitioning of mineral particles at water/oil interfaces to produce Pickering emulsion droplets comprising shell-like microstructures. The polydopamine-modified TiO_2 nanoparticles in clay-based colloidosomes utilizing montmorillonite as a microcapsular membrane. The PDA-TiO_2 clay colloidosomes effectively stabilized the TiO_2 NPs when compared to free aqueous dispersions. Moreover, the PDA-TiO_2 clay colloidosomes also exhibited versatility for enhancing the photocatalytic degradation of organic dyes. Our results suggest that PDA-TiO_2 clay colloidosomes can selective sequester and degrade the organic dye MB in the presence of RhB. It was found that encapsulation of TiO_2 nanoparticles within the clay colloidosomes enhanced the photocatalytic degradation efficiency. The results showed that selective degradation of methylene blue in the presence of rhodamine B was possible, with a decay constant ratio (λ MB/λ RhB) of 2.04.

Among the various synthetic 2D graphite-like nanomaterials, graphitic carbon nitride (g-C_3N_4), a kind of non-metallic semiconductor, has garnered considerable attention due to its superior physicochemical properties such as unique band position, economic efficiency, facile preparation, and excellent chemical stability. Inspired by polydopamine (PDA) surface chemistry, a novel type of photocatalyst consisting of PDA surface-functionalized g-C_3N_4 was fabricated in this study for highly efficient visible-light-driven photocatalytic NADH regeneration. The photocatalytic performance and kinetic processes were investigated to evaluate the efficiency of NADH regeneration by the PDA/g-C_3N_4 photocatalysts. A photocurrent density 3 times higher than that of pristine g-C_3N_4 was obtained. The photocatalytic activity of the PDA/g-C_3N_4 photocatalysts showed a pH dependence, where an increase in pH from 3.0 to 9.5 substantially enhanced the NADH yield. The 20 wt. % PDA/g-C_3N_4 exhibited the highest photocatalytic efficiency, achieving a NADH yield of 94.7% with an initial reaction rate of 2.4 $mmol \cdot h^{-1} \cdot g^{-1}$, about 6 times higher than that of pristine g-C_3N_4.

Aminoclay is a novel type of synthetic Talc-like organosilicate clay, which has important potential application in the field of enzyme immobilization used as the nanostructured support. In the presented study, Lipase from *Aspergillus oryzae* was immobilized on Fe-aminoclay support via 1-(3-Dimethylaminopropyl)-3-ethylcarbodiimide hydrochloride (EDC) as covalent crosslinking agent. The nanocomposite structure of immobilized lipase (Feclay-lipase) was characterized by XRD, TEM and FT-IR. The enzymatic properties of free lipase and Feclay-lipase were studied by enzymatic kinetics. The results showed that the optimal immobilization efficiency of Feclay-lipase was 82.88 %, immobilization capacity was 414.4 $mg \cdot g^{-1}$ support, and the enzyme activity was 28.24 $U \cdot mg^{-1}$, which was three times higher than that of free lipase (8.21 $U \cdot mg^{-1}$). The optimum reaction temperature of Feclay-lipase increased from 45 °C to 55 °C, the optimum pH shifted to alkalinity, and the catalytic activity of Feclay-lipase did not decrease significantly after storage at 4 °C for one month.

Our study demonstrated a promising way to create smart nanomaterials from natural mineral resources with the potential for using in diverse industrial applications.

The reported study was funded by RFBR and NSFC according to the research project RFBR № 20-55-53019 and NSFC № 4191101331, 41672039.

References

1. Kotova O. B., Harja M., Kotov L. N., Ponaryadov A. V. Titanium minerals as prototypes of functional materials with pronounced electromagnetic properties ash. Vestnik of Institute of Geology of Komi SC of UB of RAS. 2018. № 4. Pp. 34—39. doi: 10.19110/2221-1381-2018-4-34-39

2. Ponariadov A. V., Kotova O. B. Phosphate sorption on leucoxene. Vestnik of Geosciences. 2020. 1(301). Pp. 19—23. doi: 10.19110/geov.2020.1.3

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(302). Pp. 24—28. doi: 10.19110/geo.2020.2.4.

Effect of temperature on the structural properties of barium titanate nanopowders synthesis via sol-gel process

M. Tihtih[1] and L. A. Gömze[1,2,3]

[1]Institute of Ceramics and Polymer Engineering, University of Miskolc, Miskolc, Hungary;
medtihtih@gmail.com, fememese@uni-miskolc.hu
[2] IGREX Engineering Service Ltd, Igrici, Hungary
[3] Tomsk State University, Russian Federation

The popularity of the research in the area of the high-tech ceramics has a great interest [1]. In the family of ferroelectrics, barium titanate ($BaTiO_3$) is the most frequently utilized ferroelectric material and even after seventy-five years of its disclosure, it remained as a most essential material which has excellent dielectric, optical, piezoelectric and ferroelectric properties [2]. Since the discovery of the phenomenon of ferroelectricity, $BaTiO_3$ has been a standard material in the family of ferroelectric perovskites. This compound has been used for a long time in many industrial sectors. One of them, in full swing, is that of MLCCs Multilayer Ceramic Capacitors [3]. An interesting and very current application of $BaTiO_3$ concerns the creation of computer memories FRAMs (Ferroelectric Random Access Memories) [4]. The manufactures of thermistors, the detection of polluting gases such as CO also constitute applications of $BaTiO_3$. The properties, both optical and electrical, have proved to be very promising technologically, with, for example, the linear resonator, the sensors, the actuators, the phasing of laser sources, spatial light modulators, the guides of waves, holographic storage and high filters frequencies [5]. However, multilayer capacitors have long occupied first place in $BaTiO_3$ applications.

Also, it is one of the most extensively studied lead-free ferroelectric materials due to its broad range of device applications as capacitors, transducers, non-volatile memories, positive temperature coefficient (PTC) thermistors and many more. Due to the importance of $BaTiO_3$ in the field of electronics on the one hand and in order to meet the requirements of miniaturization of integrated circuits on the other hand, new preparation techniques have been developed and successfully used. The aim of these techniques is to obtain $BaTiO_3$ at lower temperatures compared to the solid path, which results in an appreciable gain in energy and also makes it possible to use as much more modest cost metal or alloy electrodes. Among these methods we can mention the sol-gel method [6], the hydrothermal method [7] and the co-precipitation [8]. They allow having a high purity of $BaTiO_3$ with particles very fine controllable size. Furthermore, it is possible to easily modify the physical properties of BT since these are very sensitive to doping on site Ba, on site Ti and or a substitution (doping) coupled to the two sites, in view of their adaptations to very specific applications. In this work, BT materials were synthesized using sol gel method. BT was calcined at temperatures of 800, 900, and 1000 °C. Its aims are to determine the effects of calcination temperatures on Physical parameters such as lattice parameters, lattice strain and crystallite size of BT using X-ray diffraction XRD and Fourier-transform infrared spectroscopy (FT-IR).

References

1. Gömze L. A. Applied materials science I. Compilation of Selected Scientific Papers. 2016. pp. 1—189.

2. Woldu T., Raneesh B., Sreekanth P., Reddy M. R., Philip R., Kalarikkal N. Size dependent nonlinear optical absorption in $BaTiO_3$ nanoparticles // Chemical Physics Letters, 2015, 625, 58—63. https://doi.org/10.1016/j.cplett.2015.02.020

3. Park D. H., Jung Y. G., Paik U. Ceramics International, 2005, 31, 655—661. https://doi.org/10.1016/j.ceramint.2004.08.003

4. Scott J. F. Materials Science And Engineering B: Solid-State Materials For Advanced Technology, 2005, 120 (1—3), 6—12. https://doi.org/10.1016/j.mseb.2005.02.047

5. Li A. H., Zheng Z. R., Lü Q., Sun L., Xu Y. H., Liu W. L., Wu W. Z., Yang Y. Q., Lü T. Q., J. Appl. Phys. 2008 104 063526. https://doi.org/10.1063/1.2982396

6. Komarneni S., Abothu I. R., Rao Et A. V. P., J. Sol-Gel Sci. Techno. 1999 15 263. https://doi.org/10.1023/A:1008793126735

7. Dawson W. I., Am.Ceram.Soc; Bull, 1988 67 (10) 1673—78.

8. Fox G. R., Adair J. H. Newnham Et R. E., J. Mater. Sci. 199025 3634. https://doi.org/10.1007/BF00575398

Geopolymer preparation from aluminum dross

B. Udvardi, R. Géber, I. Kocserha, L. A. Gömze

University of Miskolc, Faculty of Material Science, Institute of Ceramics and Polymer Engineering;
ubella07@gmail.com, robert.geber@uni-miskolc.hu, istvan.kocserha@uni-miskolc.hu, femgomze@uni-miskolc.hu

In this study aluminum dross based geopolymer samples were made.Geopolymers are inorganic amorphous aluminosilicates, which can be produced byactivating aluminum and silicon-based materials using alkaline activator. It was Davidovits, who studied this material systemand described thechemical structure of geopolymers by polysialtes. In the research work, aluminum dross and sand were used as solid materials. Sodium hydroxide and sodium waterglass were used as an alkali solution for the geopolimerization process. Aftermixing the raw material, the paste was molded and the geopolymer samples were aged for 24 hours at room temperature. Then, the samples were kept for 24 hours at 40 °C and then again 24 hours at 60 °C. Particle size distributionand chemical elemental composition were determined after the drying of the samples.Material structure measurements were performed by scanning electron microscopy,which resulted in the morphological properties of the samples. Fourier-transforminfrared spectroscopy (FTIR) was used to reveal new phases in geopolymersamples. In addition, density and compression strength of theexperimental samples were determined.

VI. Биоминералогия и биоминеральные взаимодействия

Органические минералы и минералоиды

Применение статистических методов к данным по аминокислотному составу холелитов

О. Е. Амосова, Е. В. Машина, С. Н. Шанина
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *kramosova@geo.komisc.ru*

Изучение процессов патогенного биоминералогенезиса в организме человека, в частности образования желчных камней, является актуальной и важной задачей, решение которой требует применения междисциплинарного подхода, в том числе — методов статистического анализа.

Целью работы являлось выявление различий холелитов разных фазовых составов по содержаниям аминокислот и взаимосвязям между ними методами статистического анализа. Выявление групп холелитов схожих по аминокислотному составу проводилось иерархическим агломеративным кластерным анализом (мера расстояния между кластерами — евклидово расстояние, правило связи кластеров — метод полной связи) [1]. Для установления индивидуальных аминокислот, по содержанию которых холелиты разных фазовых составов различаются статистически значимо, использовались непараметрический критерий Манна-Уитни и параметрический непарный критерий Стьюдента. Для расчета статистических характеристик использовался программный продукт Statistica 6.0. Статистическая оценка проводилась для заданного критического уровня значимости $p = 0.05$. Объектами исследований послужили 23 образца холелитов, принадлежащие жителям Республики Коми. Для них были идентифицированы 12 аминокислот (аланин — Ala, валин — Val, глицин — Gly, изолейцин — Ile, лейцин — Leu, пролин — Pro, серин — Ser, фенилаланин — Phe, тирозин — Tyr, лизин — Lys, глутаминовая кислота — Glu, аспарагиновая кислота — Asp). Ранее подобные исследования были проведены нами для выявления и подтверждения существования взаимосвязи аминокислотного состава патогенных биоминералов — уролитов (мочевых камней) — с их минеральной составляющей [2, 3].

По результатам проведенного ранее кластерного анализа [4] установлено, что холелиты разных фазовых составов отличаются составом аминокислот. Все образцы холелитов по содержаниям аминокислот были сгруппированы в три кластера, каждый из которых содержал холелиты только одного фазового состава — холестериновые, холестериновые с минеральной компонентой и пигментные.

Критериями Манна-Уитни и Стьюдента были выявлены индивидуальные аминокислоты Ala, Val, Ile, Leu, Pro, Phe, Asp, Glu, по содержаниям которых все три перечисленных выше типа холелитов попарно статистически значимо ($p < 0.017$) различаются. Выбор статистического критерия определялся результатами проверки нормальности распределений содержаний аминокислот в двух сравниваемых типах холелитов. Корректировка критического уровня значимости (с заданного изначально 0.05 на 0.017) при попарном сравнении трёх типов холелитов связана с проблемой множественных сравнений [5]. Сравнительный анализ содержаний аминокислот исследуемых холелитов показал, что для пигментных характерны самые высокие содержания, а для холелитов холестеринового типа наоборот — наиболее низкие содержания.

Для выявления силы и направления связи между аминокислотами для каждого типа холелитов использовался корреляционный анализ. Вследствие невыполнения для большинства аминокислот холелитов каждого из трёх типов условия подчинения закону нормального распределения для определения корреляционных зависимостей между аминокислотами был использован коэффициент корреляции Спирмена (r_s). Визуальный анализ трёх матриц значений коэффициента корреляции для всех пар аминокислот, вычисленных для каждого типа холелитов (холестеринового, холестеринового с минеральной компонентой и пигментного) показал, что между некоторыми аминокислотами есть сильные и очень сильные положительные ($r_s > 0.7$) статистически значимые ($p < 0.05$) корреляционные связи. Отрицательные корреляционные связи тоже имеются, но их мало и они слабые или средней силы, и не являются статистически значимыми. Сравнительный анализ трёх матриц значений коэффициента корреляции между парами аминокислот показал, что есть как сходства сильных положительных статистически значимых корреляционных связей между аминокислотами у холелитов разных фа-

зовых составов, так и различия. *Сходства.* Для всех трёх типов холелитов характерны сильные и очень сильные положительные корреляционные связи между Leu — Ala, Val и между Glu — Ile и Asp. Аминокислота Gly не имеет сильных корреляционных связей ни с одной аминокислотой для всех типов холелитов. *Различия.* Каждому типу холелитов присущи свойственные только для него сильные корреляционные связи между аминокислотами. Так, только для холелитов холестеринового типа отмечены сильные положительные корреляционные связи Pro с Glu и Lys, а также Lys с Phe. Для холелитов холестеринового с минеральной компонентой типа уникальных сильных корреляционных взаимосвязей намного больше: Phe сильно связан с Ala, Ile, Val, Ser, Pro, Leu, Asp, также сильная взаимосвязь отмечена между парами Asp — Leu, Leu — Pro, Pro — Ser, Ser — Val. Для холелитов пигментного типа тоже выявлены характерные только для них сильные корреляционные зависимости: три аминокислоты Lys, Ala, Ser имеют сильные корреляционные взаимосвязи между собой, также сильные взаимосвязи выявлены между парами Lys—Asp, Ser—Tyr, Leu—Ile, Ile—Val, Val—Glu.

Выявленные статистическим анализом отличия в составе аминокислот и корреляционных взаимосвязях между ними свидетельствуют о различии биохимических процессов, протекающих при формировании холелитов разных фазовых составов.

Литература

1. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ: Пер. с англ. / Дж.-О. Ким, Ч. У. Мьюллер, У. Р. Клекка, М. С. Олдендерфер, Р. К. Блэшфилд; Под ред. И. С. Енюкова. М.: Финансы и статистика, 1989. 215 с.

2. Амосова О. Е., Шанина С. Н., Каткова В. И. Статистический анализ аминокислотного состава уролитов жителей Республики Коми // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 4. С. 37—44.

3. Каткова В. И., Амосова О. Е., Шанина С. Н. Скрытые биомаркеры процессов минералообразования в генезисе уролитов // Вестник Кольского НЦ РАН. 2018. № 4 (10). С. 17—24. doi: 10.25702/KSC.2307-5228-4-2018-10

4. Машина Е. В., Амосова О. Е., Шанина С. Н. Анализ аминокислотного состава холелитов статистическими методами // Материалы V Российского совещания «Органическая минералогия» с международным участием. Пущино, 2019. С. 63—64.

5. Проблема множественных сравнений при проверках статистических теорий. URL: https://lit-review.ru/biostatistika/mnozhestvennye-sravneniya/ (дата обращения: 20.06.2019).

Отражение минерального состава пылевых частиц в элементном содержании в волосах детей, проживающих на отдельных территориях Мурманской области

Н. К. Белишева[1], А. Р. Изатулина[2], О. В. Франк-Каменецкая[2]

[1]НИЦ МБП КНЦ РАН, Апатиты; *natalybelisheva@mai.ru*

[2]СПбГУ, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург; *alina.izatulina@mail.ru, ofrank-kam@mail.ru*

Минерально-индуцированный патогенез провоцируется как естественными, так и техногенными минералогическими факторами, особенно связанными с горнодобывающими и горно-перерабатывающими комплексами [1]. Именно эти техногенные комплексы наиболее развиты в Мурманской области (МО), которая также лидирует в РФ по детской заболеваемости болезнями, обусловленными нарушениями минерального обмена: мочекаменной болезнью (МКБ), болезнями костно-мышечной системы и соединительной ткани (КМССТ) [2]. На отдельных территориях МО детская (0—14 лет) заболеваемость МКБ и болезнями КМССТ существенно превышает соответствующие показатели в РФ [2].

Цель исследования состояла в выявлении соответствия между источниками избыточного поступления элементов в детский организм и элементным содержанием в пробах волос на отдельных территориях МО для выявления причинно-следственных связей между состоянием окружающей среды (ОС) и детской заболеваемостью.

Материал и методы

Исследование проведено на пробах волос у детей дошкольного возраста (по 25 человек в каждой группе сравнения), проживающих в Ловозерском и Апатитском районах МО. Эти районы различаются по природному содержанию элементов в ОС, характером техногенного загрязнения и преобладающими заболеваниями детского населения 0—14 лет. Отбор проб волос и их подготовка проводились согласно рекомендациями МАГАТЭ (Report of IAEA, 1993). Для оценки элементного содержания применяли метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС). Образцы пыли (10 образцов) из жилых помещений г. Апатиты анализировали с применением рентгенофазового и элементного анализа (Научный парк СПбГУ: РЦ Рентгенодифракционных методов исследования, РЦ микроскопии и микроанализа). Полученные данные статистически обрабатывали (пакет программ STATISTICA 10), различия считались значимыми при уровне $p < 0.05$.

Результаты и обсуждение

Показано, что содержание элементов в волосах у детей из с. Ловозеро и г. Апатиты, различаются ($p<0.05$) между собой по содержанию Ba, Cu, Ge, Mo, Sn, Se, Si, Sr, Ti, P, Co, которое выше в волосах у детей из г. Апатиты, кроме содержания Ge. Содержание Cr, Cu, Fe, Sr, P у детей из г. Апатиты достигает, а Mg, Na, K, превышает референсные значения. В Апатитах у большего числа детей, чем в с. Ловозеро, в пробах волос содержание элементов достигает и превышает верхние границы нормы (за исключением Ni).

Анализ пылевых частиц выявил в их составе апатит, кварц, нефелин, альбит и глауконит, т.е. минералы, входящие в состав апатит-нефелиновой руды, которая содержит SiO2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, P_2O_5, CaO, SrO, MgO, MnO, Na_2O, K_2O, F_2 [3]. Элементный анализ пылевых частиц, источником которых является хвостохранилище АНОФ-2, подтвердил, что пылевые частицы могут быть источником дополнительного поступления в организм детей таких элементов, как Na, K, Ca, Al, P, Fe, Ti, Mg**,** содержание которых повышено в пробах волос у детей в г. Апатиты.

Заключение

Аккумуляция элементов Na, K, Ca, Al, P, Fe, Ti, Mg из ОС в организме детей из г. Апатиты, с. Ловозеро происходит уже в дошкольном возрасте. Это означает, что в ОС, как в г. Апатитах, так и в с. Ловозеро имеются источники этих элементов, представляющих собой пылевые частицы различного происхождения, детерминирующие качественные и количественные различия в элементном содержании в пробах волос у детей, проживающих на территориях сравнения.

Литература

1. Юшкин Н. П. Минеральный мир и биосфера: минеральный организмобиоз, биоминеральные взаимодействия, коэфолюция. Минералогия и жизнь: происхождение биосферы и коэволюция минерального и биологического миров, биоминералогия: Материалы IV Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2007. С. 5—7.

2. Белишева Н. К., Мегорский В. В. Заболеваемость населения в Заполярье, обусловленная особенностями минерального обмена при высокой неоднородности природной и техногенной среды // Вестник Кольского научного центра РАН. 2017. № 4. С. 5—20.

3. Пашкевич М. А., Стриженок А. В. Анализ ландшафтно-геохимической обстановки в районе расположения хвостового хозяйства АНОФ-2 ОАО «Апатит» // Текст научной статьи по специальности «Общие и комплексные проблемы естественных и точных наук» // Записки Горного института. 2013. Т. 206. С. 155—159.

Протеин-фосфатные биомиметики в тонких пленках

А. В. Журавлев

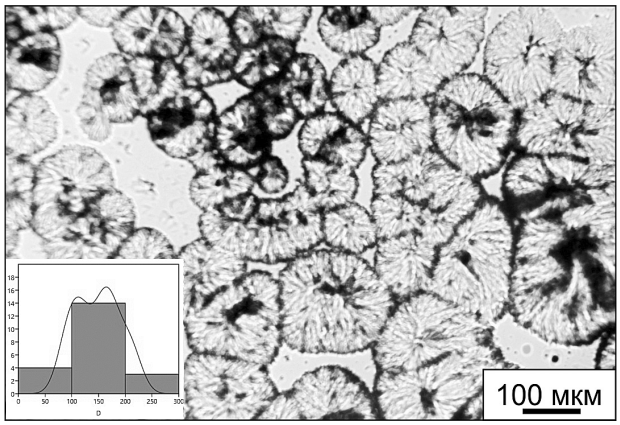
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *micropalaeontology@gmail.com*

Наноструктурированные фосфатные композиты, содержащие биосовместимые материалы типа желатина и коллагена и имеющие заданные свойства, представляются наиболее перспективными для клинического использования [2]. На сегодняшний день хорошо разработаны методы синтеза биоподобных желатин-апатитовых нанокомпозитов, которые используются в медицине. Однако биоматериалы, полученные этими методами, представляют собой неупорядоченные или слабоупорядоченные структуры, что ограничивает их практическое применение. Степень упорядоченности композита, которая в значительной степени определяет свойства, зависит от упорядоченности надмолекулярной структуры органической матрицы. В условно изотропной желатиновой матрице с хаотично расположенными фрагментами коллагеновых надмолекулярных структур происходит рост шарообразных или гантелевидных протеин-фосфатных агрегатов [3]. Процесс их синтеза хорошо разработан. По механическим свойствам (микротвердости) такие агрегаты близки к костным тканям позвоночных.

Для получения более упорядоченных и, соответственно, более прочных композитов возможны два подхода: использование исходно упорядоченной белковой матрицы (например, сетчатого коллагена IV типа); использование желатина, в котором фрагменты фибрилл упорядочены внешним воздействием (электромагнитное поле, механическое воздействие). Второй подход представляется хотя и более сложным, но и более перспективным, поскольку желатин представляет собой дешевое и распространенное сырье, в отличие от сетчатого коллагена. Упорядоченная белковая среда позволит моделировать условия внеклеточной биологически контролируемой минерализации.

В настоящее время разработаны модели фосфатной внеклеточной биоминерализации на примере конодонтовых элементов [1], которые могут стать основой разработки технологических приемов синтеза. На первом этапе была поставлена задача получить аналог наименее структурированных минерализованных тканей с глобулярной структурой. Такие ткани известны в конодонтовых элементах (интерламеллярная и глобулярная), размер глобул в них составляет 0.5—10 мкм, а межглобулярное пространство заполнено коллагеноподобным белком.

Синтез осуществлялся за счет обменной реакции фосфата натрия и хлорида кальция в пленке желатинового геля при температуре +22 °С. При росте в тонкой (первые десятки микрон) желатиновой пленке округлые агрегаты формируют слабо упорядоченную структуру. Диаметр сильно уплощенных глобул с радиально-лучистым строением в среднем составляет 150 мкм (см. рисунок). За счет рыхлости структуры, микротвердость полученного агрегата варьирует от 0.3 до 0.5 ГПа, что ниже, чем у глобулярной и интерламеллярной тканей конодонтовых элементов (0.9—2.7 ГПа).



Микрофотография фосфат-желатиновых агрегатов. Гистограмма показывает распределение агрегатов по диаметру

Последовательное наложение подобных пленок, моделирующее аддитивный рост минерализованных тканей, позволяет получить органо-минеральный композит с трехмерно-упорядоченной структурой.

Литература

1. Журавлев А. В., Герасимова А. И. Альбидная ткань конодонтовых элементов: строение и модель формирования // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 10. С. 21—27.

2. Dorozhkin S. V. Biocomposites and hybrid biomaterials based on calcium orthophosphates // Biomatter. 2011. 1. 1. P. 3 56.

3. Rosseeva E., Borrmann H., Cardoso-Gil R., Carrillo-Cabrera W., Frank-Kamenetskaya O. V., Öztan Y., Prots Y., Schwarz U., Simon P., Zhuravlev A. V., and Kniep R. (2011) Evolution and Complexity of Dental (Apatite-Based) Biominerals: Mimicking the Very Beginning in the Laboratory // Max-Planck-Institut für Chemische Physik fester Stoffe, Scientific Report 2009—2010. P. 171—176.

Келловейские аммониты: сохранность белковой составляющей

В. И. Каткова, С. Н. Шанина

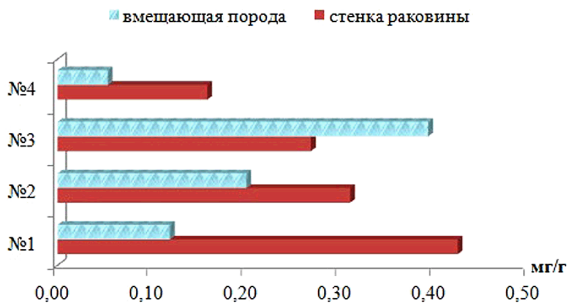
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *katkova@geo.komisc.ru, shanina@geo.komisc.ru*

Важнейшей группой среди беспозвоночных, населявшей юрские моря, были головоногие моллюски: аммоноидеи и белемниты. Быстрая смена семейств и родов делает аммониты ценнейшими ископаемыми и важнейшими маркерами геологических подразделений.

Работа посвящена сравнительному анализу состава и содержания аминокислот в стенках раковин и внутрираковинной породы келловейских аммонитов.

Объектами исследований послужили ранее изученные аммониты: раковины с частичной сохранностью стенки, внутренней структуры и три минерализованные полости жилых камер без деталей внутреннего строения из обнажения Макарьев-Южный (р. Унжа, Костромская обл.) [1]. По определению М. А. Рогова (Геологический институт РАН) исследованные аммониты относятся к виду Cadoceras elatmae (зона Elatmae, нижний келловей). По данным В. В. Друщиц и Л. А. Догужаевой (1981) внешний (органический) слой раковины покрыт конхиолином [2]. Минеральная составляющая исследованных фрагментов стенки раковин аммонитов состоит из пластинчатого и призматического слоев арагонита. Было установлено, что главными фоссилеобразующими минералами в камерах являются кварц и апатит. Следует отметить петрографические различия в внутрираковинной породе четырех ископаемых раковин по содержанию новообразованных минералов и включениям окаменелостей органических остатков. Ископаемая раковина юрского аммонита с частичной сохранностью внутренней структуры (№ 2) замещена кварцем и частично новообразованным арагонитом. Цементирующими веществами являются карбонатапатит и примеси глинистого вещества. Три другие раковины без элементов внутренней структуры оказались фосфатизированными на 70—90 %, по сравнению с окварцованной раковиной [1].

Изучение состава и содержания аминокислот в стенках раковин юрских аммонитов и вмещающей породы проводились по методике [3]. Проведенный анализ показал, что общая сумма аминокислот в стенках (призматический, пластинчатый слои) составляет от 0.16 до 0.43 мг/г, что может свидетельствовать о различной сохранности конхиолинового слоя на наружной поверхности стенки раковины. Внутрираковинная порода (кварц-апатитовая минерализация) характеризуется меньшим содержанием аминокислот (см. рисунок). Исключением является раковина № 3 (0.39 мг/г).



Содержание аминокислот в составе стенки раковины и вмещающей породы

Для белковой составляющей стенок раковин характерно преобладание алифатических аминокислот (в основном за счет аланина и глицина), суммарное содержание которых колеблется и составляет 39—100 %, а внутрираковинной породе — 32—75 %. Распределение гидроксильных и ароматических групп варьирует.

Среди индивидуальных аминокислот в изученных стенках арагонитого состава раковин доминируют глицин, аланин и глутаминовая кислота. Обычно на их долю приходится от 45 до 70 % от всего содержания аминокислот. Для внутрираковинного вещества аммонитов ха-

рактерны повышенные концентрации в %: серина (12—48), глицина (15—24) и фенилаланина (16—25).

Следует отметить, что D-формы аминокислот выявлены исключительно в стенках раковин. В связи с сохранением конхинолина и отсутствием бактериальной флоры их появление, возможно, отражает процессы рацемизации этих аминокислот в ходе разрушения фибриллярного белка.

Литература

1. Юшкин Н. П., Каткова В. И., Лыюров С. В. Минералогия фоссилизированных аммонитов // Записки РМО. 2011. Ч. CXXX. № 1. С. 3—11.

2. Друщиц В. В., Догужаева Л. А. Аммониты под электронным микроскопом (внутреннее строение раковины и систематика мезозойских филлоцератид, литоцератид и 6 семейств раннемеловых аммонитид). М.: МГУ, 1981. 240 с.

3. Шанина С. Н., Голубев Е. А. Аминокислоты в шунгитах Карелии // Геохимия. 2010. № 9. С. 972—987.

Роль биоцементации в образовании песчаников

Л. В. Леонова[1], Ю. С. Симакова[2], А. А. Новосёлов[3]

[1]Институт геологии и геохимии ФГБУ УрО РАН, Екатеринбург; *lvleonova@yandex.ru*
[2]ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *antoshkina@geo.komisc.ru*
[3]Тюменский государственный университет, Тюмень; *mr.andreygeo@mail.ru*

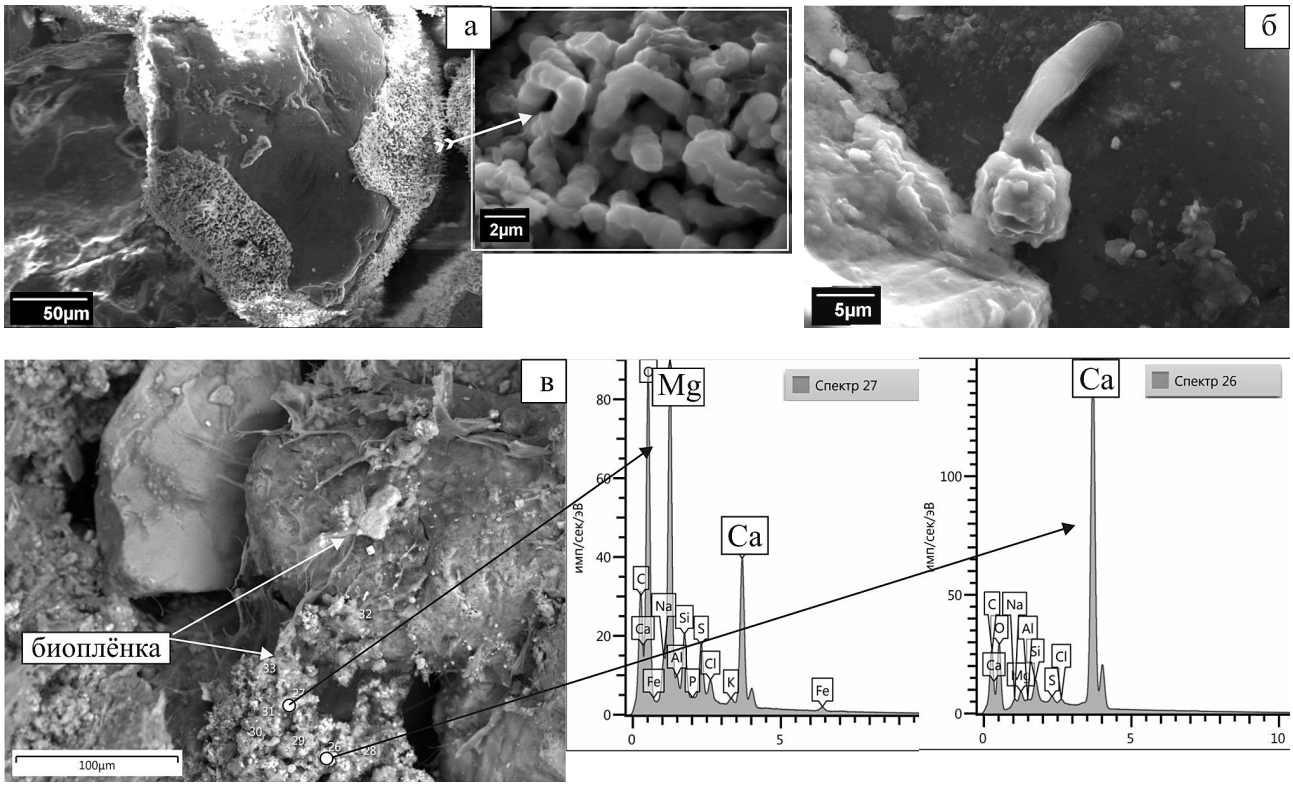
Песчаник — издавна известная человеку осадочная горная порода, сложенная сцементированной обломочной компонентой (0.05 мм или 0.0625 мм до 2 мм), происхождение её достаточно хорошо изучено и дискуссий не вызывает. Цемент по минеральному составу может быть карбонатным, глинистым, гипсовым, оксидно-железным и оксидно-марганцевым, фосфоритовым, кремнистым и смешанным. Формирование минералов, цементирующих рыхлую обломочную компоненту, традиционно считается процессом, связанным с дегидратацией и миграцией воды в диагенезе или катагенезе [2].

Однако с этой теорией не согласуются находки залежей песка с пластовыми или линзовидными песчаниковыми обособлениями, не несущие следов катагенетических преобразований. Такого рода объектами, наиболее информативными для изучения процесса цементации песков, служат находки кайнозойских песчаников. Объекты наших исследований — неогеновые песчаники, вскрытые в песках берегового обнажения п. Волна (Таманский п-ов) и современные песчаники, обнаруженные А. А. Новосёловым в прибрежной зоне солёного озера Второе Засечное (Курганская обл).

Фазовый состав образцов донных озёрных отложений определялся по дифрактограммам неориентированных образцов (рентгеновский дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение Cu*K*α, Ni фильтр, 30 kV, 20 mA, область сканирования 2—65º2θ). Преобладает в образце кварц (86 %), присутствуют также полевой шпат и галит. Из аутигенных минералов диагностируются по очень слабым отражениям карбонаты. Это гидромагнезит, рефлексы которого уширены и малоинтенсивны, можно предположить наличие Mg-кальцита и арагонита, однако, содержание этих минералов не более 1—3 %.

Для детального изучения проб использовались методы сканирующей электронной микроскопии (СЭМ — JSM-6390LV, JEOL) и энерго-дисперсионной спектрометрии (ЭДС — IncaEnergy 450, напыление углеродом).

Результаты СЭМ и ЭДС изучения песчаников п. Волна показали, что первоначально песчинки были сцементированы плёнками минералов железа (оксиды и гидроксиды). Затем межзерновое пространство было заполнено карбонатным цементом. При этом сохранились микрофоссилии железобактерий в плёночном цементе (рис. а) и минерализованные биоплёнки и гликокаликс в карбонатном субстрате (рис. б). На СЭМ фото современных песчаников из оз. Второе Засечное мы видим, что микробиальные плёнки обволакивают зерна кварцевых песчинок (рис. в) и на их поверхности и в матриксе уже формируются микрокристаллы карбонатов кальция и магния, по морфологии и размерам характерные для биохемогенных (бактериальных) карбонатов [1].



Результаты СЭМ и ЭДС-изучения образцов песчаников п. Волна и оз. Второе Засечное: а — микрофоссилии железобактерий в плёночном цементе песчинок. Справа — увеличенный фрагмент (п. Волна); б — минерализованные биоплёнки в карбонатном субстрате из цемента песчаника (п. Волна); в — микробиальные плёнки, обволакивающие зерна кварцевых песчинок. Справа на спектрах ЭДС показаны формирующиеся микрокристаллы карбонатов Ca и Mg (оз. Второе Засечное)

Подводя итог, можно отметить следующее: цемент в песчаниках может иметь микробиальное происхождение. По минеральному составу он представлен, в частности, биоминералами железа (оксиды и гидроксиды) и карбонатами (кальция и магния). Скорости образования минералов в микробиальных экосистемах могут быть весьма высокими, поэтому цементация песка может происходить достаточно быстро, что мы и наблюдаем на исследуемых объектах.

Работа выполнена в рамках проекта 19-35-90004 «Геохимические особенности вод и состава донных отложений лесостепных озер юго-запада Западной Сибири, как ключ к пониманию современных особенностей функционирования и развития водоемов семиаридной зоны».

Литература

1. Кузьмина Л. Ю., Леонова Л. В, Рябова А. С., Червяцова О. Я., Галимзянова Н. Ф. Микробные сообщества мондмильха пещеры Шульган-Таш (Южный Урал) и их участие в отложении карбоната кальция // Минералогия техногенеза — 18: Сборник статей. Институт минералогии УрО РАН, Миасс, 2018. С. 155—167.

2. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд. АН СССР, 1962. 538 с.

Конкреции как источник геологической информации

Л. В. Леонова[1], Е. И. Сорока[1], А. И. Антошкина[2]

[1]Институт геологии и геохимии ФГБУ УрО РАН, Екатеринбург; *lvleonova@yandex.ru*
[2]ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *antoshkina@geo.komisc.ru*

Для нас особый интерес представляют конкреции, в акцессорной компоненте которых установлены нетипичные для осадка минералы и отсутствующие во вмещающей породе. Образования с такими акцессориями принято считать результатом вторичных изменений в позднем диагенезе или катагенезе, как и сам минеральный субстрат конкреций. Однако находки современных обособлений позволяют пересмотреть эту модель.

Объекты исследований — конкреции из палеозойских карбонатно-глинистых отложений в карстовой полости известняков (D_3-C_1) (Средний Урал, Режевской р-н, карьер Хвощёвский-2); конкреции из верхнепермских осадочных доломитов (P_2 kz_2) (Татарстан, п. Тенишево) и современные образования, связанные с зоной разгрузки восходящих вод в линзу песка (Таманский п-ов, Темрюкский р-н, п. Волна). Методы их изучения: сканирующая электронная микроскопия (СЭМ, JSM-6390LV, JEOL) и энерго-дисперсионная спектрометрия (ЭДС, IncaEnergy 450, напыление углеродом); метод рентгеноструктурного анализа (РСА). Исследования проводились на базе ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург.

Конкреции из карьера Хвощёвский-2 красноцветные, уплощенно-шаровидные, залегают согласно напластованию отложений, заполняющих карстовую полость. По данным РСА в минеральном составе вмещающих пород и конкреций преобладает кальцит; установлены каолинит, гематит, хлорит и слюдистый материал. Изучение методами СЭМ и ЭДС показало, что в конкреции зерна карбоната обволакиваются оксидно-железистой пленкой и встречаются некристаллические образования, сложенные SiO_2, которые интерпретируются как минерализованные бактериальные плёнки. Акцессорные минералы: редкоземельный Ce-содержащий минерал, хромит, идиоморфные кристаллы кварца. Вмещающие карбонатно-глинистые породы тонкослоистые с чередованием красных и светло-серых слойков. Их тонкое наслоение свидетельствует о гидродинамически спокойной обстановке осадконакопления, а преимущественно кальцитовый состав — о pH более 7.4 и солёности от 4 до15 %.

Если для пород Урала и конкреций в них теоретически допустимы изменения вторичными процессами, то обособления из осадочных верхнепермских доломитов (Татарстан, п. Тенишево) не были затронуты процессами, связанными с региональным метаморфизмом [5]. В них нередки идиоморфные кристаллы кварца, тогда как для вмещающих пород присутствие SiO_2 не характерно. Скорее всего, кварц кристаллизовался при изменении pH среды в результате жизнедеятельности некоторых бактерий. Активное участие микробиоты в образовании этих конкреций подтверждается не только находками минерализованных биоплёнок, но и методом ЭПР [3].

В зонах разгрузки восходящих газо-флюидных высачиваний некоторые вещества, локально поступающие, осаждаются микробиальными сообществами в виде биоиндуцированных минералов и «консервируют» осадок и акцессорные минералы, поступавшие с флюидом. Такие конкреции были найдены в береговом разрезе п. Волна. В песчаную линзу (5 × 2 м), залегающую в толще глин неоген-четвертичного возраста, происходит разгрузка восходящих минерализованных вод. Конкреции песчаникового типа формировались здесь и ранее (в четвертичное время). В них песчинки первоначально были сцементированы корочками железооксидных минералов с сохранившимися минерализованными оболочками железобактерий, а затем — кальцитом с фоссилизированными биоплёнками. Современная песчаниковая конкреция образовалась на травинке, по которой стекала вода. Изучение её методом СЭМ показало, что обломочная компонента (слабоокатанные зерна кварца) сцементированы гипсом, в котором обнаружены уже минерализованные SiO_2 биоплёнки, а также фоссилии диатомей. Акцессорные минералы представлены кристаллами ильменита, рутила, циркона и монацита.

Подводя итог, следует отметить: у изучаемых нами конкреций вмещающая порода не нарушена, содержит набор акцессорных минералов, не характерных для обломочной компоненты осадков. С субстратом конкреций, кроме того, ассоциируют минерализованные бактериальные пленки, свидетельствующие о микроби-

альной активности при их формировании. О непосредственном участии бактериальных сообществ в формировании цемента конкреций упоминалось авторами и ранее [2, с. 9—12]. Такие конкреции могут служить маркерами очагов разгрузки холодных газо-флюидных высачиваний [4, 1, 2 с. 17], в которых акцессорные минералы и соединения локально были привнесены в ещё рыхлый осадок и сцементированы бактериально-индуцированными минералами.

Литература

1. Геворкьян В. Х. Наложенные явления в литогенезе и их роль в осадкообразовании // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. Киев. 2007. № 4. С. 5—21.

2. Конкреции и конкреционный анализ нефтегазоносных формаций // Сб. тезисов докл. IV Всес. конф. ЗапСибНИГНИ, 1983. 70 с.

3. Леонова Л. В., Галеев А. А., Хузин И. А., Королев Э. А. Биоминеральные образования в верхнепермских породах (Республика Татарстан) // Материалы III Росс. совещ. по орг. мин. с межд. участием. Сыктывкар, 2009. С. 120—123.

4. Логвина Е. А. Аутигенное карбонатообразование в газогидратообразующих очагах разгрузки флюидов. Автореф. на соиск. уч. степ. к. г-м н. СПб., 2009. 24 с.

5. Муравьев Ф. А. Литолого-минералогическая характеристика пермских маркирующих карбонатных горизонтов Республики Татарстан. Автореферат на соиск. уч. степ. к. г-м н. Казань, 2007. 24 с.

Стереохимия аминокислот в холелитах

Е. В. Машина, С. Н. Шанина

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

Холелитиаз относится к полиэтиологическому заболеванию, характеризующемуся образованием холелитов в организме человека. В формировании холелитов принимают участие как органические, так и неорганические вещества. Органическая составляющая, в частности белковая компонента и ее аминокислотный состав в холелитах, наименее изучена. В организме человека аминокислоты в основном представлены L-формами, но встречается также и целый ряд D-аминокислот. Недавно обнаружено, что D-аминокислоты в живых организмах могут быть результатом не только рацемизации связанной со старением, но и являются маркерами при развитии ряда болезней [1]. Если нахождение D-энантиомеров в костях, дентине, хрусталике глаз обусловлено естественными процессами, связанными со старением организма, то наличие D-аминокислот при различных заболеваниях требует изучения. Существенные сдвиги баланса L- и D-аминокислот отмечаются при различных патологических процессах.

Присутствие D-энантиомеров в холелитах ранее не исследовалось. Целью данной работы являлось обнаружение D-форм аминокислот и установление их соотношения с L-формами в холелитах.

Объектами исследования являлись 23 образца холелитов, принадлежащих жителям Республики Коми. Состав образцов определен рентгеноструктурным и ИК-спектроскопическим методами. В холелитах идентифицированы минеральные (карбонат кальция, фосфат кальция) и органические (холестерин, билирубин) компоненты. Методика извлечения, установления и определения содержания аминокислот в образцах подробно описана в работе [2].

В холестериновых холелитах без минеральной компоненты D-аминокислоты не идентифицированы. В холестериновых образцах с минеральной компонентой, появляется D-аспарагиновая кислота (Asp), показатель D/L Asp меняется от 0.04 до 0.18. С целью выявления особенностей распределения D-аминокислот в структуре холелитов, был проведен фрагментарный анализ холестериновых образцов с фосфатом кальция (1 образец) и с карбонатом кальция (2 образца). Исследования показали, что D-Asp установлена в той части холелитов, где сосредоточена минеральная составляющая, тогда как в участках содержащих холестерин она отсутствовала.

В пигментных камнях, в отличие от холестериновых, D-Asp кислота найдена во всех образцах независимо от присутствия минеральной компоненты. В трех пигментных камнях, установлены также D-формы глутаминовой кислоты (Glu) и аланина (Ala). Соотношение D/L для

Asp, Glu, Ala составляло 0.006—0.03, 0.01—0.15, 0.01—0.15 соответственно. Отмечается, что соотношение D/L Asp в холестериновых холелитах выше, чем в пигментных.

Учитывая, что аминокислоты D-Glu и D-Ala, как правило, являются маркерами жизнедеятельности микроорганизмов [3], присутствие их в холелитах, вероятно обусловлено данным фактором. Наличие D-Asp может быть связано, как с жизнедеятельностью микроорганизмов, так и процессами рацемизации в белках, поскольку аспарагиновая кислота наиболее подвержена процессу рацемизации среди всех аминокислот. В случае естественных процессов связанных со старением организма рацемизация аспарагиновой кислоты протекает очень медленно и характерна для белков соединительной ткани — коллагена, эластина и др. Известно, что холелитиаз часто сопровождают процессы воспаления и повреждения тканей в желчевыводящих путях, печени и желчном пузыре. Вероятно, что при патологических состояниях организма, рацемизация аспарагиновой кислоты начинается спонтанно.

Таким образом, в результате проведенных исследований в холелитах D-формы обнаружены только для трех аминокислот: аланина (Ala), аспарагиновой кислоты (Asp) и глутаминовой кислоты (Glu). В чистых холестериновых холелитах D-форм аминокислот не выявлено. Они установлены в холестериновых холелитах с минеральной компонентой (D-Asp) и в пигментных холелитах (D-Asp, D-Glu, D-Ala). Присутствие D-энантиомеров аминокислот в образцах холелитов может быть связано, как с жизнедеятельностью микроорганизмов, так и процессами рацемизации белков.

Литература

1. Genchi G. An overview on D-amino acids. Amino Acids. 2017. Vol. 49. P. 1521—1533.

2. Шанина С. Н., Голубев Е. А. Аминокислоты в шунгитах Карелии // Геохимия, 2010. Т. 48, № 9. С. 972—987.

3. Майстер А. Биохимия аминокислот. М., 1961. 530 с.

Минералогический состав грязей озера Чисвадор-ты (Республика Коми)

Т. П. Митюшева, Ю. С. Симакова

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

Озеро Чисвадор-ты находится в долине реки Выми, в 500 м выше по течению от устья р. Чисва. Озеро овальной формы (длина ≈ 200 м, ширина до 100 м), сточное, через протоку длиной 50 м соединяется с р. Вымь. В тектоническом отношении озеро Чисвадор-ты находится в пределах Четласско-Цильменского мегавала Тиманской антеклизы. В геологическом строении данной территории принимают участие сульфатно-карбонатно-терригенные пермские отложения. Котловина озера имеет карстовое (карстово-родниковое) происхождение, заполнена грязями черного, темно-серого цвета с запахом сероводорода. Воды озера солоноватые (минерализация 1.54 г/л), сульфатно–кальциевого состава. Концентрации ионов кальция составляют 430 мг/л, сульфат–иона — 880 мг/л, гидрокарбонат иона — 197 мг/л, водорастворенной CO_2 — 9.9 мг/л. Величины pH и Eh характеризуют нейтральную окислительную обстановку, температура вод 9.7 °C. Воды озера очень жесткие (общая жесткость воды 23.3 мг-экв/л, карбонатная — 3.2 мг-экв/л).

Образцы донных осадков озера отобраны в июле 2015 г., исследованы две высушенные пробы (Чисва-1, 2), они также исследовались после прокаливания при t = 650 °C (Чисва-1-1, 2-2). Изучение образцов грязи проведено в ЦКП УрО РАН «Геонаука» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) (г. Сыктывкар) с помощью рентгеновской дифрактометрии (Shimadzu XRD 6000), оптической микроскопии (микроскоп Nikon Eclipse LV100ND). Выполнен приближенно-количественный рентгено-флюоресцентный (таблица, аналитик С. Т. Неверов) и эмиссионный спектральный анализ (аналитик Л. А. Антонова) минерального вещества на компонентный состав элементов в валовых пробах в виде сухого порошка. Общий химический анализ вод пробы вод озера (V9/2015) выполнен по стандартным методикам в лаборатории ИБ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Химический состав грязей оз. Чисвадор–ты (после прокаливания), мас. %
(по данным рентгенофлуоресцентного анализа)

Компонент	CaO	SiO_2	SO_3	MgO	Al_2O_3	$Fe_2O_{3общ.}$	P_2O_5	MnO	Na_2O	K_2O	SrO	BaO	П.п.п.
Чисва–1-1, 2-2	44.98—52.08	28.0—37.73	3.73—4.51	4.73—5.17	3.72—4.90	3.59—3.72	0.29	0.02—0.03	0.25—0.26	0.55—0.63	0.11—0.15	0.08—0.08	14.74—15.97

По результатам рентгендифракционного анализа проб в минеральном составе озерного осадка преобладает карбонатная составляющая (свыше 80 %). В образцах грязей оз. Чисвадор-ты выявлены кальцит (65—69 %), доломит (17—21 %), альбит (4—5 %), кварц (до 10 %), маркизит и гипс. Полуколичественный фазовый анализ выполнялся по дифрактограммам неориентированных образцов в программе PROFEX, в интервале углов 10—60°2θ. Некоторые фазы (гипс, марказит) нельзя диагностировать достаточно уверенно, но при расчетах они определяются. Гипс в составе осадка после прокаливания исчезает. Фон диаграмм для образцов после прокаливания снижается, что вероятно связано с разложением органики. Визуально в образцах присутствуют раковины, многочисленные и разнообразные диатомовые водоросли, для их массового развития благоприятствует водная среда с большим содержанием кальция, гидрокарбонат-иона и кремниевой кислоты (13.77 мг/л).

На биогеохимическом, сорбционно-седиментационном и сульфидном барьерах в донных отложениях с восстановительной средой наблюдается накопление элементов (в порядке убывания): Ti, Sr, Mn, Ba, V, Zr, Y, Pb, La, Mo, Cr, Ni, Cu, Yb, Ga, Be.

Возможность современного минералообразования в карстовом озере Чисвадор-ты в значительной степени связана с биогеохимическими особенностями водной среды. Проведенный расчет степени насыщенности озерных сульфатно–кальциевых вод по отношению к минералам (программа SOLMINEQ) показал возможность образования апатита, кальцита, доломита, пирита, халцедона (кварца).

Специфические фациальные условия озера Чисвадор-ты с биоминеральными отложениями обусловлены особенностями водно-солевого питания. Поступление компонентов происходит главным образом из подземных вод (субаквальная и групповая разгрузка высокодебитных карстовых вод по берегу озера), с поверхности водосбора (в т.ч. и за счет выщелачивания вмещающих водоем сульфатно-карбонатных пород), и в меньшей степени, вод р. Выми в период половодья.

Выражаем признательность Д. А. Шушкову, С. Т. Неверову и И. Н. Размыслову за помощь при проведении опробования вод и грязей в период проведения экспедиционных работ.

Изменения в минерализованных тканях конодонтовых элементов ранних представителей рода *Protognathodus* в процессе эволюции (поздний девон — ранний карбон)

А. Н. Плотицын, А. В. Журавлев
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *anplotitzyn@rambler.ru*

Конодонты — вымершая в начале мезозоя группа морских организмов, от которых в ископаемом состоянии сохраняются лишь сильно минерализованные части ротового аппарата (конодонтовые элементы). Конодонтовые элементы сложены органо-минеральными композитами, где минеральная составляющая представлена фторгидроксилапатитом, а органическое вещество — коллагеноподобным белком нефибриллярного типа [6]. Различные по морфологии элементы имеют различный набор твердых тканей, которые дифференцируются по структурно-текстурным характеристикам (см. обзоры 4, 5). В корональной части конодонтовых элементов выделяется четыре типа тканей: ламеллярная, параламеллярная, альбид-

ная (или белое вещество) и интерламеллярная. Помимо структурно-текстурных особенностей в различных типах тканей отмечаются вариации количества органической составляющей, элементов-примесей, пористости. Особенности распределения тканей в конодонтовых элементах имеют таксономическое значение и демонстрируют отчетливые эволюционные тренды в различных кладах.

В настоящее время уделяется огромное внимание ранним представителям рода *Protognathodus* в связи с тем, что *Protognathodus kockeli* выступает в качестве потенциального биостратиграфического маркера нижней границы каменноугольной системы. Согласно современным представлениям [3] протогнатодиды происходят от *Bispathodus stabilis* M2 (см. рисунок). Морфологически эволюционный переход от биспатодид к протогнатодидам характеризуется смещением базальной чашки к заднему концу элемента и ее расширением (*Protognathodus meischneri*). Затем на широкой базальной чашке происходит формирование орнаментации в виде нескольких бугорков (*Prot. collinsoni*), упорядоченных рядов бугорков (*Prot. kockeli*) и удлиненных реброподобных бугорков (*Prot. kuehni*).

В процессе эволюции происходят изменения и в характере распределения твердых тканей конодонтовых элементов:

Ядра зубцов осевого гребня *Bispathodus stabilis* M2 сложены альбидной тканью, при этом наиболее глубокие корневые части наблюдаются в центральной части элемента, приблизительно в месте сочленения базальной чашки и листа. Корневые части к передней и задней частям элемента демонстрируют некоторое сокращение. При переходе к *Prot. kuehni* отмечается явное сокращение структур из белого вещества (рисунок). У более поздних представителей рода (*Prot. kockeli* и *Prot. kuehni*) зубцы на заднем конце элемента не содержат ядер из альбидной ткани, а сложены ламеллярной и параламеллярной тканями.

С частичной редукцией структур из альбидной ткани сочетается некоторое уменьшение ее пористости. В частности, пористость белого вещества *Prot. meischneri* составляет 4—10 %, а *Prot. collinsoni* — 3—6 %.

Начиная с *Prot. kockeli* в формировании орнаментации чашки начинает участвовать параламеллярная ткань — она образует внутренние части бугорков. Развитие структур из параламеллярной ткани достигает максимума у *Prot. kuehni*, у которых данная ткань слагает бугорки и ребра платформоподобного поднятия на базальной чашке.

Белое вещество, помимо ядер зубцов осевого гребня, слагает ядра зубцов эхелона у морфотипов у ряда видов рода *Protognathodus* (в настоящий момент такие морфотипы известны для видов *Prot. meischneri*, *Prot. collinsoni*, *Prot. kockeli*). В формировании орнаментационных особенностей на платформоподобном поднятии обычно участвует ламеллярная и параламеллярная ткани. Присутствие альбидной ткани в эхелоне объясняется дубликацией зубцов осевого гребня. Подобное явление отмечается у некоторых представителей родов *Polygnathus*, *Bispathodus*, *Mehlina*, *Icriodus*.

Таким образом, рассмотрены некоторые особенности изменения твердых тканей конодонтовых элементов ранних *Protognathodus*. Отмечено общее сокращение роли структур из альбидной ткани в филогенезе. Подобная картина наблюдается в ряде других филогенетических ветвей конодонтов [1, 2]. Вероятно, частичная редукция или утрата структур из альбидной ткани является необратимым процессом внутри отдельных клад. Морфологическое усложнение конодонтовых элементов рода *Protognathodus* приводит к появлению на платформоподобном поднятии орнаментационных особенностей, в строении которых принимает участие параламеллярная ткань. Этот признак можно использовать при разделении морфологически не диагностируемых фрагментов Pa элементов протогнатодид. Как известно, у листовидных Pa элементов развитые структуры из параламеллярной ткани обычно не отмечаются [2].

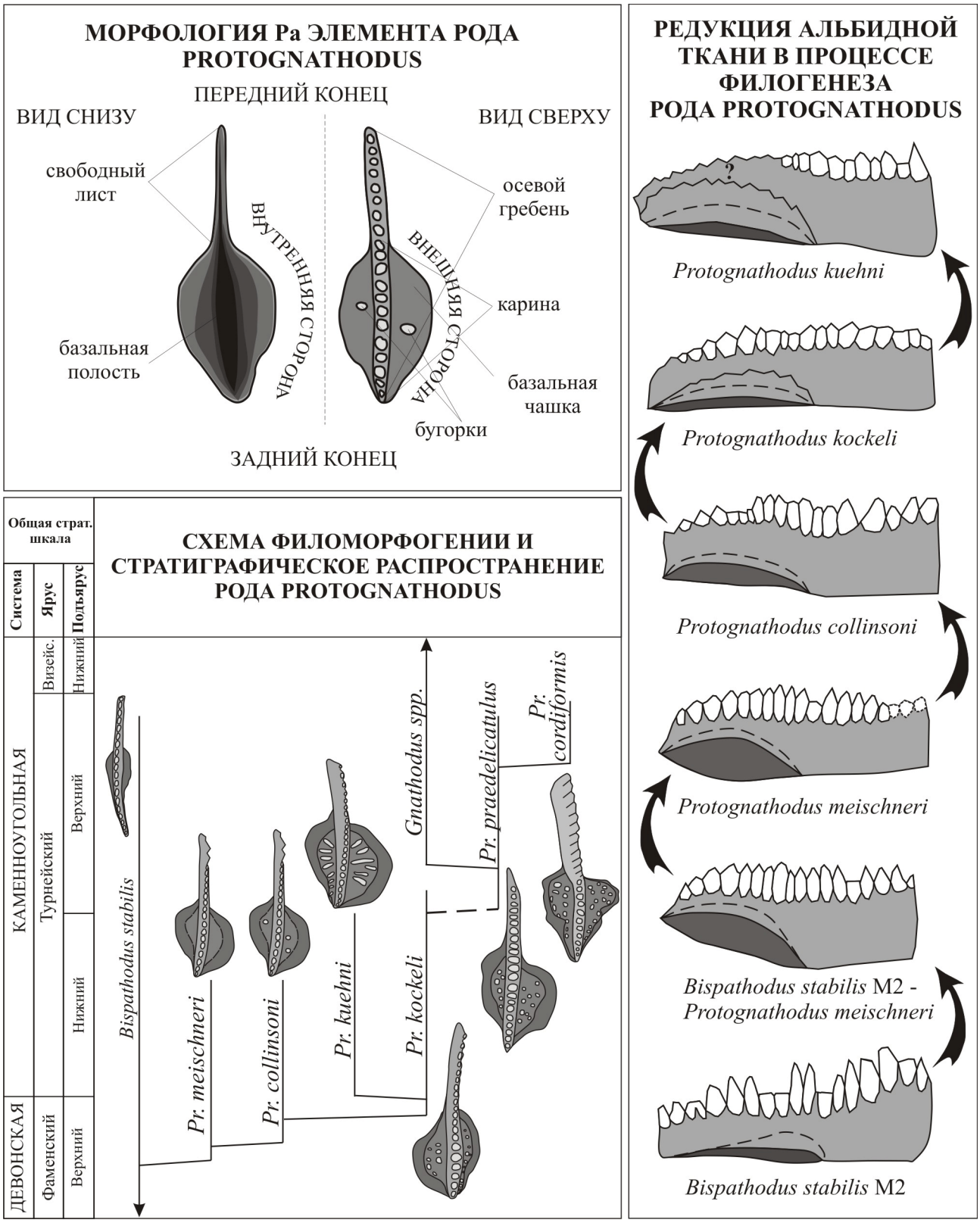
Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00330.

Литература

1. Вевель Я. А., Груздев Д. А., Журавлев А. В. Фораминиферы и конодонты мелководных отложений раннесерпуховского возраста в разрезе на р. Каменка (юг Печора-Кожвинского мегаватта) // Сыктывкарский палеонтологический сборник № 8. Сыктывкар, 2017. С. 14—23.

2. Журавлев А. В. Гистология и микроскульптура позднепалеозойских конодонтовых элементов. СПб, 2002. 94 с.

3. Corradini C., Kaiser S. I., Perri M. C., Spalletta C. Protognathodus (Conodonta) and it's potential as a tool for defining the Devonian/Carboniferous boundary //



Морфология Pa-элемента, схема филоморфогении, стратиграфическое распространение и схема редукции альбидной ткани в ядерных частях зубцов рода *Protognathodus*

RivistaItaliana di Paleontologia e Stratigrafia. 2011. V. 117. № 1. P. 15—28.

4. Donoghue P. C. J. Growth and patterning in the conodont skeleton // Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. B. 1998. V. 353. P. 633—666.

5. Zhuravlev A. V. A new type of conodont hard tissue // Lethaia. 2002. V. 35. № 3. P. 275—276.

6. Zhuravlev A. V., Plotitsyn A. N., Gruzdev D. A. Carbon Isotope Ratios in the Apatite-Protein Composites of Conodont Elements–Palaeobiological Proxy // Processes and Phenomena on the Boundary Between Biogenic and Abiogenic Nature, Lecture Notes in Earth System Sciences / O. V. Frank-Kamenetskaya et al. (eds.). 2020. Chapter 40. P. 749—764.

Сравнение значений средних арифметического и геометрического при нахождении потери угольного вещества при решении системы балансовых уравнений в процессе катагенеза углей

С. В. Рябинкин

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

В разное время предпринимались попытки найти более совершенные формулы и улучшить результаты подсчета генерированных флюидов при катагенезе органического вещества углей (ОВУ) [1, 4, 5, 6, 11, 12, 13], но в этих оценках никогда не затрагивался среднегеометрический вариант решений.

Для того чтобы предметно исследовать процесс генерации флюидов при решении системы балансовых уравнений, надо знать конкретное содержание углерода, водорода и кислорода (С, Н и О) в точках генерации летучих продуктов. Проиллюстрировать ход углефикации ОВУ можно на диаграмме Кревелена [2] по данным В. А. Успенского [13] и К. Патейского [14], где изображен процесс углефикации для углей месторождений Советского Союза и Европы (рисунок). На диаграмме выберем определенные точки и примем их за стадии катагенеза.

Расчет будем производить только по углям Европы [14]. После несложных вычислений для этих точек получаем следующие значения (соответственно 1, 2, 3, 4 и 5): С (%) — 59.99, 66.61, 74.03, 78.17 и 84.26; Н (%) — 5.64, 5,60, 5.55, 5.49 и 5.47 и О (%) — 34.37, 27.79, 20.42, 16.34 и 10.27.

Расчеты убыли ОВУ проводились по измененным формулам [7, 8], где: при нулевой генерации воды: Н — С/3 + О*3/8/3; при нулевой генерации углекислого газа: О/8 — Н + С/3; при нулевой генерации метана: С — О*3/С + 3*Н. При этом максимум коэффициента Лейфмана–Вассоевича [4] отражает (никем не отмеченную!) смену преимущественно углекислотного ряда на метановый (или наоборот — смену преимущественно метанового на углекислотный).

Сначала оценим убыль ОВУ при катагенезе по среднему арифметическому (для метана): от стадии 1 до 2 — 0.82; от стадии 2 до 3 — 0.69; от стадии 3 до 4 — 0.63; от стадии 4 до 5 — 0.56. Если не учтем промежуточные (2; 3 и 4) стадии и будем рассчитывать количество образующихся флюидов, то получится от стадии 1 и до конечной стадии (5) — 0.63.

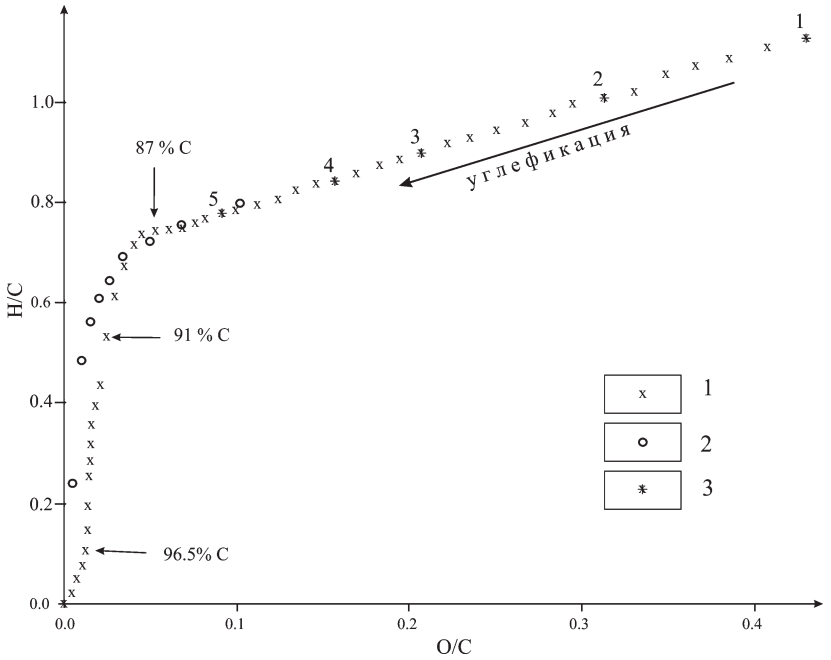
Если же подсчитывать по среднему геометрическому от стадии 1 до 2 — 0.82; от стадии 2 до 3 — 0.68; от стадии 3 до 4 — 0.63; от стадии 4 до 5 — **0.56**. Если будем рассчитывать количество образующихся флюидов от стадии 1 и до конечной стадии (5) — получим тот же результат **0.56**.

Следовательно, по среднему арифметическому наблюдается закономерное возрастание оценки убыли (с возрастанием количества промежуточных градаций катагенеза ОВУ), а по среднему геометрическому убыль ОВУ **не зависит** от количества стадий [9, 10]. А «… Метаморфизацию органического вещества и образование углеводородных флюидов следует рассматривать как две стороны единого процесса» [3, с. 118].

Работа выполнялась в ходе темы ГР №АААА-А17–117121270033-7 «Геология, условия формирования и нефтегазоносность осадочных комплексов северо–востока Европейской части России, органическая геохимия нефтей и доманикитов».

Литература

1. Иевлев А. А. Новый вариант балансовых расчетов выхода углеводородов при катагенезе органи-



Порядок углефикации на атомарных диаграммах H/C и O/C Кревелена.
Условные обозначения: 1—2 данные для углей: 1 — Европы [15]; 2 — Советского Союза [14]; 3 — стадии (1—5) углефикации

ческого вещества // Геохимические критерии оценки масштабов нефтегазонакопления и прогноза качества углеводородных флюидов в зонах аккумуляции / Под ред. Е. С. Ларской. М.: 1984. С. 16—29.

2. Кревелен Ван Д., Шуер Ж. Наука об угле. М.: Госгортехиздат, 1960. 303 с.

3. Левенштейн М. Л. Основные проблемы регионального метаморфизма углей // Геология угольных месторождений. Т. 1. М.: Наука, 1969.

4. Лейфман И. Е. Графостатистический анализ мацералов углей по атомным соотношениям водорода // Химия твердого топлива. 1988. № 4. С. 9—18.

5. Лифшиц М. М. К вопросу образования метана в угольных пластах и роли воды в процессе углефикации // Химия твердого топлива. 1973. № 2. С. 24—32.

6. Панов Н. И. Характеристика процессов преобразования материнского вещества в современных горючих ископаемых и связь этих характеристик с основными свойствами горючих ископаемых // Генезис твердых горючих ископаемых. Отв. Ред. Караваев Н. М., Титов Н. Г. М: Изд-во АН СССР, 1959. 359 с.

7. Радченко О. А., Рогозина Е. А. О соотношениях в изменении функциональных групп и летучих продуктов углефикаиции // Химия твердого топлива. № 3. С. 3—14.

8. Рогозина Е. А. О балансовой стороне процесса углефикации рассеянного органического вещества пород // Геохимический сборник № 10. Тр. ВНИГРИ Вып. 279. С. 159—163.

9. Рябинкин С. В. Оценка возможных масштабов генерации метана углями // Воркутский угленосный геолого–промышленный район: струткутра запасов и направления комплексного освоения. Отв. Ред. Дедеев В. А., Степанов Ю. В. Сыктывкар, 1994. С. 174—180.

10. Топливно–энергетическая база Европейского северо–востока СССР. Сыктывкар, 1991. 304 с.

11. Сергеева Г. И. Интенсивность генерации газовых УВ по балансовому методу при неполной системе балансовых уравнений // Актуальные вопросы геохимии нефти и газа. Л., 1984. С. 45—49.

12. Успенский А. В. Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1954. № 6. С. 94—100.

13. Успенский А. В. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970. 312 с.

14. Patteisky K, Teichmuller M. Inkohlungs–Verlauf, Inkohlungs–Masstabe und klassifikation der Kohlen auf Grund von Vitrit–Analysen // Brennstoff–Chemie. 1960. Bd. 41. No. 4. P. 97—104.

Минеральная ассоциация битумонасыщенных пород Войского месторождения

Н. Н. Рябинкина

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

Разрез нижневизейских отложений, вскрытый карьером бывшей фабрики точильного камня на р. Воя (левый приток р. Печора), тектонически приурочен к Воя-Соплясской антиклинали Среднепечорского поперечного поднятия (СППП) севера Предуральского прогиба. В карьере Войской точильной фабрики описана верхняя часть разреза (около 40 м) нижневизейского комплекса (мощность комплекса по соседним скважинам более 80 м), представленная битуминозными кварцевыми мелкозернистыми песчаниками дельтового генезиса [1, 2], которые перекрываются пермскими полимиктовыми песчаниками. Ранее [3, 4, 5] было установлено, что по элементному и групповому составу битумы относятся к классу асфальтитов и доказано, что битумы претерпели интенсивную бактериальную деградацию.

Минеральная ассоциация нижневизейских пород Войского месторождения достаточно однообразна и основную ее массу составляют зерна кварца нефтенасыщенных песчаников и алевролитов, кроме того в верхних пластах разреза присутствует значительно количество иллита и каолинита. Тяжелая фракция песчаников содержит в основном окислы и гидроокислы железа, пирит, рутил, турмалин и лейкоксен, в протолочках встречены единичные зерна анатаза, хромшпинелид, моноцита, циркона. Битум составляет основную цементирующую массу песчаников, хотя есть и кальцитовый, и сидеритовый цемент. Кроме того, сидерит встречается и в виде конкреций различного размера (от первых сантиметров до метра) как внутри песчаников, так и в виде оолитовых стяжений верхней части разреза (до 1.5 м). Согласно работе [3] верхняя сидеритоносная глинисто-алевритовая пачка в разрезе Войского карьера могла сформироваться как в процесс диагенеза, так и в результате метасоматоза с формированием вторичных сидеритов. Верхнюю пестроцветную глинисто-алевритовую толщу (над сидеритовым горизонтом) можно интерпретировать как переотложенную кору выветривания, которая хорошо диагносцируется в разрезах на протяжении многих километров вдоль Урала.

В статье [6] дана литолого-минералогическая и геохимическая характеристики состава, структуры, органического вещества сидеритовых конкреций и вмещающих их аргиллитов турнейско-визейской сидеритоносной толщи нижнего карбона на р. Кожым западного склона Приполярного Урала. Доказывается, что формирование конкреций происходило благодаря деятельности разнообразных бактериальных сообществ. Бактерии использовали субстрат переотложенных кор выветривания, следствием чего и стало массовое образование конкреционного сидерита. Полученные данные позволяют предположить, что на формирование исследуемых сидеритовых конкреций оказали влияние придонные газо-флюидные высачивания, о чем свидетельствует присутствие ассоциации необычных для осадочных пород аутигенных сульфидов, сульфоселенидов, теллуридов и сульфатов — сфалерита, халькопирита, пирротина, шамеанита, цумоита, барита, фаузерита. Высачивания способствовали насыщению осадков метаном и обильному развитию бактериальных колоний.

То есть можно предполагать, что и сидеритовые конкреции в нижнекаменноугольной рудоносной толщи Войского битумного месторождения также являются продуктом бактериальной жизнедеятельности, т. е. сидеритовыми бактериолитами.

Литература

1. Марковский В. Н. О разрушающемся месторождении нефти в районе Средней Печоры // Вестник МГУ. Серия: Геология. 1967. № 3. С. 100—106.

2. Рябинкина Н. Н. Роль газово-флюидных процессов в формировании визейских терригенных пород Тимано-Печорской провинции // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 6. С. 3—8. doi: 10.19110/2221-1381-2018-6-3-8.

3. Юдович Я. Э., Чермных В. А., Пучков В. Н. Геохимия осадочных формаций и поземных вод Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. 1972. Вып. 12. Сыктывкар: Коми книжное издательство. С. 3—23.

4. Бушнев Д. А., Черевко Н. К., Бурцев И. Н. Твердые битумы Войского месторождения // Химия твердого топлива. 2000. № 4. С. 64—70.

5. Валяева О. В., Рябинкина Н. Н., Рябинкин С. В. Войское месторождение твердых битумов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т. 13. № 3. http://www.ngtp.ru/rub/4/27_2018.pdf https://doi.org/10.17353/2070-5379/27_2018.

6. Антошкина А. И., Рябинкина Н. Н. Нижнекаменноугольные сидериты — продукт придонных высачиваний и бактериального метаногенеза. Приполярный Урал // Доклады академии наук. 2018. Т. 478, № 4. С. 434—437. doi:10.7868/S0869565218040126.

Бактериоморфный пирит и его преобразование по стадиям литогенеза и углефикации (на примере угленосных отложений Донецкого бассейна)

К. М. Седаева

МГУ им М. В. Ломоносова, геологический факультет; *sedaeva-mgu@mail.ru*

Пирит в угленосных отложениях разного возраста наблюдается во всех литологических типах и разностях пород (*песчаниках, алевролитах, глинистых породах, известняках*) и углях (*от бурых до антрацитовых марок*). В Донецком бассейне его образование происходило в обстановке прибрежно-морского мелководья и открытого шельфового мелководно-морского бассейна (средний карбон) и крайне редко в углях континентального генезиса (нижний карбон). Установлено, что аутигенный пирит (тонкодисперсный и конкреционный) зарождался на стадии седиментогенеза и диагенеза (бурые угли) при существенном влиянии микробиального фактора и представлял собой шаровидные скопления кристалликов пирита сферической, гроздевидной, палочковидной, спутано-нитевидной, овальной и неправильной форм размером 10—50 микрон [1]. Интенсивность его образования в торфяниках и угленосных отложениях возрастает по мере усиления влияния морских вод (*привнос и редукция сульфат иона* SO_4^{3-} разными микробными сообществами).

Пирит в длиннопламенных углях (ранний катагенез) встречается в виде тонкой пылевидной вкрапленности и характеризуется глобулярно-фрамбоидальным строением с несовершенной формой фрамбоидов. Для него характерно: **1**) обедненный состав элементов-примесей (всего 8 элементов) и низкое их суммарное значение (0.213 %); **2**) низкая температура образования (55—75 °С), что обуславливает низкие значения параметра элементарной решетки (0.5415 нм), искажение структуры и незначительные нарушении стехиометричности его состава.

Пирит в газовых углях (поздний катагенез) образует микропрожилки сетчатой или нитевидной формы. Для него характерно: **1**) глобулярно-фрамбоидальное (сферическое) строение с плотнейшей упаковкой глобулей и появление отдельных индивидов с четким кубическим габитусом и с намечающейся штриховкой на гранях; **2**) более высокое содержание (0.7441 %) и пестрый состав (всего 12) элементов-примесей при наличии среди них катиононосителей сидерофильных (Fe, Co) и халькофильных (Zn, Cu) элементов; **3**) более повышенная температура образования (60—85 °С), что привело к незначительному увеличению параметра элементарной ячейки (0.5416 нм) в связи с вхождением в нее некоторых атомов элементов-примесей.

Пирит в жирных углях (поздний катагенез) встречается в пятнистых и прожилковых образованиях и входит в состав угольных почек. Для него характерно: **1**) глобулярно-полифрамбоидальное строение и наличие индивидов кубического габитуса со штриховкой на гранях; **2**) незначительное повышение содержания (0.7676 %) элементов-примесей и пестрый их состав (всего 12) с появлением редкоземельных (иттрия, иттербия) и редких (бериллия, сурьмы) элементов; **3**) повышенная температура образования пирита (120—140 °С), что обусловило увеличение параметра элементарной ячейки (0.5417 нм) близкого к теоретическому, и высокую степень совершенства кристаллической структуры.

Пирит в тощих углях (ранний метагенез) образует гнездовую, линзовидно-прожилковую и конкреционную вкрапленность и приурочен к зонам микродислокационных нарушений. Для него характерно: **1**) полифрамбоидальное строение и наличие более крупных минералов кубического габитуса с четко выраженной линейной штриховкой; **2**) несколько пониженное содержание (0.6211 %) элементов-примесей и менее разнообразный их состав (10 элементов) с появлением редкого элемента циркония; **3**) высокая температура образования (130—165 °С) и совершенство кристаллической решетки (с параметрами элементарной ячейки равной 0.5417 нм).

Пирит в антрацитовых углях (поздний метагенез) образует крупную гнездовую вкрапленность нередко с крупными метакристаллами. Для него характерно: **1**) наличие кристаллов октаэдрической, пентагон-додекаэдрической формы со сложной комбинационной штриховкой и нередко микроблочного строения; **2**) относительно высокая концентрация (0.9381 %) элементов-примесей при невысокой степени их разнообразия (всего 10 элементов) и преобладание в их составе сидерофильных элементов над халькофильными; **3**) повышенное содержание кобальта и резкое его преобладание над никелем (>1); **4**) более высокая температура образования (220—260 °С), что приводит к увеличению параметра элементарной ячейки (0.5419 нм).

Выводы

Каждой стадии углефикации и литогенеза свойственны определенные морфологические индивиды пирита со своими качественными и количественными характеристиками. Кристаллографические формы, микростроение, химический состав (суммарное количество элементов-примесей с соотношением Co/Ni), можно использовать как индикаторы степени метаморфизма углей не только Донецкого бассейна, но и других угленосных бассейнов мира.

Литература

1. Кизильштейн Л. Я., Минаева Л. Г. Происхождение фрамбоидальных форм пирита // Доклады АН СССР. 1972. Т. 206. № 5. С. 1187—1189.

Вторичная минерализация раннекаменноугольных семян

О. П. Тельнова[1], Л. С. Кочева[1], А. П. Карманов[2]

[1]ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *telnova@geo.komisc.ru*
[2]ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *apk0948@yandex.ru*

Для первых наземных сосудистых растений, как показал ретроспективный анализ спор in situ, характерны сходные морфологические типы [3]. С явлением гомеоморфии связана одна из основных объективных проблем в систематике и в филогенетических реконструкциях конкретных групп дисперсных миоспор.

Еще более сложная проблема — идентификация самых ранних (девон? — ранний карбон) в истории Земли дисперсных семян. Фруктификации палеозойских семенных растений крайне редки, мало изучены, не разработаны универсальные термины для обозначения структурных элементов репродуктивных органов, нет общепринятых или даже сколько-нибудь аргументированных представлений о путях морфологических преобразований этих структур, отсутствуют критерии оценки филогенетического родства.

Этот комплекс проблем наша исследовательская группа пробует решить методом хемосистематики, основанной на биохимических характеристиках эволюционного развития организмов [1—2]. Сходная наука хемотаксономия — раздел науки таксономии, в которой живые организмы (главным образом растения) классифицируются в зависимости от сходств их биохимического состава. Так как некоторые химические вещества могут быть найдены в природе только в организмах определенных видов, родов, семейств или порядков, это может также, в дополнение к морфологии, служить основой для их классификации.

Однако хемосистематика для палеозойских фоссилий имеет ряд ограничений, вызванных, прежде всего, диагенетическими и постдиагенетическими процессами, в результате которых формируются различные новообразова-

ния, влияющие на биохимическую диагностику. Некоторые из них бывают рассеяны по всей поверхности или даже включены в структуры фруктификаций. Но часто новообразования концентрируются локально, в виде линз, «гнезд» и др. Таким примером может быть образование на поверхности раннекаменноугольных семян фрамбоидов [4—5], являющихся проявлением вторичной минерализации. Расшифровка дифракционных картин обратно рассеянных электронов (EBSD), полученных с таких включений, позволила с погрешностью по среднему угловому отклонению 0.3° установить, что обнаруженные частицы представляют собой фазу кубического пирита с весовым содержанием Fe 33 % и S 67 %. Наличие включений Fe и S также подтверждает анализ спектра характеристического рентгеновского излучения, полученного с большой площади оболочки семени. Примеси железосодержащих фаз обнаруживаются и на ЭПР-спектрах в виде малоинтенсивных широких линий лоренцевой формы (g = 2.03, ΔB_{PP} = 66 мТ).

Одной из задач наших дальнейших исследований является выявление влияния процессов фоссилизации на морфологию и биохимический состав нативных растительных структур. Комплексное изучение структуры и химического состава ископаемых фоссилий, а также продуктов фоссилизации, будет способствовать уточнению систематики палеозойских растений и, в целом, реконструкции филогенетических отношений в растительном мире и направлений его эволюции.

Авторы выражают благодарность профессору Саусгемптонского университета (Великобритания) Д. Маршаллу за предоставленный уникальный материал (семена из раннекаменноугольных отложений Шотландии) и ведущему научному сотруднику ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН В. П. Лютоеву за съемку ЭПР-спектров.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00445.

Литература

1. Кочева Л. С., Карманов А. П., Тельнова О. П., Marshall Д. Исследования оболочек семян раннего карбона // Физикохимия растительных полимеров: материалы VIII междунар. конф. Архангельск: САФУ, 2019. С. 70—74.

2. Кочева Л. С., Карманов А. П., Тельнова О. П., Marshall Д. Лигнин фоссилизированных оболочек семян // X Чтения памяти А. Н. Криштофовича. Санкт-Петербург. БИН им. В. Л. Комарова РАН, 2019. С. 34.

3. Тельнова О. П. Миоспоры из средне-верхнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 136 с.

4. Тельнова О. П., Маршалл Д. Е. А., Кочева Л. С, Карманов А. П., Лютоев В. П., Кульков А. М., Кудрявцев А. А., Радаев В. А.Современные методы исследований в палеопалинологии // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: материалы XVII Геологического съезда Республики Коми. Т. 2. Сыктывкар: Геопринт, 2019. С. 187—189.

5. Kudryavtsev A., Vasilev E., Telnova O. and Marshall J. Sample preparation by Ar Ion Beam for Microanalysis in Earth Science // 14th Multinational Congress on Microscopy, September 15—20, Belgrade, Serbia. 2019, P. 35—36.

Нитевидные микроорганизмы(?) в рассолах калийно-магниевых солей Якшинского месторождения

С. Н. Шанина[1], О. О. Игнатович[2], Е. М. Тропников[1], А. С. Шуйский[1]

[1]ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *shanina@geo.komisc.ru*

[2]ООО «Полярноуралгеология», Сыктывкар

В июне 2019 г. сотрудниками ООО «Полярноуралгеология» в ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН были переданы образцы рассолов калийно-магниевых солей с многочисленными красно-коричневыми (бурыми) нитевидными образованиями, свободно плавающими в толще рассола. Эти образцы были отобраны в ходе технологического опробования по подземному растворению нижнепермских калийно-магниевых солей Якшинского месторождения из каверны скважины 31. Размер образований составлял от первых сантиметров до лент длиной 7—8 см. Геологами-полевиками было сделано предположение, что данные нитевидные образования представляют собой палеозойские палеоводоросли. В связи с чем, мы обратились

в ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН для идентификации возможно присутствующих в рассолах микроорганизмов. Изучение образцов методом просвечивающей микроскопии в масляной иммерсии показало, что сами бурые нитевидные образования представляют собой неорганический субстрат, к которому приурочены несколько видов микроорганизмов (бактерии?). Однако идентифицированы они не были.

Среди обнаруженных микроорганизмов нас особенно заинтересовали крупные бесцветные нитчатые формы, состоящие из скрученных между собой нитей. Подобные нити были найдены и после отделения хлопьевидных образований от рассола путем фильтрования и высушивания. Под бинокуляром МБС-1 в отраженном свете полученный осадок представлял собой блестящую аморфную массу, состоящую из множества сплетенных между собой буро-коричневых волосков гидрогётита(?) различных размеров, золотистых блестящих чешуек гематита(?) и прозрачных нитевидных образований длиной от 0.1 до 1 мм зауженных на концах. Иногда эти нити частично покрыты чешуйками желтого и коричневого цвета. Полученное SEM-изображение с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega3 LMH показало, что подобные нитевидные формы состоят из двух скрученных между собой нитей, не светятся в упруго-отраженных электронах и содержат до 15 % азота и 3.6 % серы.

Ранее присутствие подобных микроорганизмов было установлено Н. К. Чудиновым в калийно-магниевых солях Верхнекамского месторождения [1], который отнес их к бактериям рода *Gallionella*. На данный момент невозможно определить возраст (современный или палеозойский) и источник этих микроорганизмов (пресная вода гидрогеологической скважины или флотируемая часть карналлита). Однозначно можно говорить лишь о том, что они обладают «сродством» к минералам железа, и что общее содержание железа в бактериальных нитчатых образованиях, извлеченных из рассолов, вдвое превышает его количество в исходном флотате карналлита.

Авторы благодарят рук. группы геоботаники и сравнительной флористики ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН Е. Н. Патову за помощь в проведении исследований.

Литература

1. Чудинов Н. К. О природе окраски калийных солей палеозоя // Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Л.: Наука, 1961. С. 118—130.

Патогенные минералы в организме человека: формирование и морфоструктура

О. А. Якушина[1], Ф. А. Евдокимов[2], О. И. Якушина[3]

[1] Университет «Дубна», Дубна; *yak_oa@mail.ru*
[2] РНИМУ им. Н. И. Пирогова, Москва; *evd-fa@yandex.ru*
[3]ВИМС, Москва; *yakfibio@gmail.com*

Минералы в живых организмах группируются в три генетических типа: минералы, физиологически необходимые организму; патогенные минералы; биоминералы (биолиты) — продукты жизнедеятельности. Биолиты в организме человека и других млекопитающих как правило, патогенны. По органоприверженности выделяют кальцинаты, слюнные, желчные, мочевые камни, зубные камни, хрящевые обызвествленные и др. (см. рисунок). В сердечно-сосудистой системе обызвествление артерий происходит с образованием гелеобразных, диффузных сгустков вплоть до отдельных «бляшек», происходит утолщение стенок, сужение их просвета, что приводит к ишемии миокарда, однако, с другой стороны, ионы кальция стимулируют саму сердечную деятельность, усиливая сокращение мышцы сердца.

Процессы онтогенеза биолитов подчиняются общим законам роста кристаллов — формы роста, габитус кристаллов наряду с химизмом среды кристаллизации. Питание патогенных минеральных образований предполагает патологические процессы изменения в костной и сосудистой тканях; регулятором являются биохимические процессы в живом орга-



Биолиты: А — кальцинат в сосуде, Б — слюнной камень, В — желчный камень

низме, индивидуальные особенности метаболизма. Неслучайно академик Н. П. Юшкин указывал: «Ключевой задачей в изучении биоминеральных взаимодействий является сравнительный анализ живых и минеральных систем, поиски сходства и различий между ними» [1]. Предложенный нами минералогический подход к исследованию билитов, нацеленый на объяснение механизмов роста и развития процесса кальцификации был активно проддержан заслуженным врачом РФ, д. м. н., профессором И. И. Чукаевой.

Экспериментальные исследования биолитов различной этиологии проведены комплексом минералогических методов: оптической микроскопии (ОМ), рентгеновской микротомографии (μРТ) и рентгенографического фазового анализа методом порошка (РФА). Макрохарактеристика морфологии установлена методами ОМ, фазовый состав — РФА, однако в биолитах присутствовала аморфная фаза, поэтому применили μРТ как неразрушающий метод, позволяющий визуализировать и количественно оценивать характеристики внутренней структуры и выделять присутствующие фазы/минералы по значению рентгеновской плотности вещества.

В слюнных и желчных биолитах 4—5 фаз: две органические фазы холестеролового ряда, и минеральные фазы — гидроксилатапатит, вевеллит и кальцит. Камни на μРТ проявляют слоистое, колломорфное, ажурное строение, имеют несколько центров роста, и скорее всего, формировались в токе жидкости (слюнной, желчи). Слюнной камень имеет колломорфное, гроздевидное, ажурное строение; также несколько центров начала роста. Микропористость составляет до 10 %, размер пор 20—30 мкм. Слюнные и желчные камни сложены тонкодисперсными взаимнопроросшими органоминеральными фазами, образование и рост которых происходило совместно в метастабильных условиях из множественных центров во взвешенном состоянии в токе омывающей жидкости. В кальцинатах коронарных артерий присутствует не менее 6 фаз. По данным РФА это органическая фаза, холестерин, и три минеральных фазы: гидроксилапатит, вевеллит и, в подчиненном количестве, кальцит. Сопоставление диагностических линий на дифрактограммах установило сходство фазового состава всех исследованных слюнных камней. По данным μРТ кальцинаты имеют уплощенно-вытянутую форму с расширениями (до 150 мкм) и извилистыми краями, в центре содержат органические ткани. Установлено 5—6 фаз, две органических — протеины и липиды, и минеральные фазы вевеллит, гидроксилкарбонатапатит, кальцит. Центр зарождения размером 30 мкм на рентгенограмме почти не просматривается, но на томограмме видно, что его образование, инициирующее развитие атеросклеротического процесса, уже началось.

Патогенные продукты биолитогенеза в разных органах и тканях человека различаются по морфологии, фазовому составу и механизму роста. Их отложение в тканях и органах может происходить, в том числе, ввиду характеристик поверхности и присутствия ионов кальция как основного элемента неорганического, так и органического вещества. Знание морфологии и фазового состава биолитов важно для уточнения изменений, происходящих в тканях и органах, раскрывая механизмы запуска и развития процесса кальцификации.

Литература

1. Юшкин Н. П. Минеральный мир и здоровье человека // Вестник отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук Российской академии наук. 2004. № 1.

VII. Экспериментальное моделирование процессов минералообразования

Генезис пикроильменита в кимберлитах: один из возможных путей (на примере кимберлитов Гвинеи)

В. П. Афанасьев, Е. И. Николенко

ИГМ СО РАН, Новосибирск; *avp-diamond@mail.ru*

Во время полевых работ 2005—2007 гг. в Гвинее в пределах Гвинейско-Либерийского щита нами было найдено новое алмазоносное кимберлитовое поле, названное «Массаду» по имени близлежащей деревни. Кимберлитовое поле «Массаду» представлено шестнадцатью дайками мощностью 1—6 м при общей протяженности дайкового пояса более 10 км и ширине около 600 м; дайковый пояс имеет ориентировку, соответствующую тренду К-4 (~ 75°) по (Хаггерти, 1992). Во всех дайках были обнаружены ферримагнитные выделения ильменита, имеющие зональное строение (рис. 1, а). Содержание последних достигает 90 % от общего количества ильменита. Исключение представляет дайка «Выход» и дайка «№ 6», где содержание ферримагнитного ильменита исчисляется единичными знаками.

Исследование минералов с помощью оптической и сканирующей микроскопии показало, что ферримагнитные ильмениты имеют хорошо развитую кайму, мощность которой меняется от тела к телу. Каймы имеют параллельношестоватое строение и кристаллографическую ориентировку (рис. 1, а). В каймах отмечено возрастание содержаний TiO_2, Cr_2O_3, MnO, MgO и понижение содержаний Al_2O_3, FeO. Магнитность зерен обеспечивается их ядерной высокожелезистой частью, тогда как оболочка по составу соответствует парамагнитному пикроильмениту и не магнитна при комнатной температуре.

Мы предположили, что подобные зональные зерна могут быть среди пикроильменитов из кимберлитов Мало-Ботуобинского района, для которых характерны ферримагнитные разности. Действительно, при изучении магнитной фракции пикроильменитов из концентрата трубки Дачная были обнаружены аналогичные гвинейским зональные ильмениты (рис. 1, б) с теми же вариациями составов (рис. 2).

Наличие зональности показывает, что процесс изменения состава зерен не дошел до конца. Мы полагаем, что возникновение каймы связано с взаимодействием высокожелезистого исходного гемоильменита с кимберлитовым расплавом. Прогрессивное развитие каймы приводит к полному замещению исходного зер-

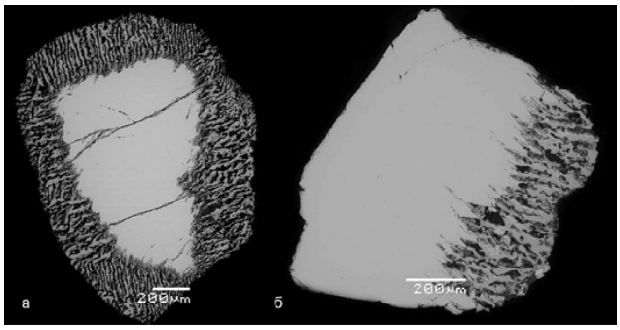


Рис. 1. Зональный ильменит: а — кимберлитовое поле Массаду; б — тр. Дачная, Мирнинское поле

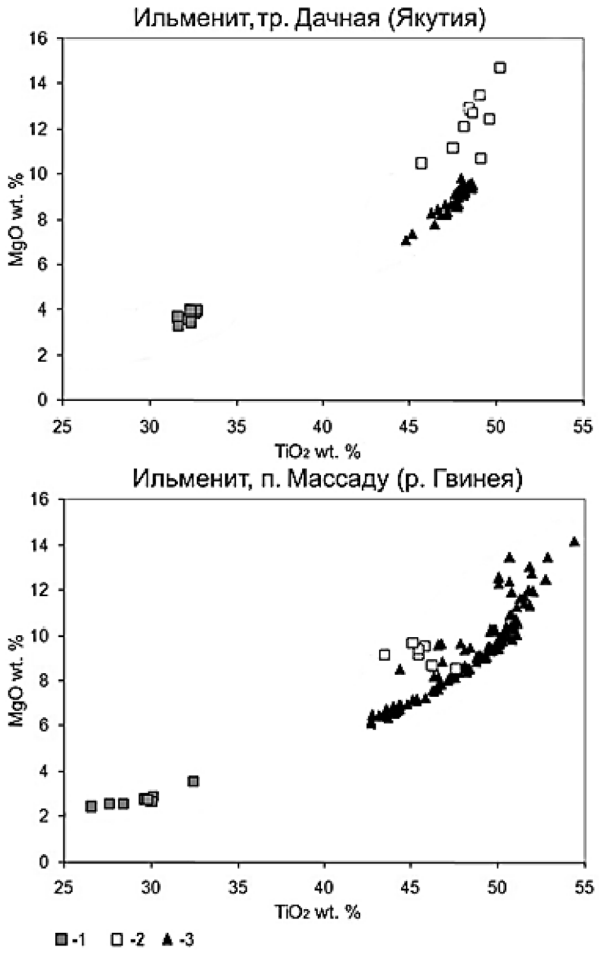


Рис. 2. Особенности химического состава зональных и незональных ильменитов из кимберлитов трубки «Дачная» и поля «Массаду»: 1 — центральная часть зональных ферримагнитных ильменитов; 2 — кайма зональных ферримагнитных ильменитов; 3 — парамагнитные незональные пикроильмениты

на, после чего кайма волокнистого строения перекристаллизовывается в монокристалл, соответствующий обычному пикроильмениту и теряет реакционные признаки; этот процесс дошел до конца в дайке Выход.

Полученные данные указывают на один из путей, возможно основной, появления пикроильменита в кимберлитах. Нерешенным остается вопрос с исходным материалом — гемоильменитом для формитрования пикроильменита. Если он был субстратом для образования пикроильменита, то должен был в массовом количестве представлен в мантии. Но от него практически ничего не сохранилось, кроме вопроса о его природе. А вопрос важный, поскольку речь идет о совершенно не исследованном минерале мантии, содержащем большое количество окисленного железа, и занимавшем определенное место в глубинном петрогенезе.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИГМ СО РАН и гранта РФФИ № 18-05-70063 Ресурсы Арктики.

Структурная эволюция стильбита при высоком давлении

А. С. Бражникова[1,2], С. Н. Дементьев[2], А. Ю. Лихачева[2,3], С. В. Ращенко[1,2,3], Ю. В. Сереткин[1,2]

[1]НГУ, Новосибирск; *a.brazhnikova@g.nsu.ru*
[2]ИГМ СО РАН, Новосибирск; *yuvs@igm.nsc.ru*
[3]ИЯФ СО РАН, Новосибирск

Методами порошковой рентгеновской дифрактометрии (синхротронное излучение, λ = 0.3685 Å) и монокристального рентгеноструктурного анализа (MoKα) изучены сжимаемость и структурная эволюция природного цеолита стильбита, $|Ca_{4.00}Na_{1.47}(H_2O)_{33}|$ $[Al_{9.47}Si_{26.53}O_{72}]$ (р. Нижняя Тунгуска), при сжатии в проникающей (смесь этанол:вода=4:1) и непроникающей (жидкий парафин) средах с использованием ячеек высокого давления с алмазными наковальнями. При сжатии стильбита в водосодержащей среде на начальном этапе (ниже 1 ГПа) эффект индуцированной давлением гидратации проявляется в дозаселении частично вакантных позиций H_2O; суммарное содержание H_2O увеличивается на 3.2 молекулы на ф.е. (рис. 1). Выше 1 ГПа происходит заселение вакантной при нормальных условиях позиции H_2O, расположенной в канале вблизи центра 8-членного кольца (8mR[100]D) и не связанной с катионами. Ее заселенность увеличивается до 0.25 при 2.6 ГПа, что приводит к увеличению суммарного содержания H_2O еще на 3 молекулы. Выше 2.6 ГПа состав стильбита практически не меняется; очевидно, возможности гидратации исчерпаны. Выше 3-х ГПа симметрия элементарной ячейки становится триклинной, и с ростом давления искажение нарастает.

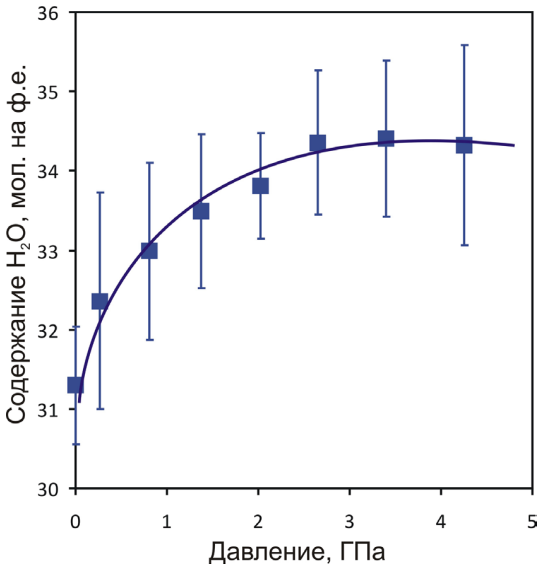


Рис. 1. Изменение содержания H_2O в структуре стильбита при сжатии в проникающей среде

Во всем исследованном интервале зависимость объема э.я. от давления (рис. 2) близка к линейной, без аномалий, в том числе в области выхода на постоянный состав. На зависимостях *a*(P) и *b*(P) в этой области наблюдается небольшое увеличение сжимаемости; уменьшение *c*-параметра с ростом давления близко к линейной зависимости. Интервал изменений углов T–O–T каркаса при повышении давления от атмосферного до 3.4 ГПа от –8.2° до +8.3° при среднем –2.6°. Столь значительное изменение углов объясняется большой деформацией 4-членных колец SBU. В каркасе моноклинного стильбита присутствуют 10-членные кольца двух ти-

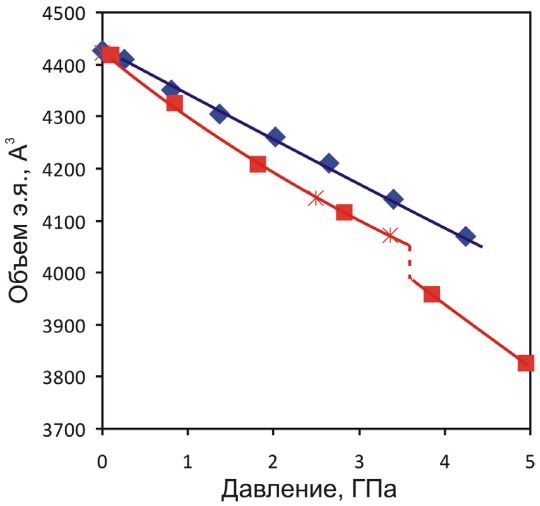


Рис. 2. Изменение объема э.я. стильбита при сжатии в водосодержащей (синие ромбы) и безводной (красные квадраты) средах. Звездочками обозначены значения, измеренные при разгрузке стильбита, сжатого в парафине

пов; апертура одного из них значительно увеличивается с ростом давления, а второго — столь же значительно уменьшается (кольцо становится изометричным). Эллиптичность кольца 8mR[001]C во всем интервале давления практически постоянна, тогда как кольцо 8mR[001]D выше 1 ГПа становится более изометричным, что, очевидно, связано с заселением новой водной позиции вблизи оси кольца. Уменьшение эллиптичности кольца продолжается даже в области постоянного состава, но это определяется бóльшим его сжатием в направлении большего диаметра (вдоль оси *y*).

Сжимаемость стильбита в парафине ожидаемо выше его сжимаемости в проникающей среде (рис. 2), но ниже 3-х ГПа она значительно выше лишь вдоль *a*-оси; зависимости *b*(P) и *c*(P) для проникающей и непроникающей сред близки. Изменения в координационном окружении катионов сводятся к небольшим смещениям водных позиций и некоторому перераспределению их заселенности. Интересно, что зависимости эллиптичности 10-членных колец от давления практически одинаковы для двух сред. Этого нельзя сказать о 8-членных кольцах. Так, при сжатии в парафине наблюдается небольшое, но отчетливое увеличение эллиптичности обоих колец. Выше 3-х ГПа наблюдается резкое сжатие структуры вдоль *b*-оси; по двум другим направлениям изменения близки к регулярным. Симметрия структуры понижается до триклинной.

Эксперименты на обратном ходе при понижении давления показали полную обратимость структурных изменений (рис. 2).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-05-00800).

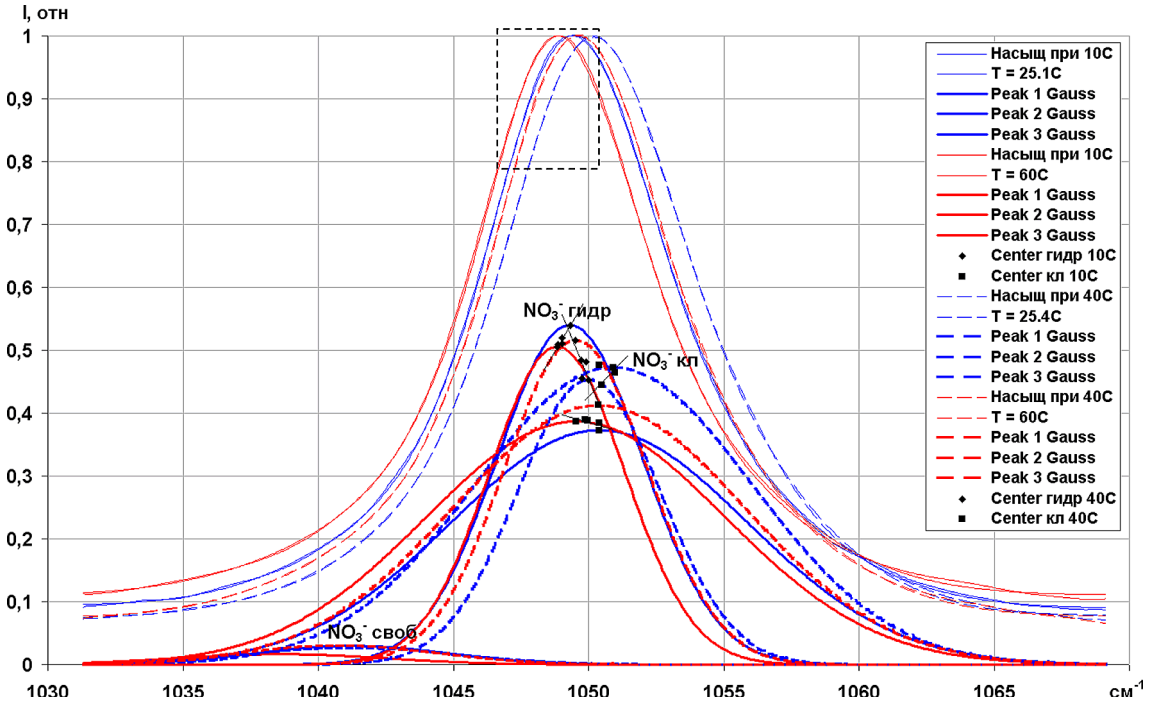
Рамановское высокоразрешающее исследование колебаний аниона NO_3^- в жидкой среде, связь с предкристаллизационными кластерами

А. А. Кряжев

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

Цель данной работы заключалась в исследовании в высоком разрешении методом Рамановской спектроскопии основного пика 1050 $см^{-1}$ аниона NO_3^- в водном кристаллообразующем растворе KNO_3 с различной концентрацией и температурой и его связи с агрегацией вещества в предкристаллизационные кластеры в рамках кватаронной концепции самоорганизации вещества [1].

Было обнаружено смещение, изменение, а также проведен математический анализ формы пика 1050 $см^{-1}$ аниона NO_3^- при изменении температуры и концентрации в модельной кристаллообразующей среде. За основу было взято предположение, что в растворе присутствуют свободные, гидратированные и объединенные в кластеры также гидратированные анионы NO_3^- [2]. Они имеют разную структуру, что должно приводить к определенной форме исследуемого пика отвечающего за их колебания. Хотя различия и незначительны, но удалось обнаружить выраженную асимметрию пика 1050 $см^{-1}$. Это означает, что он состоит из нескольких частей, связанных с анионами. Согласно предположению, минимальное количество компонент должно равняться трем [3], где высокочастотная часть (с меньшей длиной волны) отвечает за колебания свободных анионов, среднечастотная — за колебания гидратированных анионов, а низкочастотная (с большей длиной вол-



Рамановские пики 1050 см$^{-1}$ водного раствора KNO_3 при различных температурах и концентрациях с раскладкой на три гауссовы компоненты. Для растворов с точкой насыщения при T = 10 и 40 °C

ны) — за колебания анионов объединенных в кластеры. Разложение на три гауссовы компоненты точнее всего аппроксимировало полученные пики, что позволяет утверждать о верности предположения (см. рисунок).

Таким образом, моделируя кристаллообразующий процесс и благодаря высокому разрешению, удалось засечь асимметрию пика 1050 см$^{-1}$ и проанализировать его компоненты, что дает право утверждать о наличии предкристаллизационных кластеров в растворе. Обнаружено, что в данных исследуемых растворах всегда имеются кластерные ассоциации, даже если раствор недосыщен. Показано изменение отношения между гидратированными и объединенными в кластеры анионами при изменении температуры и концентрации раствора. В недосыщенном растворе всегда преобладает гидратированная компонента, которая увеличивает свой вклад с понижением температуры, что может быть связано с образованием второго гидратного слоя. С повышением температуры отношение компонент практически не меняется, что говорит о стабильном состоянии структурных единиц раствора. В растворе проходящем стадии от пересыщения до недосыщения, за счет повышения температуры, гидратированная компонента возрастает только после точки насыщения, когда начинается разрушение кластерных ассоциаций, а при понижении температуры отношение становится примерно одинаковым. Все это говорит о нарастании и последующей стабилизации предкристаллизационных кластеров, вплоть до достижения критической температуры и спонтанному образованию кристаллов. В дальнейшем планируется исследовать и сравнить пики колебания аниона NO_3^- и OH-групп у соединений с различными ионными радиусами катионов.

Работа выполнена при использовании оборудования ЦКП «Геонаука» и финансовой поддержке гранта РФФИ 19-05-00460.

Литература

1. Асхабов А. М., Рязанов М. А. Кластеры «скрытой» фазы — кватароны и зародышеобразование // Докл. РАН. 1998. Т. 362, № 5. С. 630—633.

2. Rusli I. T., Schrader G. L., Larson M. A. Raman spectroscopic study of $NaNO_3$ solution system — solute clustering in supersaturated solutions // Journal of Crystal Growth. 1989. V. 97. P. 345—351.

3. Frost R. L., James D. W. Ion-ion interactions in solution // Chem. Soc., Faraday Trans., 1982, 78: 3223—3279.

PTV-условия образования Ni-Co-As (±U-Ag), Co-S-As (±Au-W), Cu-Co-As (±Sb-Ag) гидротермальных месторождений

В. И. Лебедев

ИГиМ им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск; *lebedev@igm.nsc.ru*

Проблема источников рудообразующих растворов остается дискуссионной. Одни исследователи считают, что формирование собственно кобальтовых месторождений связано, в основном, с участием захороненных рассолов экзогенного происхождения [10], другие предполагают участие как магматических источников рудного вещества в виде металлоносных флюидов, так и захороненных рассолов экзогенного происхождения [3, 6].

Полученные дополнительные данные об изотопном составе He, C, O и H в рудообразующих флюидах, формировавших руды Ni-Co-As (U-Ag), Co-S-As (Au-W) и Cu-Co-As (Sb-Ag) месторождений (см. таблицу), позволяют с новых позиций охарактеризовать: процессы рудообразования гидротермальных кобальтовых месторождений; определить специфику участия в формировании руд магматогенных (мантийных) флюидов и роли их смешения с экзогенными водами. Комплексный подход в изучении данной проблемы, заключающийся в разностороннем исследовании компонентного состава металлоносных флюидов и их газовой фазы как классическими (термо- и криометрия), так и современными прецизионными количественными методами (LA-ICP-MS и KR-спектроскопия) определения изотопно-геохимического состава растворов флюидных включений, позволил на качественно новом уровне обосновывать полигенность и полихронность источников вещества и растворов в формировании собственно кобальтовых гидротермальных месторождений. Обоснована важная роль процессов смешения эндогенных и экзогенных растворов и разбавления их метеорными водами.

Методика исследования особенностей генезиса собственно кобальтовых гидротермальных месторождений включала: минералогическое изучение состава руд различных формационных типов; геохимические исследования продуктивной кобальтовой минерализации для выяснения особенностей распределения Au, Ag и ЭПГ в рудах разных минеральных типов; сравнительный анализ состава растворов и газовой фазы флюидных включений. Обобщение результатов изучения состава рудообразующих флюидов разных типов кобальтовых месторождений способствовало выяснению роли физико-химических факторов в накоплении повышенных концентраций в них благородных металлов. На основе термодинамического компьютерного моделирования установлены главные факторы рудоотложения на кобальтовых месторождениях, выявлены физико-химические факторы отложения самородных золота и серебра, а также платины и палладия в рудах этих месторождений.

Полученные результаты послужили теоретической основой исследования, главной задачей которого являлось термодинамическое моделирование условий совместного переноса и отложения Au, Co, Ni, Ag и др. рудных элементов и расчет ряда равновесных состояний гидротермальной системы, по составу близкой к природным рудообразующим системам кобальтовых месторождений (Co-As, Ni-Co-As и Cu-Co-As). Подобные исследования с применением программных пакетов Селектор и Chiller были ранее проведены для построения физико-химических моделей рудообразования на Au-Ag, Ag-Sb, Hg, Hg-Sb и Au-Sb месторождениях [9]. С. Р. Крайновым с соавторами [5] на основе гидрогеохимических материалов и термодинамического моделирования геохимических процессов в системах «порода — углекислая вода» были рассчитаны миграционные формы As в модельных растворах и реальных углекислых водах и показано, что преобладающими в них являются кислородные $HAsO_2^o$, AsO_2^- формы мышьяка. Для сульфидных ($HAs_2S_4^-$, $As_2S_4^-$) комплексов — это малые концентрации сульфидной серы, а для высоких концентраций Cl^- — очень низкая устойчивость хлоридных комплексов As. Изменение кислотно-щелочных условий среды приводит только к трансформациям этих химических форм $HAsO_2^o = AsO_2^- + H^+$, поэтому $HAsO_2^o$ является доминирующей формой As в кислых и близнейтральных углекислых водах с повышенными значениями Eh, а AsO_2^- в мало углекислых щелочных водах с низкими Eh. Для моделирования процессов рудообразования использованы модели: простого охлаждения, смешения растворов и взаимодействия раствор-порода, отра-

Классификация гидротермальных собственно кобальтовых месторождений

Рудная формация	Минеральный состав	Связь с магматизмом	Околорудные изменения; отношение Co:Ni	PTV параметры	Примеры
Никель-кобальтовая арсенидная (пятиэлементная) **Ni-Co-As** (±U-Ag)	Скуттерудит, шмальтин, хлоантит, раммельсбергит, никелин, саффлорит, леллингит (сульфиды железа и сульфосоли меди, серебра, сульфоарсениды кобальта, никеля и железа, самородные –серебро, золото, висмут и платиноиды, уранинит, галенит, сфалерит и др.)	Отдаленная парагенетическая с щелочно-базальтоидным магматизмом областей тектоно-магматической активизации; ассоциативная с посторогенным габбро-граносиенитовым субщелочным магматизмом	Аргиллизация, карбонатизация, березитизация; от 4:1 до 1:5	T = 40—200 °C; P=0.12—2 кбар; ∑ NaCl, $CaCl_2$, $MgCl_2$ (J, Br, NH_4) = 20—45 вес %	Бу Аззер, Хову-Аксы, Эко-Бей, Яхимов, Актепе, Кобальт, Акол, Асхатиингол, Кызыл-оюк, Бай-Тайга
Кобальтовая сульфоарсенидная **Co-S-As** (±Au-W)	Кобальтин, глаукодот, герсдорфит, данаит, пирит (шеелит, сульфиды железа, меди и свинца, самородные —золото и висмут, арсениды кобальта)	Парагенетическая с гранитоидами повышенной основности, базитами повышенной щелочности позднеорогенного этапа	Окварцевание, хлоритизация, березитизация; 10—15:1	T = 50—325 °C; P = 0.12—0.7 кбар; ∑ NaCl эквив. (NH_4) = 15—35 вес %	Кара-куль, Карагем, Владимировка, Тамбийское, Ульхункату, Толайлыг, Сагсай
Медно-кобальтовая сульфоарсенидно-блекловорудная **Cu-Co-As** (±Sb-Ag)	Теннантит, тетраэдрит, халькопирит, борнит, пирит (герсдорфит, глаукодот, герсдорфит, кобальтин, саффлорит, сульфиды свинца и цинка)		Карбонатизация, окварцевание, аргиллизация; От 10:1 до 1:4	T = 60—230 °C; P = 0,12—0,3 кбар; ∑ NaCl эквив. (Br, NH_4) = 18—30 вес %	Узуной, Хараджуль, Бутрахта, Шемушдаг, Акчат, Моген-Бурен

жающие формирование жил и интенсивного метасоматического изменения вмещающих пород. Концентрации химических форм в исходных растворах были рассчитаны в моль/кг H_2O каждого элемента. Для термодинамического моделирования формирования *Co-сульфоарсенидной стадии* была применена модель *простого охлаждения* в интервале 300—150 °С при давлении 400 бар слабощелочного восстановленного (pH = 6.8; Eh = –0.79 в) высоко хлоридного (m_{Cl^-} = 4.4), но низко сульфидного (m_{HS^-} = 0.001) модельного раствора. Термодинамическое моделирование отложения минералов было проведено с применением модели *простого охлаждения* в интервале температур 300—50 °С. Раствор, близкий по составу к природным гидротермальным растворам месторождения Бу Аззер, кроме основных компонентов (Ni, Co, As), содержит Ag, Au и Hg. Модельный раствор при температуре 300 °С и давлении 300 бар является слабощелочным (pH = 7.0) и восстановленным (Eh = –0.68 в), концентрация хлоридов (m_{Cl^-} = 4.4) в нем остается высокой и с понижением температуры. Преобладающими формами переноса Ni, Co и Ag являются хлоридные комплексы: $NiCl^+$, $NiCl_2$, $CoCl^+$, $CoCl_2$, $AgCl_4^{3-}$, $AgCl_3^{2-}$, $AgCl_2^-$, соответственно, а Au в таком растворе переносится в виде дигидросульфидного комплекса $Au(HS)_2^-$ при слабощелочных-близнейтральных значениях pH. Самородное Au отлагается при температуре около 300 °С, доломит и арсениды Ni и Co (никелин и саффлорит) отлагаются при температуре около 250 °С; сульфоарсениды Fe, Co и Ni (арсенопирит, кобальтин, герсдорфит) образуются в интервале температур 200—150 °С; в более низкотемпературной области 150—50 °С отлагаются в небольших количествах самородные Ag^0 с примесью Hg_{liq}, As^0 и теннантит из раствора выпадают при понижении температуры без разбавления раствора. Вероятно, что основным фактором рудоотложения было понижение температуры за счет смешения магматогенного флюида с холодными хлоридными рассолами.

Результаты исследований позволяют сформулировать ряд выводов:

1. Обоснована вероятность полигенности источников вещества и растворов в формировании собственно кобальтовых месторождений, а также важной роли процессов смешения и разбавления эндогенных растворов метеорными водами.

2. Реализована методика исследования особенностей генезиса собственно кобальтовых гидротермальных месторождений, включающая: минералогическое изучение состава руд различных формационных типов; геохимические исследования продуктивной кобальтовой минерализации для выяснения особенностей распределения Au, Ag и ЭПГ в рудах разных минеральных типов; сравнительный анализ состава растворов и газовой фазы флюидных включений.

3. Определены параметрические характеристики состава рудообразующих флюидов разных типов кобальтовых месторождений для решения вопроса о роли физико-химических факторов в накоплении повышенных концентраций в них благородных металлов.

4. На основе термодинамического компьютерного моделирования установлены главные факторы рудоотложения на кобальтовых месторождениях, выявлены физико-химические параметры отложения самородных золота и серебра, а также ртутистого серебра, платины и палладия в рудах этих месторождений.

Полученные данные могут послужить базой для разработки корректных генетических моделей рудообразующих систем собственно кобальтовых месторождений и содействовать решению проблем их поиска.

Исследования выполнены в рамках Государственного заказ ИГМ СО РАН по проекту 0330-2016-0001.

Литература

1. Борисенко А. С., Лебедев В. И., Оболенский А. А., и др. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений Западной Тувы // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. С. 226—235.

2. Борисенко А. С., Лебедев В. И. Физико-химические условия образования руд Хову-Аксынского кобальтового месторождения // Гидротермальное низкотемпературное оруденение и метасоматоз. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. С. 142—157.

3. Борисенко А. С., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск, Наука. 1984. 172 с.

4. Боровиков А. А., Гущина Л. В., Борисенко А. С. Определение хлоридов железа (II, III) и цинка в растворах флюидных включений при криометрических исследованиях // Геохимия. № 1. 2002. С. 70—79.

5. Крайнов С. Р., Рыженко Б. Н., Черкасова Е. В. Мышьяксодержащие углекислые воды: геохимиче-

ский и термодинамический анализ их формирования; трансформации миграционных форм мышьяка; модели его гидрогенного сульфидного минералообразования. Геохимия. № 12. 2007. С. 1331—1355.

6. Лебедев В. И. Кобальтовые месторождения Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Барнаул: «Новый формат», 2018. 203 с.

7. Лебедев В. И., Maacha L. Кобальтовые арсенидные месторождения рудного пояса Bou Ofroh — El Graara (Maroc). М.: Де'Либри, 2018. 280 с.

8. Лебедев В. И., Боровиков А. А., Гущина Л. В., Шабалин С. И. Физико-химическое моделирование гидротермальных процессов рудообразования Ni-Co-As (± U-Ag), Co-S-As (± Au-W), Cu-Co-As (± Sb-Ag) месторождений // Геология рудных месторождений. Т. 61. № 3. 2019. С. 32—63.

9. Павлова Г. Г., Боровиков А. А. Физико-химические факторы формирования Au-As, Au-Sb и Ag-Sb месторождений // Геология рудных месторождений. Т. 50 (6). 2008. С. 494—506.

10. Kerrich R., Goldfarb R., Groves D., Garwin S. The geodynamics of world-class gold deposits: characteristics, space-time distributions, and origins // Reviews in 763 Economic Geology, v. 13, 2000. P. 501—551.

Исследование влияния импульсного давления на процесс аргиллизации

В. Я. Медведев, Л. А. Иванова

ИЗК СО РАН, Иркутск; *liva@crust.irk.ru*

С целью петрохимического моделирования эндогенных процессов, происходящих при аргиллизации, проведены эксперименты по изучению влияния импульсного давления на этот процесс. Эксперименты проводились в диапазоне температур 200—300 °С и давлений 200—1000 атм: с двуполешпатовыми гранодиоритами и двуполешпатовыми гранитами при воздействии флюидов указанных ранее составов [1]. Эксперимент проводился следующим образом: в подготовленный рабочий сосуд высокого давления помещался реакторный отсек, в котором находилось необходимое количество реагентов, создающих определенный флюидный режим. Экзоклав подсоединялся к системе высокого давления, которая позволяет осуществлять импульсный режим изменения давления. Производился сброс давления с последующим восстановлением заданных параметров температуры и давления. Моделировались режимы от постепенного приведения системы к стандартным условиям до шоковой декомпрессии.

При постепенном повышении давления от 500 до 1000 атм. и последующей выдержке на таком режиме существенных отличий в образцах от ранее примененной методики для флюидов всех исследованных составов не наблюдалось. Поэтому была применена методика с первоначальным сбросом давления, последующим его повышением до заданного режима и необходимой выдержкой эксперимента по времени.

Естественно, что в нашем случае физические свойства породы, в частности, ее проницаемость закономерно зависит от режима снятия давления. Причем, в случае максимально быстрого приведения системы к стандартным условиям, проницаемость гранодиоритов возрастает от 0.00797 мД в контрольном эксперименте до 0.11383 мД в образцах, полученных при шоковой (снятие давления за 2 сек.) декомпрессии. Средний радиус капилляров R_k в образцах стабильно растет от 0.04 до 0.169 и 0.204 мкм с уменьшением времени декомпрессии и одновременным повышением проницаемости, что создает лучшие условия для транспорта флюида и вещества в процессе аргиллизации. В гранитах изменения происходят аналогичным способом.

При микроскопических исследованиях амфибол-биотитовых гранодиоритов, подвергнутых шоковой декомпрессии, сравнительно с исходными породами обнаруживаются следующие изменения. В биотите отчетливее проявляются трещины спайности, и повсеместно по этим трещинам выделяется мелкий рудный минерал черного цвета (магнетит или гематит). Чешуйки биотита становятся расщепленными, он как бы «разбухает», однако, цвет его не меняется, а остается коричневым или светло-коричневым как и в исходных породах. В плагиоклазах почти в каждом зерне появляются довольно широкие (до 0.02 мм) неминерализованные трещины. В крупных зернах наблюдается

до 6—7 трещин, рассекающих зерно полностью или почти полностью. Нередко крупные трещины сопровождаются более мелкими «опеняющими». Зерна амфибола разбиты грубыми субпараллеными трещинами. Часто наблюдаются не открытые трещины, а зоны, где амфибол деформирован. Ширина таких зон — порядка 0.012 мм. Многие крупные трещины рассекают не только отдельные зерна, но проходят и сквозь все минералы шлифа. Заметно увеличивается пористость породы за счет и трещин, и довольно крупных межзерновых пор овальной формы.

В подвергнутых шоковой декомпрессии гранитах наблюдаются аналогичные явления: обилие мелких внутризерновых трещин, распространенных по всем слагающим породу минералам; развитие более крупных межзерновых трещин, переходящих в поры и сквозных субпараллельных трещин, секущих все минералы шлифа. При этом резко ускоряются процессы «залечивания» посредством инициации интенсивного минералоотложения. Увеличение длительности экспериментов приводит к усилению процессов пелитизации и серицитизации полевых шпатов, хлоритизации с последующей каолинизацией биотита и заполнению межзернового пространства окислами и гидроокислами железа. Для гранитов в зонах замещения устанавливается следующий фазовый состав: смешаннослойный минерал хлорит-смектит, каолинит, слюда, смектит, хлорит, кварц, возможно смешаннослойный минерал гидрослюда-смектит. Для гранодиоритов — смектит, каолинит, слюда, кварц, следы хлорита, возможно смешаннослойный минерал гидрослюда-смектит.

В зависимости от PT-условий и состава флюидов процесс аргиллизации может приводить к залечиванию разрывов и восстановлению сплошности образцов.

Таким образом, установлено, что под воздействием импульсного давления возможно ускоренное преобразование породы на фоне возникающих протяженных и многочисленных путей для перемещения газоводных флюидов.

Литература

1. Медведев В. Я., Иванова Л. А. Экспериментальное исследование влияния флюидного режима на процессы аргиллизации. // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2019). М.: ГЕОХИ РАН, 2019. С. 165—167.

Модификация поверхности кристаллов аквамарина с формированием субмикронных структур

Н. Н. Пискунова, А. А. Кряжев, В. А. Радаев

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

В основе одной из методик атомно-силовой микроскопии (АСМ), получившей название метода фазового контраста, лежит регистрация амплитуды и сбоя фазы резонансных колебаний зонда при его взаимодействии с разными участками поверхности [1]. Изменение свойств исследуемого образца указывает на включение, отличающееся по плотности от основной матрицы. Если такое включение имеет ангстремную высоту и теряется на фоне общего топографического изображения, а тем более не разрешается с помощью сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), то использование метода фазового контраста АСМ может оказаться очень полезным для интерпретации результатов. Присоединение к данным АСМ результатов СЭМ и КР-спектроскопии часто имеет решающее значение для такой интерпретации и составления общей картины протекавших процессов. Кроме этого, используя сфокусированный электронный луч, можно специальным образом воздействовать на кристаллическую поверхность.

Общей целью настоящей работы являлось изучение на наноразмерном уровне различных поверхностей кристаллов аквамарина Шерловогорского месторождения (Забайкалье, Россия), для решения задач реконструкции условий их роста в природной минералообразующей среде.

Основным инструментом изучения являлся атомно-силовой микроскоп Ntegra Prima (NT-MDT). Использовались стандартные кремниевые кантилеверы (NanoProbe) с радиусом закругления кончика 5 нм. Съемки проводились

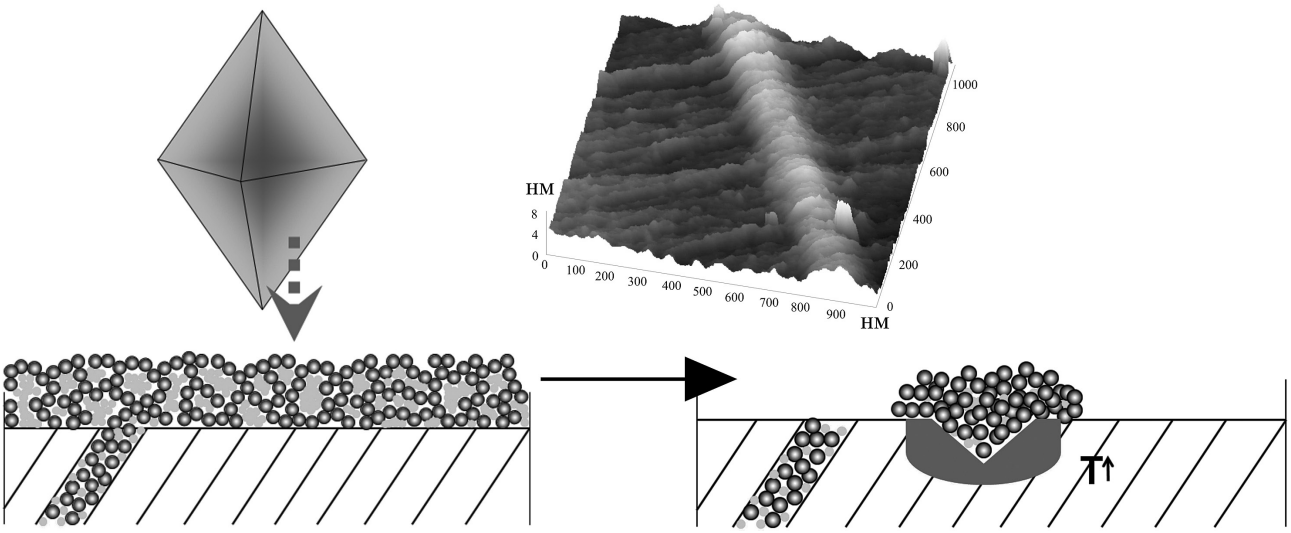


Схема образования гелевой наноразмерной структуры, декорирующей прижог от полирования, и ее АСМ-изображение (1×1 мкм)

при комнатной температуре (20 ± 2 °С) в режиме прерывистого контакта с поверхностью, в бесконтактном режиме и в режиме фазового контраста. Для модификации поверхности с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 производилась фокусировка пучка в одну «точку» (диаметр пучка 190 нм, ускоряющее напряжение 20 kV). Элементный анализ производился энергодисперсионным детектором X-Max (площадь 50 мм^2) (Oxford Diffraction). Для диагностики минерального состава образцы исследовались методом КР-спектроскопии при возбуждении лазерами видимого диапазона (He-Ne лазер (λ = 633 нм, мощность 2—20 мВт) и Ar+ лазер (λ = 515 нм)) на высокоразрешающем рамановском спектрометре LabRam HR800 (Horiba Jobin Yvon) (оператор Исаенко С. И.).

Так как для достижения цели работы, часто требовалось изучить внутреннюю поверхность стенок включений, разрезы кристаллов приполировывались. Удлиненно-призматические кристаллы аквамарина разрезались перпендикулярно оси *c*, полирование проводилось алмазной суспензией с размером зерен порядка 1 мкм. Для дальнейшей очистки образцов от суспензии, остатков солей и обломков проводилось их выдерживание в ультразвуковой ванне с растворителями.

С помощью атомно-силовой, сканирующей электронной микроскопии и электронно-лучевой литографии, показано, что флюид во включениях кристалла аквамарина Шерловой горы (Забайкалье, Россия) возможно полностью или в большей своей части представляет собой коллоидную золь-гель систему $SiO_2 \cdot mH_2O$ с минеральными примесями. На АСМ-изображениях полированной поверхности аквамарина обнаружены мягкие несмываемые пленки и прижоги от полирования, декорированные гелем (рисунок). Воздействие на поверхность кристалла электронного пучка в вакууме приводит к вспениванию наноразмерной коллоидной пленки в области пятна, что делает возможной управляемую модификацию поверхности с формированием на ней субмикронных структур.

Работа выполнена на оборудовании ЦКП «Геонаука», при частичной финансовой поддержке РФФИ№ 19-05-00460. Авторы благодарят Удоратину О. В. за предоставленные образцы.

Литература

1. Нагорнов Ю. С., Ясников И. С., Тюрьков М. Н. Способы исследования поверхности методами атомно-силовой и электронной микроскопии. Тольятти: ТГУ, 2012. 47 с.

Экспериментальное моделирование процесса синтеза алмазных микрополикристаллических агрегатов

А. Е. Сухарев

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

Характерной особенностью микроструктуры природных и синтетических алмазных поликристаллических образований типа карбонадо является взаимное прорастание зерен при достаточно малых их размерах и высокой плотности дефектов [1, 2]. Исследование малопористых природных микрополикристаллических агрегатов (якутитов) и образцов, синтезированных в диапазоне давлений от 6 до 14 ГПа из графита при использовании сплавов-растворителей или металлов группы железа, показало, что по размерам, плотности, характеру распределения включений и пор изученные 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—5]. Удалось получить поликристаллические алмазные агрегаты при использовании смесей углеводородов с графитом. В этом случае водород, внедряясь между графеновыми слоями, способствует быстрой трансформации графитовой структуры в алмазную. При более низких температурах углеводы и углеводороды формируют совершенные кристаллы графита, которые в свою очередь могут послужить сырьем для алмазообразования в случае изменения термобарических условий, например, при скачкообразном увеличении давления или температуры.

Специфика микроструктуры алмазных образований типа карбонадо и экспериментальные данные по синтезу свидетельствуют об очень коротком времени их формирования (от долей до нескольких секунд). Поэтому в большей или меньшей степени в процессе превращения графитовой фазы в алмазную задействован механизм мартенситной (бездиффузионной) трансформации, связанной с практически мгновенной перестройкой структуры в больших объемах. В результате такого перехода может формироваться лонсдейлит — плотная вюртцитоподобная модификация углерода. Лонсдейлит не имеет области стабильности на фазовой диаграмме углерода, а его формирование из графита идет через образование промежуточной структуры углерода. Наличие лонсдейлита в поликристалле карбонадо, синтезированном из пирографита с металлом-растворителем (никель) при давлении 8 ГПа было установлено также и методами рентгенографии [6].

При проведении экспериментов по прямому превращению в алмазоподобные формы объемных заготовок пиролитического нитрида бора при давлениях порядка 8 ГПа удается получать образцы с полным или частичным фазовым переходом. Кроме этого, в зависимости от характера кристаллической структуры пиролита и температуры синтезированные компакты могут быть двухфазными (вюртцит и сфалерит) или однофазными (сфалерит). Двухфазные образцы синтезируются при температурах порядка 1100—1300 °С, а однофазные — при 1600—1700 °С.

Полученные экспериментальные данные показывают, что при наличии среды, обладающей каталитическими способностями, даже при термобарических условиях, соответствующих области прямого перехода, катализатор будет во многом определять характер структурообразования поликристалла. Таким образом, на модельном примере фазовых превращений пиролитического нитрида бора в условиях, соответствующих прямому переходу его гексагональной фазы в алмазоподобные показаны различные варианты и возможности формирования карбонадоподобных микрополикристаллов. Экспериментально подтверждена реальность бездиффузионного мартенситного перехода, сохраняющего текстуру исходного материала и его комбинация с диффузионным механизмом перестройки структуры при наличии в системе компонентов, облегчающих формирование плотных фаз.

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 H–C–O–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.

5. Яковлев Е. Н., Воронов О. А., Рахманина А. В. Поликристаллические алмазные агрегаты, полученные с применением углеводородов // Сверхтвердые материалы. 1987. №2. С. 3—5.

6. Елютин А. В., Лаптев А. И., Манухин А. В., Санников Д. С., Крюкова Л. М. Синтез поликристаллических алмазов карбонадо из пирографита // Доклады РАН. 2001. 378. № 6. С. 456—459.

VIII. Минералогия месторождений полезных ископаемых

Топоминералогия

Несовместимые элементы рудообразующих систем — ключ к эффективному прогнозированию месторождений (на примере Cr-Fe-Ti-V-Ni-Cu-Co-ЭПГ-оруденения)

И. А. Августинчик

МГРТ, Москва; *iavgust39@mail.ru*

Устойчивый рост потребления всех видов минерального сырья в XX — начале XXI вв. и дисбаланс прироста запасов и потребления потребовали разработки мер по наращиванию минеральных ресурсов. Основные направления этого роста — применение дистанционных и наземных геофизических и геохимических методов прогнозирования, поисков и разведки полезных ископаемых. Поисковая геохимия базируется на закономерностях ***рассеяния*** индикаторных элементов вокруг рудных залежей. Однако закономерности ***концентрирования*** рудообразующих элементов в геохимическом поле и их роль в поисково-разведочных и оценочных работах изучены и используются недостаточно.

На примерах Cr-Fe-Ti-V-Ni-Cu-Co-ЭПГ магматических рудообразующих систем (РС) различных геодинамических обстановок от архея до кайнозоя показан однотипный характер эволюции совместимых и несовместимых элементов их сидерофильного и халькофильного оруденения.

Набор этих элементов в рудах достаточно широк и зависит от принадлежности РС к определенным геохимическим классификационным группам [1]. В их числе литофильные Cr, Ti, V, Sc, сидерофильные Fe, Co, Ni, Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, [Cu], Au, [As], Ge, Sn, халькофильные S, Se, Te,As, Sb, Bi, [Ge], [Sn], Pb, Cu, Ag элементы [2]. Их совместимое или несовместимое *поведение в рудах* подчиняется фундаментальным закономерностям изоморфизма в важнейших рудообразующих минералах и определяется соотношениями размеров радиусов их ионов и номинальных зарядов катионов относительно структур важнейших минералов-носителей [3].

В ходе эволюции РС различные масштабы накопления несовместимых элементов от исходных расплавов/растворов, до решеток главных рудных минералов-носителей и, наконец, до самостоятельных минеральных фаз определяются бюджетом этих элементов в магматическом источнике, флюидонасыщенностью магм и длительностью временно́й эволюции РС и законами кристаллизационно-гравитационной дифференциации расплавов/растворов.

На примерах магматических РС установлено, что уровни накопления несовместимых элементов и соотношения совместимых и несовместимых элементов в рудах могут служить одним из важнейших ключей для определения геодинамических обстановок формирования вмещающих базит-гипербазитовых комплексов и генетического типа оруденения [4] и количественной параметризации металлогенического потенциала РС и ресурсов полезных компонентов их отдельных месторождений [5]. Первые шаги в этом направлении были вначале неосознанно предприняты при сопоставлении поведения в сульфидных рудах Ni-Cu-ЭПГ-носных базит-гипербазитовых РС элементов с наиболее совместимым (S) и несовместимым (Se) поведением [6].

В базит-гипербазитовых комплексах РС позднего AR-PR и отчасти PZ-MZ возраста накопление несовместимых элементов в комплексных Ni-Cu-ЭПГ сульфидных и ЭПГ малосульфидных рудах проявлено наиболее широко (Стиллуотер, Бушвельд, Садбери, месторождения Норильского района и др.) и отражает полноту, прерывистость или повторяемость дифференциации магм и сульфидных руд во времени, абортивность рудообразующего процесса (Ni-Cu месторождения в эффузивных коматиитах Австралии, Канады и Танзании), неоднократность рудоносных магматических импульсов (Бушвельд, ЮАР, месторождения Норильского района, РФ) или их регенеративный характер (месторождения комплекса Садбери).

Наиболее эффективными показателями для диагностики типов и масштабов этих процессов оказываются количественные соотношения между отдельными совместимыми и несовместимыми элементами (S/Se) или их группами (ΣЭПГ-1000Se/S, ΣIPGE/ΣPPGE) или элементами разной степени несовместимости в минеральных рудных ассоциациях конечных стадий эволюции РС. Например, соотношения ΣЭПГ-1000Se/S в рудах различных Ni-Cu-ЭПГ месторождений мира показывают, что наиболее крупным мировым депозиторием платиновых металлов является скорее всего не Бушвельдский, а Стиллуотерский базит-гипербазитовый комплекс, в рудах которо-

го наблюдается максимальное накопление ЭПГ как следствие наиболее крупного объема материнского магматического источника, формировавшего платиновые месторождения этого комплекса [7].

Сходные закономерности поведения совместимых и несовместимых элементов наблюдаются и в рудах магматических хромитовых и титановых месторождений. Кроме того, поведение различного уровня совместимости–несовместимости в последние годы установлено также для изотопных соотношений водорода, кислорода, углерода, серы, ряда металлов в РС различного генезиса и могут быть использованы в прикладных целях.

Литература

1. Goldschmidt V.M. Geochemistry / Ed. A.Muir. Oxford: Clarendon Press, 1954. 730 p.

2. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. М.: Недра, 1990. 335 с.

3. Gill R. Igneous rocks and processes. A practical guide. Wiley-Blackwell, 2010. 428 p.

4. Barnes S. J., Boyd R., Korneliussen A., Nilsson L-P., Often M,. Pedersen R. B., Robins B. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulfide segregation in platinum-group elements, gold, nickel and copper: example from Norway. In: Prichard H. M., Potts P. J., Bowles J. F. W., Cribb S. J. (eds) Geo-Platinum ‘87, Essex. Elsevier, Amsterdam,1988, pp. 113—144.

5. Августинчик И. А. Минералогия и геохимия благородных металлов в Ni-Cu и ЭПГ рудах, практические аспекты: прогнозирование, поиски, оценка масштабов и экономической доступности сырьевых объектов // Роль минералогии в познании процессов рудообразования. Материалы Годичной сессии МО РМО, посвященной 110-летию со дня рожд. акад. А.Г. Бетехтина (1897—2007), Москва, 28—29 мая 2007 г. М.: ИГЕМ РАН, 2007.

6. Queffurus M., Barnes S.-J. Processes affectingthe sulfurto selenium ratio in magmatic nickel-copper and platinum-group element deposits. Quebec University, Annales, 2012. 180 p.

7. Augustinczyk I. A. Prognosis-prospecting-assessment of Ni-Cu-PGE deposits: Ways of improvement. 33rd IGC, Oslo, Norway, August, 2008. Abstracts CD.

Флюидные включения в минералах как один из факторов газодинамических явлений в горных выработках

Я. В. Антипович

ИГТМ НАН Украины, Днепр; *Yana_Antipovich@ukr.net*

В настоящее время описаны газодинамические явления в угле, песчаниках, соли и порфиритах [1]. Общим для всех указанных пород является наличие в них значительного количества газов под большим давлением. Газ может содержаться как в сообщающихся порах и трещинах, так и в изолированных пустотах. Чаще всего основными указанными газами являются метан или углекислый газ с различным количеством примесей.

В 70—80-е годы прошлого века, ученые, которые занимались исследованием газовых включений в минералах, начали уделять повышенное внимание газодинамическим явлениям в песчаниках, соли и других породах. По мнению Э. Рёддера, причина газодинамических явлений в соляных рудниках заключается в естественной декрипитации (взрыв, вскрытие) газовых включений в тысячах тонн солей, что приводило к их выбросу в горных выработках [2]. Давление газа, который находится во включениях, в среднем колеблется от 30 до 50 МПа [3]. По мнению ученых, выбросоопасная порода имеет большой запас внутренней энергии за счет сжатого газа закрытых микропор, которая во много раз превышает энергию необходимую на разрушение этой породы.

Присутствие газовых включений в минералах возможно в породах разного генезиса. Например, петрографические исследования нефелина Хибинского апатитового месторождения (Кольский полуостров) показали большое количество мелких включений флюидов. Автор указывает на то, что форма включений преимущественно округлая, иногда встречаются включения с хорошо выраженными элементами огранки. Размеры включений не превышают 30 мкм. В пределах отдельных кристаллов нефелина включения распространены неравномерно и формируют скопления неправильной

формы [4]. Состав указанных включений преимущественно метановый (до 70—90 % метана), но наряду с горючими газами углеводородного состава встречены и битуминозные вещества нефтяного ряда, заполняющие поры и мельчайшие трещины в породах.

Кроме щелочных пород Хибинского массива газы и битумы углеводородного состава установлены в кварце гранитов, гранито-гнейсов и в гнейсах Берёзовского газоносного района и других месторождений [4].

В результате микроскопического исследования солей двух Прикаспийских месторождений — Тюлюса и Айршагыла было установлено, что соли обоих месторождений в большом объеме насыщены газожидкими включениями, что характеризует наличие закрытой микропористости [5]. Форма включений кубическая либо прямоугольная. Размер включений достигает 50 мкм.

Присутствие газовых включений в минералах пород разного генезиса при увеличении температуры и давления приводит к появлению внутреннего напряжения в минерале, что провоцирует природную декрипитацию газовых включений. Именно декрипитация газовых включений может выступать дополнительным энергетическим источником выброса пород. Газ в закрытых порах, находясь под большим давлением, ослабляет прочность цемента породы и совместно с газом в открытых порах и трещинах приводит к разрушению, дроблению и выносу пород при выбросе.

Приведенный краткий анализ публикаций позволяет утверждать, что флюиды вообще, а газы разного состава, в частности, содержатся в минералах и породах всех трёх типов: магматических, метаморфических, осадочных. При выполнении горных работ включения газа в трещинах, включениях, межзерновом пространстве, цементе пород, находящиеся под давлением, могут приводить к выбросам, стрелянию пород, суфлярам и т. д. Данный фактор необходимо учитывать при прогнозировании газодинамических явлений в горных выработках.

Литература

1. Баранов В. А. Спонтанная сублимация в горных породах // Материалы минералогического семинара: Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2018). Сыктывкар, 2018. С. 179—180.

2. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 560 с.

3. Полянина Г. Д. Физическая модель внезапного выброса соляных пород по экспериментальным данным // Тезисы докладов VII Всесоюзной научной школы «Деформирование и разрушение материалов с дефектами и динамические явления в горных породах и выработках». Симферополь, 1990. С. 156—157.

4. Петерсилье И. А. Газовая составляющая и рассеянные битумы изверженных и метаморфических горных пород // Международный геологический конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. М.: Наука, 1964. С. 192—207.

5. Лукинов В. В., Баранов В. А., Ларкина Л. П., Жигулина Н. А. Идентификация соленосных толщ по петрофизическим характеристикам породообразующих минералов // Научный вестник НГА Украины, 2001. № 5. С. 76—77.

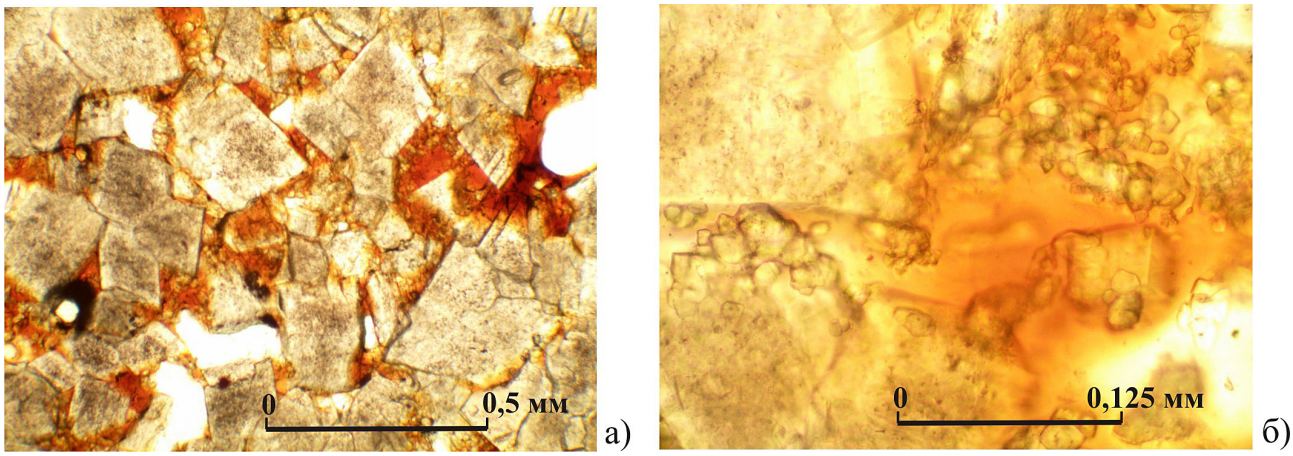
Влияние кальцита и доломита на фильтрационно-емкостные свойства карбонатных пород

Т. В. Антоновская

Ухта, УГТУ; *tat-atv@yandex.ru*

Кальцит и доломит являются основными минералами в карбонатных породах палеозойских отложений. От их количества и взаимоотношения зависят коллекторские свойства известняков и доломитов, вмещающих залежи нефти и газа. Практика показывает, что вторичные доломиты обладают лучшими коллекторскими свойствами. В работе проанализирован ряд петрофизических и литологических параметров среднекаменноугольных карбонатов московского яруса Вуктыльского нефтегазоконденсатного месторождения (в аллохтоне и автохтоне) Тимано-Печорской провинции, чтобы понять причину данного феномена. Нефтенасыщенные вторичные доломиты представлены на рисунке.

Результаты микроисследований керна в больших шлифах методом, разработанным во



Лёгкий битум в порах и межзерновых каналах в доломитах московского яруса среднего карбона Вуктыльского месторождения (при увеличении в 100 (а) и 400 (б) раз)

ВНИГРИ (Е. С. Ромм, Л. П. Гмид) [1], показали, что в автохтоне преобладают вертикальные и субвертикальные тектонические трещины, усугублены горизонтальные литологические; в аллохтоне — наклонные разнонаправленные тектонические трещины; субвертикальные и литологические субгоризонтальные трещины присутствуют в подчинённом количестве.

На петрофизических цилиндрах, изготовленных из керна скважин, в петрофизической лаборатории филиала ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в г. Ухте проведены исследования по определению угла смачиваемости, эффективной пористости, газопроницаемости, карбонатности и др. Из отработанных цилиндров выполнены большие шлифы, по которым автором определены открытая пористость по шлифу, трещинная пористость и трещинная проницаемость пород и проведён анализ данных петрофизики и больших шлифов [1]. Также детально изучен вещественный состав отложений и пустотное пространство, включающее поры, трещины тектонические и литологические и межзерновые каналы. Интервал исследований московских отложений в аллохтоне 3437—3454 м, в автохтоне — 3893—3898 м.

Согласно классификации В. М. Добрынина, если краевой угол смачивания оказывается в интервале 0—90 град., то порода преимущественно гидрофильна, если более 90 град., преимущественно гидрофобна (Методика изучения смачиваемости пород лаборатории петрофизики филиала ООО «ГазпромВНИИГАЗ» в г. Ухта).

Для выявления закономерностей между пористостью, проницаемостью, глубиной, составом пород и углом смачиваемости, был проанализирован наиболее информативный интервал московского яруса среднего карбона (C_2m), куда входит 18 образцов петрофизических цилиндров. Выявлено, что: 1) чем глубже порода, тем она более гидрофильна; 2) чем больше кальцита, тем меньше угол смачиваемости, порода более гидрофильна, и наоборот; 3) чем больше доломита, тем порода более гидрофобна; 4) в случае с нерастворимым остатком: если есть кварц, порода более гидрофобна, если — глинистые минералы, то — более гидрофильна; 5) чем более проницаема порода, тем она менее гидрофильна; 6) чем выше значение доломита, тем выше значение угла смачиваемости; 7) чем выше параметр проницаемости, тем выше значение угла смачиваемости; 8) чем больше доломита, тем проницаемость выше; 9) чем больше кальцита, тем ниже проницаемость. Структура кальцита такова, что в породах образуется минимальное количество взаимопересекающихся трещин, в отличие от доломита или сильно доломитизированного известняка.

Результаты анализа прямой зависимости параметра смачиваемости от количества доломита показали, что значение угла смачиваемости выше в более проницаемых породах, которые по большей части или сильно доломитизированы или являются чистыми доломитами.

Литература

1. Гмид Л. П. и др. Методическое руководство по литолого-петрографическому и петрохимическому изучению осадочных пород-коллекторов / Л. П. Гмид, Л. Г. Белоновская, Т. Д. Шибина, Н. С. Окнова, А. В. Ивановская, под ред. А. М. Жаркова. СПб: ВНИГРИ, 2009. 160 с.

Минерагения россыпей алмазов северо-востока Сибирской платформы

В. П. Афанасьев, Н. П. Похиленко

ИГМ СО РАН, Новосибирск; *avp-diamond@mail.ru*

Нами разработана новая парадигма алмазоносности Сибирской платформы, предусматривающая существование докембрийской эпохи алмазоносного магматизма.

Действующая парадигма алмазоносности исходит из существования только фанерозойских алмазоносных пород — кимберлитов, и опирается на поиск кимберлитов по их индикаторным минералам. Однако нами выделена группа алмазов из россыпей Сибирской платформы, которые «не вписываются» в комплекс алмазов из фанерозойских кимберлитов; эти алмазы по комплексу признаков [2] мы относим к докембрийской эпохе алмазоносного магматизма. К предположительно докембрийским относятся: 1) алмазы V + VII разновидностей по классификации Ю. Л. Орлова [4] , которые полностью отсутствуют в фанерозойских кимберлитах и являются эндемичными для северо-востока Сибирской платформы; 2) желто-оранжевые кубоиды II разновидности, доля которых в россыпях северо-востока платформы несопоставимо выше, чем в кимберлитах, они также эндемики северо-востока; 3) округлые додекаэдроиды, доля которых в россыпях также несопоставимо выше, чем в кимберлитах, но они распространены по всей платформе и характерны для докембрийских формаций мира. Отмечается четкое тяготение докембрийских алмазов к выступам докембрия [1, 3]. Это важнейший фактор, указывающий на поступление этих алмазов с выступов докембрия.

Потенциально докембрийские алмазы появляются в фанерозойских промежуточных коллекторах начиная с позднего триаса; в средне-позднепалеозойских коллекторах они отсутствуют. Это связано с тем, что именно с начала мезозоя активно начали воздыматься Анабарская антеклиза, Оленекское поднятие, Уджинское поднятие, Алданская антеклиза, Восточный Саян, Енисейский кряж и из обнажившихся докембрийских россыпей, в первую очередь вендских, алмазы стали поступать в фанерозойские осадки, смешиваясь с алмазами и индикаторными минералами из фанерозойских кимберлитов.

Пока не известны типы коренных источников докембрийских алмазов. По наличию пиропов в нижнекембрийских отложениях на северо-востоке платформы и опираясь на прецедент рифейских алмазоносных лампроитов Ингашинского поля в Восточном Саяне, можно предполагать существование лампроитов в докембрии. Однако в целом для докембрийских алмазов на сегодняшний день не известны индикаторные минералы и невозможно сформулировать четкую поисковую задачу. Поэтому за докембрийскими алмазами следует оставить перспективы только россыпной алмазоносности, тем более что они доминируют в россыпях северо-востока Сибирской платформы, а реальным коренным объектом поисков останутся кимберлиты, в первую очередь среднепалеозойского возраста, поскольку они на Сибирской платформе несут основную коренную алмазоносность.

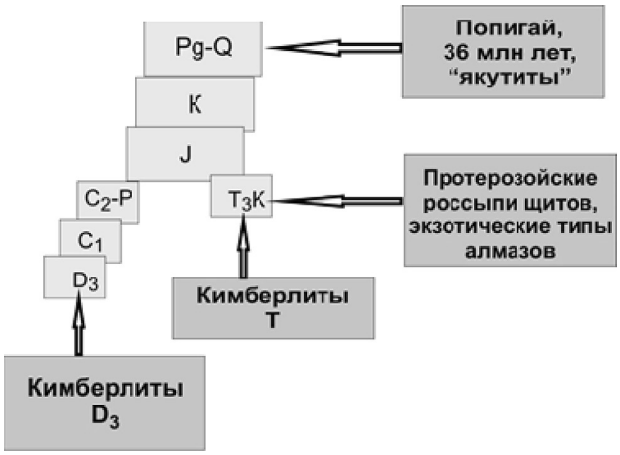


Схема формирования россыпной алмазоносности Сибирской платформы

Рисунок демонстрирует схему формирования россыпной алмазоносности Сибирской платформы.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИГМ СО РАН и гранта РФФИ № 18-05-70063 Ресурсы Арктики.

Литература

1. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Логвинова А. М. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками //

Записки Российского минералогического общества. 2009. № 2. С. 1—13.

2. Афанасьев В. П., Лобанов С. С., Похиленко Н. П., Коптиль В. И., Митюхин С. И., Герасимчук А. В., Помазанский Б. С., Горев Н. И. Полигенез алмазов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 3. С. 335—353.

3. Метелкина М. П., Прокопчук Б. И., Суходольская О. В., Францессон Е. В. Докембрийские алмазоносные формации мира. М.: Недра, 1976. 134 с.

4. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1973. 223 с.

Микродеформации кварца песчаников Донбасса как индикатор их свойств

В. А. Баранов

ИГТМ НАН Украины, Днепр; *baranov-va@rambler.ru*

То, что минералы являются природной летописью формирования и трансформации свойств и состояния вмещающих пород и, в целом, земной коры, отмечено многими авторами, но именно Н. П. Юшкин с коллегами смог создать мощную теоретическую и экспериментальную базу генетической минералогии, как новому фундаментальному научному направлению. В данной работе приведено краткое изложение прикладного применения результатов генетической минералогии автором.

Определение катагенетических преобразований песчаников на разных этапах, является важной научной и прикладной задачей, как в нефтегазовой, так и в угольной геологии. Структурные деформации вещества вообще и песчаников, в частности, отражают условия образования и трансформации минералов и пород, особенно в бассейнах с последующими тектоническими процессами. В нефтегазоносных бассейнах степень указанных преобразований влияет на пористость и проницаемость — основные коллекторские параметры, а в угленосных бассейнах — на устойчивость горных выработок и склонность к газодинамическим явлениям, что является актуальным уже не одно столетие.

С середины 60-х годов XX-го столетия в шахтах Донбасса начали происходить выбросы песчаников, по которым обычно проводились подготовительные горные выработки, как по наиболее устойчивой горной породе. На решение появившейся проблемы были направлены существенные ресурсы, что привело к разработке ряда комплексных методов прогноза выбросоопасности пород, вошедших в нормативные документы. Наряду с другими методами применялся петрографический метод исследований минералогии, структуры, цемента и вторичных изменений пород. В начале 80-х годов автором публикации был разработан метод бокового освещения, позволяющий получать дополнительную информацию о всех видимых дефектах в прозрачных минералах на имеющихся поляризационных микроскопах.

В результате исследований около 5000 проб кварцевых олигомиктовых песчаников, отобранных из керна разведочных скважин и в забоях подготовительных выработок угольных шахт в девяти горнопромышленных районах Донбасса, в шлифах, в породообразующем кварце, были установлены все известные ранее типы деформаций, а также описаны два новых — трансляционные линии скольжения и «таблитчатый» кварц [1]. Определено, что один из видов деформаций — полоски Бёма — существенно доминирует в отложениях рассматриваемого бассейна, составляя около 80 % всех типов описанных микронарушений. Поскольку данный вид деформаций распространен в указанных отложениях повсеместно и на разных подстадиях катагенеза, он был использован для установления как качественных, так и количественных закономерностей.

На основе установленных закономерностей структурных преобразований песчаников, были разработаны количественные показатели — коэффициенты плотности следов пластических деформаций (*Кп*) и относительной нарушенности (*Кн*) обломочных кварцевых зерен песчаников, на которые были получены авторские свидетельства — А.с. №1463936; А.с. №1752982. Безразмерный коэффициент плотности следов пластических деформаций представляет собой отношение суммарного числа следов пластиче-

ских деформаций ΣN, к произведению средневзвешенного диаметра обломочных зерен $\bar{d}$, на суммарное число просмотренных зерен кварца — n и определяется по формуле:

$$Kn = \sum N \div (\bar{d} \times \sum n) \quad (1)$$

Коэффициент относительной нарушенности представляет собой отношение суммарного количества зерен со следами пластических деформаций Σm, к суммарному числу просмотренных зерен кварца ΣM в процентном выражении и определяется по формуле:

$$Kn = \sum N \div (\bar{d} \times \sum n) \quad (2)$$

На основе полученных результатов был разработан ряд способов, позволяющих определять раннюю, среднюю и позднюю подстадии катагенеза, а также верхнюю и нижнюю границы выделенной зоны выбросоопасности. Установлено, что выбросоопасными являются песчаники только средней подстадии катагенеза. Именно в кварце средней подстадии установлено максимальное количество типов и количества микронарушений, а полоски Бёма трансформируются в губчатую структуру. Объём закрытой пористости растёт до 30—40 % от общей, создавая значительные напряжения, которые приводят к выбросам песчаников в горных выработках, иногда без инициирующего взрывания [2]. Применение методов генетической минералогии позволяет выделять параметры нарушенных зон и подзон в различных породах, значения палеотемператур без привлечения органики, что важно как в нефтегазовой так и угольной геологии.

Литература

1. Баранов В. А. Микродеформации кварца карбоновых песчаников Донбасса // Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Геология. Нефтегазовое и горное дело. 2014. № 12. С. 75—86. doi: 10.15593/2224—9923/2014.12.9.

2. Baranov V. A., Antipovich Y. V. The results of the research of sandstones closed porosity // Journal of Geology, Geography and Geoecology, 2018, 27 (3), p. 414—421. doi: 10.15421/111865.

Формы нахождения Au и Ag в пробах малосульфидных руд и рыхлых отложениях района Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал)

В. И. Блоков, И. В. Викентьев

ИГЕМ РАН, Москва; *blok_off@mail.ru*

Работа состояла в изучении химического состава проб коренных пород и руд, а также рыхлых отложений; минерального состава проб первичных руд микроскопическими методами по аншлифам и запрессовкам из бурового шлама; проведение анализа состава минералов методом рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) с целью выявления форм полезного компонента; изучение состава донных проб [1] из аллювия в районе месторождения; оценка особенностей распределения Au и Ag в донных отложениях в зависимости от удаленности от коренного источника.

Воронцовское месторождение располагается на восточном склоне Северного Урала на широте 60° с. ш. и относится к Краснотурьинской и Западно-Тагильской металлогеническим провинциям [1]. Расположено в Ивдельской и Красноуральской структурно-формационных зонах (СФЗ), пространственно сопряжено с магнетитовыми скарнами, развитыми в западном экзоконтакте Ауэрбаховского габбро-диорит-гранитного массива [2]. Золотое оруденение тяготеет к зоне крупного взброса и сопряженного с ним надвига и локализовано в виде линзообразных залежей вдоль пологопадающего на запад контакта (осложненного брекчированием) известняков с перекрывающими вулканокластическими породами.

Проведенное изучение донных проб в пределах Воронцовского рудно-геохимического узла предполагало выявить закономерности размещения полезного компонента в пробах донных отложений в зависимости от удаленности от коренного источника. Был проведен полуколичественный минералогический анализ проб 7863-

Д, 7873-Д, так как в них по результатам ICP-MS содержания золота было максимально, и они были наиболее близки к источнику (Воронцовскому золоторудному месторождению). Анализ показал: больше всего полезного компонента в донных пробах находилось в мелком классе крупности, полезный компонент (Au) не образует собственных минеральных форм, либо присутствует в виде тончайших включений: предполагаемым его носителем являются сульфиды.

Следующим шагом было изучение минерального состава коренных пород и руд с Воронцовского золоторудного месторождения: аншлифы и шашки, изготовленные из вещества рудных интервалов, содержащегося в шламе (из шпуров БВР) по рудному блоку. В ходе работ применялись следующие методы исследований: оптико-минералогический, ICP-MS, РСМА. В составе коренных проб выявлено два главных рудных минерала пирит и арсенопирит, а из нерудных преобладают кварц и карбонат. Малосульфидные руды содержат тонко рассеянную вкрапленность арсенопирита, реальгара и халькопирита, а также блеклой руды с включениями арсенопирита. По результатам микрозонда золото в рассеянном состоянии устанавливается в пирите, арсенопирите и халькопирите. Серебро содержится в виде примеси в сульфосолях.

Сравнивая данные по коренным породам и донным отложениям для выявления закономерности локализации полезного компонента (золота и серебра) по мере удаления от коренника, получили следующие выводы:

Содержание золота и серебра было низким в донных пробах, а в рудном шламе высоким. Основными концентраторами Au являются сульфиды, а Ag — сульфосоли.

Золото и серебро относительно обогащают средний классе крупности материала проб. Серебро, кроме того, было встречено в самородном виде в пробах рыхлых отложений.

Носителем золота являются пирит, арсенопирит и халькопирит. В донных пробах оно имеет «первичную» природу и попадает в них из коренника в процессе его разрушения.

Особой закономерности размещения в пробах донных отложений в зависимости от удаленности от коренного источника не выявлено, что может быть обусловлено множественностью его источников в районе, где все месторождения, включая многочисленные скарновые, характеризуются попутной золотоносностью.

Работа поддержана грантами РФФИ № 19-35-90115 и 20-05-00849.

Литература

1. Килипко В. А., Криночкин Л. А. Комплект геохимической основы Госгеолкарты—1000/3 по листу О-41 (Екатеринбург). Текст. Москва: ИМГРЭ, 2017. Книга 2.

2. Vikentyev I. V., Tyukova E. E., Vikent'eva O. V., Chugaev A. V., Dubinina E. O., Prokofiev V. Yu., Murzin V. V. Vorontsovsk Carlin-style gold deposit in the North Urals: mineralogy, fluid inclusion and isotope data for genetic model // Chemical Geology. 2019. V. 508. P. 144—166. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.07.020.

Топоминералогия металлов платиновой группы на Северном Кавказе

И. А. Богуш, Г. В. Рябов

Южно-Российский государственный политехнический университет (Новочеркасский политехнический институт) им. М. И. Платова, Новочеркасск; *i_bogush@mail.ru*

Понятие «топоминералогия», введенное Н. П. Юшкиным [3], является одним из фундаментальных понятий в минералогии. Исследованные авторами методом топоминералогии минеральные находки повлекли за собой выявление на Северном Кавказе новой перспективной провинции благородного оруденения.

Начало промыслового освоения и изучения благородных металлов на Северном Кавказе приурочено к тридцатым годам прошлого столетия. В это время в регионе начались поиски и старательская разработка россыпного золота в долинах рек Большой и Малой Лабы, Кубани, Урупа, Бескеса, Баксана, а также из «железных шляп» Главной Урупской и Власенчихинской медноколчеданных залежей.

Наши исследования золотоносных шлихов Урупо-Лабинского района аллювия рек Большой Лабы, Урупа и Власенчихи установили наличие минералов платиновой группы (МПГ) — платины и рутениридосмина [1].

Химический состав рутениридосмина (в вес. %)

№ анализа	Os	Ir	Ru	Pt	Fe	Ni	Cu	Mg	Na	O	Al
1	44.65	29.50	20.67	-	-	5.18	-	-	-	-	-
2	39.12	24.82	34.11	-	-	-	-	-	-	-	1.95
3	43.01	25.18	20.91	-	-	-	-	-	-	3.08	-
4	26.44	52.85	19.85	-	-	-	0.85	-	-	-	-
5	45.31	30.81	21.42	0.95	-	-	-	-	-	-	-
6	40.40	24.49	32.67	-	-	-	-	-	-	-	2.44
7	29.68	27.01	37.73	-	-	3.78	-	-	-	1.79	-
8	30.03	26.56	37.51	-	4.69	-	-	-	1.21	-	-
9	38.62	32.56	27.64	-	-	-	-	1.19	-	-	-
10	33.98	31.51	21.98	-	7.99	-	-	-	-	4.54	-
11	36.26	32.52	31.24	-	-	-	-	-	-	-	-
12	36.11	32.45	34.16	-	-	-	-	-	-	-	-
13	31.24	31.44	27.82	-	-	-	-	-	-	-	-
14	36.24	32.52	31.24	-	-	-	-	-	-	-	-
15	36.11	32.45	31.44	-	-	-	-	-	-	-	-
16	38.01	34.16	27.82	-	-	-	-	-	-	-	-
Среднее	36.58	31.30	28.64								

Платиноиды осмиевой группы были выделены по высокой твердости (более 15000 МПа), яркому белому цвету с металлическим блеском, гексагональной сингонии и наличию спайности перпендикулярной оси L_6. Относительно крупные зерна (0.2—1.2 мм) окатаны, более мелкие зерна представлены таблитчатыми и пластинами четкой шестигранной (гексагональной) формы. Минерал более плотный, чем золото (по поведению в шлихах). С помощью микроанализатора EDΛX исследован химический состав платиноидов. Результаты анализов (см. таблицу) позволили точно установить его принадлежность к наиболее тугоплавкой группе платиноидов — осмий-иридий-рутениевой триаде и определить минерал как рутениридосмин [1]. Несмотря на примерно равные содержания этих металлов, количественно ведущее место занимает осмий (36.6 %), затем иридий (31.3 %) и рутений (28.6 %).

Платина по р. Большая Лаба встречеена в косовой россыпи в районе Быковского месторождения и поселка Азиатский. Диаметр зерен различен — 0.02—0.8 мм. Минеральные зерна серебристо-серого цвета, хорошо окатаны, ковкие, микротвердость колеблется в пределах 80—87 единиц. Растворяются в царской водке.

Микрозондовые исследования зерен платины установили большое количества железа — от 6.58 до 7.83 %, что приближает ее к ферроплатине.

В коренных породах МПГ визуально и микроскопически обнаруживаются крайне редко. Благородные металлы хорошо фиксируются аналитически [1, 2]. Редкие находки коренной платины нами встречены в черных сланцах в флюидоактивной зоне контакта с Беденским серпентинитовым массивом (зерна размером до 0.4—0.8 мм) [2].

Наличие благородных металлов в терригенных черных сланцах вызвало необходимость выявления источника поступления их в осадочную толщу. Первичным источником благородных металлов в черных сланцах являются альпинотипные силурийские ультрабазиты, девонские продукты разрушения которых являются терригенной составляющей черных сланцев. Пояс ультрабазитов Северного Кавказа (400 км) пространственно совпадает с полосой развития черных сланцев.

Литература

1. Богуш И. А., Рябов Г. В., Кафтанатий А. Б. Минералы платиновой группы в аллювиибассейна рек Уруп-Большая Лаба (Северный Кавказ) // Доклады РАН. 2010. Т. 435. № 3. С. 1—4.

2. Богуш И. А., Черкашин В. И., Рябов Г. В., Абдуллаев М.Ш. Новый типоруденения благородных металлов на Северном Кавказе // Доклады РАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 193—195.

3. Юшкин Н. П. Топоминералогия. М.: Недра, 1982. 289 с.

Применение гамма-спектроскопии с германиевым детектором и ИК-спектроскопии для целей поисковой геологии

Ф. Ф. Валиев[1], А. М. Яфясов[1], В. О. Сергеев[1], А. И. Зиппа[1], С. А. Горобец[2], Н. Н. Лаптев[2], И. Р. Макарова[2], Н. А. Суханов[2], А. С. Гришканич[3]

[1]СПбГУ, Санкт-Петербург; *valiev07@list.ru*
[2]ООО «Петрофизик», Ухта; *n.n.laptev@yandex.ru*
[3]ООО «Системы фотоники», Санкт-Петербург; *grishkanich@yandex.ru*

Радиогеохимические методы входят в состав поисково-оценочных и разведочных работ на углеводороды, рудные тела и алмазы. Вместе с тем существуют ограничения для их более широкого применения, связанные как с особенностями геохимии урана (образование органометаллических соединений, переменная валентность и др.), так и с большими трудозатратами при исследовании изотопов радиоактивных элементов.

Для повышения эффективности результатов исследований геологических объектов предложено применение неразрушающего прецизионного гамма-спектрометрического метода. Применение метода основано на анализе значений такого показателя, как отношение активностей урана и тория (AU/ATh). Этот показатель определяется по отношению интенсивностей гамма-линий 351.9 кэВ и 238.6 кэВ в распаде дочерних нуклидов 214Pb и 212Pb. По образцам керна скважин нефтегазоносных регионов России были получены данные по активности урана, тория и калия. Измерения образцов пород (50 г) и пластовых вод из скважин (100 мл) проводились на гамма-спектрометре с полупроводниковым HPGe-детектором с чувствительным объемом 51 см^3.

Предложенный показатель (AU/ATh) отличается от широко применяемого в геохимии ториево-уранового отношения значительно большим диапазоном изменения значений, что более обоснованно позволяет выявить те или иные процессы в земной коре. Например, наиболее высокие величины отношения активности урана к активности тория, свидетельствующие о накоплении урана в органическом веществе, достигают нескольких десятков, а величины геохимических значений ториево-уранового отношения для этих же образцов оказываются на порядок меньше. В работе на основе предложенного критерия и данных других методов [1] показано, что по значениям отношения активности урана и тория (AU/ATh) возможен контроль за рядом геологических процессов: от этапов осадконакопления и влияния разломной тектоники, зон распространения трещиноватых пород до процессов накопления в отложениях нерастворимого органического вещества, урана и углеводородов. Данный способ может быть предложен при проведении исследований на поисково-оценочном этапе геологоразведочных работ. Если гамма-спектроскопический метод рассматривается как прецизионный (высокоточный, независимый), а также неразрушающий метод, позволяющий на основе предложенных показателей оценивать происходившие процессы в осадочных породах, то метод инфракрасной спектроскопии (ИКС) позволяет решать другие задачи. В зонах развития сланцевых пород отмечается их переслаивание, что затрудняет в ряде случаев их визуальное отнесение к тому или иному типу пород без силикатного, карбонатного анализов, или без анализа шлифов. Эти лабораторные и камеральные работы трудоемки и требуют сравнительно больших временных затрат.

При бурении скважин с целью получения более оперативной информации о составе пород, вторичных преобразованиях в процессе катагенеза (метасоматоза, метаморфизма для рудных тел) и по шламу, и по керну может быть проведена экспрессная оценка. Она проводится на основе эталонных инфракрасных спектров (ИК-спектров) минералов и осадочных пород нефтегазоносных площадей метаморфических комплексов и рудных районов (более 500 спектров пород из разновозрастных отложений в Республике Коми).

Эталонные ИК-спектры образцов пород и минералов были получены экспериментально на инфракрасном Фурье спектрометре с предварительным приготовлением по стандартной методике прессованных таблеток с бромидом калия в соотношении 1:300 (порошок породы/KBr). Не возникает больших трудностей при диагностике минералов и определении состава мономинеральных пород на основе сравнения их спектров со спектрами эталонных кол-

лекций. Однако осадочные породы представляют собой, как правило, совокупность различных минералов в разных соотношениях. Вследствие того, что ИК-спектры порошка пород изначально представляют смесь минералов (интегральная характеристика пород), для более полного представления об основных породообразующих минералах методически правильно проводить не менее трех измерений.

Для диагностики состава основных породообразующих минералов и их соотношения в породе по данным ИК-спектроскопии, также как и для гамма-спектроскопии, были введены обозначения, заимствованные из характеристики термодинамической системы [2]. По сути, таблетка образца породы представляет собой микромодель основных компонентов, содержащихся в пласте (макросистема). В случае таблетки (микросистема) после кратковременного возмущения в результате инфракрасного воздействия микросистема снова самопроизвольно переходит в состояние устойчивого равновесия. Измеряемые переменные, которые определяют устойчивое состояние системы, относятся к параметрам состояния системы. В таком контексте параметры ИК-спектроскопии могут отражать свойства системы, среди которых выделяются различные ее свойства *или интенсивные и экстенсивные переменные*. *Интенсивная величина* — физическая величина, значение которой не зависит от размера системы (например, температура или давление). *Экстенсивной* называют переменную состояния, зависящую от размеров системы и характеризующую некоторую ограниченную часть системы или систему в целом. К экстенсивной переменной относятся, например, объем и массы составляющих систему веществ [2]. Таким образом, волновые числа полос поглощения, выделяемые на графике ИК-спектров по оси «х», рассматриваются как интенсивные переменные, а степень их проявления (ось «у»), зависящая от содержания вещества — это экстенсивная переменная. В таком случае график ИК-спектра исследуемого образца породы представляет собой числовую функцию, отражающую состояние всей макросистемы (слоя, пласта пород).

Сложные молекулы любого вещества состоят из разных типов колебаний: валентных и деформационных. При валентных колебаниях меняется расстояние между атомами, связанными ковалентной связью. Основное отличие на графиках ИК-спектров полос поглощения разных типов колебаний состоит в том, что полосы поглощения валентных колебаний атомов в молекуле, как правило, значительно шире полос поглощения деформационных колебаний. В связи с этим при оценке состояния макросистемы по ее «микромодели»), так же как и при характеристике других микросистем, целесообразно выделять разные типы переменных: *сильно-интенсивные переменные и слабо-интенсивные переменные.* Слабо-интенсивные переменные (V_{wi}) соотнесены с волновыми числами полос поглощения деформационных колебаний, а сильно-интенсивные переменные (V_{si}) — с волновыми числами полос поглощения валентных переходов. Разграничение на сильно-интенсивные переменные (V_{si}) и слабо-интенсивные переменные (V_{wi}) и введение дополнительных индексов (I_{ex}), представляющих собой соотношения этих переменных, позволяют получить дополнительную информацию о состоянии систем, подобно тому, как отношение двух экстенсивных величин (отношение массы к объему) дают новую физическую величину — плотность. Следует отметить, что такой подход соотношений ИК-спектроскопических показателей успешно применяется при проведении исследований смеси органических соединений (битумоидов) керогена, выделенного из пород [3].

Введение новых переменных для оценки пород методом ИК-спектроскопии позволяет по совокупности их значений существенно расширить характеристики изучаемой системы и определять ряд параметров, важных для практических целей поисковой нефтяной и рудной геологии. Так, по скважинному материалу определяется не только более детальный, чем по ГИС, минеральный состав породы, ее свойства (порода — коллектор или порода, обладающая свойствами покрышки), но также оценивается степень катагенетической преобразованности пород. На основании этого изучаемая толща может быть отнесена или к нефтепроизводящей или к газопроизводящей. Кроме того, над залежью полезных ископаемых в приповерхностных условиях, как и в скважинном материале, могут быть выявлены признаки процессов, связанные с доломитизацией, образованием повышенных скоплений оксидов и гидроксидов железа, развитием сульфидной минерализации, процессов окремнения и др.

Возможно также установление признаков наличия гидротермальных процессов, проявляющихся, например, в карбонатизации пород. При этом важно установление ряда карбонатных ми-

нералов с изоморфным замещением (Ca, Fe, Mn, Mg), т. е. минералов, имеющих сходное строение или почти одинаковый химический состав, как, например, у кальцита и арагонита. При сходстве значений слабо-интенсивных переменных около 712 $см^{-1}$ (деформационные колебания связи C-O) максимумы полос поглощения валентных колебаний для кальцита и арагонита различны (соответственно V_{si} — 1435 $см^{-1}$ и V_{si} — 1485$см^{-1}$). В этом случае отношение значений их экстенсивных переменных покажет: какой минерал преобладает в породе. Например, отношение $I_{ex}1485/I_{ex}1435 > 1$ означает, что в образце содержание арагонита выше, чем кальцита. Даже незначительные различия состава в минералах карбонатов могут быть достаточно важными при системном анализе, поскольку являются индикаторами уже установленной зональности некоторых типов рудных месторождений.

Таким образом, ИК-спектроскопические данные и данные гамма-спектроскопии в совокупности дополняют друг друга; они открывают новые возможности оценки состояния систем (слоев, пластов), что способствует более широкому применению физических методов для поисковых целей в рудной и нефтяной геологии.

Литература

1. Makarova I. R. The Integrated Study of the Elements Geofluid System in the South Timan-Pechora Oil and Gas Region by Complex Physical Methods // 3-rd World Congress on Materials Science, Engineering, Oil, Gas and Petrochemistry. August 24—26, 2017, Barcelona, Spain. P. 94.

2. Интенсивные переменные (термодинамика) / Интернет ресурс (https://ru.wikipedia.org/wiki/Интенсивные_ переменные_(термодинамика)).

3. Корчагина Ю. И., Четверикова О. П. Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. М.: Недра. 1976. 229 с.

Минералы тяжелого шлиха сапфироносной россыпи Нарын-Гол (бассейн реки Джида, Байкальская рифтовая система)

В. В. Вантеев[1,2], Е. В. Кислов[1,2]

[1]Бурятский государственный университет, Улан-Удэ; *Vanteev997@mail.ru*
[2]Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

Сапфироносная россыпь Нарын-Гол находится в бассейне р. Джида в Закаменском районе Бурятии [1, 2]. В левом борту р. Нарын-Гол при геологоразведочных работах на глубине 1.5 м обнаружен продуктивный на корунд слой песка мощностью 30—50 см. Подстилающие породы — черные базальты, перекрывающие — галечно-валунные отложения в основном из фрагментов черных базальтов. Из песка механическим способом при выделении камнесамоцветного сырья был намыт шлих.

Самородное золото представлено окатанными зернами размером 300—500 мкм. Внешняя часть зерен сложена высокопробным золотом, в двух случаях содержание Ag 10.62 и 1.95 мас. %. Предположительный источник золота — кварц-карбонатные жилы в верхнеордовикских кристаллических сланцах.

Циркон представлен удлиненными призматическими кристаллами с острыми дипирамидами размером около 100 мкм. Практически без примесей. Источник циркона исходя из его морфологии — базальты. Схожие цирконы из базальтов описаны в сапфироносных россыпях Приморья [3] и Центрального Вьетнама [4], включения похожих цирконов отмечены в корундах россыпи Нарын-Гол (устное сообщение А. В. Асеевой).

Титаномагнетит самый распространенный минерал, морфология от окатанных обломов до кубических кристаллов 50—200 мкм. Судя по составу, он из базальтов.

Ильменит наблюдается в виде окатанных зерен с корродированными гранями 100—200 мкм. Предположительно из базальтов по аналогии с сапфироносными россыпями Приморья [3] и Центрального Вьетнама [4]. Крупные зерна ильменита отмечены в россыпи Нарын-Гол ранее [1, 2].

Шеелит представлен обломочными зернами до 200 мкм. Предположен удаленный перенос: в Джидинском рудном районе широко раз-

виты месторождения и рудопроявления вольфрамита и шеелита.

Уранинит — единичное обломочное зерно с окатанными гранями около 80 мкм. Источник — гранитоиды Джидинского комплекса вблизи россыпи.

Монацит — окатанные обломочные кристаллы, иногда с включениями ильменита. Источником монацита предполагаются гранитоиды либо сланцы ордовика.

Хромит в россыпи представлен хорошо окатанными зернами размером до 100 мкм. Состав хромита (мас. %): FeO — 50.68, Cr_2O_3 — 45.7, TiO_2 — 2.82, Al_2O_3 — 3.14, MnO — 1.3, MgO — 1.66 типичен для алпинотипных гипербазитов. Вероятный источник — Дархинтуйский и мелких ультрамфитовых тела районе россыпи. Северо-восточнее россыпи находится Джидинской гипербазитовый пояс из 50 массивов.

Широкий набор минералов россыпи свидетельствует о нескольких источниках. Базальты района россыпи — источник циркона, титаномагнетита и ильменита. Кристаллические сланцы ордовика поставляли самородное золото и монацит. С дальним переносом могут быть связаны уранинит, хромит, шеелит, монацит золото. Состав хромита не изменился в процессах гипергенеза и переноса.

Работа выполнена по гос. заданию ГИН СО РАН № АААА-А17-117011650012-7 при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00337. Использованы возможности Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

Литература

1. Aseeva A. V., Kislov E. V., Vysotskiy S. V., Korshunov O. Yu., Velivetskaya T. A., Coenraads R. R., Vanteev V. V., Karabtsov A. A., Yakovenko V. V. A new Russian sapphire discovery in the Naryn-Gol Creek placer deposits (Dzhida Flood Basalt, Baikal Rift System) // Australian Gemmologist. 2019. V. 27, N 1—2. P. 20—26.

2. Асеева А. В., Кислов Е. В., Высоцкий С. В., Веливецкая Т. А., Игнатьев А. В. Сапфиры Нарын-Гол (Джидинское вулканическое поле, Бурятия): минеральные ассоциации и изотопные характеристики // Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии: материалы V Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 45-летию Геологического института СО РАН / отв. ред. Е. В. Кислов. Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2018. С. 34—36.

3. Высоцкий С. В., Баркар А. В. Сапфиры Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2006. 99 с.

4. Изох А. Э., Смирнов С. З., Егорова В. В., Чанг Туан Ань, Ковязин С. В., Нго Тхи Фыонг, Калинина В. В. Условия образования сапфира и циркона в областях щелочно-базальтового вулканизма Центрального Вьетнама // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 7. С. 925—943.

Барийсодержащие калиевые полевые шпаты (массив Малый Камешек, Северный Тиман)

Д. А. Варламов[1], О. В. Удоратина[2,3]

[1]Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка; *dima@iem.ac.ru*
[2]ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *udoratina@geo.komisc.ru*
[3]ТГУ, Томск

На Северном Тимане редкометалльно-редкоземельная рудная минерализация связана с породами массива Малый Камешек [1, 2]. В пределах массива развиты нефелиновые и безнефелиновые сиениты, сиенитизированные метабазиты (апобазитовые сиениты) и альбититы. Альбититы представлены альбитовыми метасоматитами по бластомилонитам апобазитовых сиенитов. Породы представлены серией проб (колл. В. Л. Андреичева, 1980 г.) 172-(1-4) и 174-(1-4) в центральной части массива и в северо-западной 149-(1-4).

Альбититы — массивные, мелкозернистые породы красного и бежевого цвета, цвет породы обусловлен развитием тонкораспыленного гематита и гидроксидов железа по нему. Основная матрица представлена ассоциацией альбит + кварц + щелочной полевой шпат, микроструктура в основном лейстовая. Наблюдаются структуры катаклаза и милонитизации., главные ак-

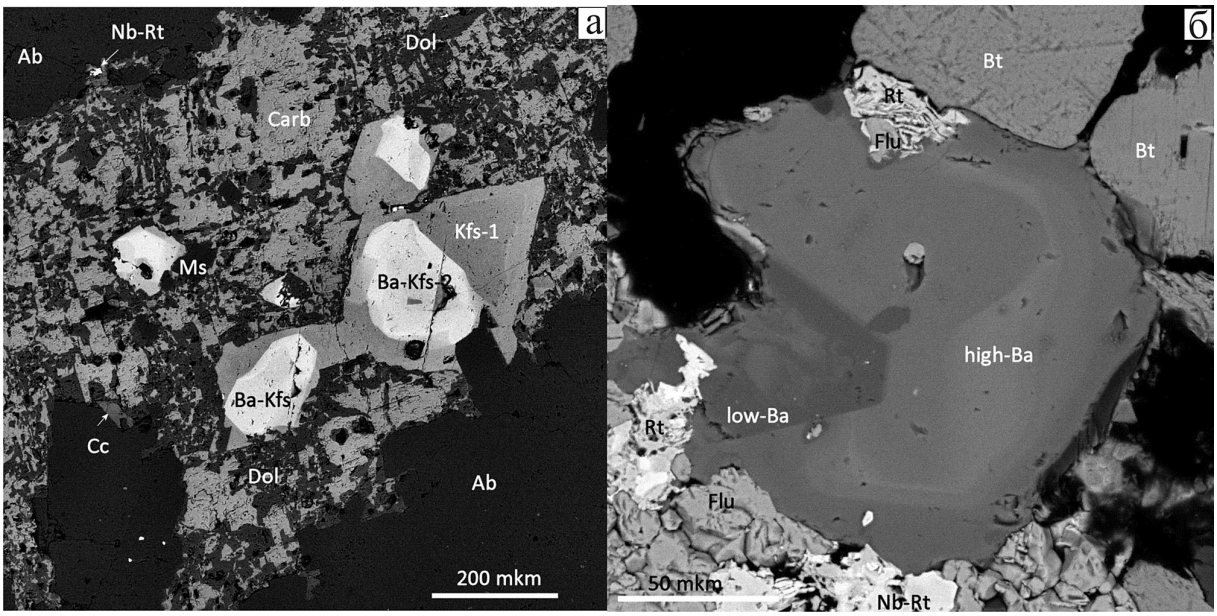
цессорные минералы — циркон, апатит, барит; вторичные — железистый хлорит и гидроокислы железа+гематит.

Основную массу породы слагают катаклазированные альбит с подчиненными кварцем и КПШ, редко наблюдаются слюды (биотит, мусковит — возможно, часть из них литиевые вариации). Рудные редкометалльно-редкоземельные минералы располагаются в межзерновом пространстве [3]. Отмечается широкое развитие различных карбонатных фаз (кальцита, доломита, Fe-доломита, марганцевых разностей кальцита). Развит флюорит. Редкоземельные минералы представлены фосфатами (монацит, ксенотим) и фторсодержащими карбонатами (бастнезит, паризит, синхизит и их высокоториевые аналоги). Редкометалльные (Nb, W) минералы представлены мельчайшими выделениями пирохлора и фергусонита, отмечаются рутилы со значительным обогащением Nb и W (до 12 % Nb_2O_5 и до 9 % WO_3). Также титановые минералы представлены ильменитом и высокомарганцевым ильменитом. Редкие сульфиды представлены микровыделениями пирита, галенита молибденита. Альбититы насыщены гематитом и гидроксидами железа [3].

Бариевая минерализация представлена обильным баритом (отдельные зерна и прожилки) и зональными барийсодержащими (до 7 мас., % BaO) и высокобариевыми (до 14 мас., %) калиевыми полевыми шпатами (см. таблицу).

Типичные составы барийсодержащих полевых шпатов

п/п	№ обр. и № точки	Na_2O	Al_2O_3	Si_2O	K_2O	CaO	BaO	S
1	172-2 р.43 центр 1	0.03	17.76	63.98	17.93	0.15	0.20	100.05
2	172-2 р.44 центр 2	0.67	18.39	59.50	15.27	0.11	4.32	98.25
3	172-2 р.45 кайма	0.64	18.93	59.39	14.57	0.04	5.67	99.24
4	172-3 р.6 центр	0.23	19.01	61.00	15.75	0.30	4.60	100.89
5	172-3 р.7 кайма	0.36	19.97	59.25	14.52	0.00	7.23	101.33
6	172-3 р.28 центр	0.27	19.61	60.68	15.01	0.00	6.30	101.87
7	172-3 р.29 кайма	0.89	20.22	54.36	11.30	0.00	13.45	100.22
8	174-1 р.2 центр	0.64	18.94	60.08	15.83	0.21	5.42	101.12
9	174-1 р.3 кайма	0.45	20.69	54.02	12.00	0.11	12.65	99.92
10	174-1 р.52 центр	1.13	20.37	55.34	11.26	0.00	12.09	100.19
11	174-1 р.53 кайма	0.93	19.95	55.36	11.42	0.26	13.14	101.06
12	174-1 р.55 центр	0.32	18.88	59.66	15.51	0.16	5.11	99.64
13	174-1 р.56 кайма	0.66	19.63	60.43	14.95	0.00	5.93	101.60



Низкобариевые (Kfs—1) и высокобариевые (Ba-Kfs) зональные калиевые шпаты в карбонат-доломит-мусковитовом матриксе в альбититах (а); отдельный зональный барийсодержащий КПШ в ассоциации с биотитом, Nb-рутилом и флюоритом (б)

Бариевый калиевый полевой шпат — бариевый ортоклаз образует пятнистые скопления в породе, ассоциируя с карбонатами и флюоритом (см. рисунок, а, б).

Часто имеет ярко выраженное зональное строение, с каймами, содержание BaO в основных зернах (как правило, центральные части) — 0.0 ÷ 7.0 мас. %, содержание в каймах и отдельных зернах возрастает до 5 ÷ 13 мас. %. Часть барита сформирована, вероятно, при деструкции полевых шпатов и реакции бария с сульфат-ионом, образующимся при разрушении первичных сульфидов.

Литература

1. Андреичев В. Л. Изотопная геохронология интрузивного магматизма Северного Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 89 с.

2. Костюхин М. Н., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука. 1987. 232 с.

3. Udoratina O. V., Varlamov D. A., Andreichev V. L. Rare metal-rare earth mineralization of the northern Timan (Malyj Kameshek massif) / Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits. XXXIII International conference. Abstract. Miass, 2017. P. 286—289.

Sc-V-гранаты из хлоритолитов Мулдакаевского массива (Южный Урал)

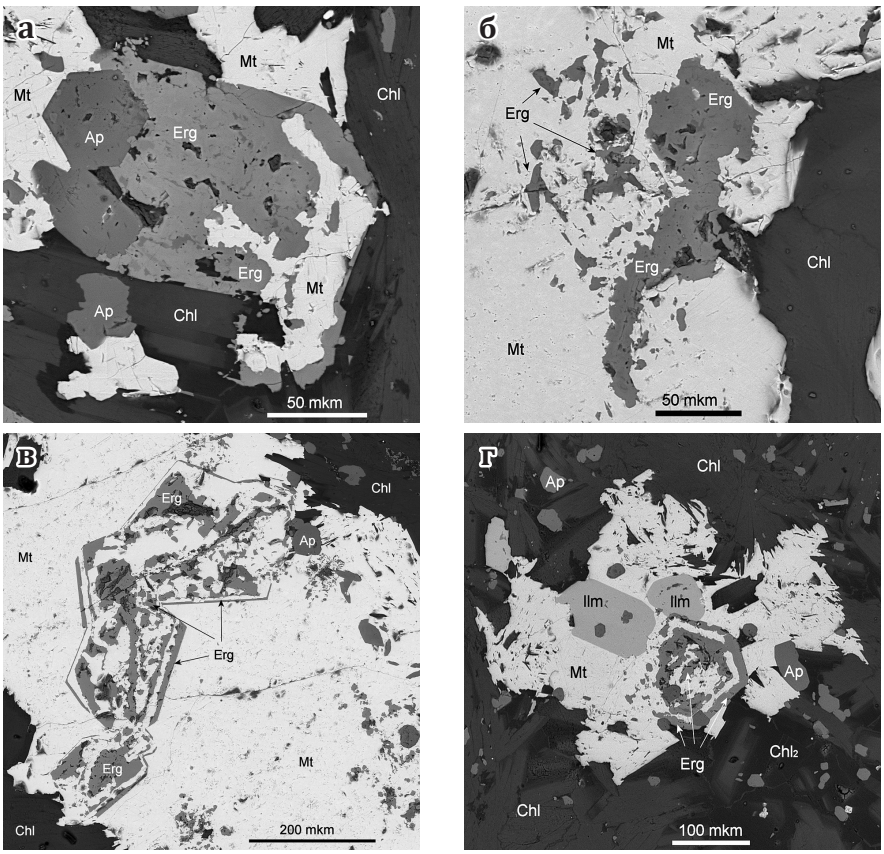
Д. А. Варламов[1], В. В. Мурзин[2]

[1]Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка; dima@iem.ac.ru
[2]Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; murzin@igg.uran.ru

При изучении минералогического состава хлоритолитов из рудопроявлений меди близ с. Мулдакаево (Учалинский р-н, Респ. Башкортостан) были выявлены весьма экзотичные по составу скандий-ванадиевые гранаты, отвечающие ряду *эрингаит* (*Erg*) $Ca_3Sc_2[SiO_4]_3$ — голдманит $Ca_3V_2[SiO_4]_3$ _ андрадит [1]. Ранее подобные гранаты (но представленные Zr-Sc разностями) были найдены только в родингитоподобных породах на р. Вилюй, Якутия [2, 3]. Изученные проявления хлоритолитов находятся в 35 км к Ю-В от г. Миасс вблизи известного Мулдакаевского месторождения зеленых яшм. В геологическом плане оно располагается в пределах Главного Уральского разлома и приурочено к ультраосновным породам в зоне серпентинитового меланжа. Хлоритолиты формируют линзовидные тела и представлены почти мономинеральными породами (хлорит разного состава и разной размерности и резко подчиненные карбонаты — кальцит). Породы содержат обильную акцессорную минерализацию (гранат, апатит, Mn-ильменит, титанит, V-магнетит, алланит, циркон, REE карбонаты и фосфаты, уранинит и торианит), среди рудных диагностируются халькопирит, пирротин, борнит, халькозин, карбонаты и гидросиликаты меди. Содержание гранатов в некоторых разностях достигает 20 об. %, коричневые анизотропные гранаты представлены прожилками и идиоморфными выделениями до 1 мм (см. рисунок) и обычно отвечают обычным андрадитам с примесью гроссуляра.

В гранатах из нескольких тел установлены (таблица) высокие содержания Sc (Sc_2O_3 до 12.3 мас. %, среднее 6.05 %), титана (TiO_2 до 5.3 %, среднее 2.3 %) и ванадия (V_2O_3 до 4.9 %, среднее 2.5 %). Скандий имеет очень высокую корреляцию с Fe^{3+} (R = –0.92) и относительно невысокие — с Al (R = +0.42) и V (R = +0.31). В отличие от первой в мире находки [2] гранаты не содержат циркония. Часть зерен почти гомогенна по Sc, в большинстве зерен наблюдаются отдельные зоны, обогащенные скандием или алюминием (темные зонки рисунок а). Регулярной зональности нет. Основная часть скандиевых фаз представлена включениями в магнетите (реже в ильмените) отдельно или в срастаниях с апатитом и ильменитом. Повышенные содержания Sc и V отмечены в титанитах (отдельные ростовые зоны), высокие содержания V — в магнетитах (до 3 мас. % V_2O_3). Содержания в породах Sc (70—80 ppm) и V (600 ppm) обычны для хлоритолитов и не являются аномальными.

Составы гранатов приведены в таблице, расчет формул гранатов проведен согласно [1] и [3].



Обрастание магнетитом сростка идиоморфного Sc-Grt (Erg) с Ap (а); высокоскандиевые гранаты в магнетите (б); скелетные кристаллы Sc-Grt (Erg) с Ilm и Ap в Mt (в, г)

Химические составы (мас. %) и a.p.f.u. Sc-V-гранатов (расчет на 12 O)

	2-31	**2-32**	**1-42**	**1-30**	**1-43**	**1-31**	**1-32**	**2-60**	**2-13**	**2-58**	**2-80**	**2-64**
MgO	0.08	0.04	0.82	1.06	0.08	0.63	0.75	0.21	0.51	0.07	0.29	0.01
Al_2O_3	5.99	5.74	0.00	0.24	4.41	0.13	0.21	0.90	0.65	0.37	1.85	0.59
SiO_2	34.22	35.31	35.21	34.07	35.15	33.66	34.73	32.95	33.55	34.28	33.52	32.94
CaO	34.31	34.24	32.60	33.22	33.07	32.13	32.95	31.87	32.71	32.16	32.68	33.26
Sc_2O_3	12.30	11.81	9.31	8.74	8.21	7.51	6.93	3.27	2.06	2.04	0.51	0.17
TiO_2	1.88	2.28	1.85	2.14	2.13	1.45	1.79	2.95	2.77	1.22	5.35	3.16
V_2O_3	0.88	0.75	3.31	3.59	1.64	4.91	4.21	1.66	1.35	1.99	0.69	1.12
MnO	0.30	0.20	0.00	0.00	0.17	0.01	0.13	0.64	0.51	0.27	0.21	0.17
Fe_2O_3	8.10	7.69	16.47	15.87	14.06	17.69	17.34	23.55	26.04	26.15	23.14	27.47
Total	**98.16**	**98.06**	**99.57**	**99.15**	**98.97**	**98.21**	**99.10**	**98.20**	**100.15**	**98.73**	**98.53**	**98.92**
Ca	3.03	3.01	2.91	2.99	2.92	2.93	2.97	2.93	2.95	2.94	2.96	3.05
Mg	0.01	0.00	0.10	0.13	0.01	0.08	0.09	0.03	0.06	0.01	0.04	0.00
X site	**3.04**	**3.02**	**3.01**	**3.12**	**2.93**	**3.01**	**3.06**	**2.95**	**3.02**	**2.95**	**3.00**	**3.05**
Al_Y	0.41	0.46	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Sc	0.89	0.84	0.68	0.64	0.59	0.56	0.51	0.24	0.15	0.15	0.04	0.01
Ti	0.12	0.14	0.12	0.13	0.13	0.09	0.11	0.19	0.18	0.08	0.34	0.20
V	0.06	0.05	0.22	0.24	0.11	0.33	0.28	0.11	0.09	0.14	0.05	0.08
Mn	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.05	0.04	0.02	0.02	0.01
$Fe^{3+}{}_Y$	0.50	0.48	0.96	0.89	0.87	1.01	1.03	1.44	1.54	1.64	1.47	1.65
Y site	**2.00**	**1.98**	**1.98**	**1.92**	**2.04**	**2.00**	**1.96**	**2.04**	**2.00**	**2.04**	**1.95**	**1.96**
Si	2.82	2.90	2.93	2.86	2.90	2.87	2.92	2.82	2.83	2.93	2.83	2.82
Al_Z	0.18	0.10	0.00	0.02	0.10	0.01	0.02	0.09	0.06	0.04	0.17	0.06
Fe_Z	0.00	0.00	0.07	0.11	0.00	0.12	0.06	0.08	0.11	0.04	0.00	0.12
Z site	**3.00**	**3.00**	**3.00**	**3.00**	**3.00**	**3.00**	**3.00**	**3.00**	**3.00**	**3.00**	**3.00**	**3.00**
Total	**8.03**	**8.00**	**7.99**	**8.03**	7.97	8.00	8.02	8.00	8.02	7.98	7.96	8.01

Формула $(Ca, Mn, Mg)_3(Sc_{0.89,}\ Fe^{3+}, Al, V, Ti)_2(Si, Al)_3O_{12}$ (для наиболее скандиевого состава).

Литература

1. Grew E. S., Locock A. J., Mills S. J., Galuskina I. O., Galuskin E. V., Hålenius U.: Nomenclature of the garnet supergroup // American Mineralogist, 2013, V. 98, pp. 785—811.

2. Galuskina Irina, Evgeny Galuskin, Dzierźanowski Piotr, Armbruster Thomas, Kozanecki Marcin: A natural scandian garnet // American Mineralogist, 2005, V. 90, pp. 1688—1692.

3. Galuskina I. O., Galuskin E. V., Lazic B., Armbruster T., Dzierźanowski P., Prusik K., Wrzalik R.: Eringaite, $Ca_3Sc_2(SiO_4)_3$, a new mineral of the garnet group // Mineralogical Magazine, 2010, V. 74(2), pp. 365—373.

Морфология рудных тел месторождения Гужумсай (Чармитанское рудное поле)

Д. И. Джуманиязов, Ф. Б. Каримова

Институт геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева, Ташкент; *denisbey@mail.ru*

Промышленные рудные тела Гужумсайского месторождения по особенностям морфологии относятся к жильному и типу линейных минерализованных зон, которые часто переходят друг в друга.

Жильный тип представлен стержневой кварцевой жилой, нередко с прожилковым окварцеванием в зальбандах. Обычно это ранний кварц (золото-шеелит-полевошпат) — кварцевой ассоциации, сопровождаемый околожильной гумбеитизацией и являющийся ведущим концентратором золотого оруденения при наложении более поздней золотопродуктивной минерализации [1].

В локализации оруденения важную роль играет характер рудовмещающих трещин. В случае трещин изогнутых и волнистых, наиболее широко распространенных в природе, благоприятные условия для образования рудных тел в них создавались тогда, когда по ним происходило перемещение. Смещение по искривленным трещинам приводит к притиранию стенок в одних местах и приоткрыванию трещины в других. Важным фактором, влияющим на локализацию рудных тел, является также параллельно-волнистая поверхность, присущая сколовым нарушениям. При дополнительном смещении по этим нарушениям возникают как притертые, так и приоткрытые участки (грани), благоприятные для размещения оруденения.

С целью изучения указанного фактора на месторождении Гужумсай с планов опробования рудных тел выбраны участки с возможностью четкого выделения трещин скола. Для этого рудные тела разбивались на отдельные грани, характеризующиеся различными мощностями рудных тел, содержанием золота и серебра, азимутом простирания. Эти различия обусловлены разной ориентацией граней по отношению к направлению сдвиговых усилий [3]. По этому признаку были проанализированы притертые, скользящие, приоткрытые и открытые грани поверхностей трещин, каждые из которых оказались в той или иной степени минерализованными.

Наименьшая мощность рудных тел в притертых гранях, а наибольшая — в открытых. Содержание золота максимальное в притертых, а минимальное — в открытых. Это объясняется тем, что в притертых маломощных гранях рудное тело, как правило, представлено рудоносной кварцевой жилой, а в открытых гранях — серией кварцевых прожилков в граносиенитах. Однако поведение метрограммов золота обратное — максимум приходится на открытые грани за счет увеличения мощностей рудных тел.

Таким образом, притертые грани рудных тел представлены жильными типом — маломощной стержневой кварцевой жилой, чаще с высоким содержанием, а участки рудных тел открытых граней состоят из серии сближенных кварцевых прожилков, представляющих второй тип рудных тел — линейные минерализованные зоны. Мощность рудных тел открытых граней в десятки раз превышает таковую притертых граней, за счет чего значительно увеличивается и метрограмм золота по ним. Рудные тела скользящих граней по всем параметрам занимают среднее положение между двумя указанными гранями. Обращает на себя внимание

и тот факт, что наибольшая длина принадлежит открытым граням, а наименьшая — притертым.

Исследовались закономерности распределения оруденения в жилах относительно структурных элементов рудоконтролирующих поверхностей и поперечных сколов. Для сколовых поверхностей главной морфологической особенностью является чередование субпараллельных выпуклостей структурных волн [2]. Прослеживание этих волн помогает охарактеризовать рудоконтролирующие поверхности по морфологическому типу, а это, в свою очередь, предположить условия размещения оруденения. Так, морфология рудных тел зависит от характера сколовых трещин, вмещающих оруденение, и сдвига по ним.

Из установленных для Гужумсая закономерностей геологического контроля оруденения наиболее важны следующие. Вся рудная минерализация связана с зонами разломов и определяется комплексом структурно-литологических факторов. Характер ее пространственного размещения определяется положением рудоконтролирующей зоны разломов, а собственная рудоносность по отдельным нарушениям характеризуется принадлежностью к иным структурно-тектоническим нарушениям, а именно, к оперяющим трещинам скола субширотного и северо-восточного направлений, контролируемых Караулхана-Чармитанской разрывной структурой.

Литература

1. Исоков М. У., Зималина В. Я., Колоскова С. М. Условия размещения золотого оруденения, методика и достоверность разведки на примере месторождения Гужумсай // ГП НИИМР Ташкент. 2013. 185 с.

2. Бертман Э. Б. Золоторудные формации жильных месторождений. Ташкент: Фан. 1990. 168 с.

3. Абрамсон Г. Я., Касушкин А. В., Шульгина И. М. Геолого-геохимическая модель как отражение структуры аномального поля рудного объекта // Прикладные аспекты геохимических исследований. М.: ИМГРЭ, 1994. С. 29—50.

Нияюская рудная зона. Кряж Манитанырд (Полярный Урал)

Л. И. Ефанова

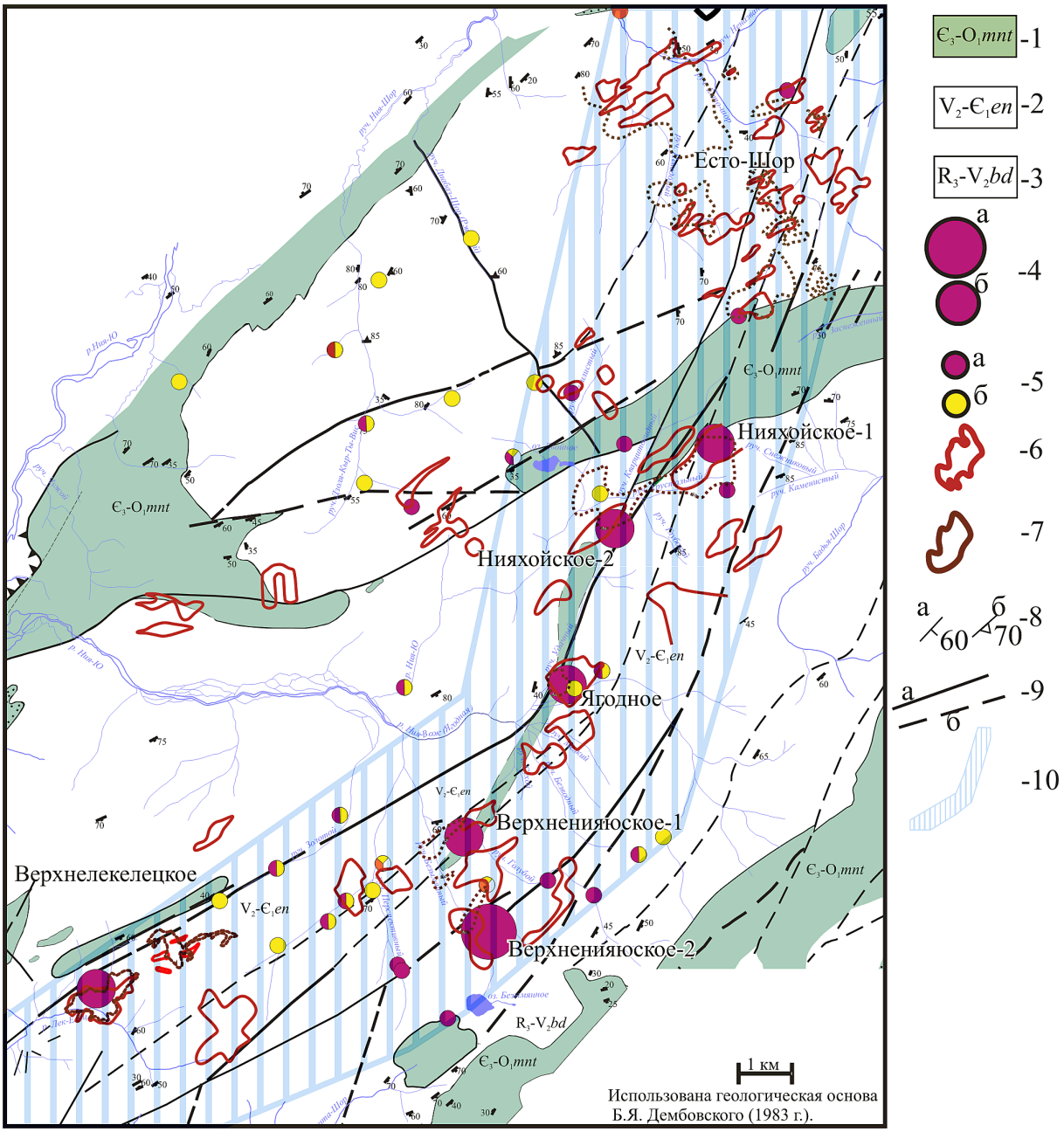
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *gmin2004@mail.ru*

В пределах Республики Коми известны многочисленные проявления золота с масштабами от пунктов минерализации до мелких месторождений. Разведанные запасы в пределах Енганэпейско-Манитанырдского золоторудного района (вблизи г. Воркуты) на месторождении Верхнениюское-2 относятся к жильному золото-сульфидно-кварцевому формационному типу. Руды локализованы в вулканитах основного состава бедамельской серии и представлены золотоносными пиритом, арсенопиритом, в ассоциации с халькопиритом, галенитом, сфалеритом, пирротином. Золото в рудах трудноизвлекаемое, относится к категории «упорных», а само месторождение по запасам — мелкое. Запасы не защищались. Помимо месторождения в пределах района известны многочисленные проявления, относящиеся к золото-сульфидно-кварцевому, золото-сульфидному типам. Рудные жилы пирит-арсенопиритового состава и зоны пиритизации развиты в гидротермально измененных сланцах енгаэпейской свиты также золотоносных.

Для всех перечисленных рудопроявлений характерна однотипность рудной минерализации, несущая 2 типа оруденения: золото-мышьякового и золото-полиметаллического. В целом это отражает единый гидротермальный процесс, проявившийся вдоль разломов северо-восточного простирания. На развитие оруденения отчасти сказался и благоприятный состав пород, и серии даек габбро-долеритов ордовикского возраста.

Эффективность геологоразведочных работ по наращиванию запасов полезных ископаемых во многом зависит от результативности прогнозно-минерагенических (металлогенических) построений, которые в реальной отечественной практике обладают статусом предпроектного прогноза. Система ранжированных минерагенических таксонов от глобального до локального уровня, принятая в Кодексе [1] применительно к площади кряжа Манитанырд включает [2, 3]:

— Полярноуральскую медь-серебряно-золотую минерагеническую зону;



Рудная зона Нияюская на кряже Манитанырд. Условные обозначения: 1 — манитанырдская серия ($Є_3$-O_1mn) нерасчлененная: конгломераты, гравелиты, кварцитопесчаники; 2 — енганепэйская свита (V_2-$Є_1$en): флишоидное переслаивание туфопесчаников и туфоалевролитов; 3 — бедамельская серия (R_3-V_2bd) нерасчлененная: эффузивы основного и кислого состава, их туфы, линзы известняков. 4 — коренное золото: а — месторождение, б — рудопроявления; 5 — пункты минерализации: а — золота, б — серебра. Контуры изолиний элементов по вторичным ореолам рассеяния: 6 — литохимические аномалии золота; 7 — мышьяка. 8 — элементы залегания: а — слоистости, б — поверхности кливажа и сланцеватости; 9 — Разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 10 — Нияская рудная зона

— Енганепейско-Манитанырдский золоторудный район;

— Нияюсский золоторудный узел;

— Нияхойское и Верхнеияюское золоторудные поля.

По нашему мнению, разработанные [2, 3] минерагенические таксоны применительно к площади кряжа Манитанырд, требуют пересмотра в части выделения Нияюского золоторудного узла. Его можно заменить одноранговой рудной зоной, позволяющей перейти от относительно изометричной рудоносной площади в понятии узла к линейно вытянутой. Линейность рудной площади проявилась после появления

Верхнелекелецкого золотопроявления, открытого Н. И. Хорошкеевым (Б. Я. Дембовский и др., 1983), рудопроявления Ягодного, появившегося на карте после заверки золото-мышьяковой литогеохимической аномалии в 1988 г. (Чулаевский и др.) Протяженность прерывистой рудоносной площади между рудопроявлениями Верхнелекелецкое и Нияхойское-1 составила 15 км. Прогнозно-поисковые работы на золото, проведенные с 2007 по 2009 г. в пределах кряжа Манитанырд (Л. И. Ефанова, 2009), позволили продлить рудоносную площадь на северо-восток еще на 10 км, в бассейн руч. Естошор, где известна одноименная россыпь золота. Здесь литогеохимические аномалии по вторичным ореолам рассеяния несут золото-мышьяковую ассоциацию, отражающую тот же рудный процесс, что и на открытых рудопроявлениях.

Протяженность рудоносной площади составляет 25 км и по минерагеническому таксону более соответствует рудной зоне, названной по приоритету — Нияюской. Дальнейшее прослеживание оруденения от известных рудопроявлений вдоль рудной зоны Нияюская, позволяет прогнозировать открытие более крупных по запасам месторождений золота.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Республики Коми в рамках научного проекта № 20-45-110006 р_а.

Литература

1. Металлогенический кодекс России. М.: Геокарт-ГЕОС, 2012. 126 с.

2. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / ред. А. Ф. Морозов, О. В. Петров, А. Н. Мельников. СПб: изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.

3. Шишкин М.А., Малых О.Н. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000, листа Q-41-XI (второе издание) М.МФВСЕГЕИ, 2013.

Модель формирования месторождения Купол (Чукотский АО) по данным Vis-NIR-SWIR спектроскопии

Н. В. Жунёв, М. В. Березнев, В. А. Рассулов

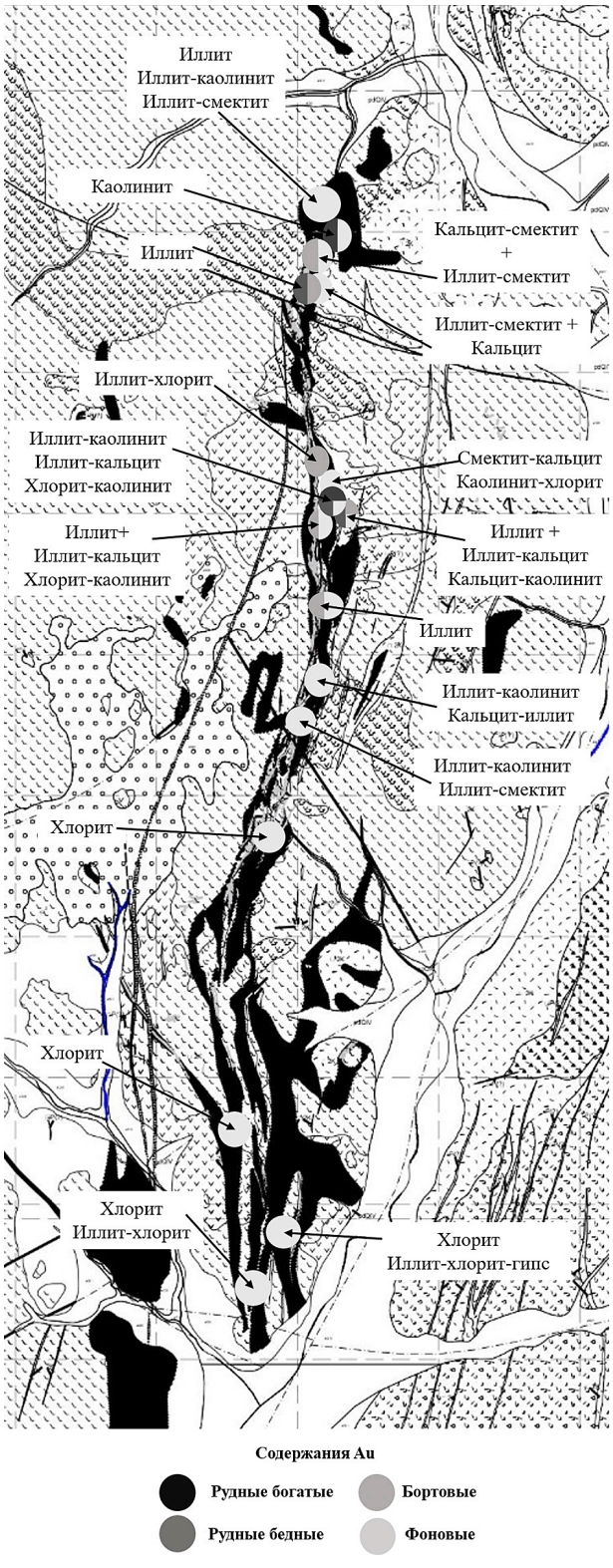
ВИМС, Москва; *zhunyov@vims-geo.ru*

В пределах Анадырского района Чукотского Автономного округа располагается Купольский рудный узел, который имеет отчетливо выраженную золото-серебряную специализацию. В пределах него расположены эксплуатируемые месторождение Купол и Морошка. В рудном узле известны проявления медно-молибден-порфировой и золото-полиметаллической формаций: Августейший, Трудный, Дубоннет, Правый Дублон и мелкие россыпи золота.

На месторождении Купол жильные, прожилково-жильные гидротермальные и метасоматические образования сгруппированы в единую зону субмеридионального простирания протяженностью более 4500 м, при горизонтальной мощности от первых метров до 120 м. Гидротермально-метасоматическими изменениями затронуты практически все породы в пределах рудного узла, за исключением базальтов.

Для обнаружения и картирования гидротермальных-метасоматических изменений применялась методика геологоразведочных работ, основанная на использовании инфракрасного спектрометра ASDTerraSpec 4Hi-Resдля анализа геохимических проб вторичных ореолов рассеяния и измерения спектров поглощения в керне скважин колонкового бурения с шагом один метр.

ASDTerraSpec используется для исследования состава и степени распространённости метасоматических (глинисто-слюдистых) изменений с определением отдельных минералов. Спектрометр измеряет спектр диффузного отражения в видимой и коротковолновой ИК области спектра (VIS+SWIR) от 350 до 2500 нм. В этом диапазоне определённые молекулярные соединения в минералах поглощают энергию электромагнитных волн, соответствующую отдельным длинам волн электромагнитного излучения, соответственно резко понижая отражательную способность с образованием в области спектра отрицательных пиков, отвечающих данным длинам волн. В коротковолновой ИК области линии поглощения образуются в результате присутствия воды, гидроксильных связей, карбонатов и сульфатов.



Схематическая геологическая карта месторождения Купол с зонами выделенной минерализации и содержаниями Au

В гидротермальных системах обычно содержится большое количество хлорита и серицита. Серицит характеризуется линией поглощения Al-OH приблизительно на 2200 нм, широкой асимметричной линией H_2O на 1900 нм и линией OH на 1400 нм. Хлорит обладает линиями поглощения Fe-OH около 2250 нм и Mg-OH приблизительно на 2350 нм, широкой асимметричной линией H_2O на 2000 нм и OH на 1400 нм [2]. Разнообразные сочетания длин волн и амплитуды этих линий (пиков) соответствуют различному химическому составу твёрдых растворов и соотношениям этих минералов. Наличие тех или иных гидрослюдистых изменений в объеме метасоматической породы отражает тонкий состав флюида и физико-химические условия образования.

В результате цифровой обработки и визуализации данных ИК-спектроскопии по метасоматическим изменениям месторождения Купол выделена достаточно четкая приуроченность наиболее богатых участков рудных тел к границе распространения изменений типа хлорит-иллит — иллит-смектит (см. рисунок).

В 70-х годах 20 столетия для эпитермальных месторождений Северо-Востока России была создана классификация по температуре рудоотложений продуктивных ассоциаций [1], согласно которой Купольскую эпитермальную систему можно отнести к средне-, низкотемпературной, характеризующейся ассоциацией электрум-галенит-сфалерит (до 300 °С), электрум-сульфоантимонит (до 240 °С). Такая разность ассоциаций характерна для определенных участков месторождения, что говорит о возможном многоэтапном процессе рудообразования. Детальное изучение распределения гидротермально-метасоматических изменений способствует четкому выявлению и оконтуриванию зон разно-температурной рудной минерализации.

Литература

1. Волков А. В., Сидоров А. А., Старостин В. И. Металлогения вулканогенных поясов и зон активизации: Монография. М.: МАКС Пресс, 2014. 356 с.

2. Phoebe L. Hauff. An overview of VIS-NIR-SWIR field spectroscopy as applied to precious metals exploration. Spectral International Inc. 2008. 71 p.

Йоко-Довыренский расслоенный массив (Северное Прибайкалье): метасоматическое происхождение хромититов

Е. В. Кислов[1,2], В. С. Каменецкий[3,4], В. В. Вантеев[1,2]

[1]ГИН СО РАН, Улан-Удэ; *evg-kislov@ya.ru*
[2]БГУ, Улан-Удэ
[3]Университет Тасмании, Хобарт, Австралия; *dima.kamenetsky@utas.edu.au*
[4]ИЭМ РАН, Черноголовка

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый интрузив в 60 км СВ оз. Байкал — линзовидное тело 26 × 3.5 км, залегает субсогласно карбонатно-терригенных толщ Сыннырского рифта, возраст ~728 млн лет [1]. Характерно множество ксенолитов вмещающих пород, превращенных в скарны и роговики. Магнезиальные скарны залегают в верхней части дунитового горизонта субсогласно со структурой массива. К ним приурочены верлиты, диопсидиты и хромититы, изученные в левом борту верховьев руч. Большой.

Хромититы — шлировидные сегрегации идиоморфной хромшпинели (40—60 %) до 0.5—1 м в длину и 10—20 см в ширину, реже жилки массивных хромититов до 2 см мощностью. Хромшпинель — хромпикотит с преобладанием Al над Cr. Оливин более магнезиален (Mg# = 0.97—0.89) по сравнению с оливином из неконтаминированных дунитов (Mg# = 0.87—0.85), содержит в несколько раз больше CaO (до 1.2 %, в среднем 1 %). Клинопироксен с высокими содержаниями Al_2O_3 (6—8 %), Cr_2O_3 (1 %) и TiO_2 (0.5—0.7 %) [2, 3].

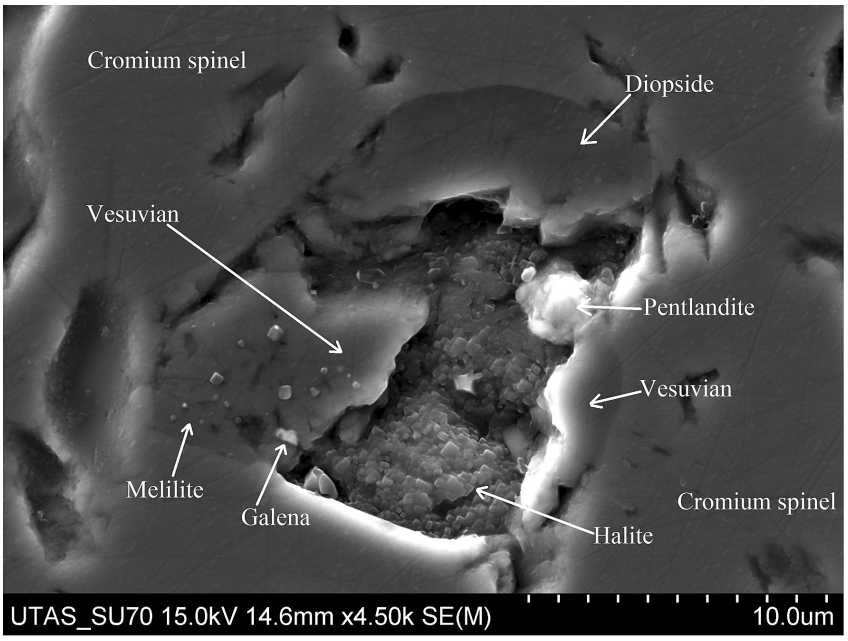
Оливин зеленовато-бурый на свежем сколе, желтый на выветрелой поверхности. Образует изометричные идиоморфные зерна размером 0.2—5 мм, округлые включения в более крупных зернах оливина, диопсида и хромшпинели. Отдельность из-за ламель монтичеллита — распад высоко-Ca оливина [4]. Характерны вариации по составу: пятнистое распределение, реже зональность с увеличением железистости к периферии. Включения хромшпинели, магнетита (иногда с включениями диопсида), монтичеллита (округлые, ограненные, лейстообразные), диопсида (округлые, лейстообразные), хлорапатита, пирротина, галита, хлоридов Ca, Mg, Fe, Ba и K.

Ярко-зеленый диопсид образует оторочки кристаллов хромшпинели и пойкилокристы, включающие а, возможно, и разъедающие округлые зерна оливина. Отмечены включения гроссуляра (отдельные зерна и прожилки), магнетита, хроммагнетита, хромшпинели, хлорита, хлорапатита. Иногда на диопсид нарастает мелилит.

Хромшпинель черного цвета образует изометричные зерна 1—3 мм. При одном николе изотропная черная с красноватым оттенком. Свойственны участки разного состава: высоко- и низко-Al вплоть до Zn-содержащей шпинели с одной стороны и хромита с другой, оторочки, жилки, цепочки зерен хроммагнетита. Включения: хлорит, диопсид (иногда с включениями нефелина), оливин, магнетит, титаномагнетит, хроммагнетит, хромит, гроссуляр, паргасит, флогопит, апатит, хлор-, фторапатит, везувиан (иногда зональный), нефелин, куспидин, галит, пентландит, кальцит, серпентин, мелилит, перовскит, халькопирит, джерфишерит, галенит (см. рисунок). Диопсид во включениях иногда обрастает гроссуляром, затем хлоритом. На границе с включением иногда развивается хроммагнетит, реже — хромит.

В основной массе хромититов отмечены хлорит, гроссуляр (иногда с гидрогроссуляром или хроммагнетитом в ядре кристаллов), флогопит, хлор-, фторапатит, кальцит, магнетит, пентландит, халькопирит, пирротин, галенит, магнезиальный сидерит. Встречен клинтонит во включении в хлорапатите и на контакте хромшпинели и диопсида. Зерна сульфидов содержат включения оливина и магнетита. Отмечены ксеноморфные зерна сульфидов по отношению к лейстам хлорита, пронизывающим их во всех направлениях. Первичные сульфиды замещаются магнетитом, хроммагнетитом, борнитом, купритом, оксидами, гидроксидами, карбонатами Fe. Серпентин, кальцит, хлорит с магнетитом, галенитом, кубанитом выполняют трещины. Кальцит и хлорит выполняют интерстиции, слагают идиоморфные зерна.

Таким образом, для хромититов Йоко-Довыренского массива характерна неоднородность по составу оливина и хромшпинели, которые обычно быстро уравновешиваются в магматической обстановке. Оливин содержит



Включение в хромшпинели, обр. 14—15

больше Mg и Ca, диопсид содержит больше Al, Cr, Ti, хромшпинель — Al в отличие от минералов интрузивных пород. Характерен метасоматический парагенезис минералов: гроссуляр, монтичеллит, везувиан, куспидин, кальцит, сидерит, мелилит, перовскит, клинтонит, джерфишерит. Необычны нефелин, галит и другие хлориды. Это свидетельствует о том, что хромититы в контаминированных дунитах Йоко-Довыренского массива представляют собой высокохромистые скарны магматического этапа [2], формирование которых связано с реакцией пикрито-базальтового расплава с CO_2 флюидом и избыточным Ca, экстрагированными при декарбонатизации доломитовых ксенолитов [5].

Работа выполнена по госзаданию ГИН СО РАН № АААА-А17-117011650012-7 при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00337. Изучение массива, экспедиционное исследование и опробование хромититов частично проведены при финансовой поддержке РНФ, грант № 16-17-10129. Использованы возможности Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

Литература

1. Арискин А. А., Конников Э. Г., Данюшевский Л. В. и др. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955—972.

2. Пушкарев Е. В., Кислов Е. В. Хромититы Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) как эндоскарны в контаминированных дунитах // Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Матер. междунар. конф. 6—9 сентября 2005 г. Энхалук на Байкале. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2005. С. 89—93.

3. Пушкарев Е. В., Вотяков С. Л., Чащухин И. С., Кислов Е. В., Щапова Ю. В., Галахова О. Л. Рудные хромшпинелиды Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье): состав, особенности структуры и условия образования // Ежегодник—2002. Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2003. С. 215—223.

4. Bailau R., Pertsev N. N., Kislov E. V. et al. Olivine with perfect cleavage from Yoko-Dovyren massif, Russia // Mineralogia — Special Papers. 2008. V. 32. P. 41.

5. Wenzel T., Baumgartner L. P., Brügmann G. E. et al. Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren Intrusion (North Baikal Region, Russia) // Journal of Petrology. 2002. V. 43, № 11. P. 2049—2074.

Вещественный состав черных сланцев окружения Яйюского магматического комплекса (Полярный Урал)

Н. С. Ковальчук[1], Т. Г. Шумилова[1], С. А. Светов[2]

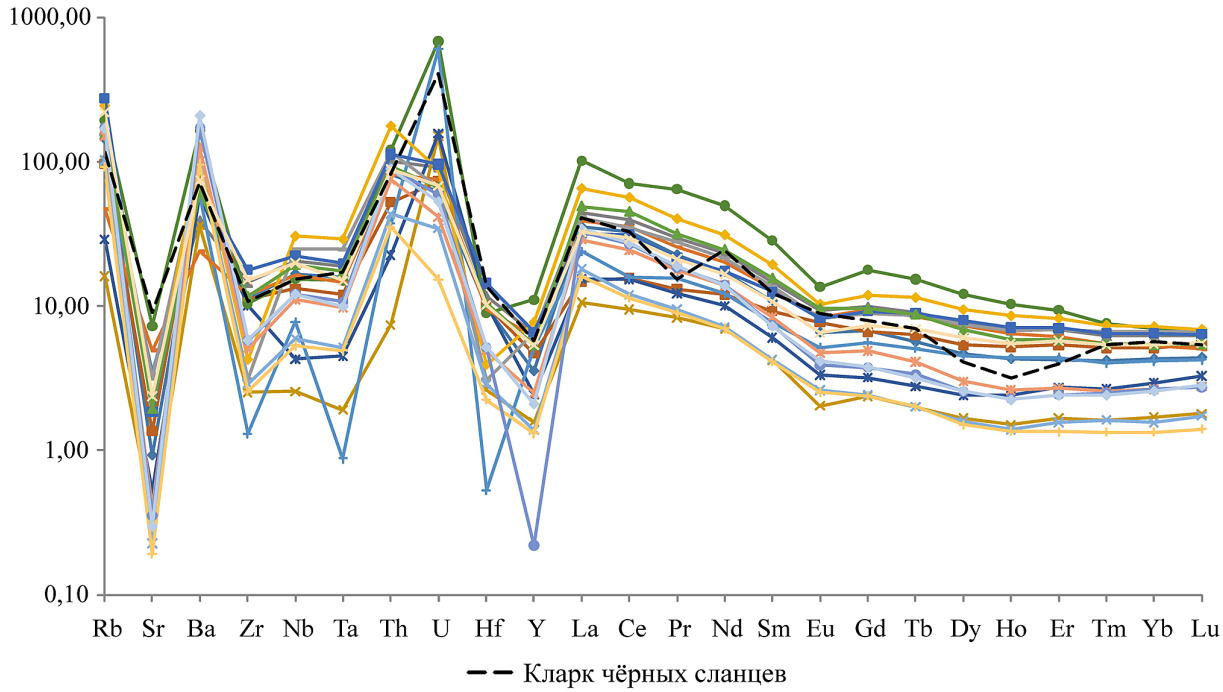
[1]ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *kovalchuk@geo.komisc.ru*
[2]ИГ ФИЦ КарНЦ УрО РАН, Петрозаводск

Изучены палеозойские черносланцевые толщи грубеинской (O_1), яйюской ($C_{1—3}$) и няньворгинской свит (D_3-C_1) в окружении Яйюского магматического комплекса ($\nu,\delta,\gamma\delta,p\gamma C_3$-$P_j$) в верхнем течении р. Яйю и в ее притоках (Полярный Урал) с применением современных методов исследований для выявления возможной мобилизации, переотложения и концентрирования рудного вещества в условиях интенсивной гидротермальной переработки.

Углеродистые толщи в окружении Яйюского магматического комплекса представлены кремнисто-глинистыми, углисто-известково-кремнистыми сланцами и фтанитами с интенсивно проявившейся жильной кварцевой минерализацией, пиритизацией, формированием интенсивной редкоземельной минерализации. Черные сланцы представлены слоистой породой, состоящей из глинистой и алевро-песчаной компонент. Структура основной массы сланцев алевролитовая, пелитоморфная, текстура полосчатая. Содержание органического углерода ($C_{орг.}$) в породе составляет 0.01—6.63 % (в среднем 1 %). Главными породообразующими минералами являются кварц, мусковит и хлорит, второстепенными — альбит, эпидот и кальцит. Сульфидная минерализация представлена чаще всего пиритом, халькопиритом, реже пирротином. В результате микрозондового изучения пород была установлена редкоземельная минерализация, представленная монацитом, алланитом и ксенотимом. В качестве акцессорных минералов диагностированы апатит, циркон, титанит, рутил и барит. В апатите встречены микровключения торита. В углеродистых сланцах в зоне горячего контакта с прорывающей интрузией установлена собственная форма нахождения серебра — $AsAg_2Te$ (предположительно гессит). В алевросланцах непосредственно в экзоконтактовой зоне отмечена микропрожилковая рудная минерализация Ni-Cu-Co-Ce-Mn состава. Методом атомно-абсорбционной спектрофотомерии (Аналитический центр Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Владивосток) установлено, что содержание Au в углеродистых сланцах района может достигать 80 мг/т (при среднем 18 мг/т), содержание Ag, как правило, не превышает 0.5 г/т, в единичных случаях составляет 0.8 г/т.

В районе Яйюского магматического комплекса кремнисто-глинистые сланцы по литохимической классификации [1] соответствуют силитам и сиаллитам. В целом их химический состав характеризуется повышенными содержаниями MgO (0.33—5.17 мас. %), Na_2O (0.07—3.95 мас. %) и TiO_2 (0.03—1.26 мас. %). Алевросланцы грубеинской свиты в зоне экзоконтакта имеют повышенные содержания Al_2O_3 (10.51—18.23 мас. %), Na_2O (1.46—3.37 мас. %), MgO (1.21—3.58 мас. %), K_2O (0.69—3.71 мас. %), TiO_2 (0.73—1.07 мас. %) и соответственно большие гидролизатный модуль (в среднем 0.35), титановый модуль (в среднем 0.06), железный модуль (в среднем 0.38), характеризующие породы как мелководно-прибрежные нормально-железистые кремнисто-глинистые сланцы с преимущественно терригенным источником сноса.

Черносланцевые толщи в районе Яйюского магматического комплекса по данным ICP-MS (ЦКП, ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск) относительно кларковых содержаний элементов в черных терригенных сланцах [2] обогащены литофильными элементами Li, Be, Ba, Ti, Mn, Zr, Rb, Sc, Cs, P, Nb, Ta, Th и РЗЭ. В алевросланцах экзоконтактовой зоны установлен надкларковый уровень для следующих элементов: Ti до 6742 г/т, Mn до 1238 г/т, Ba до 870 г/т, Zr до 199 г/т, Rb до 173 г/т, Cr до 101 г/т, Li до 60.67 г/т, Co до 23.27 г/т, Ga до 23.26 г/т, Sc до 23.07 г/т, Nb до 21.63 г/т, Th до 14.92 г/т, Cs до 8.77 г/т, Be до 3.32 г/т, Te до 3.20 г/т, Eu до 1.73 г/т, Ta до 1.19 г/т и РЗЭ ($\Sigma_{РЗЭ}$ 135—233 г/т). Кремнисто-глинистые сланцы на границе с тектоническим контактом и на удалении от выходов магматических пород в основном имеют околокларковые содержания все элементов, лишь содержания Ti (до 6533 г/т), Ba (до 1456 г/т), V (до 392 г/т), Zr (до 163 г/т), Cs (до 7.36 г/т) и Sb (до 6.29 г/т) имеют надкларковый уровень. При этом значительные вариации отношений La/Yb (7—20), Ce/Lu (90—260)



Распределение редких и редкоземельных элементов в углеродистых породах в окружении яйюского магматического комплекса. Концентрации редкоземельных элементов нормализованы по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

и содержания иттрия (1—50 г/т), вероятно, связаны со спецификой перераспределения вещества в процессе гидротермальных изменений. Исключение составляют рыхлые черные сланцы, отличающиеся резко повышенными содержаниями P (до 18810 г/т), Ba (до 1141 г/т), Rb (до 123 г/т), Y (до 50.25 г/т), Be (до 3.60 г/т), U (до 14.26 г/т), Th (до 10.24 г/т), Eu (до 2.28 г/т) и РЗЭ ($\Sigma_{РЗЭ}$ до 327 г/т). Распределение редких и редкоземельных элементов в черных сланцах показано на рисунке. В целом характер кривых распределения редких и редкоземельных элементов близок, спектры имеют четкие Sr-, Y-, Zr-минимумы и Rb-, Ba-, U-максимумы, спектры характеризуются преимущественным накоплением легких лантаноидов при слабом фракционировании тяжелых РЗЭ с заметным Eu-минимумом.

Вещественный состав и минералого-геохимические особенности изученных черных сланцев окружении Яйюского магматического комплекса свидетельствуют об их существенном гидротермальном преобразовании. Установленные повышенные содержания золота, единичные находки собственного минерала Ag в пирите, а также наличие шлиховых ореолов россыпного золота в аллювии рек окружения Яйюского магматического комплекса указывают на возможность обнаружения в черных сланцах района перспективных объектов на благородные металлы.

Авторы выражают благодарность Е. М. Тропникову за помощь в проведении аналитических работ. Работа выполнена при финансовой поддержке НИР ГР № АААА-А17-117121270036-7.

Литература

1. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.

2. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

Опыт регионального минералогического картирования на примере складчатых структур Юго-Восточной Якутии

А. В. Кокин

ЮРИУ РАНХ и ГС, Ростов-на-Дону; *alex@avkokin.ru*

Основан на стадийности проведения работ [1]. На ранних этапах изучения территории использовалась методика крупно- (1:10000) и среднемасштабного (1:25000—1:50000) минералогического картирования как в процессе специализированных геолого-съёмочных, поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ, так и с применением [2] и совершенствующейся во времени методики структурно-минералогического картирования на геологической основе, разработанной для региона М. К. Силичевым, Н. В. Белозерцевой (1972—1989) и А. В. Кокиным (1977—1997).

В основу элементов крупно- и среднемасштабного минералогического картирования были положены минеральные виды, минеральные ассоциации, количественные отношения минеральных видов типоморфных для определённых минеральных типов рудных месторождений с целью выявления признаков пространственной минералогической зональности. В отдельных случаях использовался метод картирования кристалломорфологических разностей (например, пирита в составе золоторудных тел, месторождений). В конце концов, возникла необходимость картирования уровня золотоносности пирита при оценке перспективности рудных тел и золоторудных месторождений. Это позволило понять, каким образом и в каких масштабах в процессе гидротермально-метасоматических и метаморфических преобразований осадочных толщ происходит перераспределение и высвобождение золота из пирита в рудные тела.

Затем проводилось обобщение результатов минкартирования в масштабе 1:100000 — 1:500000 с увязкой результатов исследования по отдельным профилям вкрест складчатых структур и металлогенических провинций в масштабе 1:500000. Таким образом, на территорию Кыллахского поднятия, Сетте-Дабанского антиклинория, центральную и восточную части Южно-Верхоянского синклинория была составлена минералогическая карта масштаба 1:500000 (Кокин А. В., 1996).

По ходу разработки методики минералогического картирования возникла идея совместить геологическую и геохимическую основу, на которой отражались результаты минералогического картирования крупного, среднего и мелкого масштабов. Смысл такого совмещения заключался в оценке и отображении в разрезах складчатых структур надкларковых (относительно региональных кларков) количеств элементов осадочных, вулканогено-осадочных, метаморфических, магматических пород. В рамках подобной суперпозиции из результатов минералогического и геохимического картирования возникла возможность извлечения новой информации об источниках металлов при формировании рудных месторождений, а также исследовать филлогению минеральных видов в истории земной коры Восточной Якутии [3]. В результате выявлена закономерность возрастания количества наиболее распространённых минеральных видов в составе руд месторождений, локализованных среди осадочных и магматических комплексов рифея (56), палеозоя (72), мезозоя (172) соответственно.

Подобная стадийность позволила из мелкомасштабного вернуться к осмыслению результатов крупномасштабного минералогического картирования, вследствие чего удалось:

1. Выявить масштабную связь участия осадочных пород с надкларковыми количествами Au, As при образовании золоторудных месторождений пирит-арсенопиритового минерального типа под влиянием регионального метаморфизма, метасоматизма и гидротермальной деятельности;

2. Отразить пространственную локальную и региональную зональность при формировании золоторудных, золото-редкометальных и полисульфидных месторождений, рудных полей и рудных узлов [4];

3. Обнаружить трансляцию подобия структурной организации минеральных видов в составе руд от нано- к микро- и макроструктурам;

4. Вслед за кватаронной идей [5] и на основе п. (3) выдвинуть положение о подобии организации минеральных видов живому веществу, как отражение глобального эволюционизма [6];

5. Установить подобие формирования вертикальной геохимической зональности рудных

месторождений на уровне организации рудного вещества и примесей в составе отдельных минералов видов, слагающих рудную массу. Доказать, что формирование геохимической зональности рудных месторождений следует закону не только периодичности термодинамических и химических свойств элементов, но и закону их космохимической распространённости.

Литература

1. Кокин А. В. Стадийность разномасштабного минералогического картирования при непрерывном изучении недр // Проблемы и перспективы современной минералогии: Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 83.

2. Юшкин Н. П. Топоминералогия. М.: Недра, 1982. 288 с.

3. Кокин А. В. Филогения минеральных видов в истории земной коры Восточной Якутии // Структура и разнообразие минерального мира: Материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар, 2008. С. 96—98.

4. Кокин А. В. Рудно-геохимическая зональность эндогенных рудных месторождений как следствие распространённости, периодичности и термодинамических свойств элементов // Вестник Пермского университета. Геология. 2015. № 3(28). С. 43—56.

5. Асхабов А. М. Эволюция идей в области теории зарождения и роста кристаллов // Минералогические перспективы: Материалы международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 9—10.

6. Кокин А. В. Подобие эволюции минеральных видов живому веществу как отражение глобального эволюционизма // Вулканизм, биосфера и экологические проблемы. Майкоп-Туапсе, 2011. С. 17—19.

Анализ современного состояния ресурсной базы пресных подземных вод южных районов Республики Коми

Ю. А. Кокшарова

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

В соответствии с гидрогеологическим районированием [1], южные районы Республики Коми (Сыктывдинский, Корткеросский, Усть-Куломский, Троицко-Печорский, Сысольский, Койгородский и Прилузский) относятся к Восточно-Европейской системе бассейнов пластовых вод — к Северо-Двинскому и Камско-Вятскому артезианским бассейнам II порядка. На данной территории пресные подземные воды приурочены к четвертичным, юрским, триасовым, пермским, каменноугольным отложениям и развиты до глубины 100—200 м.

По состоянию на 01.01.2019 г. на государственном балансе запасов подземных вод Российской Федерации [2] в пределах южных районов РК числятся 56 месторождений питьевых (ПВ) и технических (ТВ) подземных вод (с общими запасами 200,2 тыс.м^3/сут (по категориям: А — 6.1 тыс. м^3/сут, В — 57.4 тыс. м^3/сут, C_1 — 77.3 тыс. м^3/сут, C_2 — 59.4 тыс. м^3/сут) (см. таблицу). К распределенному фонду недр отнесено 46 месторождений подземных вод (МПВ) с запасами 49.2 тыс. м^3/сут, к нераспределенному — 10 МПВ с запасами 151.0 тыс. м^3/сут. Три месторождения питьевых подземных вод с наибольшими запасами (Троицко-Печорское , Бадьинское и Тегское с запасами 32.7—50 тыс. м^3/сут каждое) не эксплуатируются. Большинство МПВ являются мелкими с запасами менее 1 тыс. м^3/сут.

Из общего количества запасов подземных вод более 81 % (42 МПВ с запасами 162.45 тыс. м^3/сут) разведано для хозяйственно-питьевых целей. Эти участки недр находятся вблизи г. Сыктывкара и крупных населенных пунктов. Наибольшими балансовыми запасами подземных вод обладает Сыктывдинский район (137.046 тыс. м^3/сут), наименьшими — Усть-Куломский район (1.8 тыс. м^3/сут) (таблица).

По данным государственного баланса запасов подземных вод [2] общая добыча подземных вод в 2018 г. месторождений южных районов РК составляет 10.583 тыс. м^3/сут, большая часть извлекаемого объема подземных вод приходится на Сыктывдинский (4.036 тыс. м^3/сут) и Троицко-Печорский районы (1.802 тыс. м^3/

Распределение прогнозных эксплуатационных ресурсов и запасов питьевых и технических подземных вод на территории южных районов Республики Коми

Административный район (МО МР)	Население, тыс. чел.	Площадь, тыс. км^2	Количество МПВ			Запасы, тыс. м^3/сут			Общий фактический водоотбор, тыс. м^3/сут	ПЭРПВ, тыс. м^3/сут. [3, 4]	Средний модуль ПЭРПВ, л/сек с 1 км^2 [3, 4])
			общее	нераспред. фонд	распред. фонд	общие	нераспред. фонд	распред. фонд			
				ПВ/ ТВ	ПВ/ТВ		ПВ/ТВ	ПВ/ТВ			
Корткеросский	18.593	19.7	6	0/0	6/0	2.013	0/0	2.013/0	0.947	2636.2	1.55
Усть-Куломский	24.499	26.4	2	0/0	2/0	1.762	0/0	1.762/0	0.968	3271.4	1.44
Троицко-Печорский	11.498	40.6	9	1/0	2/6	38.887	0/32.7	1.168/ 5.009	1.802	5120.3	1.46
Сыктывдинский	24.194	7.5	15	6/0	9/0	137.046	112.435/0	24.611/0	4.036	1988.1	3.06
Сысольский	13.007	6.1	6	0/0	6/0	9.073	0/0	9.073/0	0.814	659.5	1.25
Прилузский	17.816	13.2	6	0/3	2/1	6.035	5.870/0	0.160/ 0.005	0.124	657.4	0.58
Койгородский	7.549	10.4	5	0/0	4/1	2.113	0/0	2.112/ 0.001	0.338	365.9	0.4
МО ГО «Сыктывкар»	260.345	0.7	7	0/0	4/3	3.279	0/0	3.250/ 0.029	1.554	184.5	3.5
Всего	117.156	123.9	56	7/3	35/11	200.208	118.305/ 32.700	44.149/ 5.044	10.583	14883.3	-

сут) (таблица). Сведения по водоотбору подземных вод приводятся по данным недропользователей (форма 2-ТП-»Водхоз»), зачастую они не отвечают истинному количеству отбираемой воды.

Ранее была проведена оценка обеспеченности хозяйственно-питьевого водоснабжения Республики Коми [3] с учетом природоохранных, водохозяйственных, санитарно-гигиенических и гидрогеологических ограничений. Были оценены прогнозные эксплуатационные ресурсы подземных вод (ПЭРПВ), общая величина для южных районов РК составила 14.9 млн $м^3$/сут (5.4 $км^3$/год), средний модуль прогнозных ресурсов — 1.5 л/с с $км^2$ [3, 4]. Объектами оценки являлись водоносные подразделения, распространенные в зоне активного водообмена и содержащие подземные воды с минерализацией до 1 г/$дм^3$. ПЭРПВ распределены на исследуемой территории неравномерно, наиболее обеспеченным является Сыктывдинский район со средним модулем 3.06 л/с с $км^2$. Наименее обеспеченные Прилузский и Койгородский районы характеризуются средним модулем ПЭРПВ менее 1 л/с с $км^2$ (таблица). Ресурсы подземных вод для данных районов составляют менее 50 л на человека в сутки. Единственным достаточно обеспеченным ресурсами подземных вод районом является Троицко-Печорский (445 л. чел/сут). Существенные различия в объеме ресурсов подземных вод объясняется особенностями геолого-гидрогеологического строения территории и неравномерным распределением населения по территории.

Перспективы освоения, как утвержденных запасов подземных вод, так и прогнозных ресурсов на территории южных районов республики имеются. Наиболее крупным потенциальным водопотребителем (по количеству жителей) является город Сыктывкар, до настоящего времени его водоснабжение основано на поверхностных водах. В окрестностях г. Сыктывкара с 1963 г. проводятся работы по оценке запасов подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения [5]. Разведаны 12 МПВ с общими запасами более 100 тыс.$м^3$/сут, которые могли бы решить проблему централизованного водоснабжения за счет подземных вод, однако Бадьинское, Седшорское и Тегское МПВ не эксплуатируются.

Литература

1. Огородникова Г. П. и др. Атлас Республики Коми // Гидрогеологическая карта Республики Коми. М.: Феерия, 2010.

2. Государственный баланс запасов подземных вод по Северо-Западному федеральному округу (http:/www.rosnedra.qov.ru). (Дата обращения 12.03.2020 г.).

3. Огородникова Г. П., Разина И. П., Косиненко Л. И. и др. Отчет «Оценка обеспеченности хозяйственно-питьевого водоснабжения Республики Коми» (второй этап). г. Ухта-2, 1999.

4. Куделина Н. В. Отчет «Оценка состояния месторождений питьевых и технических подземных вод нераспределенного фонда недр с целью приведения их запасов в соответствие с действующим законодательством на территории Республики Коми и НАО», Ухта, 2014 г.

5. Лапицкая В. Ф., Жильцова В. И. Перспективы использования подземных вод для водоснабжения г. Сыктывкара // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Матер. XVII Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. С. 263—264.

Условия формирования кварц-золоторудного месторождения Толстиха (Южный Урал)

М. А. Корекина

ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс; *maria@mineralogy.ru*

Месторождение молочно-белого кварца Толстиха является крупным кварц-золоторудным объектом Южного Урала. Оно расположено на контакте небольшого массива габбро с крупным массивом Больших Таловских гор, сложенного серпентинизированными дунитами, перидотитами и пироксенитами [1]. Структурно-текстурные особенности и состав минеральных ассоциаций позволяют предполагать гидротермально-метасоматический характер месторождения и приурочить его образование к становлению габбро-диорит-перидотитового массива, к которому оно пространственно приурочено. Месторождение Толстиха образовалось вследствие заполнения крупной трещины скалывания. Его формирование связано с неравномерным прогревом вмещающих пород в зоне трещиноватости, вследствие чего возникла конвективная циркуляция флюида, и происходил вынос кремнезема из области высоких температур с постепенным его отложением в областях с более низкими температурами [2, 3]. Последующие преобразования связаны с региональным метаморфизмом (фация зеленых сланцев) и динамометаморфизмом. Кварцевый агрегат претерпел несколько этапов преобразования: с региональным метаморфизмом связаны процессы перекристаллизации кварца с появлением новообразованных зерен, с динамометаморфизмом связаны процессы катаклаза, обусловившие брекчирование и дробление кварцевых агрегатов [4, 5]. В итоге было сформировано крупное мономинеральное тело кварца, сложенное крупно-гигантозернистым молочно-белым кварцем.

По данным термобарогеохимических исследований процесс формирования месторождения начался при температуре 320—340 °С и завершился при температуре около 140—160 °С [6]. Источником рудообразующих флюидов послужила система гидротермальных растворов $NaCl\text{-}H_2O$ и $KCl\text{-}H_2O$, обогащенная большим количеством Cl. Гидротермальные растворы, обогащенные Cl характеризуются низкими значениями < 1 отношений Hf/Sm, Nb/La и Th/La.

Для месторождения Толстиха характерна низкая концентрация редкоземельных элементов, отчетливо выраженная отрицательная Eu аномалия и положительная Ce аномалия, а также явное преобладание тяжелых лантаноидов. Содержание РЗЭ, Eu- и Ce аномалии месторождения свидетельствуют о том, что рудообразующие растворы в основном были получены из смешанного глубинного источника. Рудообразующая жидкость также обогащена Al, Na, K и одновременно в ней присутствует магмафильный элемент — W, который свидетельствует о многостадийности минералообразования и участия в образовании месторождения магматических гидротермальных растворов. Возможно, рудообразующий флюид был смешан с второстепенными магматическими источниками. Физико-химические условия рудообразующего флюида изменились от начальной стадии до поздней стадии минералообразования. Значения Co/Ni в кварце <1, что характерно для средне- низкотемпературных кварцевых жил.

Кварц-золоторудное месторождение Толстиха относится к низкотемпературным жилам заполнения с наложенной золоторудной минерализацией, на поздней стадии минералообразования преобразованное магматическими флюидами.

Литература

1. 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.

2. Anfilogov V. N., Kuznetsov S. K., Nasirov R. S., Igumentseva M. A., Schtenberg M. V., Argishev P. A., Lebedev A. S. Veined quartz of the Urals. Structure, mineralogy, and technological properties // New Developments in Quartz Research: Varieties, Crystal Chemistry and Uses in Technology // New York: Nova Science Publishers. 2013. P. 105—142.

3. 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.

4. Игуменцева М. А. Кварц Кыштымского и Кузнечихинского месторождений: состав, структура, технологические свойства. Екатеринбург: УрО РАН, 2012. 167 с.

5. 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.

6. Никандрова Н. К., Анфилогов В. Н., Игуменцева М. А., Кабанова Л. Я. Температуры гомогенизации и состав газово-жидких включений в кварце месторождения «Гора Хрустальная» (Средний Урал) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456. № 1. С. 91—94.

Месторождения металлических и неметаллических полезных ископаемых западного склона севера Урала, Пай-Хоя и Тимана, проблемы региональной минерагении

С. К. Кузнецов, М. Б. Тарбаев, Т. П. Майорова
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

На севере Урала, Пай-Хое, Тимане сосредоточены многочисленные проявления и месторождения металлических и неметаллических полезных ископаемых, относящиеся к различным генетическим типам, связанные с магматическими, метаморфическими, гидротермальными, метасоматическими, осадочными процессами, образованием россыпей и кор выветривания. В течение многих лет проводятся минералогические исследования, большое внимание уделяется вопросам минерагении (металлогении), включая минерагеническое районирование, установление условий формирования месторождений в связи с историей геологического развития региона [1—6 и др.].

В минерагеническом отношении центральная зона и западный склон севера Урала находятся в пределах Центрально-Уральской и Западно-Уральской мегазон, Пай-Хой — в пределах Пайхойско-Новоземельской мегазоны, которые делятся на зоны, районы, узлы, поля [2, 3 и др.]. Важнейшую роль в формировании месторождений полезных ископаемых прямо или косвенно играли тектоно-магматические процессы. Имеется ряд собственно магматических месторождений, к которым относятся, прежде всего, месторождения и проявления хромовых руд в ультрабазитах Полярного Урала (Хойлинско-Лагортинский узел), медно-никелевые проявления в габбро-долеритах Пай-Хоя. В ультрабазитах и хромовых рудах, в медно-никелевых рудах отмечаются минералы платиновых металлов, самородное золото. И на западном склоне севера Урала, и на Пай-Хое широко развита гидротермальная минерализация. Известны золотосульфидные, золото-сульфидно-кварцевые, золото-палладиевые, свинцово-цинковые, вольфрам-молибден-висмутовые, редкометальные, уран-серебряные, медно-урановые, кварцевые, баритовые, флюоритовые, асбестовые, камнесамоцветные проявления, а также проявления других металлов и неметаллов. Можно, в частности, отметить золоторудные месторождения и проявления Чудное, Синильга, Каталамбинское, Караванное на Приполярном Урале, Верхнеияюское 2 на Полярном Урале, Торговское вольфрам-молибден-висмутовое проявление на Приполярном Урале, Хойлинское, Малохойлинское, Пальникское баритовые месторождения на Полярном Урале, Амдерминское флюоритовое месторождение на Пай-Хое, кварцевожильно-хрусталеносные месторождения Желанное, Николай-Шор, Сураиз на Приполярном Урале.

В терригенных отложениях нижнего ордовика Приполярного и Полярного Урала, представленных кварцевыми песчаниками и кварцито-песчаниками, выявлены стратиформно-гидротермальные месторождения и проявления меди: Косьюнское, Молюдвожское Саурипейское. В различных районах севера Урала преимущественно в карбонатных породах и яшмоидах в стратиграфическом интервале от среднего девона до среднего карбона развито седиментационно-диагенетическое (осадочно-гидротермальное) карбонатное, карбонатно-силикатное,

оксидное марганцевое оруденение. Наиболее крупным является Парнокское железо-марганцевое месторождение на Приполярном Урале. На Полярном Урале выделяется ряд перспективных фосфатоносных площадей: Харотская, Харутская, Естотинская. Особое место в генетическом разнообразии месторождений и проявлений полезных ископаемых Пай-Хоя занимают импактные алмазы Карской астроблемы.

На Тимане, входящем в состав Канино-Тиманской минерагенической мегазоны, важнейшими являются месторождения бокситов (Ворыквинская группа) и титановых (лейкоксеновых) руд (Ярегское, Пижемское). На Среднем Тимане известны проявления ниобия и редких земель, связанные с альбититовыми метасоматитами и карбонатитами: Октябрьское, Новобобровское, Мезенское, Верхнемезенское, Косьюнское. Редкие и редкоземельные металлы в качестве попутных компонентов присутствуют в бокситах и титановых рудах. В районе Четласского камня на Среднем Тимане вблизи бокситовых месторождений выявлены проявления марганца. Марганцевое оруденение связано с корами выветривания, развивающимися по глинисто-карбонатным толщам рифея. На Северном Тимане известна Пешская марганцевоносная площадь. Широко распространены фосфориты и фосфорсодержащие породы (Вымско-Веслянская площадь, Заостровское фосфатно-бокситовое проявление). В терригенно-карбонатных породах верхней перми развиты цеолиты. Выделяются Вымская цеолитоносная площадь и Веслянское проявление. В северной части Вольско-Вымской гряды в девонский кварцевых гравелитах и песчаниках выявлены комплексные золото-алмаз-редкоземельные палеороссыпи Ичет-Ю, Югыд-Ю, Джин-Ю, в Кыввожском районе имеются аллювиальные золотоносные россыпи, в которых вместе с золотом встречаются минералы платиновых металлов. В четвертичных отложениях Тимана известны находки алмазов, выделены участки, представляющие интерес в отношении коренных проявлений. В различных районах Тимана, в частности, на Северном Тимане, имеются пункты минерализации и проявления рудного золота, меди и никеля, молибдена, камнесамоцветного сырья.

При рассмотрении наиболее общих геохронологических закономерностей формирования месторождений полезных ископаемых для севера Урала обычно выделяются раннепротерозойская, рифейско-вендская, ордовикско-раннемезозойская, для Тимана — протерозойско-раннекембрийский и палеозойско-мезозойская минерагенические эпохи, характеризующиеся определенными специфическими чертами [1, 4, 5 и др.]. Тем не менее, многие вопросы минерагении остаются дискуссионными. Это касается возраста рудной минерализации, ее полигенности, связи рудообразования с различными геологическими процессами, природы гидротермальных растворов, источников рудных компонентов. Одним из наиболее острых, учитывая полученные в последнее время изотопно-геохронологические данные, свидетельствующие о преимущественно докембрийском возрасте гранитоидов и других магматических образований, является вопрос о времени формирования гидротермальной, в частности, золоторудной минерализации в породах докембрия Приполярного Урала и других районов. Результаты наших исследований позволяют предполагать, что гидротермальное минералообразование в значительной степени инициировалось процессами регионального метаморфизма. Весьма продуктивной в отношении месторождений полезных ископаемых была ордовикско-раннемезозойская эпоха.

Литература

1. Геология и полезные ископаемые России. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 2 Урал / ред. О. А. Кондиайн. Соредакторы А. А. Беляева, А. Н. Мельгунов, Н. А. Румянцева. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 584 с.

2. Недра Северо-Запада Российской Федерации / Коровкин В.А., Турылева Л. В., Руденко Д. Г. и др. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 520 с.

3. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / ред. А. Ф. Морозов, О. В. Петров, А. Н. Мельгунов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.

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

5. Фишман М. В., Юшкин Н. П. Проблемы металлогении Европейского Северо-Востока. Серия препринтов «Научные доклады». Коми филиал АН СССР, 1980, вып. 57. 29 с.

6. Юшкин Н. П., Кунц А. Ф., Тимонин Н. И. Минерагения Пай-Хоя. Екатеринбург, УрО РАН, 2007. 292 с.

Благороднометалльные ассоциации (ЭПГ+Au), связанные с палеопротерозойским базит-гипербазитовым магматизмом (PR_1sm-ld) Лапландско-Онежской минералогической провинции Карелии

Л. В. Кулешевич

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; *kuleshev@krc.karelia.ru*

К минералогической провинции принято относить «участок земной коры, характеризующийся относительно однородным геологическим строением и развитием одних и тех же минеральных комплексов и ассоциаций» [1]. Топоминералогические исследования — составная часть металлогенических работ, проводимых авторами по изучению рудных ассоциаций и обобщению результатов минералогических работ по благороднометалльному оруденению (ЭПГ и Au) в Лапландско-Онежской рифтогенной структуре (ЛОРС) на территории Карелии. Изучение рудных минералов проводилось на электронном сканирующем микроскопе VEGA II LSH с микроанализатором INCA Energy-350 в ИГ КарНЦ РАН; обобщены опубликованные результаты более ранних исследований.

Лапландско-Онежская региональная структура заложилась в палеопротерозое на Карельском кратоне и развивалась как континентальный рифт от 2.5 до 1.8 млрд. лет на архейском фундаменте. Этапы рифтогенного развития (PR_1sm, PR_1jt, PR_1ld) сопровождались формированием определенных вулканогенно-осадочных и интрузивных базит-гипербазитовых комплексов. Более поздний орогенный этап развития (сопровождавщийся в Лапландии внедрением гранитов) на территории Карелии проявился в формировании зон складчато-разрывных деформаций (СРД) и щелочно-железо-магнезиального метасоматоза (~1.78, и до 1.5—1.45 млрд лет). С этим этапом связана Pd-Pt-Au-Cu-U-V-(Ti, Cr) минерализация (гидротермально-метасоматическая), геохимический тип которой зависит от степени переработки базит-гипербазитовых толщ, слагающих конкретные геологические структуры Карелии — Онежскую, Кумсинскую, Лехтинскую, Паана-Куолаярвинскую.

С сумийским этапом развития связаны расслоенные дифференцированные базит-гипербазитовые интрузии (2.4—2.5 млрд лет) и оруденение — хромовое, сульфидно-медно-никелевое. С этими рудами связан широкий спектр минералов благородных металлов (ЭПГ с Au). Благороднометальная минерализация рудопроявлений Луккалайсваара, Кивакка детально изучалась А. Ю. Барковым (обобщение по С. Карелии представлено в работе [2]). Бураковская интрузия — наиболее крупный расслоенный комплекс в ЮВ части ЛОРС. Она сопровождается хромовыми и сульфидно-медно-никелевыми рудами (разведка и оценка ресурсов велась КГЭ — В. А. Ганиным, В. Н. Логиновым и др.). Главный хромитовый горизонт (стратиформная залежь) представлен субферриалюмохромитами (по М. М. Лаврову). Благородные металлы детально изучались Г. Л. Гроховской [3]. В ассоциации с хромитами встречаются тугоплавкие сульфиды Pt, Rh, Ir и интерметаллиды Pt, такие как холлингвордит, лаурит, ирарсит, сперрелит, платарсит, куперит, туламинит, рустенбургит, Pt, Pt_3Fe, висмуто-теллуриды Pt-Pd, Au. С Cu-Ni-рудами ассоциируют минералы Pd (по Н. Н. Трофимову).

Габбродолеритовые силлы раннелюдиковийского возраста (2.0—1.99 млрд лет) дифференцированы от меланократовых и рудных габбро до диоритов (силлы Пудожгорский, Койкарский). Титаномагнетитовые габбро Пудожгорского силла сопровождаются бедной сульфидной вкрапленностью, с которой ассоциируют котульскит, меренскит, сопчеит, кейконит, сперрилит (по Н. Н. Трофимову). В Койкарском силле к титаномагнетитовому горизонту приурочена вкрапленность сульфидов с благородными металлами в сумме 1—2 г/т. На месторождении Викша (уч. Кентилампи, Каллиево) в ассоциации с халькопиритом, пирротином установлены Pd-арсениды, стибиоарсениды, станниды [4]: палладоарсениды Pd_2As, $(Pd,Pt)_2As$; паларстанид $Pd_8(Sn,As)_3$, палладиевый винцентит $Pd_3(As,Te,Sn)_1$, стиллуотерит Pd_8As_3, арсенопалладинит (Pd_7As_2, фаза Pd_4As), станнопалладинит $Pd_3(Sn,As)_2$, паларстанид $(Pd,Pt)_8(Sn,As)_3$, фаза $(Pd,Pt,Au)_3Sn$, изомертиит Pd_5AsSb, Te-изомертиит $Pd_5(As,Sb,Te)$, сперрилит $PtAs_2$, реже брэггит (Pt,Pd,Ni)S, $(Pt,Pd,Rh)As_2$, более редкие холлингвортит (Rh,Pt)AsS, $PtTe_2$, котульскит PdTe. Золото содержит 15—31 % Ag.

Лапландско-Онежская структура может рассматриваться как региональная минералогическая провинция, объединившая рудную ми-

нерализацию базит-гипербазитовых палеопротерозойских рифтогенных комплексов и более позднюю, наложенных зон СРД.

Работа выполняется по теме НИР ИГ КарНЦ РАН № ГР АААА-А18-118020290084-7.

Литература

1. Юшкин Н. П. Топоминералогия. М.: Недра, 1982. 288 с.

2. Дмитриева А. В., Кулешевич Л. В. Минеральные виды Северной Карелии: рудные минералы палеопротерозойских (PR_1sm) расслоенных массивов // Труды XVI Ферсман. научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты. 2019. № 16. С. 160—164.

3. Гроховская Г. Л., Лапина М. И., Ганин В. А. и др. Проявления ЭПГ-минерализации в Бураковском расслоенном комплексе (Южная Карелия, Россия) // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 4. С. 315—341.

4. Олейник И. Л., Кулешевич Л. В. Петрохимические особенности и благороднометалльная минерализация Койкарского силла (Карелия) // Руды и металлы. 2016. № 3. С. 49—61.

Результаты датирования монацита из рудопроявления Ичетъю (Средний Тиман) методом CHIME

А. Б. Макеев[1], С. Г. Скублов[2,3], А. О. Красоткина[2], С. Е. Борисовский[1]

[1]ИГЕМ РАН, Москва; *abmakeev@mail.ru*
[2]ИГГД РАН, Санкт-Петербург; *skublov@yandex.ru*
[3]Горный университет, Санкт-Петербург

Проведенные исследования морфологии, состава и возраста монацита рудопроявления Ичетъю выявили принципиальные различия в типоморфных особенностях и генезисе двух его разновидностей (рис. 1).

Количественный анализ монацита проведен в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитик С. Е. Борисовский) на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200, оснащенном пятью волновыми спектрометрами. Расчет возраста методом CHIME производился по результатам электронно-зондового рентгеноспектрального определения ThO_2, UO_2, PbO с помощью компьютерной программы, размещенной на сайте Центра хронологических исследований Нагойского университета Японии (http://www.nendai.nagoya-u.ac.jp/gsd/CHIME/).

Обычный монацит желтого цвета из рудопроявления Ичетъю представлен монацитом-(Ce), в котором содержание примеси La превышает содержание Nd. Время его кристаллизации (перекристаллизации) по данным метода CHIME равно 518 ± 40 млн лет (рис. 2, а). Время образования второй разновидности монацита — куларита (характеризующейся преобладанием примеси Nd над La) составляет 978 ± 31 млн лет (рис. 2, б). Часть зерен куларита имеет возраст 520 ± 27 млн лет (рис. 2, в), связанный, предположительно с гидротермальным событием, приведшим к одновременной перекристаллизации монацита и куларита. При этом две рассматриваемые разновидности монацита образовались в совершенно разных первоисточниках, а затем были объединены в минеральном парастерезисе рудопроявления Ичетъю.

Полученные методом CHIME оценки возраста монацита из рудопроявления Ичетъю, отвечающие двум рубежам (около 500—600 и 960—1000 млн лет), близки или совпадают с изотопными определениями возраста в этих же зернах монацита, оцененными ранее методом LA-ICP-MS. Проведенное исследование показывает, что для массовых определений возраста монацита можно использовать более локальный и экспрессный метод химического датирования CHIME, результаты которого рекомендуется выборочно заверять более трудоемким и менее локальным изотопным методом LA-ICP-MS.

Источники финансирования. Исследование монацита методом CHIME выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-60001. Funding: The reported study of monazite by CHIME method was funded by RFBR, project number 19-35-60001.

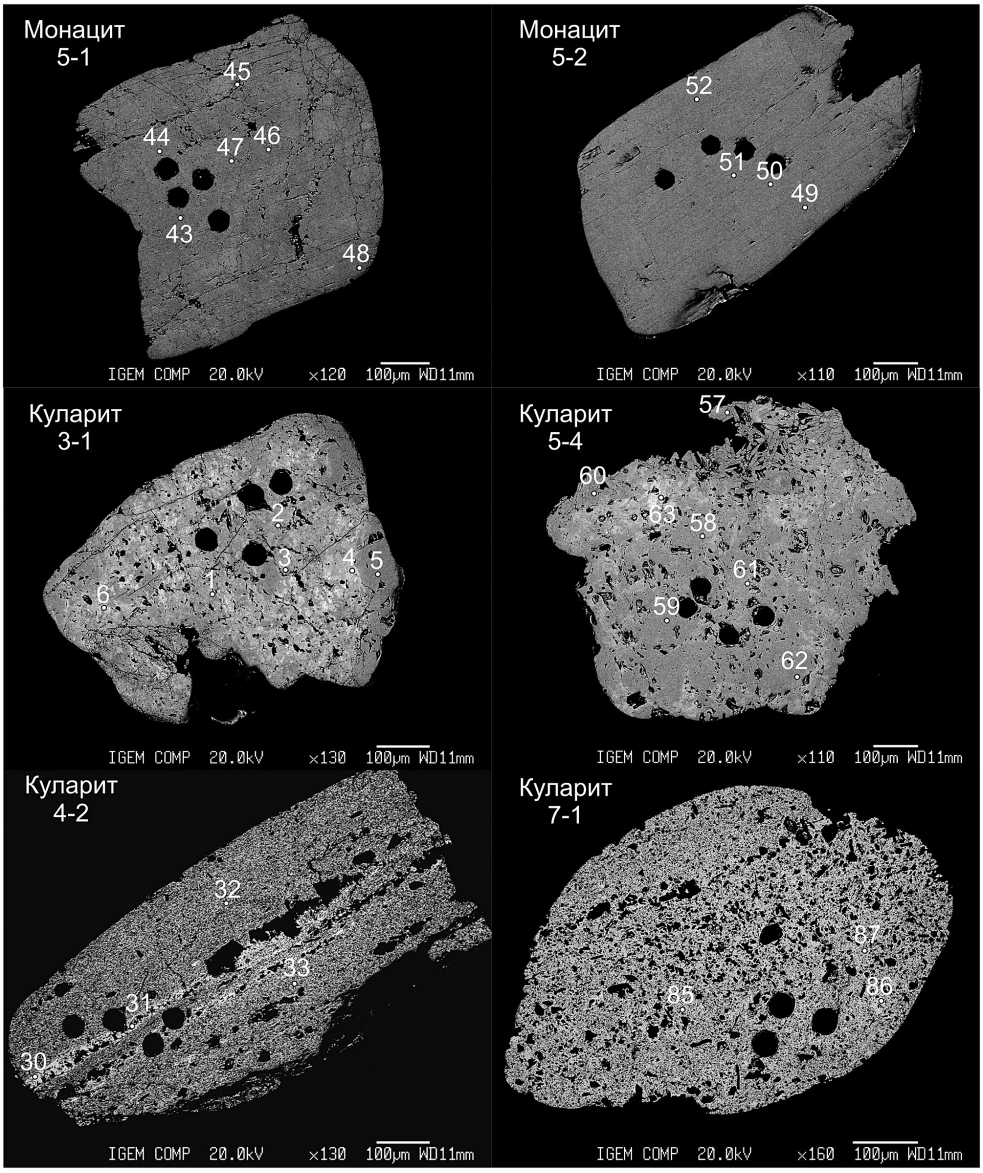


Рис. 1. Изображение в режиме BSE представительных зерен монацита и куларита. Отмечены точки анализа методом CHIME. Округлые черные пятна являются кратерами от анализа методом LA-ICP-MS

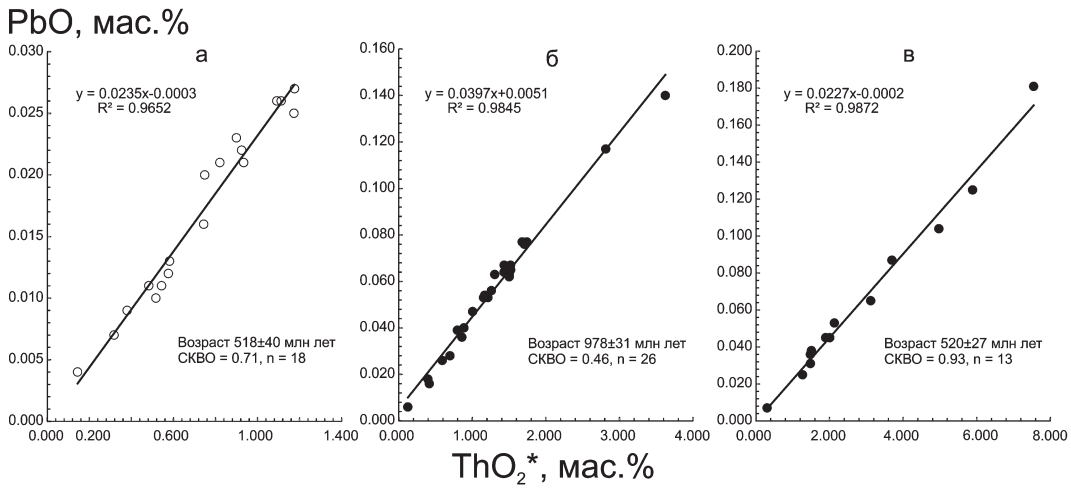


Рис. 2. Изохроны для монацита (а) и куларита (б, в). ThO_2* — эффективное содержание радиоактивного компонента в монаците, учитывающее измеренное содержание ThO_2 и пересчитанное на ThO_2 содержание UO_2

Апосерпентинитовый нефрит Хуша-Гольского участка Горлыкгольского месторождения (юго-восток Восточного Саяна)

А. В. Малышев[1], Е. В. Кислов[1,2], В. В. Вантеев[1,2], В. С. Юневич[1]

[1]ГИН СО РАН, Улан-Удэ, *waylander6@mail.ru*

[2]БГУ, Улан-Удэ

Восточно-Саянский нефритоносный район известен с 1851 г. К настоящему времени разведаны Оспинское, Горлыкгольское, Зуноспинское, Арахушанжалгинское, Уланходинское коренные месторождения и Бортогольское, Сагансайрское, Хундыгольское, Ондольтойское, Янгозинскоекоренные проявления нефрита [2]. Работы на нефрит на южной линзе Оспинско-Китойского массива начаты Нефритовой партией Иркутского геологического управления в 1965 г. Горлыкгольское месторождение на левобережье среднего течения р. Горлык-Гол открыто в 1973 г.

Хуша-Гольский участок расположен на водоразделе рр. Горлык-Гол и Хуша-Гол на юго-западном фланге нефритоносной зоны № 4 Горлыкгольского месторождения. Вмещающие породы: серо-зеленые интенсивно рассланцованные хризотил-лизардитовые серпентиниты, в которых залегают разобщенные тела габброидов, альбититов и родингитов, к контактам которых с серпентинитами приурочены тела тремолитита и нефрита. В восточной части участка в серпентинитах отмечены изометричные зерна оливина до 1—3 мм в поперечнике желтого цвета на выветрелой поверхности.

Жила № 4 расположена на юго-восточном склоне на высоте 2311—2307.5 м на контакте оталькованных и тремолитизированных антигоритовых серпентинитов с альбититами. Протяженность жилы 12.4 м при средней мощности 1.3 м. Простирание северо-восточное 80°, падение юго-восточное под углом 70°. Нефрит изумрудно-зеленый, травяно-зеленый с голубоватым оттенком, окраска однородная, ровная, глубокого и спокойного тона. Спутанноволокнистая структура, массивная текстура, раковистый излом и матовый блеск. Твердость 6—6.5. Просвечивает на глубину 6—8 мм. Включения неравномерно распределенных зерен хромшпинели до 1 мм в поперечнике.

Жила № 30 выявлена при поисковых работах экспедиции «Байкалкварцсамоцветы» в 1977 г. На поверхности жила представлена двумя линзообразными телами, разобщенными тонкой зоной измененных антигоритовых серпентинитов. При зачистке и прослеживании на глубине 35 см эти тела объединились в единую жилу длиной 17.5 м со средней мощностью 1.0 м. Простирание жилы субширотное, падение 90°. Залегает на контакте родингитов и измененных антигоритовых серпентинитов. Микроскопически нефрит обладает фибробластовой структурой. Состав: тремолит фибробластовый 87 % и призматический 3 %, хромшпинель 2 %, хлорит 8 %. В нефрите наблюдаются незакономерные участки и отдельные призматические кристаллы тремолита размером до 0.9 мм, иногда замещаемые фибробластовым тремолитом. Спорадически рассеяны зерна хромшпинели 0.9—1.5 мм в сечении с тонкой до 0.2 мм каймой магнетита. Хромшпинель концентрируется вдоль трещин различных направлений, заполненных хлоритом. Обособления хлорита до 5 мм в длину с размером зерен до 0.5 мм.

Жила № 31 обнаружена при поисковых работах экспедиции «Байкалкварцсамоцветы» в 1977 г. Длина жилы 14.0 м при средней мощности 1.2 м. Простирание субширотное, падение 90°. Жила залегает на контакте родингитов и измененных антигоритовых серпентинитов. Нефрит трещиноватый со слабо выраженной сланцеватостью, коричневато-зеленого цвета, скрытокристаллической структуры, массивной текстуры, с раковистым изломом и включениями рудных минералов. Просвечивает до 3 мм. Твердость 5—6.5. Микроскопически структура фибробластовая. Состав: тремолит 97 %, хромшпинель 1 %, магнетит 1 %, хлорит 1 %. По сланцеватости зерна хромшпинели удлиненной формы до 0.9 × 0.3 мм с оторочками магнетита. Хлорит распределен спорадически, тяготеет к зернам хромшпинели.

Жила № 32 выявлена при поисковых работах экспедиции «Байкалкварцсамоцветы» в 1977 г. Жила залегает на контакте родингитов и измененных антигоритовых серпентинитов. Простирание северо-западное, падение 90°. Длина 14.0 м, средняя мощность 1.5 м. Нефрит хлоритизированный интенсивно трещиноватый зеленый с сероватым оттенком, скрытокристаллической структуры и массив-

ной текстуры, с раковистым изломом и включениями рудного минерала. Просвечивает до 2 мм. Минеральный состав: тремолит 84 %, хлорит 13 %, хромшпинель 2 %, магнетит 1 %. Микроскопически структура фибробластовая. Хромшпинель и магнетит часто имеют неправильную форму 0.5 × 0.8 мм, разбиты многочисленными трещинами, заполненными хлоритом. В центре зерен магнетита реликты хромшпинели. Хлорит формирует пятна неправильной формы до 4 мм, окружает зерна хромшпинели, развивается по трещинкам извилистой конфигурации мощностью до 0.5 мм.

Жила «Высокая» найдена нами при поисковых работах 2018 г. Расположена на контакте измененных антигоритовых серпентинитов с альбититами. Субширотное простирание и северо-восточное падение под углом 80°. Протяженность 15.5 м при средней мощности 1.8 м. Нефрит коричневато-зеленый, скрытокристаллической структуры и массивной текстуры, с раковистым изломом и включениями рудного минерала. Просвечивает до 0.5 см. Твердость 6—6.5.

Месторождения апосерпентинитового нефрита Восточного Саяна приурочены к краевым частям массивов катаклазированных хризотил-лизардитовых серпентинитов. Традиционно считается, что нефрит образуются на контакте палеозойских даек основного, среднего и кислого состава холбинского комплекса. С другой точки зрения, нефрит в офиолитах контролируется зонами серпентинитового меланжа в подошве ультрабазитовых шарьяжей, пластин и чешуй [1]. Нефрит Хуша-Гольского участка образует глыбообразные обособления, традиционно называемые «жилами» в серпентинитовом меланже, приуроченные к телам алюмосиликатных пород, что позволяет рассматривать учитывать при генетических построениях обе точки зрения.

Работа выполнена по гос. заданию ГИН СО РАН № АААА-А17-117011650012-7 при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00337.

Литература

1. Добрецов Н. Л., Татаринов А. В. Жадеит и нефрит в офиолитах. Новосибирск: Наука, 1983. 126 с.

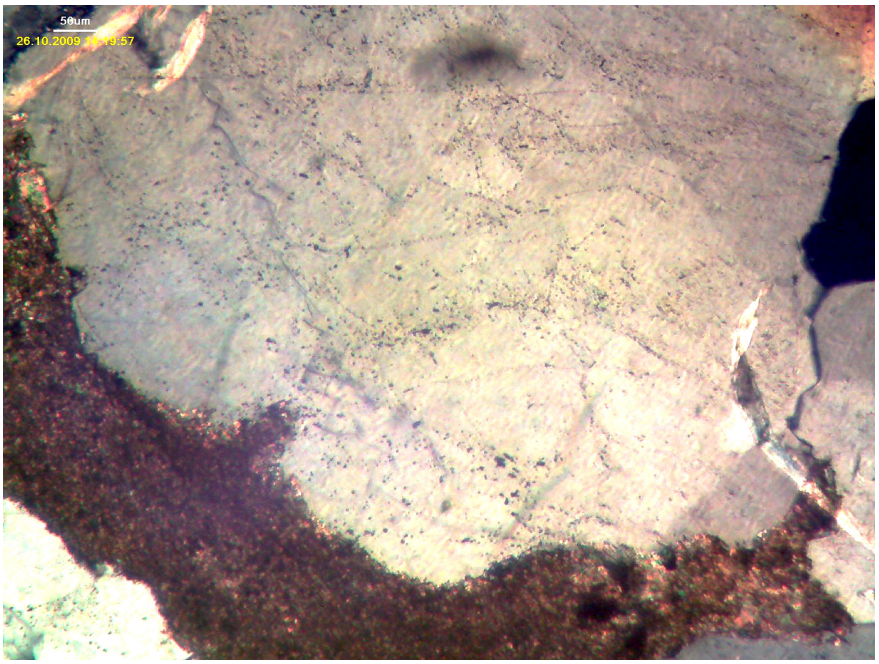
2. Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С., Секерина Н. В. Месторождения нефрита. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2015. 377 с.

Микродеформации минералов — предпосылки для образования трещин в породах

Л. Ф. Маметова

Институт геотехнической механики им. Н. Полякова НАН Украины, Днепр; *wolya45@gmail.com*

Разнообразие геологических процессов, сложность и неоднородность среды — все это отражается структурой каждого компонента породы. Изменение структуры минералов происходит вследствие деформаций разного генезиса. При условии одновременного участия минералов в одном и том же процессе эффективность преобразований индивидуальна. Пластические деформации структуры минералов осадочных отложений (кварца, полевых шпатов, слюд и др.) фиксируют взаимосвязь и влияние катагенетических и тектонических процессов. Общеизвестны случаи как последовательного, так и многоразового деформирования [1—3]. Последовательность деформаций определяется петрографическими исследованиями нарушений структуры минералов, их соотношением и морфологией. Природные деформации минералов возникают как в процессе их кристаллизации, так и трансформируются тектоническими движениями. Тектонические движения вызывают образование дифференцированных полей напряжения в горных породах — характеристики этих полей в каждой конкретной точке могут как совпадать, так и отличаться от соседней. Комбинации нескольких типов в одном или нескольких зернах обусловлены вариациями геодинамического режима [2, 4]. Работами лаборатории исследования структурных изменений горных пород установлена определенная иерархичность и синхронность деформаций, их импульсное проявление в породах разного уровня катагенеза. Благодаря знакопеременной природе тектонических движе-



Образование микротрещин в кварце при пересечении 2-х систем пластических микродеформаций (бемовских полосок), 677 × 506 мкм

ний и анизотропным свойствам кристаллической решетки каждого компонента в составе пород возникают разнообразные деформации. Чередование зон сжатия и растяжения в разрезе угольного бассейна сопровождается дифференциацией типов пластических микродеформаций. Общим признаком является пересечение ранних типов микродеформаций более поздними и морфологически пестрыми типами. Увеличение параметров внешнего влияния вызывает рост интенсивности пластических деформаций, разнообразие комбинаций и нередко сопровождается возникновением систем видимых и потенциальных (скрытых) трещин. Механически ослабленные участки на контактах между зернами и внутри зерен минералов являются ареной химических реакций. У минералов с разными упругими свойствами — кварца и полевого шпата — вследствие концентрации напряжения на ограниченных участках контакта возникают трещины скола. Раскрытие структурных дефектов породообразующих минералов изменяет морфологию пустотного микропространства. В условиях неравномерного объемного сжатия пород увеличиваются длина и ширина открытых трещин внутри минералов и между зернами. Такие микротрещины заполняются материалом дезинтеграции или новообразованными минералами (кальцитом, пиритом, слюдами и др.) и газовыми включениями [3—5].

В зоне тектонических нарушений увеличивается интенсивность микродеформаций, ведущая к росту количества систем трещин.

Литература

1. Пат. 51207 Україна, МПК (2009) E 21 F 7/00. Спосіб визначення типів деформацій [Текст] Маметова Л.Ф., Баранов В А.; заявник і патентовласник Ін-т геотехнічної механіки ім. М.С. Полякова НАН України. — № 200913297; заявл. 21.12.2009; опубл. 12.07.2010. Бюл. № 13. 4 с.

2. Маметова Л. Ф. Катагенез і деформації мінералів — провідні фактори впливу на геомеханічні властивості гірських порід // Геотехнічна механіка. 2016. № 130. С. 53—62.

3. Маметова Л. Ф. Вплив структурних деформацій на руйнування гірських порід / Л. Ф. Маметова, О. О. Карамушка // Геотехническая механика. 2013. № 109. С. 74—80.

4. Маметова Л.Ф. Особенности трансформации минералов терригенных отложений угольных месторождений // Матеріали міжнар. наук. конф. «Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи» 2—4 вересня 2015 р. м. Київ, Інститут геологічних наук НАН України. С. 90—94.

5. Маметова Л. Ф. Вторинні перетворення мінералів — інформаційні показники геологічних процесів // «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій» Зб. наук. праць ІГН НАН України, Київ. 2018. Т. 11. С. 63—69.

Новые перспективные источники скандиевого сырья и приоритеты их вовлечения в промышленное использование

Г. Б. Мелентьев[1], О. В. Петракова[2], А. М. Ручьев[3]

[1]ОИВТ РАН, Москва; *melent_gb@mail.ru*
[2]ООО «ИТЦ РУСАЛ», Санкт-Петербург; *olga.petrakova@rusal.com*
[3]ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; *ruchyov@karelia.ru*

Скандий, подобно бериллию, представляется металлом космической эры несмотря на свое преимущественно рассеянное состояние в природных сырьевых источниках.

В 2018 г. мировой рынок Sc_2O_3 оценивался в 18.9 т/год при прогнозировании на 2028 г. до 300 т/год. Эти объемы несоизмеримо выше достигнутых в период первого скандиевого «бума» в конце 80-х — начале 90-х годов. Тем самым иллюстрируется необходимость своевременного восстановления и развития производств и потребления скандиевой продукции в новой России в целях обеспечения экономической и национальной безопасности.

Промышленный интерес среди 8 минералов — концентраторов скандия представляют только 3: тортвейтит $(Sc, Y)Si_2O_7$, издавна добываемый в Норвегии (30—50 кг/год) и содержащий 37.6 % Sc_2O_3, бефанамит — силикат скандия и циркония, добывавшийся из пегматитов на Мадагаскаре, и бадделеит — природный диоксид циркония (ZrO_2), обогащенный скандием и добываемый в России как попутное циркониевое сырье из апатито-магнетитовых карбонатитовых руд Ковдора.

В качестве основных и потенциальных промышленных источников скандия как типичного элемента попутной добычи традиционно рассматриваются месторождения и отходы переработки урановых руд, бокситов, титанового сырья (ильменита, рутила, титаномагнетита), фосфатов, вольфрамита, касситерита, РЗМ и циркона, оборотная серная кислота, отходы углепользования и др.

Разведанное в нашей стране скандийсодержащее сырье представлено *бокситами* Сосьвинского месторождения со средним содержанием 72.6 г/т Sc, *титаново-цирконовой* россыпью (с рутилом и ильменитом) Туганского месторождения в Томской области (108 г/т Sc) и железорудно-редкометально-редкоземельной переотложенной корой выветривания наиболее богатого Томторского месторождения на СЗ Республики Саха-Якутия (245.55 г/т Sc). Сроки освоения этих месторождений с учетом необходимости технологического доизучения возможностей промышленного извлечения скандия из руд, концентратов, отходов обогащения и переделов исходного сырья в настоящее время представляются весьма неопределенными.

С этих позиций перспективными и реальными источниками скандийсодержащего сырья, заслуживающими приоритетного доизучения, комплексной оценки и вовлечения в промышленное использование представляются: 1) бадделеитовые концентраты АО «Ковдорский ГОК» холдинга Еврохим» как наиболее обогащенное скандием (200—700 г/т) сырьё; 2) красные шламы бокситов, эксплуатируемых ОК «РУСАЛ», содержащие 120—200 г/т Sc_2O_3 в ассоциации с Zr, TR, Ga, V, Ti и силикатные (пироксеновые) хвосты обогащения (ММС) титаново-железорудного сырья АО «Качканарский ГОК» холдинга «Евраз» со средними содержаниями 100—150 г/т Sc_2O_3, изученные и впервые оцененные в качестве скандиевого сырья Л. Ф. Борисенко (ИМГРЭ) еще в середине прошлого века; 3) гранатовые руды Карелии, обогащенные скандием (до 177.6—196.8 г/т Sc_2O_3) и редкими металлами иттриевоземельной группы, как потенциально перспективное редкометальное сырье.

В докладе приводятся результаты впервые выполненных авторами картировочно-оценочных минералого-геохимических исследований и прогнозной оценки на скандий с сопутствующими редкими металлами бадделеитового и гранатового сырья, а также химико-технологическая схема извлечения скандия из красных шламов с положительными результатами опытно-промышленных испытаний.

В начале 90-х годов нами картировочно-оценочными методами была доказана возможность переоценки бадделеитовых концентратов Ковдорского месторождения в качестве высококомплексного редкометального сырья, превосходящего по содержаниям скандия все известные его источники.

Принципиальные химико-технологические схемы глубокой переработки бадделеита сульфатными способами с получением цирконие-

вого продукта и последующим извлечением Hf и Sc были разработаны специалистами МИСИС, а затем с экстракционным извлечением Sc (65—78.5%), Ta и Nb — ИХТРЭМС КНЦ РАН.

Разведанные и эксплуатируемые ОК «РУСАЛ» запасы бокситов в 3-х месторождениях европейского севера России в сумме составляют более 1 млрд т. Ежегодно предприятия БАЗ и УАЗ «РУСАЛ» складируют более 2 млн т КШ, в которых содержится около 200 т скандия и 2000 РЗМ, включая до 40 % среднетяжелой группы.

В настоящее время в ООО «ИТЦ РУСАЛ» разработана рациональная технологическая схема и созданы опытно-промышленные установки для выпуска товарной скандиевой продукции за счет глубокой переработки КШ — от Sc_2O_3 до Al — 2% Sc — лигатуры, соответствующей ГОСТ Р53777—2010. Впервые в мире и в нашей стране на базе собственного скандийсодержащего техногенного сырья осуществляется переход от лабораторных технологий к промышленным, включая производство особо ценной металлопродукции (лигатур и алюмоскандиевых сплавов с содержанием 1 кг/т Sc).

Отходы обогащения титаномагнетитовых руд ОА «Качканарский ГОК» холдинга «Евраз» также представляют собой объемный возобновляемый техногенный ресурс скандия. Ежегодно в шламонакопитель поступает 30—35 млн. т отходов, в составе которых в силикатной части хвостов ММС накапливаются пироксены (~75 %) — носители скандия. При среднем содержании в хвостах 65 г/т до 90 % концентрации скандия (100—150 г/т) связано с диопсидом. В 1991 г. на опытно-промышленной установке ГОКа экстракционными методами был получен товарный продукт ОС-99,0 и обоснована возможность его производства до 30 т/год.

В качестве принципиально нового перспективного вида скандийсодержащего сырья впервые в мире изучены и оцениваются с геотехнологических позиций гранатовые руды Карелии. Их логистическая доступность, обогащенность скандием и принципиальная химико-технологическая возможность глубокой переработки с извлечением комплекса высоколиквидных редких металлов на базе действующих производств, разведанных запасов и прогнозных ресурсов ориентируют на изложение результатов авторских минералого-геохимических исследований и практических рекомендаций.

Наиболее крупными месторождениями гранатовых руд в Карелии являются Энгозерское (уч. Гранатовый), Удинское и Тербеостров с запасами граната, подсчитанными по категориям С1 + С2 — соответственно, 36.2 млн т, 4.8 млн т и 562740 т. Кроме того, учтены прогнозные ресурсы граната в месторождениях Кожручейском (1.008 млн. т), Кузостровском (800 тыс. т) и Зап. Плотина (500 тыс. т). Согласно результатам изучения содержаний скандия и сопутствующих редкоземельных элементов прогнозные ресурсы редких металлов в этих месторождениях составляют, соответственно, (т) 1088—5338 Sc_2O_3, Y_2O_3 1024—4297 и 105—181 Sc_2O_3, 123- 231 Y_2O_3.

Приведенный в докладе и его презентационной части фактический материал позволяют рекомендовать: 1) комплексное минералого-технологическое доизучение скандийсодержащих видов сырья и техногенных образований европейской части Севера; 2) разработку каскадных пиро-гидрохимических технологий переработки бадделеитовых и гранатовых концентратов с извлечением скандия и сопутствующих редких металлов; 3) проведение агрессивного маркетинга на российском и зарубежном рынках в целях промышленной реализации инвестиционной привлекательности новых перспективных источников особо ценных редких металлов (Sc, ^{Y}TR, Ga и др.).

Редкометалльный потенциал Европейского Севера России и приоритеты его реализации: редкие щелочные и рассеянные металлы

Г. Б. Мелентьев, Л. М. Делицын
ОИВТ РАН, Москва; *melent_gb@mail.ru*

Гигантский редкометалльный потенциал материковой части российской Арктики в настоящее время реализуется в промышленных масштабах исключительно горно-химико-металлургическим «тандемом» АО «Ловозерский ГОК» и Силикамский металлургический завод (СМЗ), добывающими и перерабатывающими лопарит Ловозерского месторождения в Кольском регионе. Лопаритовый концентрат традиционно, с 30-х годов прошлого столетия, является комплексным источником *танталовой*, *ниобиевой* и *редкоземельной* продукции с сопутствующей *титановой*. Несмотря на более чем 2-х кратный спад производства в условиях «переходного периода» ловозерско-соликамская продукция представляет собой устойчивый источник указанных редких металлов для ОПК и других высокотехнологичных отраслей российской промышленности.

Приоритетные производства редких металлов на базе действующих производств и с ее использованием

Крупным потенциально-промышленным источником *титана*, *редких земель*, *стронция*, *галлия*, *ванадия* и других особо ценных металлов является редкометалльно-глиноземно-фосфатное сырье восьми Хибинских месторождений, эксплуатируемое холдингами «ФосАгро» и «Акрон». Исторически сложился преимущественно монопродуктовый профиль обоих холдингов — производителей фосфатных удобрений из хибинского апатита, добываемого АО «Апатит» (85 %) и «СЗФК» (15 %) и перерабатываемого, соответственно, сернокислотным и азотнокислотным способами на химических заводах холдингов.

В то же время поликомпонентный состав хибинского сырья ориентирует на выпуск широкого ассортимента высоколиквидных «попутчиков», представленных как минеральными концентратами, так и химическими полезными компонентами: *Al, Ga, Rb, Cs; Fe, Ti, V, Ta, Nb; TR, Sr, F* и др. Тем более, что проблема выпуска 5 минеральных концентратов (вместо 1—2-х) успешно решена технологами — обогатителями АО «Апатит», а извлечение редких земель освоено заводом «Акрона» в В. Новгороде.

Таким образом, редкометалльные ресурсы Хибинских месторождений могут и должны извлекаться в качестве ценных попутных компонентов как из добываемого и перерабатываемого рудообразующего сырья (апатита и нефелина), так и отходов обогащения и глубокой переработки, т.е. техногенных образований, на базе действующих производств и с ее использованием. Тем более что с 1981 г. все ценные «попутчики» Хибинских месторождений учитываются Государственными балансами запасов РФ.

Однако, за редким исключением, они не извлекаются и либо накапливаются в экологически неблагополучных хвостохранилищах (до 1 млрд т), либо безвозмездно экспортируются в составе апатитовых концентратов (TR, Sr, F).

В северных регионах европейской части России локализованы также наиболее перспективные сырьевые источники *скандия*, представленные бадделеитовыми концентратами АО «Ковдорский ГОК» холдинга Еврохим (200—700 г/т), красными шламами (КШ) бокситовых месторождений, эксплуатируемых ОК «РУСАЛ» на севере Урала (СУБР), в Республике Коми (СТБР), на севере Ленинградской обл. (СОБР) Sc_2O_3 и потенциально перспективными на скандий месторождениями гранатовых руд Республики Карелии (177—196 г/т Sc_2O_3). При этом в составе экспортируемого бадделеита как сопутствующего продукта обогащения апатито-магнетитовых руд установлены повышенные концентрации Hf, Ta с Nb и TR, в составе КШ — преобладающих Fe и Ti, остаточного алюминия и сопутствующих редких металлов — Ga, V, Zr, Hf, TR в составе гранатов, помимо скандия, промышленно значимые содержания иттрия и элементов средне-тяжелой иттриевоземельной группы (см. «скандиевый» доклад коллектива авторов в сб. тезисов).

Объемные отходы гидро- и пирометаллургических предприятий ОК «РУСАЛ» и Кольской ГМК, перерабатывающих бокситовое и медно-никелевое сырье, соответственно, представляют собой вторичные возобновляемые ресурсы 2-х групп рассеянных редких металлов — Ga,

Sc, V и Re, In, Ge и др., ассоциации которых, закономерности распределения в объеме шламо- и шлакохранилищ и технологические возможности извлечения требуют изучения, оценки и балансового учета.

Литий и сопутствующие рассеянные редкие металлы — стратегические компоненты разведанных месторождений редкометалльных гранитных пегматитов

Литий как компонент ядерного оружия в 50-е годы прошлого столетия, затем — эйфории передовых промышленно-развитых стран в обосновании перспектив развития термоядерной энергетики в мирных целях и в настоящее время — реализации его промышленного потенциала при создании современных источников (ХИТах) и накопителей (аккумуляторах) энергии занял ведущее место среди остальных редких металлов, востребованных военными и гражданскими отраслями промышленности. В связи с открытием, разведкой и подсчетами запасов лития в последние 50—60 лет в десятках крупнейших месторождений мира с запасами от 1.0 до 11 млн т LiO_2 в структуре его природных источников произошли серьезные изменения: наряду с рудами редкометалльных гранитных пегматитов со средними содержаниями 1.1—3.0 % LiO_2 (магматогенный источник) в настоящее время за рубежом до 60—70 % лития производится за счет эксплуатации обогащенных им рассолов и рапы бессточных соляных озер с содержаниями 0.06—0.5 % LiO_2 (гидротермальный источник).

За рубежом производится и используется полный ассортимент литиевой товарной продукции, как минеральной, так и химической. Из редкометалльного пегматитового сырья получают преобладающие минеральные концентраты сподумена $LiAlSi_2O_6$, в меньшей степени — петалита $LiAlSi_4O_{10}$ и лепидолита $K_2Li_3Al_5Si_6O_{20}(F, OH)$, в минимальном количестве амблигонита $LiAlPO_4F$. При этом сподумен-литиевый пироксен (5.9—7.9 % Li_2O) преимущественно используется в производствах хлорида, фторида, гидроксида, карбоната и других солей лития, петалит-литиевый шпат (3.4—5.5 % Li_2O) и амблигонит как фторидный алюмофосфат лития (7.9 % Li_2O) — в специальных стекольных и керамических производствах, в том числе — непосредственно в виде шихты.

Пегматитовые месторождения лития, эксплуатируемые за рубежом, представлены 2-мя главными типами, которые различаются морфологически, видами руд, степенью их полиминеральности и промышленной ценностью: 1 — комплексным редкометалльным (Li, Cs с Rb, Ta с Nb, Be) и 2 — литиевым (Li, Nb-Ta, Be, Sn).

В нашей стране в период 1941—1997 гг. на литий эксплуатировалось единственное Завитинское месторождение литиевых (сподуменовых) пегматитов в В. Забайкалье с исходными содержаниями порядка 0.5—0.6 % Li_2O, минимальными сравнительно с другими, более крупными и качественными, разведанными в СССР месторождениями этого типа в Кольском, Восточно-Саянском регионах и в Республике Тыва. Технология обогащения забайкальской литиевой руды включала декрипитацию сподумена при 1100 °С с переводом его в ß-модификацию и последующую флотацию. За рубежом после декрипитации используется сернокислотный метод обработки литиевого полупродукта при Т = 250—300 °С без дополнительного обогащения флотацией с получением сульфата лития, а затем, после обработки кальцинированной содой, карбоната лития как конечного товарного продукта. Сернокислотная переработка сподуменового сырья, включая богатую руду, применяется в США как превосходящая другие методы и обеспечивающая извлечение 80 % лития.

С конца 90-х годов отсутствие собственной литиевой продукции в России из-за закрытия единственного рудника в В. Забайкалье частично компенсируется ее импортом. Альтернативой закрытию производства сподуменовых концентратов в Забайкалье в новых экономических условиях «переходного периода» может явиться промышленное освоение значительно более крупных и качественных по содержаниям лития и других редкометалльных компонентов пегматитовых месторождений Кольского региона, сосредоточенных в Воронья-Колмозерской зоне.

Литиевые пегматиты месторождений Колмозера и Полмостундры представлены полями протяженных на 1—1.3 км жильных тел при мощности до 15 м и более, причем запасы колмозерского сырья в 3 раза превышают полмостундровские. При средних содержаниях в рудах порядка 1 % диоксида лития в раздувах жил могут быть выделены богатые блоки с 2.5 % и более. Эти месторождения в перспективе представляют собой объекты длительной эксплуатации, ориентированной на выпуск профилирующих сподуменовых концентратов с 4.4—6.0 % Li_2O при извлечении до

90 % в интервале между ними по простиранию пояса Воронья-Колмозеро локализовано месторождение комплексных редкометалльных (Li-Cs-Ta) пегматитов Васин-Мыльк, представленное 3-мя жилами протяженностью до 350 м и мощностью от 3 до 14 м. Для главного рудного тела этого месторождения, в отличие от участково-полосчатых структур и текстур колмозерских и полмостундровских жил, характерно зональное внутреннее строение. При этом каждая зона представлена определенным типом сырья. Принципиально важной представляется возможность селективной отработки наиболее богатой редкометалльными минералами центральной зоны, содержащей 0.073 % Ta_2O_5, 1.78 % Cs_2O, 1.57 % Li_2O и 0.064 % BeO. Запасы этой богатой руды составляет 20 % от общих и включают рудоразборные минералы лития и поллуцит как минерал-концентратор цезия (до 30 %) и рубидия (1—1.5 %). Селективная добыча особо ценных минералов лития и цезия (с рубидием) ручной выборкой из центральных зон практикуется в крупнейших месторождениях комплексных редкометалльных пегматитов: поллуцита — в Канаде (Берник-Лейк), петалита и лепидолита — в Зимбабве, на рудниках противоположных флангов пегматитовой жилы месторождения Бикита и т. д.

Цезий и *рубидий*, подобно литию, «пережили» пик своей востребованности в начале 90-х годов со стороны высокотехнологичных отраслей промышленности, включая принципиально новую энергетику (МГД-генераторы), создание в СССР ионных двигателей для космических аппаратов, разработки твердого ракетного топлива и др. Традиционно Cs и Rb используются в качестве катализаторов в органическом и неорганическом синтезе, в нефтяной промышленности, в фотоэлементах; новые перспективные разработки связаны с плазменными технологиями, с созданием лазеров, электромагнитного оружия для ОПК, сверхпроводников и прецизионных композитных сплавов и т.д.

Производство и потребление солей цезия в СССР в конце 80-х годов оценивалось в 26 т, в начале 90-х — 16 т. В условиях «переходного периода» полностью прекратилась переработка отечественных поллуцитовых концентратов из В. Казахстана, замененных импортом из Канады. В начале 2000-х годов за счет переработки в щелочном цехе ООО «Севредмет» (ныне Ловозерский ГОК) за счет переработки канадского поллуцита было накоплено 2 т цезия, которые предлагались потребителям по 5 долл/кг. Примечательно, что в это время на Волховском заводе по технологии ИХТРЭМС КНЦ РАН была произведена опытная партия карбоната рубидия (4 т) при переработке хибинского нефелинового концентрата (0.01 % Rb_2O). В настоящее время Li, Rb, Cs из отечественного сырья не производятся.

За рубежом, помимо переработки поллуцита, цезий и рубидий извлекаются попутно при переработке литиевых минеральных концентратов, среди которых объемами выделяется сподумен, а повышенными содержаниями — лепидолит. Мировой спрос на цезиевые соли не превышает 90—100 т при ведущей роли среди потребителей Японии — 20—30 т в середине 90-х годов.

Установленная нами ранее прямая зависимость содержаний в редкометалльных пегматитах рассеянных цезия и рубидия от степени концентрации рудообразующего лития, а также практика их попутного извлечения при переработке литиевых минеральных концентратов, ориентируют на оценку этой возможности при воссоздании отечественных производств литиевой продукции на базе крупных, разведанных в СССР и не освоенных в течение 50—60 лет месторождений сподуменовых руд, соответствующих мировым стандартам в Кольском регионе, в В. Саяне (Гольцово-Тагнинское, Урикское и др.) и Тыве (Тастыгское). В рамках выполнения задач, предусмотренных грантом РФФИ (2020—2022 гг.) «Создание физико-химических основ пирохимического и термохимического методов переработки литиевого отечественного природного сырья с получением высококачественной литиевой продукции» авторами обосновываются перспективы первоочередного промышленного освоения редкометалльных пегматитовых месторождений Воронья-Колмозерского пояса как наиболее инвестиционно привлекательных источников редких щелочных металлов и широкого ассортимента попутной редкометалльной продукции, включая Ta и Be.

Приведенные данные свидетельствуют о сосредоточении в европейской части России крупных месторождений собственно редкометалльного сырья, других видов высококомплексных месторождений с сопутствующими редкими металлами и техногенных образований с промышленными концентрациями рассеянных редких металлов.

Эксплуатация высококомплексных месторождений, обогащенных редкими металлами, преимущественно осуществляется с получени-

ем 1—2-х профильных минеральных концентратов и, за редким исключением, не ориентирована на выпуск всей совокупности минеральных и особо ценных химических компонентов, включая такие стратегически важные металлы как РЗМ и Sr в апатите, Ga, Rb, Cs в нефелине, Ti, Fe, V в титаномагнетите и эгирине, Ti, Ta, РЗМ в сфене, Zr, Hf, Sc, Ta и др. в бадделеите. Ценные сопутствующие компоненты всех Хибинских месторождений, эксплуатируемых АО «Апатит» и «СЗФК», учтены Государственными балансами запасов РФ. Для большинства из них разработаны отечественные технологические схемы извлечения на лабораторном уровне и известны уровни потребления в зарубежном мире. Однако, ежегодно с баланса списываются сотни тыс. т Sr, десятки тыс. т. — РЗМ, сотни тыс. т — Rb и тонны — Cs. Эти неизвлекаемые предприятиями корпорации «ФосАгро» редкие металлы накапливаются в гигантских хвостохранилищах АНОФ-2 и АНОФ-3 и экспортируются в составе части товарных апатитовых концентратов (>70 %). Подобная ситуация сложилась с редкими металлами бадделеитовых концентратов АО «Ковдорский ГОК»: на российских предприятиях они не извлекаются и безвоздмезно экспортируются в составе бадделеитовых концентратов.

Тем самым искусственно занижается природная ценность сырья, превышающая за счет редких металлов ценность выпускаемых товарных продуктов, и формируется упущенная выгода горно-обогатительных предприятий, их владельцев и государства, т. е. в конечном результате населения страны. С этих позиций, по мнению авторов, необходимо *законодательно* обязать недропользователей осуществлять рациональное и комплексное использование добываемого сырья с извлечением и реализацией всех ценных «попутчиков».

Подобным же образом должны оцениваться и использоваться техногенные образования, представляющие собой крупнотоннажные возобновляемые ресурсы редких металлов и очаги экологического неблагополучия, недопустимые в условиях Крайнего Севера. Научно-технические решения обсуждаемых проблем, по мнению авторов, заслуживают включения в национальный проект «Наука» в виде Государственной программы совершенствования системы недропользования, включающей раздел возрождения и развития производств редких металлов. Конкретные научно-технические проекты в рамках рекомендуемой программы могут быть разработаны и эффективно реализованы путем создания межрегиональных и межведомственных Проблемных лабораторий, объединяющих специалистов академической, вузовской и отраслевой науки под эгидой Государственного Комитета по науке и технике (ГКНТ РФ). Его воссоздание в качестве органа, координирующего и обеспечивающего научно-технический прогресс в стране, представляется необходимым. Предлагаемая схема оперативного решения вышерассмотренных научно-производственных проблем предусматривает опережающее финансирование соответствующих госзаказов НИР и НИОКР из фондов развития с реализацией результатов в формате государственно-частного партнерства.

Возрождение и развитие производств редких металлов на базе месторождений северных регионов европейской части России представляется приоритетной стратегической задачей в обеспечении экономической и национальной безопасности страны.

Особенности минералогии борнита промышленных сортов руд Северо-Западного участка Волковского месторождения (Средний Урал)

А. И. Морохин

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *alexey.morokhin@gmail.com*

Волковское месторождение расположено в Свердловской области в 26 км к северу-западу от г. Нижний Тагил в северо-восточной части одноименного Волковского габбро-диоритового массива Среднего Урала. Месторождение принято разделять на четыре участка: Северо-Западный, Волковский, Промежуточный и Лаврово-Николаевский [1]. Руды подразделяются на железо-ванадиевый и медно-железо-ванадиевый типы руд, последние являются главным объектом отработки месторождения на медь. Ввиду проявлений признаков гипергенеза с поверхности месторождения при подсчете запасов руды разделены по содержанию окисленной меди (Cu^{2+}) на три технологические сорта: первичные — с содержанием окисленной меди менее 20 %; смешанные — от 20 до 50 % и окисленные — с содержанием окисленной меди более 50 %. Собственно, рудная минерализация месторождения с сопутствующей золото-палладиевой минерализацией, представлена титаномагнетитом в ассоциации с апатитом, главными медными минералами являются — борнит, халькопирит, а также минералы ряда халькозин и ковеллин [2]. Ранее, с целью выявления возможностей выделения технологических типов и сортов руд проводились детальные исследования сульфидов меди на Лаврово-Николаевском участке Волковского месторождения, на котором были выделены и охарактеризованы 3 разновидности борнита — оранжевый, розовый и фиолетовый, отличающиеся соотношением Cu/Fe и ∑Me/S [3].

Основной целью данной работы является минералогическая характеристика сульфидов меди в промышленных сортах руд Северо-Западного участка Волковского месторождения. В ходе работы были использованы методы рудной микроскопии (микроскоп ПОЛАМ — Р312 и Nikon EclipseE400 POL в отраженном свете), состав медных минералов установлен с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA 3 TESCAN (Tescan, Чехия) с энергодисперсионным спектрометром VEGA 3LMN, INCAENERGY 450 (аналитик Е. М. Тропников). Исследования проводились в ЦКП «Геонаука» ИГФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Изученная медная минерализация в промышленных сортах руд Северо-Западного участка характеризуется мелкорассеянной вкрапленностью неправильной формы. Микроскопически были выделены схожие морфологические особенности сульфидов меди в смешанных и первичных рудах, и коррозионные структуры замещения медных минералов в окисленных рудах.

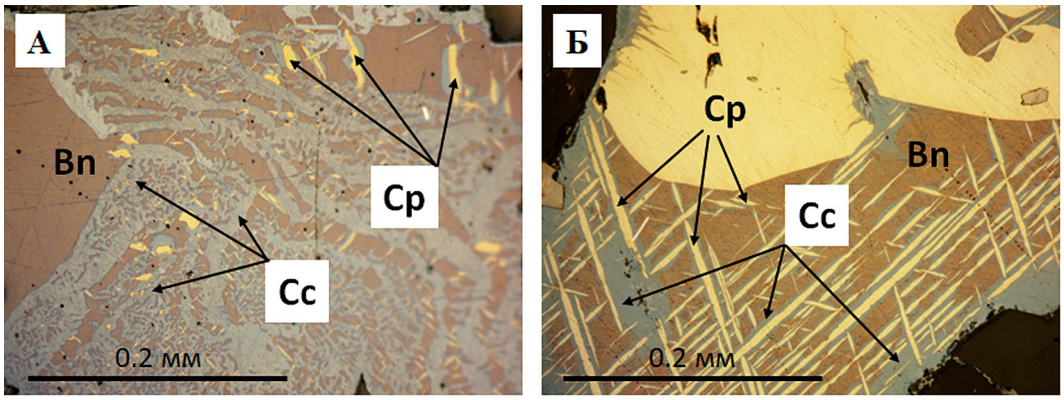
Борнит имеет преимущественно ксеноморфный облик, преобладающая часть минерала сосредоточена в межзерновых промежутках титаномагнетита, апатита и силикатов. Редко наблюдаются идиоморфные кристаллы борнита в титаномагнетите, сравнительно реже округлые формы, включенные в зерна апатита. Незначительная часть борнита развивается по периферии зерен титаномагнетита, по трещинам, либо по границам пластинок ильменита, при этом замещая магнетит. Местами борнит приурочен к прожилковой минерализации в ассоциации с халькозином.

При более детальных оптических исследованиях поверхностей борнита Северо-Западного участка, также были выделены три его разновидности — борнит оранжевый, фиолетовый и розовый, различающиеся по химическому составу и образующие парагенетические ассоциации с другими сульфидами меди, в целом, аналогично борниту Лаврово-Николаевского участка Волковского месторождения [3].

В химическом составе разновидностей борнита наблюдается небольшой, но устойчивый избыток железа, при стабильно заниженном содержании меди, а также разное соотношение меди и железа по сравнению со стехиометрическим (Cu/Fe= 5 ат.). При этом, борниту всех разновидностей свойственно стабильно заниженное соотношение суммы металлов по отношению к сере — ∑Me/S = 1.44 (ат.), при стехиометрическом отношении 1.5 (ат.).

Первая разновидность борнита — *борнит оранжевый* (Cu/Fe=4.69 ат.), тесно ассоциируется с халькопиритом, который образует каемки, зерна округлой и неправильной формы в борните.

Вторая разновидность — *борнит фиолетовый* (Cu/Fe=4.82 ат.), чаще всего ассоциируется



Борнит Северо-Западного участка: а) графические структуры срастаний халькозина и борнита; б) зернистые срастания и решетчатые структуры распада халькопирита в борните. Отраженный свет. Bn — борнит, Cp — халькопирит, Cc — халькозин

с халькозином в форме сростков, каемок и графических срастаний (см. рисунок), иногда в нем отмечаются «пламеневидные» выделения халькопирита [4].

Розовый борнит (Cu/Fe = 4.76 ат.) ассоциируется с халькопиритом, в виде каемок, зернистых срастаний, решетчатых структур распада и «пламеневидных» выделений (см. рисунок). Минералы ряда халькозин-ковеллин отмечаются в виде каемок в структурах распада халькопирита, а также по трещинам и контурам борнитовых зерен.

Отклонения составов разновидностей борнита в ассоциации минералов меди от стехиометрических соотношений, могут отражать не только разные условия рудообразующего процесса, но и определять обогатимость, что важно при выделении промышленных сортов и обогащении медных руд Северо-Западного участка и при вводе в эксплуатацию новой очереди месторождения.

Автор выражает благодарность Т. Г. Шумиловой за поставленную задачу и научные консультации; К. Д. Мукамбетову и Т. Н. Поликашиной за предоставленную возможность опробования медных руд; Е. М. Тропникову за помощь в проведении аналитических исследований.

Литература

1. Тимохов К. Д. Закономерности в распределении медносульфидного, титаномагнетитового и апатитового оруденения на Волковском месторождении (Средний Урал). Екатеринбург: Изд. АН СССР, 1962. 46 с.

2. Изоитко В. М. Технологическая минералогия и оценка руд. СПб.: Наука 1997. 582 с.

3. Шумилова Т. Г., Шевчук С. С., Макеев Б. А. Разновидности борнита Волковского месторождения — ключ к выявлению технологических сортов медных руд // Проблемы и перспективы современной минералогии (Юшкинские чтения — 2014): Матер. минер. семинара с междунар. участием. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 252–253.

4. Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М.: Изд-во иностранной литературы, 1962. 1132 с.

Состав и условия образования кеммererита и уваровита в рудах Агардагского хромитового месторождения (Южная Тува)

Ч. К. Ойдуп[1], Ф. П. Леснов[2], А. А. Монгуш[1], В. Н. Королюк[2]

[1]Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл; *oydup_ch@mail.ru*
[2]Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск;
felix@nsc.igm.ru; lesnovfp@list.ru

В хромититах из Агардагского месторождения (Южная Тува) ранее были обнаружены проявления уваровита и кеммererита, однако данные об их химических составах не приводились [1]. В этой связи нами были исследованы некоторые особенности проявления, химический состав и возможные условия образования этой минерализации в рудных хромититах из данного ультрамафитового массива. Он расположен на левобережье р. Тес-Хем и входит в состав юго-западного фланга Южно-Тувинского мафит-ультрамафитового ареала [2]. Массив, имеющий размеры 3.2 × 23 км, сложен серпентинизированными в различной мере гарцбургитами и дунитами, а также апогарцбургитовыми, аподунитовыми антигоритовыми и более редкими антигорит-хризотиловыми серпентинитами. В нем выявлено около 150 залежей массивных и вкрапленных хромитовых руд различного размера, около половины из которых — в коренном залегании. Содержание Cr_2O_3 в массивных рудах составило 43—57 мас. %, во вкрапленных рудах — 27.2—57.2 мас. % [3].

В 2019 г. нами было проведено доизучение данного массива, в процессе которого были отобраны крупногабаритные пробы (по ~20 кг) гарцбургита, дунита и массивного хромитита, предназначенные для выделения и U-Pb изотопного датирования цирконов. Было определено, что значения возраста зерен циркона из гарцбургита варьируют в интервале 885—276 млн лет, из хромитита — в интервале 863—404 млн лет. На свежих сколах некоторых штуфов из пробы хромитита, отобранной в точке с координатами 50°17’05.1’’ с. ш. 94°32’58.6’’ в. д., были обнаружены неравномерно распределенные темно-серые удлиненные выделения размером до первых мм, а в других штуфах — прожилки розовато-зеленого цвета мощностью от десятков микрон до 2—3 мм (рис. 1). Химические анали-

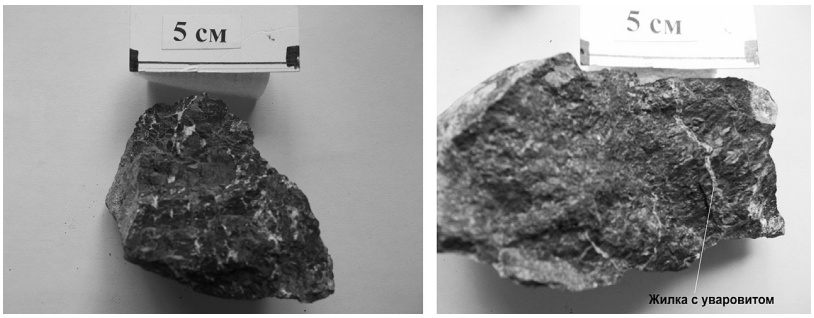


Рис. 1. Фотографии штуфов массивного хромитита, содержащего выделения кеммererита (слева, серое), а также прожилки уваровит-серпентинового (?) состава (справа, серое)

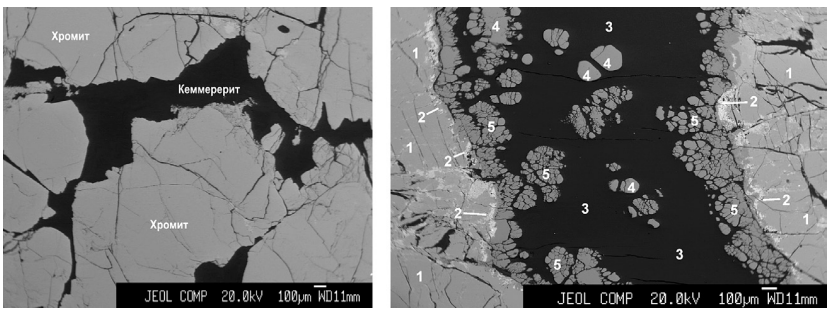


Рис. 2. Микрофотографии выделений кеммеририта (слева) и фрагмента уваровит-серпентиновой жилки (справа) в массивном хромитите: 1 — хромит, 2 — хромит с пониженным содержанием Cr_2O_3 и повышенным содержанием FeO из экзоконтактов серпентиновой жилки, 3 — серпентин (?), 4 — «монолитные» и 5 — трещиноватые зерна уваровита

Средние химические составы хромита, уваровита, кеммererита и серпентина (?), из хромититов Агардагского месторождения (мас. %)

Минерал	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма	n
Хромит	0.1	0.10	12.94	58.94	13.35	0.27	14.82	0.004	0.01	0.002	Н.о.	100.35	11
Серпентин (?)	41.37	0.006	0.04	1.39	1.66	0.008	40.64	1.21	0.02	0.002	13.00	99.35	36
Уваровит	35.92	0.19	0.04	12.17	16.97	0.04	0.01	34.41	0.02	0.001	Н.о.	99.75	10
Кеммererит	34.26	0.01	13.92	1.41	0.41	0.003	36.04	0.01	0.04	0.01	14.00	100.12	5

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе JEOL JXA-8100 в Центре коллективного пользования изотопных и многоэлементных исследований ИГМ СО РАН (Новосибирск). Н. о. — компонент не обнаружен. n — количество анализов.

зы показали, что темно-серые выделения представлены кеммererитом, а прожилки сложены серпентином (?) (в их осевой части) и уваровитом (в их контактах с хромититом) (рис. 2, таблица).

Полученные данные позволили предположить, что образование выделений кеммererита, а также уваровит-серпентиновых прожилков в хромититах из данного месторождения произошло в процессе инфильтрации по микротрещинам в хромититы обогащенного кремнием и кальцием высокотемпературного водного флюида по ниже приведенной схеме:

хромит $[Fe,Mg)(Cr,Al)_2O_3]$ *+ флюид* $[(H_2O+SiO_2+CaO)] \rightarrow$ *серпентин (?)*
$[(Mg,Fe)_3Si_2O_5(OH)_4] \rightarrow$ *уваровит* $[Ca_3Cr_2(SiO_4)_4]$ *+ кеммererит* $[(Mg,Fe)_5Al[AlSi_3O_{10}](OH)_8]$.

Предполагается также, что указанный флюид выделялся кислыми расплавами, которые сформировали расположенные вблизи от Агардагского ультрамафитового массива интрузивы гранитоидов. В процессе просачивания в хромититы и взаимодействия с ними флюид постепенно истощался кремнием и кальцием, одновременно обогащаясь хромом, магнием и железом.

Работа выполнена по государственным заданиям Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН (№ 0330-2016-0014) и № 0330-2016-0013), а также Тувинского института комплексного освоения природных ресурсов СО РАН и грантов РФФИ (№ 05-05-97214, № 05-05-97215, № 05-05-97210, № 17-05-00190а).

Литература

Кудрявцев В. И., Кудрявцева А. И. Цветные камни и пьезооптическое сырье Тувы. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2000. 224 с.

Леснов Ф. П., Кужугет К. С., Монгуш А. А., Ойдуп Ч. К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2019. 350 с.

Долгушин С. С., Жабин В. В., Лоскутов И. Ю., Садур О. Г. Перспективы создания базы хромового сырья Сибири (в пределах Сибирского федерального округа. Новосибирск: Издательство СНИИГГиМС, 2019. 239 с.

Цинкохромит на золоторудном месторождении Чудное (Приполярный Урал)

С. А. Онищенко
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Золоторудное месторождение Чудное расположено на западном склоне Приполярного Урала на хребте Малдынырд. Золото в основном сосредоточено в фукситовых прожилках в риолитах, где ассоциирует с минералами Pd и редких земель при полном отсутствии сульфидов. Для самородного золота характерны примеси Ag, Cu и Pd, часто отмечается гетерогенное строение его выделений. Присутствие в породах кислого состава прожилков, сложенных Cr-содержащей слюдой (фукситом), ассоциация фуксита с золотом и минералами Pd, обусловливает дискуссионность многих генетических вопросов, касающихся, в частности, источников Cr, Au и Pd.

Золотоносные прожилки, сложенные тонкочешуйчатыми агрегатами фуксита ярко-зеленого, изумрудно-зеленого и темно-зеленого цвета, имеют мощность от долей миллиметра до 1—1.5 см. Вместе с фукситом и золотом в прожилках присутствуют алланит (в том числе Cr-содержащий), кварц, альбит, отмечаются кальцит, титанит, апатит, монацит, кайнозит, ксенотим, черновит, минералы Pd. Кроме того, в фукситовых прожилках изредка отмечается **цинкохромит** — наиболее высокохромистый минерал руд.

Цинкохромит (теоретическая формула $ZnCr_2O_4$) изучен в алланит-фукситовом прожилке в риолите (рудная зона Людная, полированный шлиф 722506). Состав минералов определялся в Институте геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН на электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMH с энергодисперсионным спектрометром X-Max 50 Oxford Instruments (оператор Е. М. Тропников).

Цинкохромит образует в фуксите изометричные, нередко ограненные зерна размером до 8 мкм, а также их скопления на контакте с алланитом. Присутствует в прожилковидных выделениях фуксита в алланите, переходящих в цепочки многочисленных зерен цинкохромита в алланите (рис. 1).

Состав цинкохромита (мас. %): ZnO — 22.52; FeO — 20.68; MnO — 2.42; CaO — 0.55; Cr_2O_3 — 46.24; Al_2O_3 _ 4.98; SiO_2 _ 0.84; сумма — 98.23. В связи с небольшими размерами зерен цинкохромита при анализе захватывается вещество матрицы (в данном случае алланита), поэтому весь SiO_2 и CaO, а также эквивалентное количество Al_2O_3 (0.5 мас. %) вычтено из анализа. Уточненный состав цинкохромита после расчета содержаний FeO и Fe_2O_3 по стехио-

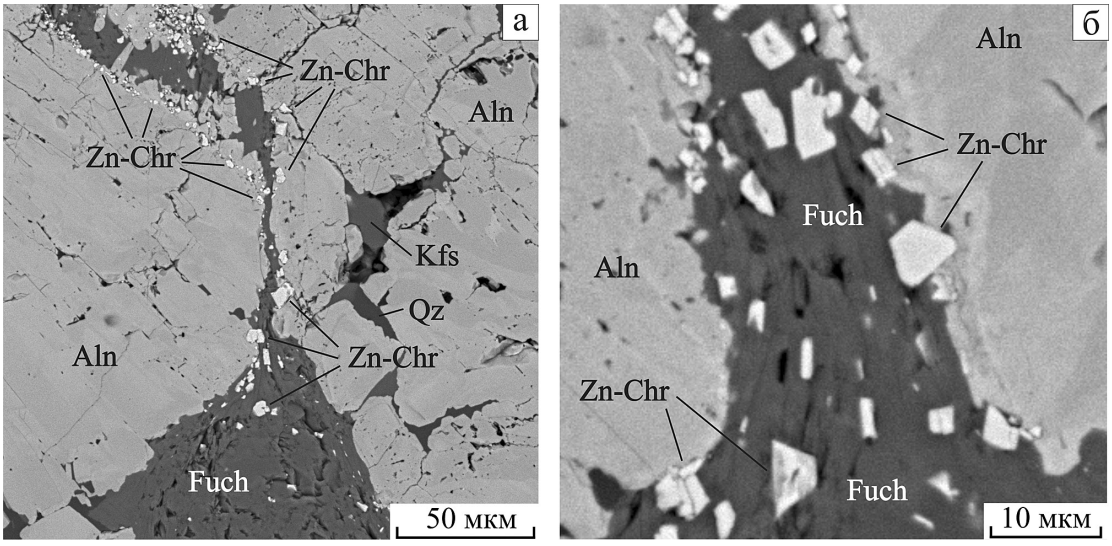


Рис. 1. Цинкохромит в алланит-фукситовом прожилке в риолите: а — цепочка зерен цинкохромита, ассоциирующего с фукситом, пересекает зерна алланита; б — идиоморфные кристаллики цинкохромита в фуксите и вдоль контакта фуксита с алланитом. Zn-Chr — цинкохромит, Fuch — фуксит, Aln — алланит, Qz — кварц, Kfs — калишпат. Полированный шлиф 722506. Изображения в отраженных электронах

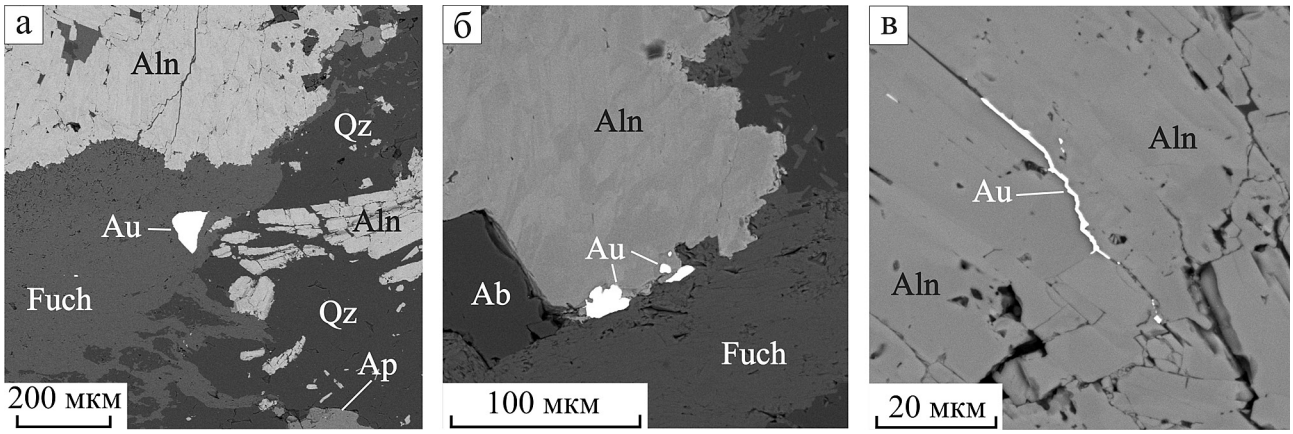


Рис. 2. Золото в алланит-фукситовом прожилке в риолите: а — золото в фуксите; б — золото на контакте фуксита и алланита; в — тончайший прожилок золота в алланите. Au — золото, Fuch — фуксит, Aln — алланит, Ab — альбит, Ap — апатит, Qz — кварц. Полированный шлиф 722506. Изображения в отраженных электронах

метрии шпинелей следующий (мас. %): ZnO — 22.52; FeO — 8.72; MnO — 2.42; Cr_2O_3 — 46.24; Fe_2O_3 — 13.28; Al_2O_3 _ 4.48; сумма — 97.66. Кристаллохимическая формула цинкохромита $(Zn_{0.64}Fe_{0.28}Mn_{0.08})$ $(Cr_{1.41}Fe^{3+}_{0.39}Al_{0.20})_{2.00}O_4$.

В алланит-фукситовом прожилке присутствуют также кварц, альбит, калишпат, апатит и золото, но прямых контактов этих минералов с цинкохромитом не отмечено. Золото, образующее изометричные или удлиненные выделения в фуксите (рис. 2, а, б), содержит 21—22 мас. % Ag, другие примеси не обнаружены. Золото в виде прожилка в алланите (рис. 2, в) содержит 29.4 мас. % Ag, других примесей нет.

Фуксит обычно содержит 3.2—5.5 мас. % Cr_2O_3, но встречаются мелкие выделения с содержанием Cr_2O_3 около 1 мас. % и даже 0.2 мас. %.

Алланит образует шестоватые и радиально-лучистые агрегаты размером 1—3 мм. Для алланита характерно неоднородное строение, хорошо заметное в отраженных электронах. Светлая разновидность отличается более высокими содержаниями TR и FeO и низкими Al_2O_3. Состав светлой разновидности алланита (мас. %): SiO_2 — 33.5—34.3; TiO_2 — до 1.1; Al_2O_3 _ 18.8—19.5; FeO — 10.0—10.6; MnO — 0.7—1.2; CaO — 12.8—14.3; La_2O_3 — 3.9—4.8; Ce_2O_3 — 8.6—9.6; Nd_2O_3 — 3.6—3.7; Pr_2O_3 — 0.8—1.0. Состав темной разновидности алланита (мас. %): SiO_2 — 33.5—34.2; TiO_2 — до 1.0; Al_2O_3 _ 19.6—22.3; FeO — 9.3—10.4; MnO — до 1.6; CaO — 13.5—15.1; La_2O_3 — 3.6—3.9; Ce_2O_3 — 7.2—7.8; Nd_2O_3 — 3.1—3.3; Pr_2O_3 — до 0.8.

Цинкохромит в рудах изучался также сотрудниками ИГЕМ РАН (Моралев Г. В. и др.) в обр. 1098gm. Отмечено нарастание многочисленных мелких (1—3 мкм) кристалликов цинкохромита на зерно алланита, причем иногда цинкохромит развивается по трещинкам в алланите. Мелкие размеры обусловили значительный захват матрицы при проведении анализа, по примерной оценке состав цинкохромита близок к приведенному выше. Фуксит содержит 1.7—2.5 мас. % Cr_2O_3.

Образование цинкохромита относится к относительно поздней стадии минералообразования на месторождении, его цепочечные выделения пересекают радиально-лучистые агрегаты алланита, при этом возрастные соотношения с золотом остаются неясными. Выявлены значительные различия в пробности золота, заключенного в фуксите и образующего прожилки в алланите, что может свидетельствовать об их различном относительном возрасте.

Минеральный состав аллювиальных отложений Кыввожского золотороссыпного поля Среднего Тимана и их связь с распространением шлихового золота

К. Г. Пархачева, М. Ю. Сокерин

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *ksparhacheva@yandex.ru*

Вольско-Вымская гряда Среднего Тимана представляет большой интерес в отношении россыпной и коренной золотоносности. В её пределах выделено Кыввожское золотороссыпное поле, включающее три малых россыпных месторождения, одно россыпепроявление и ряд шлиховых потоков золота [1]. На протяжении последних трех десятилетий уделялось большое внимание поиску его коренных источников.

В настоящее время на Среднем Тимане Сыктывкарским сектором ФГБУ «ВСЕГЕИ» совместно с Институтом геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН проводятся работы по геологическому доизучению этой территории в пределах листов Q-39-XXXV, XXXVI. В полевом сезоне 2018 г. было проведено шлиховое опробование руслового аллювия и пород террасового комплекса водотоков Кыввожского района (юго-восточная часть листа Q-39-XXXV). Сотрудниками Института геологии выполнены минералогические анализы для всех проб (160 шт.). Нами изучены результаты этих анализов и определены шлиховые минеральные ассоциации района.

Целью данной работы является выявление связи минерального состава аллювиальных отложений водотоков Кыввожского района с россыпным золотом.

По результатам минералогического анализа минеральный состав тяжелой фракции русловых аллювиальных отложений можно разделить на три группы: основную (более 10 %), второстепенную (1—10 %) и акцессорную (менее 1 %).

К первой группе относится гранат и ильменит, реже гётит, эпидот, циркон, пирит, чёрный монацит (куларит) и агрегаты лейкоксена. Средние содержания основных минералов в тяжелой фракции шлихов: гранат — 30—44 %, ильменит — 20—32 %, гётит — 4—34 %, эпидот — 6—15 %, циркон — 4—10 %, лейкоксен — 4—15 %, куларит — 3—6%.

Постоянными представителями группы второстепенных минералов являются: эпидот, циркон, дистен, рутил, ставролит, магнетит, агрегаты лейкоксена, гётит, иногда отмечаются куларит, пирит и мусковит. Некоторые минералы на отдельных водотоках мигрируют в основную или акцессорную группу.

Группа акцессорных минералов включает знаки титанита, анатаза, апатита, шпинели, гематита, хромита, пироксена, амфибола и турмалина. Реже встречаются: корунд, халькопирит, хлорит, сидерит, барит. Также установлены единичные зерна галенита, пиропа, уваровита, перовскита, мартита, колумбита, оливина, касситерита и киновари.

Анализ минерального состава тяжелой фракции русловых аллювиальных отложений позволил выделить фоновые и локальные шлиховые минеральные ассоциации. Фоновая представлена эпидот-ильменит-гранатовой ассоциацией. Содержание в ней граната — 38—65 %, ильменита — 12—43 %, эпидота — 4—18 %. Она распространена в отложениях рек Чёрная и Белая Кедва и ручьев Средний Кыввож, Кыввож, Димтемьёль, Лунвож, Войвож, Семидыръёль и отмечается более чем в половине изученных проб. Исключением является состав аллювия р. Покъю, его притоке руч. Шальном и участке россыпи руч. Средний Кыввож.

Для отложений р. Покъю характерны повышенные концентрации ильменита (22—43 %), граната (34—48 %) и циркона (7—9 %). В зависимости от вариаций содержаний основных минералов выделяются две локальные ассоциации: циркон-гранат-ильменитовая и циркон-ильменит-гранатовая. В пробе с весовым содержанием золота (0.08 г/м^3) выявлен один кристалл уваровита. Особенностью руч. Шального является появление в значительном количестве агрегатов лейкоксена (27—34 %), связи с этим образуется ильменит-лейкоксен-гранатовая минеральная ассоциация. На участке руч. Средний Кыввож в пределах россыпи появляется пирит (11—30 %) и повышается содержание гётита (10—22 %), что приводит к формированию пирит-ильменит-гранатовой, ильменит-пирит-гранатовой, гётит-ильменит-гранатовой и ильменит-гётит-гранатовой локальных минеральных ассоциаций. Причиной распространения пирита и гётита, возможно, является

перемывание зон выветривания, наложенных на участки прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в рифейских метаморфических толщах. В пределах исследованных отрезков водотоков выделяются и другие редкие локальные минеральные ассоциации, но они не вносят значимых изменений общей фоновой картины исследуемого участка.

Террасовые отложения долин рр. Покъю, Черная Кедва и руч. Кыввож, Средний Кыввож, Димтемьёль и их водоразделов по минеральному составу близки к отложениям руслового аллювия. В них также выделяется фоновая эпидот-ильменит-гранатовая минеральная ассоциация. Заметно отличаются террасовые комплексы только распространением высоких содержаний гётита и пирита (до 100 %), что связано с развитием выветрелых участков дезинтеграции по зонам сульфидной минерализации.

Золото обнаружено практически во всех минеральных ассоциациях аллювия изучаемых водотоков Кыввожского района. Поэтому однозначно связать его с какой-то одной ассоциацией невозможно. Тем не менее некоторые закономерности распространения золота удалось установить:

— шлиховое золото в аллювии р. Белая Кедва и руч. Димтемъель, Лунвож, Семидыръёль отмечается только в фоновой эпидот-ильменит-гранатовой ассоциации, что позволяет отнести его к «фоновому».

— в среднем течении руч. Ср. Кыввож, включающем контур промышленной россыпи, пробы с золотом, в том числе и с весовым содержанием, относятся к ильменит-пирит-гранатовой, ильменит-гранат-гётитовой и гётит-ильменит-гранатовой шлиховым ассоциациям. Источником пирита являются тектонизированные, пиритизированные и гидротермально измененные разности лунвожской и кыквожской рифейских свит. В аллювии р. Чёрная Кедва, где также установлена связь золота с пиритом, стоит отметить присутствие барита (до 2 %). Связь золота с гётитом отмечается и в отложениях руч. Кыввож, образуя ильменит-гранат-лимонитовую локальную ассоциацию. Возможным источником гётита являются участки окисления зон пиритизации и прогнозируемые коры выветривания.

Таким образом, для Кыввожского района в целом однозначной связи аллювиального золота с какой-либо шлиховой ассоциацией обнаружить не удалось. Однако большая часть золота, обнаруженного в шлихах, отмечается с фоновой эпидот-ильменит-гранатовой ассоциацией. Также установлена значимая связь с группой гётит и пирит-содержащих минеральных ассоциаций на руч. Средний Кыввож и р.р Чёрная Кедва, Кыввож.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 18-45-110009 р_а.

Литература

1. Пармузин Н. М., Мазуркевич К. Н., Семенова Л. Р., Коссовая О. Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Q-39 — Нарьян-Мар. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 393 с.

Геохимические особенности зон развития сульфидной минерализации Кыввожского района (Средний Тиман)

К. Г. Пархачева, С. К. Кузнецов, М. Ю. Сокерин
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

В Кыввожском районе Среднего Тиман известны россыпные месторождения золота, находящиеся в долинах руч. Средний Кыввож и Кыввож, впадающих в р. Белая Кедва [1 и др.]. В связи с поисками коренных месторождений нами продолжено минералогическое изучение россыпей и зон развития сульфидной минерализации, которые рассматриваются как потенциально золотоносные [2, 3]. В последнее время получены данные атомно-абсорбционного анализа сколковых проб на золото и ICP MS (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой) анализа на Co, Ni, Cu, Zn, Ge, Se, Mo, Sb, Ag, Te, Pb, Bi (58 проб).

Зоны прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации (зоны пиритизации) локализованы в серицит-хлорит-кварцевых, углисто-кварц-хлорит-серицитовых сланцах, алевролитах, кварцевых песчаниках лунвожской и кыввожской свит среднего рифея и контролируются разрывными нарушениями в основном север-северо-западного (тиманского) простирания. Породы в зонах развития сульфидной минерализации обычно интенсивно рассланцованы (разлистованы), катаклазированы. Наблюдаются вкрапления, тонкие прожилки и линзовидные скопления сульфидов, преимущественно пирита, нередко представленного крупными индивидами до нескольких сантиметров в поперечнике. Сульфидная минерализация часто приурочена к слойкам алевролитов в сланцах, к нарушенным контактам сланцев и прослоев кварцевых песчаников, к кварцевым прожилкам.

В зонах развития сульфидной минерализации наряду с пиритом развиты галенит, халькопирит, сфалерит, пирротин, кобальтин, герсдорфит, ковеллин, минералы висмута и теллура. Весьма характерны монацит, ксенотим, отмечаются точно не диагностированные минеральные фазы, основными компонентами которых являются Ag-Se, Pb-Nb, Th-U, Sr-Tb. Взаимоотношения минералов свидетельствуют о проявлении двух стадий минералообразования: ранней — пиритовой и поздней — халькопирит-галенитовой с сопутствующими минералами редких металлов и редких земель.

Согласно полученным данным содержание Au в серицит-хлорит-кварцевых сланцах, алевросланцах, кварцевых песчаниках кыввожской и лунвожской свит, а также в кварцевых жилах и прожилках без видимых вкраплений сульфидов обычно ниже предела обнаружения методом атомно-абсорбционного анализа (0.002 г/т) и лишь в единичных случаях достигает 0.003 г/т.

В пробах, отобранных из зон развития сульфидной минерализации, содержание Au всегда несколько выше — до 0.016 г/т. В этих же пробах наблюдаются повышенные относительно вмещающих пород содержания Co, Cu, Zn, Se, Ag, иногда Te, Sb, Pb, Bi.

В пробах углеродистых темно-серых (черных) сланцев, наблюдающихся в коренных обнажениях на участке резкой смены направления течения руч. Средний Кыввож с субмеридионального на широтное и выше по течению в одном из разведочных шурфов, содержание Au достигает 0.012 г/т (при наличии сульфидов). В одной из проб таких сланцев при содержании золота 0.003 г/т обнаружены наиболее высокие (для всей выборки) содержания Co — 57.3, Ni — 44.7, Cu — 211, Zn — 146, Se — 3.52, Ag — 0.71, Te — 1.95 г/т.

Учитывая присутствие в шлиховых пробах минералов платиновых металлов, находящихся в ассоциации с золотом, нами часть проб пород, в том числе с вкрапленностью и прожилками сульфидов, проанализирована на содержание элементов платиновой группы (16 проб). Во всех пробах устанавливаются Pd — до 0.056, Pt — до 0.0085, Ir — до 0.0038 г/т. В трех пробах определен Rh — 0.0021—0.0032 г/т. Ru отсутствует либо его содержание ниже предела обнаружения. Корреляция Au с элементами платиновой группы не устанавливается.

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что зоны развития сульфидной минерализации характеризуются повышенным относительно вмещающих пород содержанием золота и других рудных элементов. В проанализированных пробах содержания золота не достигают промышленных значений, тем не менее, зоны сульфидизации заслуживают дальнейшего изучения, поскольку являются

наиболее вероятными источниками россыпного золота и с ними могут быть связаны коренные рудопроявления.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-45-110009 р_а.

Литература

1. Глухов Ю. В., Кузнецов С. К., Савельев В. П., Котречко Е. Ю. Золото из аллювиальных отложений Среднего Кыввожа (Вольско-Вымская гряда, Тиман) // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2018. № 1(33). С. 49—59.

2. Дудар В. А. Россыпи Среднего Тимана // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 80—90.

3. Кузнецов С. К., Майорова Т. П., Сокерина Н. В., Филиппов В. Н., Есев А. А. Минеральный состав зон пиритизации Кыввожского района (Средний Тиман) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 10. С. 12—16.

Аутигенный источник углеводородов в шунгитсодержащих породах Онежской структуры

А. В. Первунина

ИГ ФИЦ КарНЦ РАН, Петрозаводск; *aelita@krc.karelia.ru*

Протерозойские шунгитсодержащие породы широко известны в пределах Онежской вулкано-тектонической структуры, расположенной на Карельском геоблоке в восточной части Феноскандинавского щита. Породы в составе вулканогенно-осадочных комплексов входят в объем заонежской свиты (мощность ~ 900 м) и служат стратиграфическим репером для людиковийского (2100—1920 млрд. лет) интервала геологической истории формирования Фенноскандии. В литостратиграфическом разрезе свиты выявлены девять продуктивных горизонтов шунгитсодержащих пород. Основным признан шестой горизонт мощностью 120 м., разрабатываемый на Зажогинском месторождении, которое представлено комплексом углеродсодержащих максовитов ($C_{орг}$ до 45 %). Химическому составу пород свойственна латеральная изменчивость от более кремнистых разновидностей (Максовская залежь) к более глиноземистым (Зажогинская залежь). В центральной части Максовской залежи вскрыта дайка габбродолерита с апофизами. Кратковременное магматермическое воздействие дайки, определяющееся температурой внедрившейся магмы, проявлено локально в узких зонах контакта максовитов и габбродолеритов. В верхнем экзоконтакте апофиза наблюдается зона 5—10 см. мощностью с кавернозной текстурой, возникшая благодаря способности гелифицированных компонентов ОВ в составе породы при нагревании переходить в пластичное состояние и образовывать пористый природный (естественный) кокс со следами обжига. Его возникновение связано с воздействием высоких температур на слаболитифицированную органокремнистую породу в результате внедрения пластовой интрузии [1]. Спекающие свойства пород с ОВ обычно проявляются при разогреве до 390 °С [2]. Максовит верхнего экзоконтакта плотный, с угловатыми изломами. В исследуемых образцах установлены сферические пустоты, заполненные возгонами в виде сажистых новообразований. Часто сферолиты соединяются между собой широкими спиралевидными каналами. На поверхности некоторых пустот наблюдаются вторичные структуры, образованные изогнутыми фибриллами, не проникающими друг в друга. Подобные фибриллярные структуры типичны в условиях деструкции ОВ в результате быстрого нагрева и косвенно свидетельствуют о незначительном давлении магматического расплава воздействующего на вмещающую органокремнистую породу [3]. В рассматриваемом случае преобразование ОВ в породе происходило неравномерно в связи с резким и значительным изменением температуры.

Выше зоны кокса выделяется характерная отдельность максовитов в виде удлиненных шестигранных призм ориентированных перпендикулярно контакту с интрузией. Здесь максовиты в имеют стально-серый цвет с матовым тусклым блеском. Непосредственно в контакте наблюдаются также брекчированные мак-

совиты, трещины в которых заполнены миграционным вязким веществом с высоким содержанием углерода, выделившимся при нагреве. Подобное явление сопровождается последовательным повышением в них валового содержания углерода и выхода летучих веществ.

Изменение физических свойств и химического состава максовитов в зоне контакта с интрузией, свидетельствует об активной геодинамике в условиях внедрения магматического расплава. На контактах с интрузиями в жестких термальных условиях из первично-осадочных максовитов высвобождались жидкие и газообразные углеводороды. Тепловое воздействие, возникающее главным образом в верхнем экзоконтакте интрузий со слаболитифицированными на момент внедрения вмещающими органокремнистыми породами, способствовало возникновению углеводородов нафтоидного типа, склонных к быстрой полимеризации. Подобные образования, не способные к дальней миграции, представляют собой, по крайней мере, вторую генерацию ОВ внутри залежи максовитов.

Литература

1. Мазур В. М. Условия образования баженовской свиты // Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. М.: Недра, 1980. С. 183—196.

2. Иванов В. П., Бондаренко И. С.. Параметры тела кокса // Кокс и химия. 2013. № 9. С. 28—33.

3. Каргин В. А. Структура и механические свойства полимеров: Избр. тр. М.: Наука, 1979. 451 с.

Минералого-геохимические исследования углеродсодержащих пород Зажогинского месторождения (Карелия)

А. В. Первунина, О. В. Мясникова

ИГ ФИЦ КарНЦ РАН, Петрозаводск; *aelita@krc.karelia.ru*

Исследованы углеродсодержащие (органокремнистые) породы Зажогинского месторождения. Породы темно-серого до черного цвета, с раковистым изломом, представляют собой природный композит, содержащий равномерное распределение высокодисперсных кристаллических силикатных частиц в аморфной углеродной матрице. Вследствие внедрения силла долеритов на месторождении отмечаются изменения углеродсодержащих пород по всей поверхности верхнего и нижнего контакта, установлена степень преобразования органического вещества (ОВ). По мере удаления от контакта признаки термального воздействия силла в углеродсодержащих породах нивелируются.

Основными составляющими органокремнистых пород месторождения являются свободный углерод — $C_{св}$ (20—30 %) и кремнезем [1]. В составе пород также серицит, кварц, в подчиненном количестве встречаются калиевый полевой шпат, хлорит и тонкая вкрапленность пирита. Содержание кремнезема в целом составляет 50—60 %, нарастает от подошвы к центральной части месторождения, и снижается в кровле. В массивных и брекчированных разновидностях углеродсодержащих пород месторождения сумма $C_{св}$ и SiO_2 достигает 85 %. Содержание глинозема (серицит) в большей части меняется в пределах 3—5.3 %. Содержание окислов железа (хлорит) варьирует в пределах 1.40—2.70 %. Содержание свободной серы в основной части месторождения меняется от 1.46 до 2.32 %. Кроме того, в органокремнистых породах отмечены содержания окислов калия, кальция и магния по 1—2 %. По сравнению с кларком органокремнистые породы месторождения обогащены Cu, Zn, Ag, Ni, V, Co, Mo, Ab, Y, Yb, Cd, Sb, Hq, Cr. Наиболее высокие концентрации имеет цинк — 0.04 % [2]. Форма нахождения основной части малых элементов — пирит и сульфидные минералы.

Структурно-текстурные особенности и состав углеродсодержащих пород из зоны верхнего экзоконтакта субпластовой части силла отличаются от пород основной части месторождения. Под влиянием интрузии из пород зоны экзоконтакта частично выносятся ОВ, Hg, U, As, Ni, V, Mo. При этом содержание Si, Al, Fe, Ca, Sr, Ba, Cr в этой зоне увеличивается. Так, породы вне области влияния силлов имеют концентрацию Hg, сопоставимую с типичными горючими сланцами, а на контактах ее содержание снижает-

ся, примерно, вдвое, хотя в ряде случаев за счет появления эпигенетичных сульфидов эта закономерность нарушается. Микрозондовыми исследованиями установлено, что в составе органокремнистых пород экзоконтакта содержатся $C_{св}$ (до 50 %), кремнезем (до 45 %), серицит (до 25 %), присутствуют гюмбелит, биотит, рутил, фторапатит, иногда калиевый полевой шпат и кислый плагиоклаз. В подчиненном количестве отмечается хлорит. В отдельных участках наблюдаются крупные выделения пирита с примесью никеля и включениями сульфидов никеля и меди. Содержание окислов железа в зоне экзоконтакта возрастает до 3.88 %, содержание свободной серы понижено до 0.11 %. Геохимические характеристики различных структурных разновидностей пород месторождения показали, что в экзоконтактовой зоне возрастает содержание Al_2O_3, MgO и летучих компонентов, снижается содержание SiO_2.

Основными критериями качества высокоуглеродистых пород, определяющих их использование в различных отраслях промышленности, медицине, сельского и коммунального хозяйства, являются содержание и структура свободного углерода и структурные особенности. В настоящее время высокоуглеродистые породы Зажогинского месторождения находят применение в различных отраслях промышленности (металлургическая, химическая, строительная и т. п.). До настоящего времени породы из зоны экзонтакта субпластовой части силла не использовались в производстве. Результаты проведенных исследований позволяют сделать заключение, что на ход технологических процессов малые элементы не влияют из-за низких концентраций. Физико-механические показатели пород основной части месторождения и экзоконтакта отличаются незначительно.

Литература

1. Kovalevski V. V., Buseck P. R., Cowley J. M. Comparison of carbon in shungite rocks to other natural carbons: An X-ray and TEM study // Carbon. 2001. V. 39, Iss. 2. Pp. 243—256.

2. Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Отв. редактор М. М. Филиппов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1994. 207 с.

Развитие идей Н. П. Юшкина по топоминералогии в связи с геолого-технологическим картированием

Б. И. Пирогов

ВИМС, Москва; *pirogov_bi@inbox.ru*

Научные основы топоминералогии, ставшей одним из важнейших направлений минералогии, были разработаны А. Е. Ферсманом еще в 1922 г. Творчески развивая его идеи, Н. П. Юшкин полагал, что «главной целью топоминералогических исследований является установление пространственных закономерностей формирования и распределения минералов и минеральных ассоциаций в геологических объектах различного масштаба» [5]. Он особо подчеркивал два важных подхода: 1-е — «самую сущность топоминералогиии, как учения о пространственно-временных минералогических закономерностях» и 2-е — о значительном расширении круга его объектов, куда, помимо регионов, попадают планетосферы, космические тела и, что особенно важно, месторождения и конкретные минеральные тела, а также агрегаты и индивиды минералов. Им определены задачи, общие принципы, методы научного направления, где минерал «является элементарной системой относительно автономного структурного уровня организации материи — минеральной, специфику которого составляет кристаллическое состояние вещества» [6], определяя свойства, законы функционирования и методы исследования минеральных систем. Минералогическое картирование является главным методом топоминералогических исследований. Научную основу его составляет комплекс методических задач в системе [7]: цель — элемент (единичный) картирования — масштаб — генетический тип объекта — площадное или объемное картирование — сеть опробования — количество проб (или точек наблюдения) — способы взятия, вес проб — обработки минералогических проб — вид количе-

ственного или качественного минералогического анализа — способы обработки и изображения данных анализов — экономический фактор (стоимость) работ и сроки их выполнения. Формула картирования [3] основана на 3-х компонентах: 1) набор и иерархия картируемых признаков и отношений: 2) масштаб (мелкий — 1:500000 и мельче, средний — 1: 200000 — 1:50000, крупный — 1:2000, а также от 1:5000 до 1:500 — для минералого-технологического картирования [1]); 3) точность документации (качественная, приближенно-количественная, количественная). При этом составляется комплексная карта объекта — его пространственно-временная модель и серия частных карт, отражающих различные закономерности, определяемые конкретными задачами картирования. В качестве элементов картирования месторождений и рудных тел обычно выступают отдельные минералы, особенности их онтогении [2] и типоморфные свойств. Минералого-технологическое картирование рассматривается, как одно из заключительных этапов топоминералогического изучения месторождения. Ему предшествуют геологическое и минералогическое картирование с изучением состава, текстурно-структурных особенностей руд и технологических испытаний [5]. Более широко используется термин геолого-технологическое картирование, сущность которого состоит [3] в:

— картировании закономерных минеральных ассоциаций (основных минеральных разновидностей руд) во взаимосвязи с минералогической зональностью рудных тел (толщ);

— детальном изучении вещественного состава и текстурно-структурных признаков руд с целью выявления типоморфных минералого-генетических признаков, определяющие их технологические особенности (геолого-минералогические факторы обогатимости);

— установлении при топоминералогическом картировании (по Н. П. Юшкину) закономерностей в изменчивости состава минералого-генетических типов и текстурно-минералогических разновидностей руд в пределах отдельных залежей, горизонтов, блоков, горных выработок;

— разработке геолого-технологической классификации руд, определяющей необходимость выделения их минералого-технологических типов и сортов;

— оконтуривании типов и сортов руд на основе топоминералогической документации карт, разрезов, планов их отработки в связи с обогащением, с учетом данных в единой системе с геолого-структурным картированием.

В основу такого картирования положен наш многолетний опыт по оценке Fe, Mn, Cu-Mo руд разных генетических типов месторождений крупных ГОКов России, Украины, Азербайджана, Монголии и обобщения материалов многих работ по проблеме.

Литература

1. Гинзбург А. И. Основные проблемы и задачи региональной минералогии // Минерал. журн. 1983. Т. 5, № 5. С. 27—34.

2. Григорьев Д. П. Позиции онтогении минералов // ЗВМО. 1978. Ч. 107. Вып.4. С. 407—415.

3. Жабин А. Г. Минералогическое картирование рудного тела в онтогеническом аспекте // Минералогическое исследование как метод исследований рудоносных территорий. Миасс, 1983. С. 7—8.

4. Пирогов Б. И., Поротов Г. С., Холошин И. В., Тарасенко В. Н. Технологическая минералогия железных руд. Л.: Наука, 1988. 304 с.

5. Юшкин Н. П. Топоминералогия. Л.: Недра, 1982. 288 с.

6. Юшкин Н. П. Топоминералогические исследования А.Е. Ферсмана и создание основ научной топоминералогии // Минерал. журн. 1983. Т. 5, № 5. С. 27—34.

7. Юшкин Н. П. , Матиас В. В. Минералогическое картирование // Минерал. журн. 1984. Т. 6, № 3. С. 62—73.

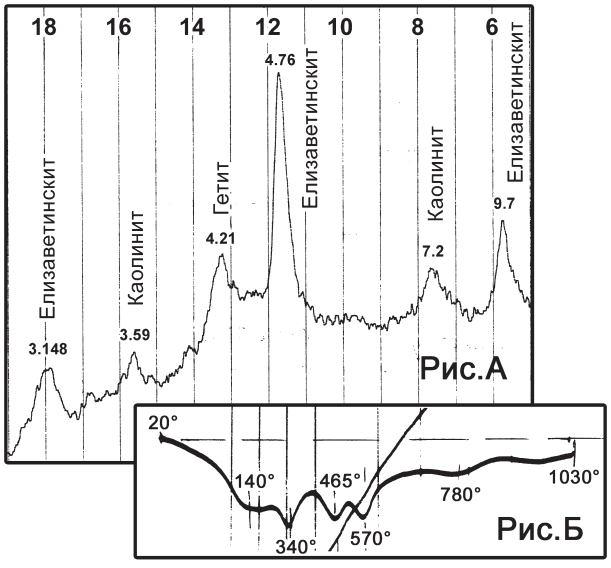
Литиофорит в составе железомарганцевых стяжений из коры выветривания Мариупольского щелочного массива

В. Т. Погребной

ГП Днепрогеофизика, Днепропетровск; *vit.pogrebnoy@gmail.com*

Широкое развитие элювиального покрова на площади массива отмечено масштабной залежью первичного каолина в центре массива, вблизи месторождения нефелиновых руд [1]. Эдуктом бескварцевых каолинов мощностью 15—20 м, залегающих на глубине 10—15 м, служили в основном щелочные сиениты и сиенит-пегматиты, реже фаялиты и слюдиты или слюдисто-полевошпатовые породы, вмещающие широкий набор акцессорных минералов.

Литиофорит (елизеватинскит) зафиксирован в породах коры выветривания (КВ) скважины, распложенной в 2-х километрах северо-западнее известного посёлка Донское, в районе балки Кошкарова. Перекрытый толщей суглинков (16.2 м), разрез КВ мощностью 26.1 м представлен горизонтами охристо-глинистой (3.0 м), пестроцветной гидрослюдисто-каолинитовой (8.8 м), бурого цвета гидрослюдистой (5.3 м) и ожелезнённой гидрослюдисто-каолинитовой (9.0 м) пород. В основании колонки КВ вскрыт пегматит. Литиофорит обнаружен в составе КВ нижнего горизонта. Здесь по шлифам в отдельных интервалах гидрослюдисто-каолинитовой породы (20/80 %) отмечаются отдельные интервалы, в составе которых вместе с каолинитом (50 %), гидрослюдой (20 %), окислами Fe (20 %) зафиксирован ещё один рудный стально-серого цвета минерал (10 %), который вместе с окислами железа образует линзовидные стяжения и отдельные зёрна. На фрагменте дифрактограммы (рисунок А) почковидных и массивных стяжений размером 1—2 мм, отобранных из деглинизированной части пробы, зафиксированы два первых базальных высокоинтенсивных рефлекса елизаветинскита [3] — 9.7 Å и 4.76 Å, а также отражения примесных гётита и каолинита (Жлуктенко Л. П., ИМР). Значения этих базальных рефлексов полностью совпадают с показателями 9.68 Å и 4.75 Å по минералу и Елизаветинского месторождения в районе Свердловска [3]. Как примечательную особенность литиофорита из КВ глинистых сланцев Присалаирья отмечают [4] высокую интенсивность его главных линий. Здесь в стяжениях окислов Mn рентгеновским анализом, кроме литиофорита, установлен также криптомелан. На дифрактограммах железо-марганцевых стяжений из КВ Мариупольского щелочного массива не наблюдаются отчётливые базальные рефлексы криптомелана, соответствующие по [2] 7.00; 4.94; 3.13 Å и др. Вместе с тем, учитывая факт проявления на части из них отражений, близких к таковым для тодорокита, но не достигающих определённого уровня интенсивности, а также содержание в стяжениях 3.40 % BaO, 2.22 % CaO и 1.13 % MgO, можно предположить присутствие этого минерала, принадлежащего к тому же структурному типу, что и криптомелан. Термограмма стяжений (Панасенко Т.Д., Днепрогеология) фиксирует (рисунок, Б) три отчётливых эндоэффекта при 340, 465 и 570 °C. По сводным данным [2] термических характеристик отдельных образцов литиофоритов отмечается, что результату двустадийного процесса дегидратации соответствует глубокий прогиб около 500—550 °C и слабые около 425 °C и др., основная потеря воды происходит в интервале 200—400 °C, отдельные авторы отмечают резкий прогиб при 350 °C. Сопоставив с этими наши данные, приходим к заключению, что краевые эндоэффекты принадлежат литиофориту, цен-



Дифрактограмма и термограмма железомарганцевых стяжений с литиофоритом из коры выветривания щелочных пород Мариупольского щелочного массива

тральный, возможно, тодорокиту. Следует однако заметить, что перечень температурных показателей, включая и близкие к 465 °С, по этому минералу весьма широк. В стяжениях с литиофоритом обнаружено 0.172 % Li_2O (Закриничная Г. Л., ИМР). Химический состав (%) дешламированной части пробы с литиофоритом включает (Маргулис А. Л., Днепрогеология): 26.57 — MnO + MnO_2, 0.94 — FeO, 18.45 — Fe_2O_3, 10.15 — Al_2O_3, 2.65 — TiO_2, 18.35 — SiO_2, 3.39 — BaO, 2.22 — CaO, 1.13 — MgO, 0.72 — K_2O, 0.65 — Na_2O, 0.535 — P_2O_5, 0.25 — TR_2O_3, 0.037 — Nb_2O_5, 0.004 — Ta_2O_5, 0.076 — SO_3, 12.96 — ппп. Сумма 98.96. Как и в других известных проявлениях литиофорита в корах выветривания [2, 4, 5], на Мариупольском щелочном массиве источниками вещества для сформировавшегося в нижней части элювиальной колонки литиофорита служили нисходящие продукты гипергенного разрушения пород: для Mn щелочных сиенитов, фаялитов и слюдитов, для Li пегматитов, которые в свежем состоянии вскрыты в основании разреза.

Литература

1. Гутниченко Г. К., Донской А. Н. Бескварцевые каолины Октябрьского щелочного массива // IX Всесоюзное литол. совещание. Киев: Наукова думка, 1971. С. 139—146.

2. Минералы. Т. II, вып. 3. М.: Наука, 1967. 675 с.

3. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Москва: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.

4. Соколова М. Ф., Баженов В. А. Литиофорит и криптомелан в коре выветривания глинистых сланцев юго-западного Присалаирья // Геология и геофизика. 1979. № 11. С. 134—138.

5. Чухров Ф. В., Горшков А. И., Сивцов А. В., Березовская В. В. К вопросу о конституции и генезисе литиофоритов // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1985. № 2. С. 3—15.

Минералогия пещер сернокислотного спелеогенеза

С. С. Потапов[1], О. Я. Червяцова[2], Н. В. Паршина[1], С. А. Садыков[1], Р. С. Дбар[3]

[1]Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс; *s_almazov@74.ru*
[2]Государственный природный заповедник «Шульган-Таш», Иргизлы
[3]Институт экологии Академии наук Абхазии, Сухум

В процессе исследования пещер на Кавказе нами установлены признаки проявления древних процессов сернокислотного спелеогенеза (*Sulfuric Acid Speleogenesis — SAS*) в Новоафонской пещере в Республике Абхазия [5], а чуть позже мы открыли современный сернокислотный спелеогенез в пещере Шеки-Хьех в Чеченской Республике [1—2].

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, алунит, гиббсит [5]. В дополнение к полученным ранее данным, следуют отметить расширение списка минералов супергруппы алунита — находки натроярозита, гидрониоярозита, натроалунита [6]. Кроме того, впоследствии были диагностированы фосфаты железа — штренгит и таранакит [4]. 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 [1, 2], 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 H_2S она формируется преимущественно на поверхности биоплёнок ацидофильных бактерий. Характерным признаком SAS в пещере Шеки-Хьех являются снотиты — своеобразные сталактито-подобные слизистые формы ацидофильных бактерий с минеральным гипс-серным наполнением [3].

Типоморфным признаком SAS-процесса в пещерах является специфический изотопный состав серы минералов (и самородной серы, и гипса, и ярозита) [7, 8].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-55-40005 Абх_а.

Литература

1. 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. К минералогии пещеры Шеки-Хьех (Шатойский район, Чеченская Республика) // Минералогия техногенеза — 2017. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017. С. 17—32.

2. 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.

3. 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.

4. Потапов С. С., Червяцова О. Я., Паршина Н. В., Дбар Р. С. О находке редких фосфатов — штренгита и таранакита в пещерах Абхазии // Уральский геологический журнал. 2019. № 5 (131). С. 55—62.

5. 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.

6. 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 2019 г. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2019. С. 274—279.

7. Садыков С. А., Потапов С. С., Червяцова О. Я., Дбар Р. С. Изотопный состав серы и кислорода сульфатных минералов из пещер Новоафонская и Шеки-Хьех на Кавказе // «Минералогические музеи — 2019. Минералогия вчера, сегодня, завтра». Научная конференция, посвященная 200-летию кафедры минералогии Санкт-Петербургского государственного университета. 17—19 сентября 2019 г. СПб: СПбГУ, 2019. С. 168—170.

8. Sergey A. Sadykov, Sergey S. Potapov, Olga Ya. Chervyatsova, Roman S. Dbar. The Composition of Sulphur Isotopes in Minerals from the Sheki-Hiech cave, The Caucasus, Chechen Republic, Russia // «Minerals: structure, properties, methods of investigation — 9th Geoscience Conference for Young Scientists, Ekaterinburg, Russia, February 5—8, 2018». Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. 2019. P. 201—207.

Минералого-технологические особенности золотосодержащих руд месторождения «Дельмачик»

К. К. Размахнин, П. А. Василюк

Институт горного дела им. Н. А. Чинакала СО РАН, Читинский филиал, Чита; *igdranchita@mail.ru*

Месторождение «Дельмачик» расположено на территории Шилкинского района Забайкальского края, в 25 км на северо-запад от районного центра г. Шилка. В геоморфологическом отношении месторождение «Дельмачик» расположено на правом склоне долины реки Шилка, в Талача-Давенденской зоне гранитизации дорифейских метаморфических комплексов Западно-Становой структурно-формационной зоны Становой складчатой области.

В пределах месторождения выделяется три морфологических типа золотого оруденения, представляющие промышленный интерес: штокверк «Центральный» сложной, близкой к синформно прогнутой линзе, формы; штокверк «Северо-восточный» линейно-вытянутой формы (оба вмещаются палеокальдерой) и линейно-вытянутая минерализованная зона Антимонитовая.

В процессе проведения исследований гранулометрического состава руды месторождения «Дельмачик» установлено, что в гранулометрическом составе проб руды преобладают крупные классы, выход которых составляет по-

рядка 60 %. Максимальное содержание золота приходится на мелкие классы, а при уменьшении исходной крупности оно смещается в классы еще меньшей крупности. При крупности руды —20 мм максимальное содержание золота наблюдается в классе —0.25 + 0.1 мм, а при исходной крупности –2 и –1 мм максимальное содержание отмечается в тонких классах менее 0.071 мм и даже менее 0.045 мм. Определено, что содержание золота в руде разных участков месторождения не превышает 1 г/т и находится в интервале 0.5—0.96 г/т [1].

По данным химического состава основная масса материала в пробах руды представлена литофильными компонентами, суммарное количество которых составляет 90—95 %. Главным из них является кремнезем (70—77 %), количество глинозема составляет 10—15 %.

По результатам исследований химического состава руд месторождения «Дельмачик» основная масса руды представлена литофильными компонентами, суммарное количество которых составляет 90—95 %, главным из них во всех пробах является кремнезем. Углерод во всех пробах присутствует в количестве менее 1 % и практически весь представлен карбонатами. Рудообразующие элементы во всех пробах представлены железом и серой. Из вредных примесей в руде отмечается мышьяк, доля которого составляет 0.325—0.538 %. В пробах руды зоны «Антимонитовая» и «Северо-Восточного» (окисленная) значительно преобладает мышьяк в окисленной форме.

По данным дифрактометрического анализа основными минералами, слагающими руды, являются: кварц, полевые шпаты и комплекс глинисто-слюдистых минералов. Главными рудными минералами являются пирит (около 2—2.4 % в пробах первичной руды) и арсенопирит. Окисленные минералы в пробах представлены гидроксидами железа, отмечаются также окислы мышьяка (скородит), количество которых составляет 0.8—1.4 %.

Для оценки физических свойств руды месторождения «Дельмачик» были определены следующие показатели, характеризующие свойства руды: насыпной вес, удельный вес, угол естественного откоса, пористость, коэффициент пористости и коэффициент разрыхления.

Содержащееся в руде месторождения «Дельмачик» золото, характеризуется по крупности как очень мелкое, пылевидное, тонкодисперсное. Для окисленной руды участка «Северо-Восточный» характерно наличие крупного золота размером более 0.071 мм — 27.7 %, а доля тонкодисперсного золота составляет 72.3 %, отмечается присутствие частиц размером до 1.5 мм. В руде зоны «Антимонитовая» массовая доля золота крупностью —0.071 мм составляет 97.5 %, а тонкодисперсное золото не превышает размеров 5—10 мкм. Основная масса зерен представлена частицами 1—3 мкм. Тонкое золото в руде отмечается как в свободной форме, так и в виде включений в пирите и в полевых шпатах. В руде зоны «Антимонитовая» присутствуют частицы тонкодисперсного золота в ассоциации с глинистыми минералами и кварцем.

В результате проведенных исследований установлено, что для извлечения золота из окисленной руды участка «Северо-Восточный» наиболее подходящим является процесс цианирования. Несмотря на значительную долю золота в цианируемой форме, материал пробы руды зоны «Антимонитовая» может представлять сложность при цианировании за счет наличия потребителей цианида (As, Sb, $S_{окисл}$).

Работа выполнена в рамках проекта ФНИ № гос. регистрации АААА-А17-117092750073-6.

Литература

1. Отчет о НИР «Изучение технологических свойств руды месторождения «Дельмачик» и разработка технологического регламента». ООО «НИиПИ ТОМС», Иркутск, 2014. С. 280.

От «генома человека» к «геному месторождений» — это реально

В. С. Салихов

Забайкальский государственный университет, Чита; *salihovvs41@inbox.ru*

«Геном человека» (проект появился в 1988 г. по инициативе ученых из США) — совокупность наследственного материала, заключенного в клетке человека, в ее ядре. Этот материал представлен молекулой ДНК — высокополимерным природным соединением, содержащимся в клетках живых организмов и вместе с белками образует хромосомы — структурные элементы ДНК. Геном — совокупность генов, содержащихся в одинарном наборе хромосом, а код генетический — единая система «записи» в живых организмах наследственной информации.

Структура «Генома человека» может быть использована и в неорганическом мире — минеральном, поскольку живое и костное (по В. И. Вернадскому) развивается по единому плану (согласованное, развитие — коэволюция), примером чему является установление квазикристалов с осью симметрии 5-го порядка, характерной для растительного мира. Исходной, отправной точкой, хранительницей всей информации в костном мире становится уже минерал, но на ином, квантовом уровне его рассмотрения, в отличии от классического в «онтогении минералов». Полное научное объяснение Периодическая система химических элементов получила на основании квантовой механики и квантовой физики. Установлена закономерная связь между свойствами химических элементов — их строением и местом в Периодической системе, периодичность изменений орбитальных радиусов ионов по мере роста атомного номера, изменения электронного строения атомов и главная периодичность и повторяемость конфигурации внешних электронных оболочек атомов и др. [1].

Еще А. Е. Ферсман показал, что последовательность минералообразования определяется значением внутренней энергии минералов. Со времен Д. И. Менделеева известно, что самым доступным и универсальным показателем энергетического состояния вещества является его так называемый «удельный объем», т.е. объем, приходящийся на одну структурную единицу, которой в зависимости от масштаба рассмотрения может быть нуклон, атом, молекула, домен, и т.д. [2]. Таким образом, «удельный объем» может сыграть немалую роль в расшифровке «Генома месторождений» и, в частности, в установлении зональности рудоотложении и построении родословного дерева минеральных таксонов [Н. З. Евзикова, 2009].

Разработка проекта «Геном месторождения» восходит к атому, сущности мироздания, строению его ядра и электронным оболочкам (не только внешним, но и внутренним) и, прежде всего, их магнитным характеристикам: показано, что в рудных месторождениях парагенетические ассоциации формируются на физической основе под влиянием магнитных полей нуклидов и электронов [4], используются и другие ядерно-физические методы исследования [3].

Число генов в минеральном мире («геноме месторождений») вероятно можно насчитать не одну тысячу (напомним, число генов в «Геноме человека» более 20 тысяч), а исследование их можно вести по механизму «дробовика», когда каждый геном делится на множество кусочков.

В основе построения «генома месторождений лежит» типоморфизм минералов, созданное А. Е. Ферсманом еще в 30-х годах XX века и в последующем вошло в число перспективных направлений современной поисковой минералогии, являясь ее центральным звеном. В развитии этого направления существенную роль имела разработанная Д. П. Григорьевым онтогения минералов (1961).

Можно заключить, что создание проекта «Генома месторождения» вполне возможно, несмотря на немалые трудности в разработке этого направления в науках о земле. К решению этого проекта целесообразно привлечение Международного научного сообщества (создание банка данных по типоморфизму), а координирующей проект «Геном месторождений» могла бы стать «Международная минералогическая ассоциация», основанная в 1958 г. Реальность создания «Генома месторождений» подтверждают исследования в НИЦ «Курчатовский институт» (где уже создан геномный центр), достижения в котором позволяет наблюдать зарождение, упорядочение атомов и поведение отдельных электронов в исследуемой минеральной среде. Сближает «Геном человека» и «Геном месторождений» такое явление как наследование (наследственность), широко проявленное в органическом мире [5], а также кон-

цепция Н. П. Юшкина об «углеводородной кристаллизации жизни».

Литература

1. Годовиков А. А. О связи свойств элементов со структурой и свойствами минералов. М.: Наука, 1989. 118 с.

2. Евзикова Н. З. Специфика минерального кристаллогенезиса // Федоровская сессия 2006. СПб. С. 75—77.

3. Раков Л. Т., Прокофьев В. Ю., Зорина Л. Д. Ионы-компенсаторы H^+ и Li^+ в стркутурных каналах кварца месторождений золота Дарасунского рудного поля (Вост. Забайкалье, Россия): данные электронного парамагнитного резонанса // Геология рудных месторождений. 2019. № 1. С. 75—96.

4. Шило Н. А., Дринков А. В. К проблеме физики рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2008. № 4. С. 362—379.

5. Юшкин Н. П., Хомяков Л. П., Евзикова Н. З. Наследование в минералогенезисе. Сущность явления, определение понятий // Принцип наследования в минералогенезисе. Научные доклады Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1984. Вып.93. 32 с.

Генетический код (геном) эндогенных месторождений — основа их локального прогнозирования

В. С. Салихов

Забайкальский государственный университет, Чита; *salihovvs41@inbox.ru*

Одним из приоритетных направлений современной металлогении является решение вопросов прогнозирования и поисков продуктивных участков или месторождений в пределах рудных узлов, полей, установление отдельных рудных залежей и мест локализации оруденения в пределах отрабатываемых месторождений.

Вопросы прогнозирования уже ставились в 1-ой половине XX в. акад. А. Н. Заварицким (1939) в работе «О картах прогноза», а в дальнейшем в середине XX в. оформилась в самостоятельное научное направление — металлогения (минерагения), благодаря деятельности крупнейших отечественных геологов (Д. И. Щербаков, Д. В. Рундквист, Е. И. Шаталов, А. Д. Щеглов, А. И. Кривцов и многие другие), а также исследованиями крупных научных коллективов (ВСЕГЕИ, ИГЕМ, ВИМС, ЦНИГРИ, СО РАН).

Выделяют две группы прогнозирования: региональное и локальное. Локальный прогноз наиболее трудоемок, когда требуется на конкретной рудоносной площади выделить продуктивные участки и места локализации оруденения для постановки геолого-разведочных и эксплуатационных работ.

Представляется, что наиболее результативным методом установления продуктивных мест и рудных залежей может стать разработка *генетического кода* месторождений — система «записи» информации (последовательность событий рудообразования), запечатленная в минералах, прежде всего зональных, и их химических элементах в виде типоморфных признаков, свидетельствующих обо всех этапах формирования месторождений. Каждое месторождение — специфический набор генов, управляющих всеми физико-химическими и термодинамическими процессами эволюционно развивающейся флюидно-рудно-магматической системы в ее динамике. Прикладное учение о типоморфизме было создано А. Е. Ферсманом еще в 30-х годах XX века.

В развитии этого направления существенную роль имела разработанная Д. П. Григорьевым [2] *онтогения минералов,* которую Н. З. Евзикова справедливо назвала «прорывом в высшую минералогию» (2009). Важен закон минералогического резонанса Н. П. Юшкина [5], согласно которому всякое изменение в минерале является отражением изменений в минералообразующей среде.

Становится вполне логичным введение в геологоразведочный процесс и в учение — металлогения — *генетических паспортов месторождений*, на основании тонких аналитических, электронно-зондовых и изотопно-геохимических исследований минералов, до их атомарного уровня, рассматривая минерал (кристалл) как самоорганизующуюся систему.

Наиболее информативными является такие зональные минералы как *циркон*, флюорит, турмалин, а из рудных — касситерит, пирит, золото. Для составления генетического кода многих месторождений является сквозной минерал *кварц*, типоморфизм которого рассмотрен в работе [4]. А. Е. Ферсман указывал: «Кварц сыграет огромную роль в поисковой и разведочной деятельности, если будет изучен систематически и углубленно».

Таким образом, стратегия поисково-разведочных работ определяется степенью и полнотой разработки генетического кода исследуемой рудоносной площади. Большие возможности принадлежат методу изоген [3], позволяющему устанавливать распределение изоморфных примесей Al, Ti и Ge в кварце, его структурные дефекты, регистрируемых методом электронного парамагнитного резонанса, а успешному созданию генетического паспорта месторождений, способствуют данные по современному рудообразованию (природных лабораторий), рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах активных зон дна Мирового океана [1].

Геологическая среда нелинейная, равно как и зональные минералы (ритмично — полосатые) образуются по законам синергетики в соответствии с волновыми колебательными реакциями в химии (реакции Белоусова-Жаботинского), а так же механизмом эмиссионной диффузии, кристаллизационной дифференциацией и процессами инфильтрации. Идеальных минералов не существует и каждый из них по-разному неоднороден и дефектен, что так же способствует разработке генетического кода.

Литература

1. Бородаева Ю. С., Мозгова И. Н. и др. Типоморфизм современных колчеданов на дне океана // Вест. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 2. С. 10—19.

2. Григорьев Д. П. Онтогения минералов. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1961. 284 с.

3. Раков Л. Т., Прокофьев В. Ю., Зорина Л. Д. Элементы-примеси в кварце месторождений золота Дарасунского рудного поля (Вост. Забайкалье, Россия): данные электронного парамагнитного резонанса // Геол. рудн. м-й. 2019. Т. 61, № 2. С. 72—92.

4. Юргенсон Г. А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра. 1984. 149 с.

5. Юшкин Н. П. Топоминералогия. М.: Наука, 1988. 288 с.

Sm-Nd-изотопия даек Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал)

Е. И. Сорока, О. Б. Азовскова, М. Ю. Ровнушкин, Н. Г. Солошенко

ИГтГ УрО РАН, Екатеринбург; *soroka@igg.uran.ru*

Воронцовское месторождение относится к золото-мышьяковисто-сульфидной формации и по ряду минералого-геохимических характеристик отвечает карлинскому типу [1]. Оно локализовано в краевой части Ауэрбаховского андезитоидного вулкано-плутонического комплекса, представленного вулканогенно-осадочными породами с линзами девонских известняков (D_1), и приурочено к Краснотурьинскому рудному полю [2]. Интрузивные породы рудного поля представлены диоритами и гранодиоритами. Один из главных коллекторов золота на месторождении — карбонатные брекчии. Рудовмещающие породы изменены гидротермальными процессами, широко развиты карбонатные и кварц-карбонатные жилы, часто с сульфидной и реальгаровой минерализацией. Широко распространены дайки среднего и основного состава (от долеритов и пироксен-плагиоклазовых порфиритов до кварцевых диоритов). Встречаются также лампрофиры типа спессартита и керсантита. По данным [3], прослеживается наличие двух серий даек — нормальной и повышенной щелочности. Дайки повышенной щелочности соответствуют умеренно-щелочным и щелочным пикробазальтам.

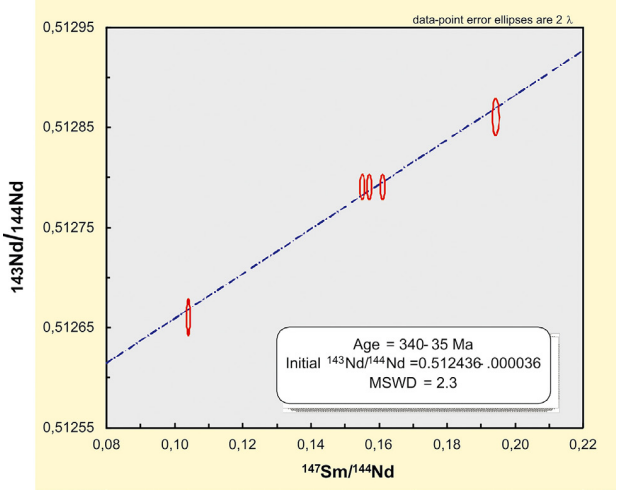
Исследование Sm-Nd изотопной системы и пробное датирование было проведено в ИГГ УрО РАН (лаборатория ФХМИ) по 6 образцам даек нормальной и умеренно повышенной щелочности, отобранных в действующем карьере Воронцовского месторождения. Минеральный

Sm-Nd-изотопный состав даек Воронцовского месторождения

Проба	$^{147}Sm/^{144}Nd$	2SE, abs	$(^{143}Nd/^{144}Nd)$	2SE, abs	Sm, ppm	Nd, ppm	εNd (t)
4/17	0.16334	0.0007	0.512835	0.000006	4.16	15.4	5.3
14/17	0.15724	0.00047	0.512790	0.000010	2.5	9.6	4.7
21-1/17	0.16114	0.00048	0.512790	0.000010	3.02	11.3	4.5
22/17	0.19441	0.00058	0.512860	0.000015	1.81	5.6	4.4
25/17	0.15518	0.00047	0.512790	0.000010	2.88	11.2	4.8
34-2/17	0.10408	0.00031	0.512660	0.000015	8.2	48	4.5

состав даек: плагиоклаз, амфибол, пироксен, хлорит, слюда, кальцит, в незначительных количествах содержатся калишпат и глинистые минералы, а также пирит. Процедура химической подготовки образцов к измерению концентраций и изотопного состава Sm, Nd состояла из разложения проб, выделения суммы редких земель, разделения Sm, Nd. Навеску отбирали в виалу Savillex с закручивающейся крышкой, добавляли смесь концентрированных кислот HF и HNO_3 (3:1) и нагревали в сушильном шкафу при 120 °C в течение трех дней. Далее образцы выпаривали досуха, добавляли концентрированную HCl и выдерживали при 120 °C в течение одного дня. В момент взятия навески, к каждому образцу добавляли смешанный трассер $^{149}Sm—^{150}Nd$. После вскрытия образцы подвергали хроматографическому выделению Sm, Nd в две стадии: с выделением РЗЭ на смоле TRU-spec и финишным разделением на смоле LN-spec [4]. Измерения изотопных отношений проводили на МК ИСП МС Neptune Plus (Thermo Finnigan) в статическом режиме из раствора 3 % HNO_3. Неопределенность в отношениях $^{147}Sm/^{144}Nd$ составляет 0.3 %(2σ) — среднее значение из 13 измерений в стандарте BHVO—2. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе — до 0.003 %. Изотопные отношения неодима нормализованы по отношению $^{146}Nd/^{144}Nd$ = 0.7219 по экспоненциальному закону. Расчеты параметров изохроны проводились с использованием программы ISOPLOT 3-v3.71_r5 [5]. Результаты приведены в таблице.

Значения $^{147}Sm/^{144}Nd$ варьируют от 0.10408 до 0.19441, а^{143}Nd /^{144}Nd — от 0.512660 до 0.512860 (таблица). Для пород даек был выполнен расчет на возраст 340 ± 35 млн лет, при начальном $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512436 ± 0.000036. MSWD = 2,3 (рисунок). Также был выполнен расчет εNd на возраст 340 млн лет (таблица). Значения εNd варьируют в достаточно узком интервале — от 4.4 до 5.3. Положительные значения εNd свидетельствуют о том, что источником Nd могли быть глубинные магматические



Sm-Nd-изотопные отношения пород даек Воронцовского золоторудного месторождения.

очаги. По данным [2], изотопный состав гранитоидов Краснотурьинского рудного поля свидетельствует о глубинной природе флюида, а U-Pb возраст циркона из кварцевого диорита составляет 407.7 ± 1.6 млн лет (СКВО 1.5), что соответствует нижнему девону. В нашей работе более молодой (нижнекарбоновый) возраст даек может указывать на более поздний постколлизионный этап магматизма, проявленный на площади развития Ауэрбаховского комплекса.

Литература

1. Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Ронкин Ю. Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера. 2010. № 6. С. 66—73.

2. Грабежев А. И., Ронкин Ю. Л., Пучков В. Н., Гердес А., Ровнушкин М. Ю. Краснотурьинское медно-скарновое рудное поле (Северный Урал): U-Pb возраст рудоконтролирующих диоритов и их место в схеме металлогении региона // Докл. Акад. Наук. 2014. Т. 456. № 4. С. 1—5.

3. 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.).

4. Pin C., Zalduegui J. E. S. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks / Christian Pin, José Francisco Santos Zalduegu i // Analytica Chimica Acta. 1997. Vol. 339. P. 79—89.

5. De Paolo D. J. Neodinium isotope geochrmistry: an introduction. Heidelberg: Springer-Verlag, 1988. 187 p.

Глинистые минералы в цементе триасовых граувакк Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции

Н. Н. Тимонина

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

В настоящее время остается малоисследованным воздействие комплекса методов увеличения нефтеотдачи на породы, слагающие природный резервуар. Считается, что минеральная составляющая коллектора не подвергается воздействию со стороны этих методов, однако породы-коллекторы активно реагируют на любое воздействие, поскольку представляют литолого-геохимическую систему, находящуюся в состоянии неустойчивого равновесия. В соответствии с положением о литолого-геохимическом равновесии в системе нефть-коллектор [1], выделяются инертные и активные минеральные фазы. Активные минеральные фазы представлены комплексом тонкодисперсных минералов, которые формируют неустойчивый минеральный комплекс, активно меняющий свою форму, кристаллизующийся в поровом пространстве при воздействии на пласт, к этой активной составляющей относятся глинистые минералы.

В цементе песчаников нижнего триаса глинистые минералы представлены каолинитом, хлоритом, гидрослюдой и минералами группы смектита. Каолинит распределен неравномерно как по разрезу, так и по площади: вверх по разрезу отмечается уменьшение его содержания, при переходе от крупнозернистых к тонкозернистым осадкам также фиксируется снижение содержания каолинита. В мелкозернистых песчаниках и алевролитах присутствует каолинит низкой степени структурной упорядоченности, и содержание его не превышает 25 %. Эта разновидность каолинита имеет, по всей видимости, аллотигенное происхождение. Каолинит средней степени упорядоченности приурочен, как правило, к мелко- и среднезернистым песчаникам, образовавшимся на прирусловой отмели. Каолинит высокой степени упорядоченности, вероятнее всего имеет аутигенное происхождение [2].

Минералы группы смектита микроскопически представлены слабо оформленной тонкодисперсной массой, имеющей гомогенный облик, смектиты диоктаэдрические, по классификации В. А. Дрица и А. Г. Коссовской [3], их можно отнести к группе Al-Fe-смектитов. В красноцветных глинах и аргиллитах отмечается существенное замещение Al в октаэдрах на катионы Fe. Данные отложения характеризуются преимущественно смешанным составом поглощенного комплекса, хотя встречаются чисто натриевый и кальциевый. Натриевый смектит содержит в межслоевых промежутках один молекулярный слой воды, кальциевый - два таких слоя. Благодаря особенностям своей структуры смектит обладает наибольшей емкостью поглощения, этим объясняется его способность к катионному обмену. В зависимости от концентрации катионов кальция и натрия могут формироваться неупорядоченные чередования пакетов смектита, содержащие в обменном комплексе как натрий, так и кальций. Нижнетриасовые песчаники, образовавшиеся в русловых условиях, характеризуются преимущественно кальциевым составом обменного комплекса.

Формирование смектита с катионами натрия в обменном комплексе, вероятно, происходило на поверхности поймы в период субаэрального развития. В тонкозернистых песчаниках базального пласта содержание смектита не превышает 50—60 %, тогда как в верхней части разреза количество его возрастает до 70—80 %, в тонкозернистых песчаниках он почти полностью заполняет поровое пространство. При на-

сыщении водой или органическим наполнителем, вследствие высокой поглощающей способности, смектит может значительно разбухать, делая прослои практически непроницаемыми.

Хлорит выявлен в виде крустификационных каемок на обломках, волокнистых высокодвупреломляющих выделений в порах, а также полностью хлоритизированных обломков. Крустификационные каемки состоят из псевдогексагональных чешуек, беспорядочно расположенных под разными углами к поверхности обломочного зерна. Крупнопластинчатый, волокнисто-пластинчатый хлорит в поровом пространстве обычно ассоциирует с обилием хлоритизированных обломков. Повышенное содержание хлорита отмечается в осадках, образовавшихся в пойменных условиях за счет повышенного содержания хлоритизированных обломочных компонентов.

В результате проведенных исследований установлено, что на тип, состав и характер распределения цемента оказывают влияние условия осадконакопления, состав источников сноса, а также постседиментационные преобразования отложений. Каолинитовый цемент песчаников наиболее характерен для континентальных флювиальных фаций, особенно русловых; смектитовая ассоциация наиболее характерна для пойменных, старичных и озерных фаций. Неоднородность состава и типа цемента требует индивидуального подхода, гибкого тщательного подбора технологий при определении стратегии разработки месторождений и тщательном подборе методов увеличения нефтеотдачи для различных участков месторождений.

Литература

1. Особенности структуры пустотного пространства коллекторов УВ юрского нефтеносного комплекса Тевлинско-Русскинского Месторождения в связи с проблемой его разработки / Изотов В. Г., Ситдикова Л. М., Бружес Л. Н., Талипов И. Ф. // Георесурсы. 2012. № 1(43). С. 6—9.

2. Тимонина Н. Н., Симакова Ю. С. Минералы группы каолинита в нижнетриасовых отложениях севера Тимано-Печорской провинции // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 4. С. 26—33.

3. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Глинистые минералы: смектиты, смешаннослойные образования // Тр. ГИН. Вып. 446. М.: Наука, 1990. 214 с.

Особенности химического состава ксенотима метасоматических пород (Октябрьское рудное поле, Четласский Камень, Средний Тиман)

О. В. Удоратина[1,2], И. В. Козырева[1], И. А. Губарев[3], А. С. Шуйский[1]

[1]ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *udoratina@geo.komisc.ru*

[2]ТГУ, Томск

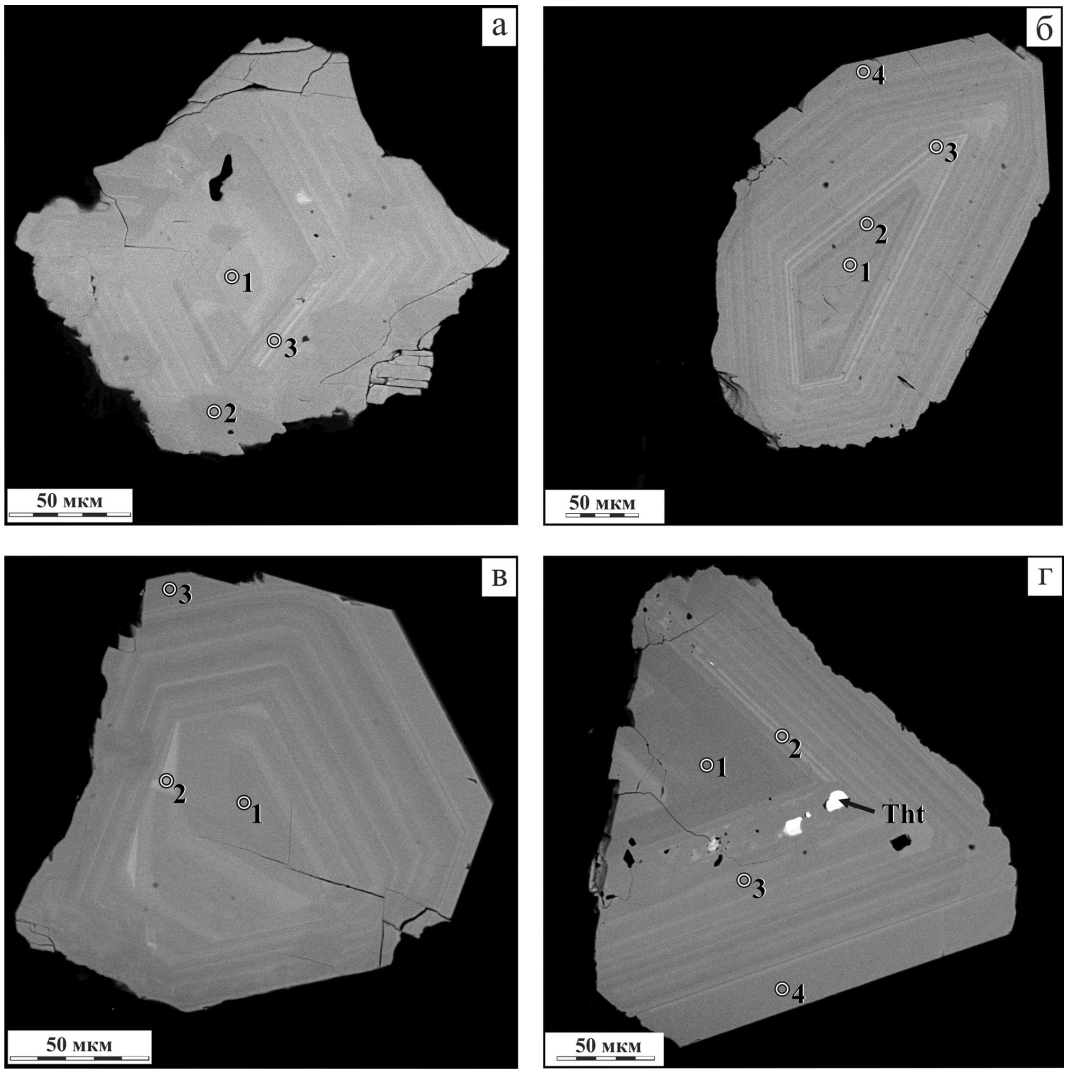
[2]Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казань; *i.gubarev2014@yandex.ru*

Ксенотим является одним из ведущих минералов пород редкометалльно-редкоземельного Октябрьского рудного поля (Косьюская группа редкометалльно-редкоземельных проявлений), развитых на Четласском Камне Среднего Тимана.

Рудное поле слагают слабо метаморфизованные метапесчаники светлинской свиты четласской серии, а также их фенитизированные разности и образования жильного комплекса (альбититы, микроклиниты).

Проведены комплексные исследования пород рудного поля, опробованных при тематических исследованиях рудных редкометалльно-редкоземельных образований (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2016 г.), также использованы рудные образцы колл. В. И. Степаненко (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). В КазФУ (г. Казань) изучены шлифы. Химический состав минералов изучался на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMH с энергодисперсионной приставкой X-MAX Oxford Instruments (ЦКП «Геонаука», г. Сыктывкар).

Редкометалльная минерализация представлена колумбитом, ильменорутилом, редкоземельная — широко развитыми фосфатами (ксенотимом, монацитом). Ксенотим является



Зональные кристаллы ксенотима. Номера точек соответствуют номерам точек в таблице

Примеры химического состава ксенотимов (мас., %)

№ рис.	№ т. н.	P_2O_5	Y_2O_3	Sm_2O_3	Eu_2O_3	Gd_2O_3	Tb_2O_3	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tm_2O_3	Yb_2O_3	ThO_2	S
а	1	34.26	43.86	–	–	2.59	–	6.70	1.51	3.85	–	2.44	1.18	17.09
	2	34.00	43.94	–	–	1.48	–	6.42	1.51	4.08	–	2.84	–	16.33
	3	32.19	41.68	–	–	3.28	–	6.26	–	3.22	–	3.00	5.40	15.76
б	1	34.80	44.93	–	0.52	3.12	0.96	7.24	1.39	3.63	0.55	2.64	1.10	20.05
	2	35.03	48.52	–	–	1.61	–	5.61	1.24	4.46	–	2.62	–	15.54
	3	32.31	40.49	–	–	3.13	–	6.32	1.37	3.64	–	3.55	6.06	18.01
	4	34.91	45.56	0.65	0.63	3.56	0.83	6.89	0.98	3.68	–	2.46	–	19.68
в	1	34.82	44.95	0.32		3.42	0.98	7.22	1.28	3.66	–	2.87	0.73	19.75
	2	33.50	34.27	2.29	1.90	10.69	2.00	8.90	1.14	2.31	–	1.11	0.92	30.34
	3	34.91	45.23	0.56	0.54	3.00	0.93	6.66	1.25	3.38	–	2.49	–	18.81
г	1	35.59	49.11	–	–	1.09	0.65	5.96	1.71	4.06	–	2.75	5.34	16.22
	2	32.88	42.14	–	–	2.50	0.86	5.99	0.90	3.49	–	2.88	5.34	16.62
	3	34.62	45.53	–	–	3.44	0.84	6.99	1.42	3.81	–	2.63	0.68	19.13
	4	34.92	45.19	–	–	3.08	0.80	6.98	1.02	3.53	–	2.57	–	17.98

Примечание: «—» — ниже предела обнаружения.

ведущим рудным минералом фенитов и пород жильного комплекса.

В породах наблюдается развитие рассеянной вкрапленной минерализации, сгущающейся в сеть прожилок и мелких жилок, выполненных исключительно ксенотимом.

В шлифах и в выделенных в монофракцию ксенотимах (под бинокуляром) часто наблюдается развитие ксенотима на окатанных (детритных) кристаллах циркона, что обусловлено структурой этих минералов. Кристаллы имеют нередко дипирамидальный вид, размер варьирует от долей мм, достигая 0.5 мм, редко больше. В кристаллах наблюдается тонкая зональность, обусловленная распределением тория и редкоземельных элементов (рисунок а—г, таблица). От диагенетических ксенотимов [1], развитых в породах четласской серии (светлинской, новобобровской и визингской свит) в виде каемок на детритных цирконах, исследованные ксенотимы отличаются бо́льшим количеством (до 30 мас., %) и разнообразием редких земель (Sm-Yb) и большим содержанием тория (до 6 мас., %).

Литература

Соболева А. А., Шуйский А. С., Тропников Е. М., Лобанов А. Е. Диагенетический (?) ксенотим в верхнерифейских песчаниках и алевролитах Четласского Камня, Средний Тиман // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2018). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. С. 61—62.

Ti-Fe-Nb-минеральные фазы из бокситоносной коры выветривания Верхне-Щугорского месторождения (Средний Тиман)

О. В. Удоратина[1,2], Д. А. Варламов[3], Б. А. Макеев[1], А. С. Шуйский [1], В. А. Капитанова[1]

[1]ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *udoratina@geo.komisc.ru*

[2]ТГУ, Томск

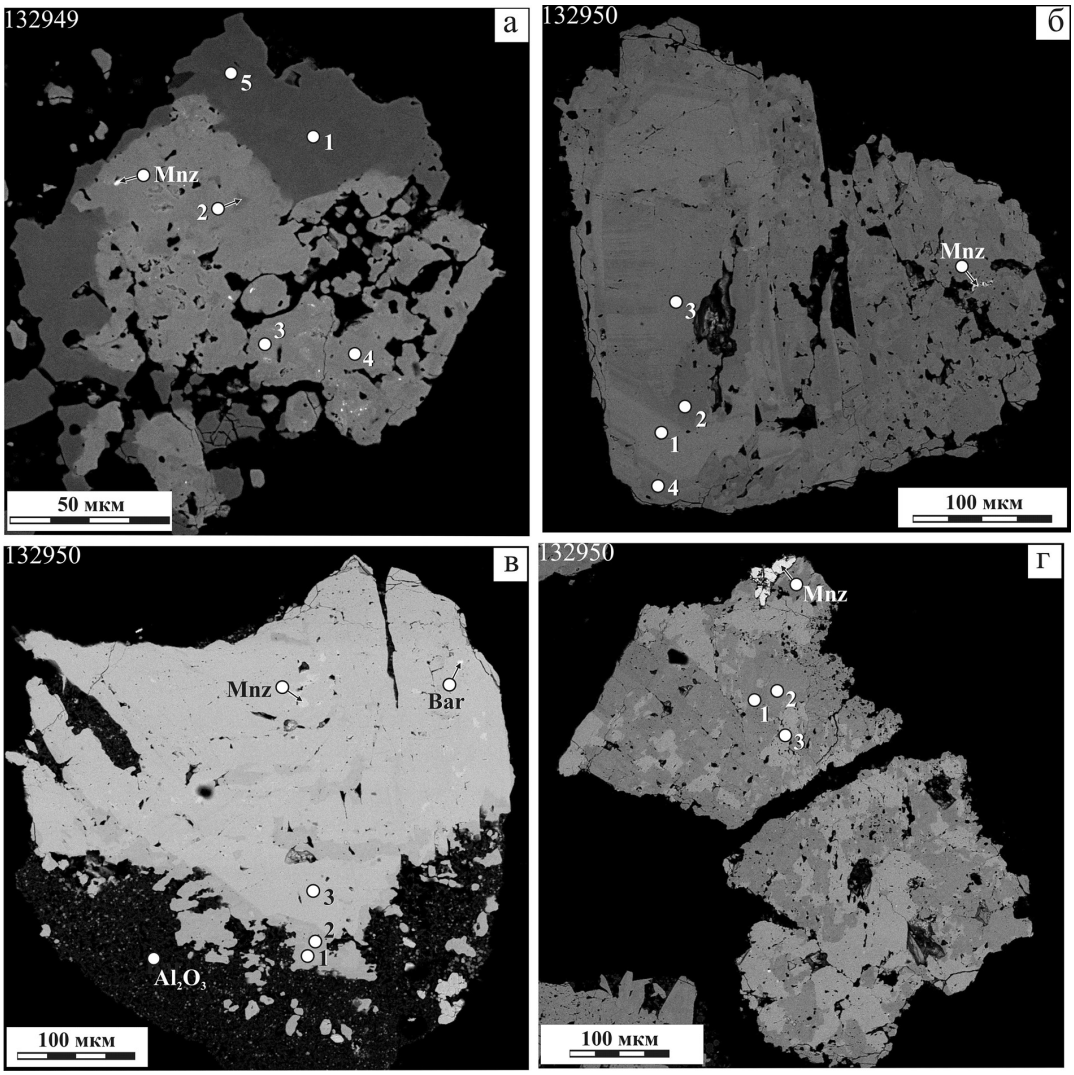
[3]ИЭМ РАН, Черноголовка; *dima@iem.ac.ru*

Исследованы колумбиты и близкие им по составам Fe-Ti-Nb оксидные фазы Верхне-Щугорского месторождения бокситов (колл. В. В. Лихачева, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН).

Редкометалльно-редкоземельная (Nb, Sr, LREE) минерализация развита в породах глиноземистой, фосфатно-глиноземистой и редкометалльно-глиноземистой субформаций, сформированных по субстрату щелочных метасоматитов, в свою очередь, развитых по осадочным терригенно-карбонатным породам павъюгской и ворыквинской свит [2].

Бокситоносная кора выветривания (БКВ) полевошпатовых метасоматитов латеритного типа, в ней наследуется текстурный рисунок первично слоистых метасоматитов. Редкометалльно-редкоземельные (Nb, LREE) минералы, также унаследованные от первичных щелочных метасоматитов, представлены: вариациями минералов надгруппы пирохлора (собственно пирохлор, Sr-пирохлор, Pb-пирохлор), колумбитом (Fe-колумбитом, Ti-колумбитом), ильменорутилом, монацитом.

Колумбит в щелочных метасоматитах и породах БКВ встречается в виде гнездовых скоплений, прожилок и редких вкраплений. Кристаллы и зерна колумбита неоднородные и нередко зональные, достигают размеров в первые миллиметры и имеют сложное внутреннее строение (см. рисунок), обусловленное взаимопрорастанием собственно колумбитов (светлое на снимках) и высокотитановых ферониобиевых фаз (темное), не имеющих описанных в литературе аналогов. Химический состав варьирует в широком диапазоне в пределах зерен (см. таблицу). По химическому составу колумбиты — практически чистые ферроколумбиты $FeNb_2O_6$, марганцевые разности практически отсутствуют, как и танталовые вариации. Часть составов отвечает титаноколумбитам (устар. термин, описаны находки в Вишневых Горах и Енисейском Кряже), которые содержат до 13 мас. % TiO_2, предположено, что они развиваются в существенно щелочных средах [1]. Однако значительная доля фаз в химическом составе содержит куда бо́льшее количество тита-



Примеры полифазного строения Ti-Fe-Nb-агрегатов: светлое — ферроколумбит и Ti-ферроколумбит, темное — высокотитановые Fe-Nb-фазы. Точки соответствуют номерам точек в таблице

Типичные составы Fe-Ti-Nb-оксидных фаз (мас. %)

№ рис	№ т.н.	мине-рал	TiO_2	V_2O_3	Cr_2O_3	MnO	FeO	Nb_2O_5	Сумма	Расчетные формулы (как AB_2O_6)
а	1		40.46	1.25			17.29	39.35	98.35	$Ti_{1.43}V_{0.05}Fe_{0.68}Nb_{0.84}O_6$
	2		20.79	1.28	0.32		22.45	54.26	99.10	$Ti_{0.78}V_{0.05}Cr_{0.01}Fe_{0.93}Nb_{1.22}O_6$
	3	*Ti-Col*	9.90	0.89			27.12	62.33	100.24	$Ti_{0.38}V_{0.04}Fe_{1.15}Nb_{1.43}O_6$
	4	*Col*	4.21	0.00			29.13	67.02	100.36	$Ti_{0.16}Fe_{1.26}Nb_{1.57}O_6$
	5		42.93	1.43			16.55	38.12	99.03	$Ti_{1.5}V_{0.05}Fe_{0.64}Nb_{0.8}O_6$
б	1	*Ti-Col*	12.62	0.78			25.54	60.46	99.40	$Ti_{0.48}V_{0.03}Fe_{1.09}Nb_{1.39}O_6$
	2		38.16	0.85			17.63	42.28	98.92	$Ti_{1.36}V_{0.03}Fe_{0.69}Nb_{0.91}O_6$
	3		22.46	0.93			21.13	53.51	98.03	$Ti_{0.85}V_{0.04}Fe_{0.89}Nb_{1.22}O_6$
	4		21.92	1.38			21.60	54.59	99.49	$Ti_{0.82}V_{0.06}Fe_{0.9}Nb_{1.23}O_6$
в	1	*Ti-Col*	12.56	0.95			26.37	59.35	99.23	$Ti_{0.48}V_{0.04}Fe_{1.12}Nb_{1.36}O_6$
	2		18.93	0.78			24.60	55.42	99.73	$Ti_{0.71}V_{0.03}Fe_{1.02}Nb_{1.24}O_6$
	3	*Col*	4.55	0.62			29.23	65.94	100.34	$Ti_{0.18}V_{0.02}Fe_{1.26}Nb_{1.53}O_6$
	4	*Col*	1.25	0.00		0.48	18.68	79.70	100.11	$Ti_{0.05}Mn_{0.02}Fe_{0.88}Nb_{2.04}O_6$
г	1	*Ti-Col*	11.56	0.78			25.54	61.39	99.27	$Ti_{0.45}V_{0.03}Fe_{1.1}Nb_{1.42}O_6$
	2	*Col*	5.07	0.36			29.14	66.07	100.64	$Ti_{0.19}V_{0.0}1Fe_{1.25}Nb_{1.54}O_6$
	3	*Col*	1.95			0.37	19.36	77.98	99.66	$Ti_{0.08}Mn_{0.02}Fe_{0.91}Nb_{1.99}O_6$

на, содержание которого может достигать 35—40 мас. % (до 50 % катионных компонентов), соответственно, содержание ниобия в этих точках падает также до 40 мас. %.

Происходит сдвиг составов в сторону россовскита [3] и высокониобиевых ильменорутилов (Nb_2O_5 до 30 мас. %, TiO_2 до 60, FeO до 10). Проведено дифрактометрическое исследование минеральных фаз, результаты будут приведены в докладе. Комплексные исследования монофракций колумбита и Fe-Ti-Nb фаз проводились с использованием аналитического оборудования ЦКП «Геонаука».

Литература

1. Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. Сыктывкар: Наука, 1964. 318 с.

2. Лихачев В. В. Редкометалльность бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1993. 224 с.

3. Konovalenko S. I., Ananyev S. A., Chukanov N. V., Rastsvetaeva R. K., Aksenov S. M., Baeva A. A., Gainov R. R., Vagizov F. G., Lopatin O. N., Nebera T. S. A new mineral species rossovskyite, $(Fe^{3+},Ta)(Nb,Ti)O_4$: crystal chemistry and physical properties // Physics and Chemistry of Minerals, 2015, 42, 825—833.

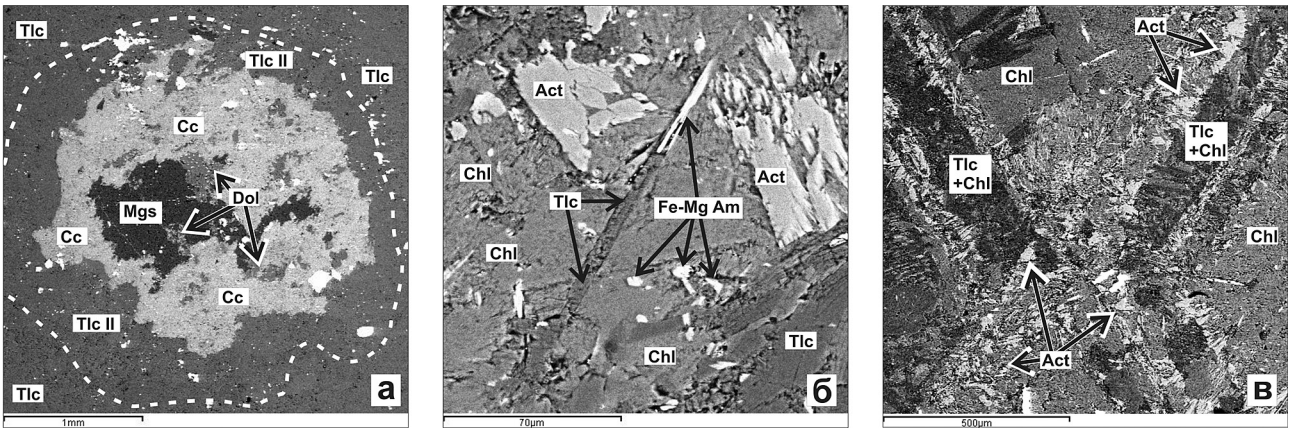
Характеристика вещественного состава талькового камня месторождения Озерки (Костомукшское рудное поле)

П. В. Фролов, О. С. Сибелев, Е. Е. Климовская, А. И. Савицкий

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; *pv.frolov@yandex.ru*

В рамках программы приграничного сотрудничества ТАСИС проекта КОССТОУН в 2005—2006 г.г. сотрудниками ИГ КарНЦ РАН были проведены поисково-оценочные работы на тальковый камень объекта Озерки (в 10 км к северо-западу от г. Костомукша). В геологическом отношении район находится в юго-западной части Костомукшской зеленокаменной структуры [1]. Вмещающими породами являются породы коматиит-базальтовой ассоциации контокской серии мезоархея. Полезная толща месторождения представлена тальксодержащими породами, которые могут применяться в качестве штучного камня (как строительный и облицовочный материал) и в дробленом виде (в качестве разного рода наполнителей). При термообработке тальковый камень приобретает новые свойства [2]. Нами получены дополнительные данные о вещественном составе талькового камня месторождения Озерки. Работы проводились в связи с возобновлением интереса к тальксодержащему сырью. В частности, определенные разновидности тальксодержащих пород объекта Озерки могут быть пригодны для приготовления триботехнических смесей.

Тальксодержащие образования относятся к высокомагнезиальным породам. Количественный РФА анализ, проведенный в Центре коллективного пользования КарНЦ РАН по двенадцати образцам талькового камня, отобранным из скв. № 8 (глубиной 50,2 м) с интервалом через 5 м, показал следующие результаты (%): SiO_2 — 31.73—49.35; MgO — 24.33—27.60; Al_2O_3 — 4.09—9.67; Fe_2O_3 — 8.19—12.81; CaO — 0.54—9.39; Na_2O — 0.00; K_2O — 0.06—0.07; MnO — 0.04—0.20; TiO_2 — 0.23—0.56; P_2O_5 — 0.00—0.02; S — 0.07—0.93; ппп — 7.14—19.48. Кроме петрографического анализа, был использован микрозондовый (на сканирующем растровом электронном микроскопе TESCAN VEGA IILSH с приставкой INCA Energy 350, совмещенной с микроанализатором). ***Тальк*** (лейсты, тонкочешуйчатые агрегаты) замещает многие минералы (рисунок), при этом характеризуется незначительными колебаниями химического состава (в некоторых анализах фиксируются повышенные содержания закисного железа). ***Хлориты*** характеризуются высокими магнезиальностью и содержаниями кремнезема. ***Карбонатные минералы*** представлены брейнеритом, доломитом и кальцитом. В этом же порядке наблюдается и последовательность их кристаллизации. ***Амфиболы*** представлены двумя разновидностями: кальциевыми (актинолит) и железомагнезиальными (куммингтонит). Общая доля амфиболов в породе невелика, за исключением метакоматиитов, где эти мине-



а — зональный порфиробласт карбонатных минералов, с келифитовой каймой талька II (обр. О8-13,8); б — псевдоморфное замещение куммингтонита тальком (обр. О5-40,3); в — фрагмент бластоспинифексной структуры (обр. О8-35,7). Фото в отраженных электронах

Количественные оценки минерального состава пород

Минералы	Размер зерен (мм) в шлифе (рис.)			Объем площади шлифа (%)		
	О8-13,8 (а)	О5-40,3 (б)	О8-35,7 (в)	О8-13,8 (а)	О5-40,3 (б)	О8-35,7 (в)
Тальк	До 0.2	До 0.1	До 0.3	80	55	57
Серпентин-хлорит	Сплошные массы			5	20	29
Карбонат	Сред. 0.3	Сред. 0.15	Сред. 0.5	14	19	8
Амфибол	-	До 0.1	До 0.2	-	5	5
Рудные	До 0.3	До 0.2	До 0.1	1	1	1

ралы выступают в качестве породообразующих. ***Акцессорные минералы*** представлены апатитом, рутилом и рудными минералами: пентландитом, халькопиритом, пиритом, магнетитом и ильменитом. Примеры количественных оценок минералов в образцах приведены в таблице.

По радиационно-гигиенической безопасности горные породы месторождения Озерки относятся к 1 классу (Аэфф. ≤ 370 Бк/кг). Область применения: все виды строительства.

Месторождение Озерки генетически представляется типичным для зеленокаменных поясов Карельского кратона объектом талькового сырья. Образование талькового камня происходило в результате наложенных гидротермально-метасоматических процессов преобразования метаморфизованных лавовых потоков коматиитов в тектонически ослабленных зонах под воздействием H_2O-CO_2 флюидов [3].

Литература

1. Раевская М. Б. и др. Опорные разрезы верхнеархейских отложений // Стратиграфия докембрия Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1992. 191 с.

2. Соколов В. И. Талько-хлоритовые сланцы Карелии и пути их комплексного использования. Петрозаводск, 1995. 128 с.

3. Климовская Е. Е., Иванов А. А. Минералого-петрографические особенности метакоматиитов Костомукшской зеленокаменной структуры (Карелия) // Литосфера. 2018. № 6. С. 870—891.

Анализ физики и свойств минералов мантийной среды при различных давлениях и температурах в недрах

А. Л. Харитонов

ИЗМИ РАН, Москва; *ahariton@izmiran.ru*

Согласно проведенных теоретических расчетов величины гидростатического давления (P) для сферически однородной Земли [3] автором были проведены изолинии среднего гидростатического давления (в $P \times 10^{12}$ дин/см^2) в зависимости от глубины мантии. Расчеты гидростатического давления в недрах Земли были проведены с использованием данных сейсмической модели «Земля-2» Гутенберга-Рихтера [3]. Решение обратной задачи магнито-теллурического зондирования по геомагнитным данным [5, 7, 8, 9] позволило автору рассчитать и построить разрез геотермических неоднородностей мантии, на примере данных витка № 1226 КА «MAGSAT», в пределах от 8-го до 55-го градуса северной широты [7]. В частности, было установлено, что температура в недрах мантии сильно изменяется, как в зависимости от глубины невозмущенной мантии, так и в зависимости от географических координат исследуемого региона. Для сравнения можно привести теоретически рассчитанные кривые оценок распределения температуры в зависимости от глубины невозмущенной мантии (рис. 1).

Как видно из рис. 1, наши оценки изменения температуры (T) с глубиной (d) в невозмущенной мантии по экспериментальным данным не сильно отличаются от приведенных теоретических кривых распределения температуры с глубиной по данным других авторов [1, 2, 3, 6]. По нашим расчетам температура (T) мантии в центральных частях субдукционной зоны Тихого океана (в районе Южно-Курильских островов) может превышать 4000 °С. По данным некоторых исследователей мантийные неоднородности, связанные с глобальной системой рифтовых и субдукционных зон Земли берут свое начало на границе ядро — мантия (граница Гутенберга) [1, 2, 3, 6]. Мы также провели сравнение фазовых P—T-диаграмм, построенных по нашим экспериментальным данным и теоретически рассчитанных фазовых P—T-диаграмм (рис. 2), приведенных в [1].

Также теоретически существуют все необходимые термобарические (P-T) условия и химические компоненты для прохождения в недрах особых зон мантии химических реакций

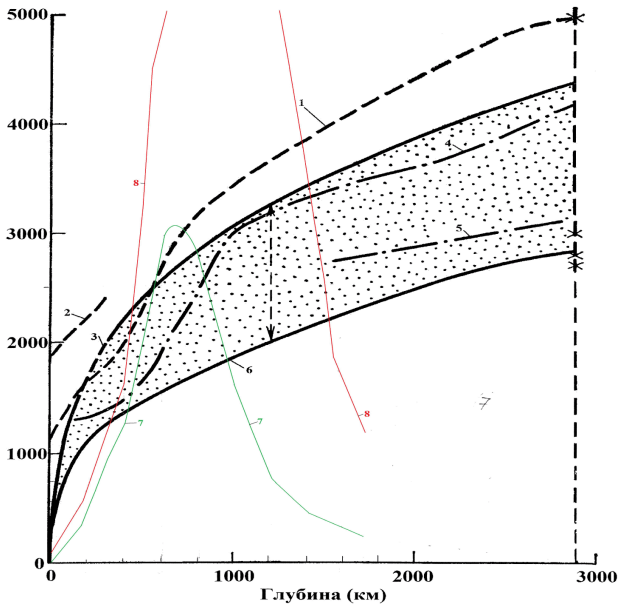


Рис. 1. Теоретическая диаграмма распределения значений температуры (T_{cel}) в градусах Цельсия в зависимости от глубины мантии [1]. 1 — температура плавления; 2 — температура плавления форстерита; 3 — температура плавления базальта; 4 — оценка температуры по электропроводности пород мантии; 5 — оценка температуры по адиабатическому градиенту; 6 — оценка температуры по градиенту проводимости; 7 — оценка температуры невозмущенной мантии по спутниковым электромагнитным данным (т.е. мантии вне «корневых» структур рифтовой, субдукционной и плюмовой зон); 8 — оценка температуры высокотемпературных зон мантии по спутниковым электромагнитным данным (т. е. мантии в «корневых» структурах рифтовой, субдукционной и плюмовой зон); x — теоретические оценки температуры плавления железа на границе между мантией и ядром Земли

синтеза простейших углеводородов (CH_4) из окиси углерода (CO_2) и воды (H_2O) или водорода (H_2), в рифтовых и субдукционных зонах и глубинной зоне Голицина, где температуры значительно выше 2500 °С, описанных в работе [10]. Химическую реакцию образования метана (CH_4), как наименее энергоемкого УВ продукта, идущую уже при температуре T > 2500 °С, при нормальном атмосферном давлении (P) можно записать следующим образом:

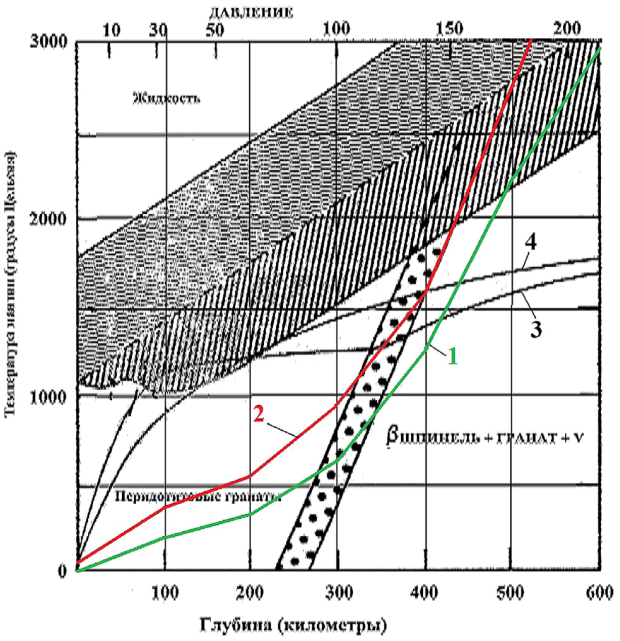


Рис. 2. Теоретические и экспериментальные термобарические (P—T) фазовые диаграммы для океанических и континентальных областей мантии Земли [1]. На нижней шкале рисунка цифрами обозначены значения глубины разреза недр Земли (в километрах). Слева на рисунке цифрами обозначены значения температуры в мантии Земли (в градусах Цельсия). 1 — поведение (P—T) кривой, полученной авторами данной статьи по спутниковым данным для невозмущенной мантии (вне «корневых» зон рифтовых, субдукционных и плюмовых структур); 2 — поведение (P—T) кривой, полученной авторами данной статьи по спутниковым данным для высокотемпературных зон мантии (в «корневых» зонах рифтовых, субдукционных и плюмовых структур); 3 — предполагаемые теоретические (P—T) оценки для океана; 4 — предполагаемые теоретические (P—T) оценки для докембрийского щита. На верхней шкале рисунка цифрами обозначены значения гидростатического давления (P) в мантии Земли (в Паскалях × 10^{14}). Зона плавления пород мантии обозначена штриховыми линиями. Более темная зона с редкой вертикальной штриховкой обозначает зону начального интервала плавления пород мантии. Более светлая зона с частой горизонтальной штриховкой обозначает зону конечного интервала (сухого) плавления пород мантии. Зона, обозначенная черными кружочками, является переходной зоной в мантии между преобладанием пород гранат-перидотитового состава и пород бетта-шпинель-гранатового состава. Буква V на диаграмме обозначает наличие в составе горных пород водяного пара не менее 0.1 %

$$CO_2 + H_2O = CH_4 + O_2 \quad (1)$$

$$CO_2 + 4H_2 = CH_4 + 2H_2O \quad (2)$$

Химическая реакция образования более сложных углеводородов вида (C_nH_{2n+2}) уже идет при более высоких температурах, чем 2500 °C. Увеличение гидростатического давления (P) с погружением в глубину (d) мантии только увеличивает температуру (T), необходимую для хода этих химических реакций по образованию более сложных углеводородов.

Кроме того, как показано в работе [11] термодинамический процесс, обеспечивающий химическую реакцию присоединения водорода к ненасыщенным (C_2H_4) и ароматическим (C_6H_6) углеводородам идет при давлении P = 180 МПа и при температуре T = 500 °C. Для инверсии углеводородов с присоединением водорода требуются температуры и давления, указанные ниже в формулах (3).

$$C_2H_2 + H_2 = C_2H_4$$
при T = 1150 °C ; P = 180 МПа

$$C_2H_4 + H_2 = C_2H_6$$
при T = 820 °C ; P = 180 МП (3)

$$C_6H_6 + 3H_2 = C_6H_{12}$$
при T = 280 °C ; P = 180 МПа

Рассмотрим еще один физико-химический механизм, который вероятно может работать в зонах поддвига литосферных океанических плит под континентальные, за счет смешивания основной части глубинных газообразных углеводородов поступающих из переходной зоны мантии (средней мантии по новой модели Земли Пущаровского Д. Ю. [4]) и очень небольшой части затянутых вглубь субдукционной зоны поверхностных осадков морского дна, ранее впитавших дегазирующиеся из мантии углеводороды.

Заключение

То есть одним из важнейших факторов генерации запасов месторождений газообразных углеводородов остаются температура и давление в недрах. А для осуществления процесса образования залежей сложных жидких углеводородов нефтяного ряда основными условиями являются достаточная температура, наличие структурных ловушек и пористых минералов в недрах в основном осадочного слоя земной коры. Исследования палеотемпературных условий образования нефтегазоносных толщ горных по-

род показывают, что основные запасы нефти (т.е. жидких сложных УВ) размещаются в глубинных зонах с палеотемпературами от 75 до 400 °С.

Литература

1. Condie K. C. Plate tectonics & crustal evolution. New York: Pergamon Press Inc., 1976. 288 с.

2. Валяев Б. М. Нетрадиционные ресурсы и скопления углеводородов: особенности процессов нефтегазонакопления углеводородов // Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения академика П. Н. Кропоткина). М.: Геос, 2011. С. 390—404.

3. Жарков В. Н., Трубицин В. П., Самсоненко Л. В. Физика Земли и планет. М.: Наука, 1971. 385 с.

4. Пущаровский Д. Ю., Пущаровский Ю. М. Состав и строение мантии Земли // Соросовский образовательный журнал. 1998. № 11. С. 111—118.

5. Ротанова Н. М., Харитонов А. Л., Фрунзе А. Х. Длинноволновые магнитные аномалии для Тихоокеанского региона по данным спутника МАГСАТ // Геомагнетизм и аэрономия. 2001. Т. 41. № 6. С. 846—854.

6. Сейфуль-Мулюков Р.Б. Нефть и газ, глубинная природа и ее прикладное значение. М.: ТОРУС ПРЕСС, 2012. 216 с.

7. Фонарев Г. А., Харитонов А. Л., Харитонова Г. П. Использование методов пространственно-временной магнитометрии для анализа геомагнитного поля, измеренного на спутнике «CHAMP» // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2007. № 10. С. 49—53.

8. Хассан Г. С., Харитонов А.Л., Серкеров С. А. Исследование глубинного строения по спутниковым магнитным и гравитационным данным // Исследование Земли из космоса. 2003. № 1. С. 28—38.

9. Rotanova N. M., Kharitonov A. L., Frunze A. Kh. Anomaly crust fields from MAGSAT satellite measurements: their processing and interpretation // Annals of Geophysics. 2004. V. 47. N 1. P. 179—190.

10. Сторч Г., Голамбик Н., Андерсен Р. Синтез углеводорода из окиси углерода и водорода. М.: ИЛ, 1954. 200 с.

11. Жермен Дж. Каталитические преобразования углеводородов. М.: Мир, 1973. 312 с.

Микроэлементы в рудоносных породах проявления уч. Первый (хребет Пай-Хой, Югорский полуостров)

Р. И. Шайбеков, Г. В. Игнатьев

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

Участок Первый является наиболее известным проявлением сульфидных платиноидно-кобальт-медно-никелевых руд на Пай-Хое (Югорский полуостров, Ненецкий автономный округ), в пределах которого нами и были отобраны образцы мелко-среднекристаллических долеритов со шлирово-вкрапленной кобальтин-пентландит-халькопирит-пирротиновой минерализацией. Кроме основных минералов в составе руд микрозондовым анализом также были диагностированы ильменит, пирит, никелин, арсенопирит, алтаит, гессит, мелонит, клаустолит, тилькеродит, бравоит, галенит, сфалерит, нагиагит, электрум, барит, молибденит, ваврживит, сперрилит и самородные — кобальт, свинец, золото [1 и др.].

Изучение микроэлементов в породах и рудах играет большую роль при оценке минерального состава, установлении генезиса и взаимоотношений между рудными генерациями минералов, в том числе между рудой и вмещающими породами и др.

Микроэлементный состав рудоносных пород рудопроявления характеризуется повышенными, а иногда существенно превышающими кларковые, содержаниями (см. таблица): Li (в 1.9), Sc (в 1.1), V (в 1.41), Co (в 5.2), Ni (в 37.14), Cu (в 119.6), Ge (в 5.7), Rb (в 1.8), Ag (в 27.3), Cd (в 7.4), Cs (в 2.3), Ba (в 3.8), Bi (в 21.4), Eu (в 1.2 раза) и пониженными Be, Ti, Cr, Mn, Zn, Ga, Sr, Zr, Nb, Mo, Hf, Ta, W, Pb, U и редкоземельных элементов (за исключением Eu). Вышеуказанные значения в полной мере отражают минеральных состав присутствующей в породе минерализации. Так, Cu характеризует присутствие значительных количеств халькопирита, Ni — пентландита и никелина, Co — кобальтина, Ag — гессита, Ba — барита, Cs и Rb содержится в слюдах,

Содержания микроэлементов (г/т)

Элемент	Уч. Первый[1]	Пай-Хой[2] [1]. n = 27	Кларки для базитов [9]	Элемент	Уч. Первый[1]	Пай-Хой[2] [1]. n = 27	Кларки для базитов [9]
Li	28	—	15	Hf	1.1	$\frac{0{,}04 - 7.46}{2.19}$	2.6
Be	0.36	—	0.56	Ta	0.22	$\frac{0 - 2.7}{0.37}$	0.74
Sc	33	$\frac{0 - 57}{40.39}$	30	W	0.17	—	0.8
Ti	5500	—	10700	Pb	1.1	—	6
V	340	—	240	Bi	0.15	—	0.007
Cr	54	$\frac{1.8 - 1446.4}{239.13}$	180	Th	0.78	$\frac{0 - 5.5}{1.43}$	3.2
Mn	1100	—	1700	U	0.17	$\frac{0.33 - 7.95}{2.81}$	0.8
Co	250	$\frac{29.5 - 87.6}{47.69}$	48	La	4.1	$\frac{2.62 - 23}{8.93}$	17
Ni	5200	$\frac{0 - 1060}{243.33}$	140	Ce	10	$\frac{6.92 - 50}{19.83}$	48
Cu	11000	—	92	Pr	1.4	$\frac{1 - 6.5}{2.60}$	5
Zn	89	$\frac{0 - 180}{11.48}$	110	Nd	6.7	$\frac{5.12 - 29.6}{11.59}$	22
Ga	9.6	—	16	Sm	2	$\frac{1.77 - 8.28}{3.39}$	5.3
Ge	8.1	—	1.4	Eu	1.6	$\frac{0 - 2.7}{0.37}$	1.3
Rb	66	$\frac{0 - 67.9}{18.64}$	37	Gd	2.4	$\frac{2.72 - 10.9}{4.60}$	5.2
Sr	250	$\frac{0 - 1055}{429.70}$	460	Tb	0.4	$\frac{0.35 - 1.71}{0.71}$	0.83
Zr	39	$\frac{0 - 175}{53.74}$	130	Dy	2.3	$\frac{1.79 - 9.7}{4.15}$	2.5
Nb	2.9	—	19	Ho	0.47	$\frac{0.35 - 2.12}{0.91}$	0.99
Mo	0.17	—	1.4	Er	1.3	$\frac{0.85 - 5.98}{2.53}$	2.2
Ag	3	—	0.11	Tm	0.18	$\frac{0.11 - 0.86}{0.38}$	0.25
Cd	1.4	—	0.19	Yb	1.1	$\frac{0.53 - 4.66}{1.99}$	2
Cs	2.3	$\frac{0 - 5.97}{2.12}$	1	Lu	0.18	$\frac{0.08 - 0.74}{0.34}$	0.5
Ba	1100	$\frac{0 - 1645}{531.15}$	290	Y	13	—	23

Примечание: «—» — нет данных. [1] — выполнено методом ICP-MS (масс-спектрометр с индуктивной связной плазмой Agilent 7700x, ЦКП «Геонаука» Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар); [2] — выполнено инструментальным нейтронно-активационным и рентгенорадиометрическим методами (ГЕОХИ РАН, г. Москва).

вероятно мусковите или сериците, Cd является типоморфной примесью в сфалерите. Наиболее интересной является, превышающая в несколько раз кларковые, примесь Ge, в виду того, что ни в одном минерале нами не было установлено ее наличие. Это можно объяснить либо высоким нижним пределом обнаружения Ge на используемом энергодисперсионном микроанализаторе, так как данная примесь характерна для медно-никелевых руд, либо имеет место необнаруженные на данный момент самостоятельные минералы германия. В частности, в ряде работ упоминаются неизвестные микроразмерные минеральные фазы: германид никеля Ni_2Ge в рудах траппового комлекса г. Озёрной [2], германид палладия Pd_2Ge отмечен в медно-никелевых рудах перидотит-дунитовом массива Огнит (Восточные Саяны) [3], в рудах Бураковского расслоенного комплекса (Южная Карелия) [4], в норильских рудах [5], в рудах щелочно-ультраосновного массива Кондёр (Алданский Щит, Хабаровский край) [6], в рудах Бушвельда [7, 8], фаза состава $(Ni,Cu)_5GeS$ была зафиксирована в рудах траппового комплекса Джалтул (Красноярский край) [10], новый минерал омариниит ($Cu_8Fe_2ZnGe_2S_{12}$) был впервые описан в борнит-халькозиновых рудах эпитермального месторождения Капильтас (Аргентина) [11].

Таким образом, микроэлементный состав рудоносных пород Участка Первого в полной мере отражает геохимическую специфику, характерную для всего габбродолеритового комплекса Пай-Хоя (таблица), характеризующегося низкими содержаниями редких, рассеянных и редкоземельных элементов. Повышенные и/или высокие концентрации отдельных элементов хорошо коррелируется с присутствующей в породах рудной минерализацией и не является особенностью непосредственно вмещающих ее пород. Последний факт позволяет прогнозировать потенциал рудоносных объектов и относительно точно предполагать рудные минералы, присутствующие в них. Высокие концентрации Ge в рудоносных породах Участка Первого может предполагать наличие в них минералов германия, которые в виду ограниченной распространённости и особенностей локализации могут быть выявлены только при обработке большего количества образцов руд.

Работа выполнена по теме НИР госзадания (ГР № АААА-А17-117121270036-7) ИГ Коми НЦ УрО РАН и при частичной финансовой поддержке РФФИ и Республики Коми в рамках научного проекта № 20-45-110006 р_а.

Литература

1. Шайбеков Р. И. Платиносульфидная минерализация в габбро-долеритах Пай-Хоя // Сыктывкар, 2013. 108 с.

2. Ryabov V. V., Agafonov L. V. Ge and Ge-bearing mineral phases in gabbrodolerites of Mt. Ozernaya trap intrusion (Siberian platform) // Goldschmidt 2013, 25—30 August 2013, Florence, Italy. 2013. V. 77. № 5. P. 2106

3. Шведов Г. И., Стехин А. И., Тарасов А. В. Новая находка германида палладия (Pd_2Ge) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2013): Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар, 2013. С. 157—159.

4. Гроховская Т. Л., Лапина М. И., Ганин В. А., Гриневич Н. Г. Проявления ЭПГ-минерализации в Бураковском расслоенном комплексе (Южная Карелия, Россия) // Геология рудных месторождений, 2005. Т. 47. № 4. С. 315—341.

5. Komarova M. Z., Kozyrev S. M., Simonov O. N., Lulko V. A. The PGE mineralization of disseminated sulphide ores of the Norilsk–Taimyr region. In The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements (L.J. Cabri, ed.). Can. Inst. Mining, Metall., Petroleum, Spec. 2002. V. 54. P. 547—567.

6. Nekrasov I. Ya., Lennikov A. M., Zalishchak B. L., Oktyabrsky R. A., Ivanov V. V., Sapin V. I., Taskaev V. I. Compositional variations in platinum-group minerals and gold, Konder alkaline-ultrabasic massif, Aldan shield, Russia // Canadian Mineralogist. 2005. V. 43. № 2. P. 637—654.

7. Holwell D. A., Mcdonald I., Armitage P. E. B. Platinum group mineral assemblages in the Platreef at the Sandsloot Mine, northern Bushveld complex, South Africa // Mineralogical Magazine. 2006. V. 70. P. 83—101.

8. Mclaren C. H., de Villiers J. P. R. The platinum-group chemistry and mineralogy of the UG—2 chromitite layer of the Bushveld Complex / C // Economic Geology. 1982. V. 77. P. 1348—1366.

9. Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие / Под ред. Е. В. Склярова. М.: Интермет инжиниринг, 2001. 288 с.

10. Рябов В. В., Лапковский А. А. Уникальная полиминеральная ассоциация кобальт-никелевых и благороднометальных фаз в габбродолеритах траппового массива Джалтул (Сибирская платформа) // Доклады Академии Наук. 2010. Т. 434. № 4. С. 522—526.

11. Bindi L., Putz H., Parr W.H., Stanley C. J. Omariniite, $Cu_8Fe_2ZnGe_2S_{12}$, the germanium-analogue of stannoidite, a new mineral species from Capillitas, Argentina // Mineralogical Magazine. 2017. V. 81. P. 1151—1159.

Минералы ультраосновных пород Новобобровского рудного поля (Средний Тиман)

А. М. Шмакова[1], О. В. Удоратина[1,2], Д. А. Варламов[3], А. С. Шуйский[1]

[1]ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *alex.sch92@yandex.ru*

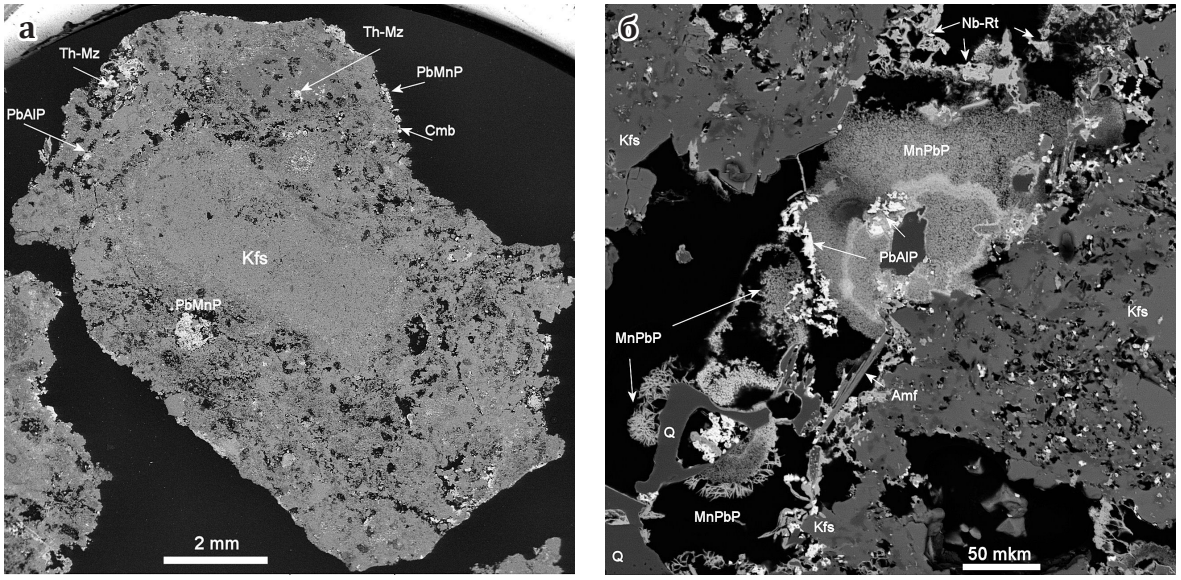
[2]ТГУ, Томск

[3]ИЭМ РАН, Черноголовка; *dima@iem.ac.ru*

Изучены минералы дайки, вскрытой скважиной А14 (образец А14/1) в Новобобровском рудном поле (Четласский Камень, Средний Тиман). Порода черного цвета, порфировидной структуры, неоднородной текстуры, насыщена мелкими ксенолитами вмещающих пород (до 10—15 %). По петрографическим, химическим и геохимическим данным порода отнесена согласно кодексу к ультраосновным породам ряду лампрофир-щелочной пикрит [1]. Основная масса породы сложена *хлоритом* (до 40 об. %) и *полевошпатовым* агрегатом, а также *кварцем*. В нее погружены фенокристы (порфиробласты) флогопита и единичные вкрапленники калиевого полевого шпата (2—4 мм, рисунок а). *Флогопит* представлен порфиробластами в виде удлиненных чешуек, размером до 1 см. Минерал разбит многочисленными трещинами, раздроблен, частично, а иногда и полностью замещен хлоритом. Распределение минерала равномерное, содержание достигает 15—20 %. Хлорит образует тонкочешуйчатые и сноповидные агрегаты размером до 0.4 мм по всей площади породы. По химическому составу разнообразен и соответствует клинохлориту, талькохлориту, пеннину. В породе отмечаются иногда деформированные и замещенные хлоритом псевдоморфозы по идиоморфным зернам (размером до 1.5 см) темноцветных минералов — щелочных амфиболов и пироксенов. Кварц распределен в породе неравномерно, встречается в виде мелких до 0.08 мм изометричных кристаллов.

Ксенолиты различного размера представлены сильноизмененными обломками фенитов и кварцитов. Фениты сложены в основном калиевым полевым шпатом, обломки округлые, с нечеткими границами, размер 2 мм. Обломки неизмененного кварцита встречаются как округлой, так и остроугольной формы. Размер обломков варьирует от 0.7 до 2 мм.

Акцессории представлены обильным F,Cl-апатитом (до 5 об. %), хромшпинелидами, пирротином, (гидро)оксидами железа (в основном гематитом), а также тонко рассеянной обильной рудной минерализацией — рутилом, высокониобиевым рутилом — до ильменорутила, ильменитом, колумбитом, монацитом, сложны-



а — центральное ядро калиевого полевого шпата (в ядре мелкие вростки кварца и оксидов железа), каемка вокруг него с обильной рудной минерализацией (монацит, колумбит, CaNbU-фазы, Nb-рутилы); б — выделения алюмофосфатов Pb (+Mn, Ba), губчатая масса фосфатов Mn+Pb, игла щелочного амфибола

ми фосфатами и алюмофосфатами свинца, марганца и бария.

Фосфатная минерализация. Основная доля — апатит, который наблюдается в виде гипидиоморфных короткопризматических и раздробленных длиннопризматических кристаллов размером до 0.2 мм, нередко наблюдаются скопления. Содержание (мас. %) F от 1.25—1.77, содержание Cl 0.15—0.31. Прочие фосфаты — монацит (нескольких генераций с Th до 12 % ThO_2 и без), фосфаты тория. Установлено присутствие значительного количества сложных фосфатов и гидроалюмофосфатов свинца с высокими примесями марганца, бария и калия. Они представлены пластинчатыми выделениями и сферолитами до 20 мкм (комплексные агрегаты — до 120 мкм, рисунок б) и наиболее близки по составам драгманиту (drugmanite $Pb_2(Fe^{3+},Al)(PO_4)(PO_3OH)(OH)_2$), отличаясь наличием Mn, Ba, K. Возможно, это вновь открытые минеральные фазы [2].

Рудные минералы представлены кристаллами пирротина размером до 0.2 мм, гематита и ксеноморфными зернами хромпшпинелидов (размер до 0.6 мм), нередко зонального строения. По химическому составу соответствует в основном феррихромиту, иногда в центре хромпикотит, а каймы отвечают субалюмоферрихромиту. Ti-Nb минералы представлены рядом рутил — Nb-рутил — ильменорутил (содержания Nb_2O_5 до 16 %, рисунок б). Выделения подобных фаз часто зональные, иногда образуют сетчатые фрагменты до 500 мкм. Также присутствуют ильмениты, скорее всего, реликтовые (Cr_2O_3 до 2 %). Содержания ниобия в породе (А14-1) достигает 1160 г/т.

Исследования выполняются в рамках гранта Правительства Российской Федерации № 14. Y26.31.0012.

Литература

1. Udoratina O. V., Kulikova K. V., Varlamov D. A., Shmakova A. M. Geochemical characteristics of alkaline picrites of rare-metal-rare-earth ore fields (Middle Timan) // "Magmatism of the Earth and related strategic-metal deposits". Proc. XXXVI Int.Conf., Saint Petersburg State University, 23—26 May 2019, M.: GEOKHI RAS, pp. 313—316.

2. http://www.mindat.org.

Карбонатные конкреции в девонских отложениях Цилемской площади (Средний Тиман)

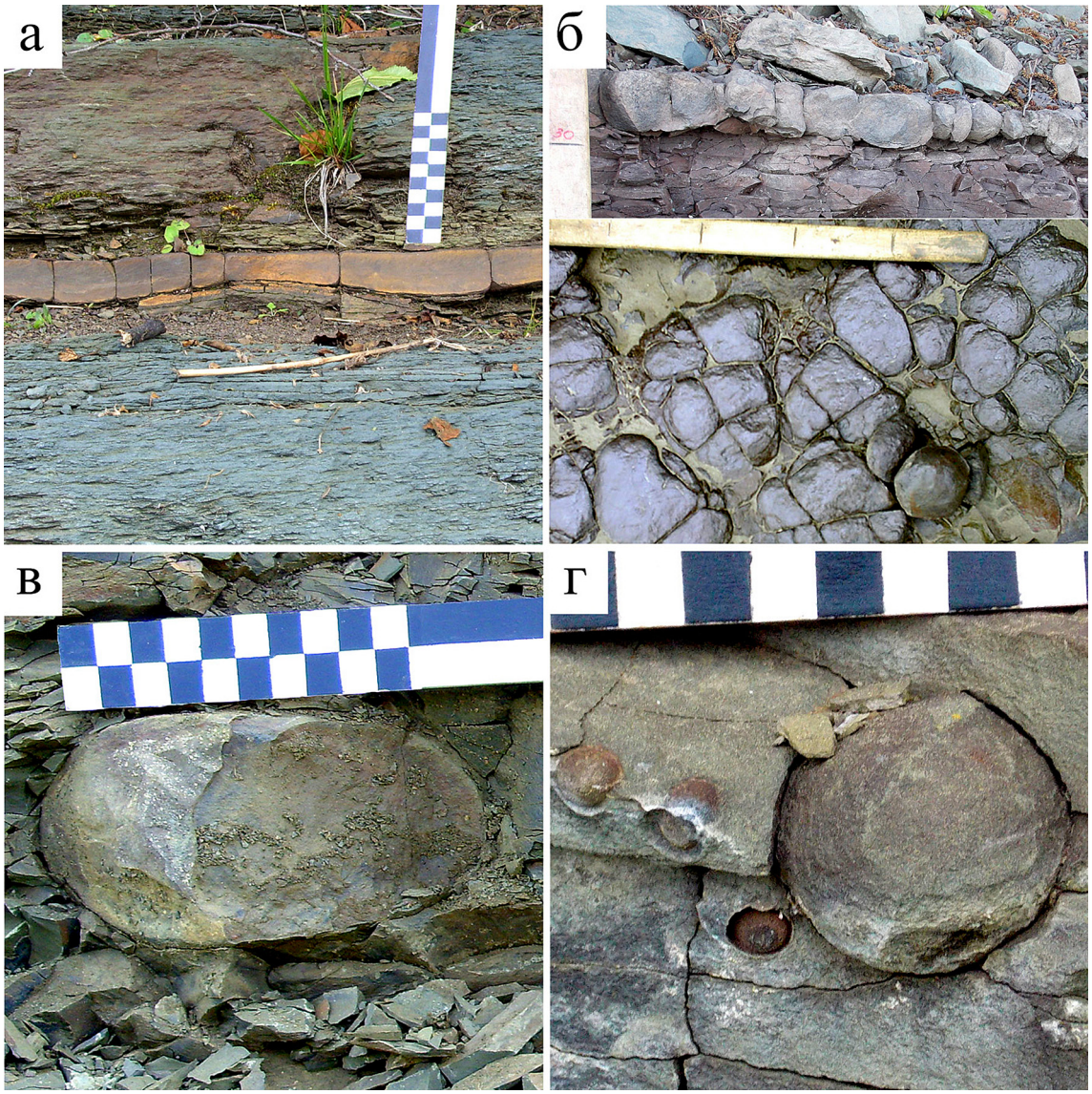
И. Х. Шумилов

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

В пределах Цилемской площади на Среднем Тимане развиты прибрежные и континентальные отложения среднего и верхнего девона. Представлены они преимущественно зеленоцветными и красноцветными терригенными породами пестроцветной формации с хорошо выраженным ритмичным строением [4, 6]. Полный элементарный циклит сложен пластами (снизу-вверх): песчаника, алевропесчаника, алевролита, глины (аргиллита), мощность колеблется от первых десятков сантиметров до 5 м.

В отложениях содержится оптимальное количество органического вещества для массового конкрециеобразования [3], в результате чего в разрезах всех свит, кроме пижемской, представленной белыми кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, обнаружены многочисленные горизонты разнообразных карбонатных конкреций.

Конкреции представлены четырьмя типами, различающимися морфологически и генетически: 1) слои микроконкреций перерывов в осадконакоплении (МКПОН), 2) микроконкреционные «плиты», 3) эллипсоидальные конкреции, 4) шарообразные конкреции (рисунок). При этом, как правило, каждый тип конкреций локализуется в определенной части элементарных циклитов. Так, МКПОН венчают элементарные циклиты, горизонты эллипсоидальных конкреций расположены в 20—30 см ниже кровли в аргиллитовом или глинисто-алевролитовом члене циклита, микроконкреционные «плиты» приурочены к верхней части алевролитового пласта в неполных циклитах, шарооо-



Типы карбонатных конкреций: а — МКПОН, обн. 68; б — микроконкреционная «плита», вид в разрезе и с поверхности напластования, обн. 96; в — эллипсоидальная конкреция, обн. 301; г — шарообразная конкреция, обн. 415

бразные конкреции рассеяны в песчанике базальной части циклитов.

МКПОН образовались в слое донного осадка при затухании седиментогенеза, т.е. являются осадочными [2, 5]. Представлены концентрацией микроолитов со средним диаметром 50 мкм, в срединной горизонтальной части отмечаются скопления раковин конхострак. Микроконкреционные «плиты» являются своеобразным аналогом МКПОН в тех случаях, когда в кровлях неполных циклитов залегают пласты алевролитов. При этом, микроконкреции (ср. диаметр 250 мкм) не выпадают из наддонного слоя, а растут в осадке, раздвигая его. Их можно рассматривать как образования самого раннего диагенеза. Эллипсоидальные конкреции часто заключают в себе углефицированные инситные корни, образовались в зонах с восстановительной средой осадка заболоченной равнины [1]. Шарообразные конкреции относятся к средней-поздней стадии диагенеза, т.к. возникли после уплотнения осадка, на что указывает отсутствие «обтекания» их слоями песчаника. Подавляющее большинство конкреционных образований представлено сидеритом.

Особый интерес вызывает содержание легкого изотопа углерода сидеритовых (!) конкреций, достигающее —32 ‰. При этом в разрезе каждой свиты прослеживается тренд возрастания содержания $\delta^{13}C_{карб}$ от подошвы к кровле: от +3/–5 до –20/–32 ‰.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 20-05-00445А.

Литература

1. Атлас конкреций / Под ред. А. В. Македонова. Л.: Недра, 1988. 323 с.

2. Македонов А. В., Зарицкий П. В. Конкрециеобразование и стадийность литогенеза // Конкреции и конкреционный анализ. Харьков, 1973. С. 64—68.

3. Македонов А. В. Конкреции как индикатор различных типов форм залегания и концентрации органического вещества // Конкреционный анализ углеродсодержащих формаций. Сб. науч. трудов. Тюмень: Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 5—11.

4. Тельнова О.П., Шумилов И.Х. Палинологическая и литологическая характеристики девонских терригенных отложений в бассейне р. Цильма (Средний Тиман) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2019. Т. 27. № 1. С. 31—56.

5. Фролов В. Т. Литология. М.: Изд-во МГУ, 1993. Т. 2. 432 с.

6. Шумилов И. Х., Тельнова О. П. История геологического развития бассейна р. Цильма (Средний Тиман) в девоне // Литология и полезные ископаемые. 2017. № 3. С. 266—282.

Фосфатная минерализация карбонатных конкреций

И. Х. Шумилов

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

При исследовании девонских отложений в бассейне р. Цильма на Среднем Тимана и, в частности, карбонатных конкреций было установлено, что в последних в существенных количествах концентрируется фосфор, что позволяет отнести конкреции к фосфатсодержащим породам (3—7 % P_2O_5) и фосфоритам (более 7 % P_2O_5) [2].

Среди исследованных конкреционных образований было выделено 4 типа: 1) слои микроконкреций перерывов в осадконакоплении (МКПОН), 2) микроконкреционные «плиты», 3) эллипсоидальные конкреции, 4) шарообразные конкреции. При этом, в первых двух типах конкрециеобразователем служит в большинстве случаев сидерит, в третьем и четвертом — кальцит. Фосфаты, как правило, приурочены к сидеритовым конкрециям. РФСА и карбонатный анализ пар образцов «конкреция — вмещающая порода» показали, что содержание фосфора в них различается в десятки раз (до 36; 3.97 против 0.11 вес. %).

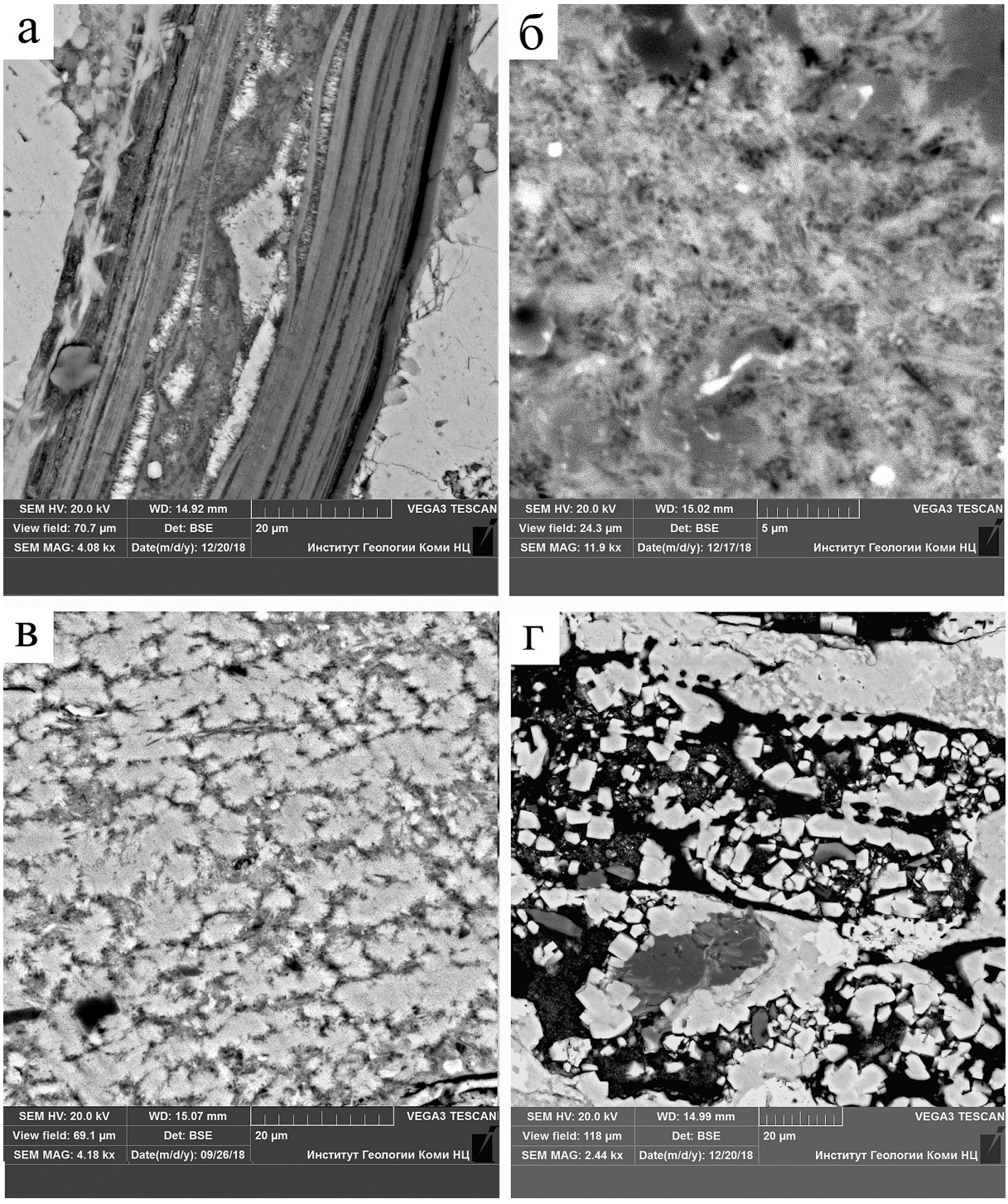
В большинстве исследованных сидеритовых конкреций присутствуют обильные выделения аутигенных фосфатов. В большинстве случаев их микрообразования равномерно распределены в глинистом матриксе, реже они образуют пятна-скопления, слои, в единичных образцах образуют почти сплошные сливные массы. Обнаружены несколько форм выделений соединений фосфора: пропитка глинистой матрицы с неразличимыми обособлениями соединений фосфора, волокнистые, образующие войлокоподобные скопления (рисунок б), округлые, разлапистые, радиально-лучистые агрегаты (рисунок в), угловато-округлые, таблитчатые кристаллы, часто с гексагональными очертаниями (рисунок г). Зерна фосфатов в среднем имеют размер в поперечнике около 2—3 мкм, редко достигают 10 мкм.

Содержание в конкрециях P_2O_5 колеблется от 0.20 до 12.94, в среднем составляя около 2 вес. %. Содержание фтора варьируется в весьма широких пределах — от 1.06 до аномальных 4.62 вес. %. Отмечается небольшое количество РЗЭ (вес. %), представленных иттрием (до 0.89), церием (до 0.72), неодимом (до 0.46) и скандием (до 0.27). При этом, данные элементы приурочены к фосфату, псевдоморфно замещающему раковины конхострак и панцири рыб.

Полученная эмпирическая формула по наиболее чистым анализам (без захвата элементов вмещающей матрицы) соответствует фторапатиту и имеет вид — $Ca_{4.96–5.78}(PO_{4.26–4.48})_3F_{0.46–1.25}$.

Особый интерес представляют раковины конхострак, замещенные минералами фосфора (рисунок а). При более подробном рассмотрении видно, что помимо замещения хитина раковин, фосфаты образуют явные новообразования, имеющие микроигольчатый габитус. Заметим, что при поэлементном картировании хорошо видно, что содержание фосфора и кальция в них выше, чем в псевдоморфозах по веществу раковины. Здесь же имеет место более высокая концентрация РЗЭ.

Основной источник фосфора — биогенный, присутствовавший изначально в раковинах



Формы выделений фосфатов: а — псевдоморфное замещение хитина раковины конхостpака, обр. 307/58; б — тонковолокнистые, войлокоподобные, обр. 118/307; б — округлые, разлапистые, обр. 86/302; г — таблитчатые кристаллы, обр. 309/57; СЭМ, BSE

рачков-конхострак и обломках панцирей девонских рыб, и высвободившийся при разложении захороненной растительности [1].

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 20-05-00445А.

Литература

1. Батурин Г. Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.

2. Юдович Я. Э. Одиннадцать генотипов фосфогенеза в стратисфере // Уральский горный журнал. 2018. № 3. С. 18—39.

Титановый барьер в геохимии фосфора

Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис, Н. В. Рыбина

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *EYuYa@Yandex.ru*

Понятие о геохимических барьерах предложено в 1961 г. А. И. Перельманом. Этим термином было предложено называть такие участки зоны гипергенеза, в которых на коротком расстоянии происходит резкая смена условий миграции химических элементов, что приводит к их концентрации [5, с. 258—259].

Если о кальциевом и железо-окисном геохимических барьерах для фосфора давно известно, то понятие о титановом барьере вводится нами, по-видимому, впервые. В подготовленной монографии «Геохимия фосфора» было показано, что как в эндогенных, так и в экзогенных горных породах, почвах и осадках часто обнаруживается позитивная линейная корреляция P_2O_5 (либо фосфорных модулей) с TiO_2.

Из химии титана известно, что монофосфид титана TiP может быть получен двумя способами: (а) действием паров фосфора на элементарный титан при 450 °С; (б) длительным действием фосфина PH_3 на порошкообразный титан при 850 °С. В природе более вероятно не прямое взаимодействие элементарных титана и фосфора, а реакция хлорида титана с фосфином PH_3 с образованием комплекса. Как отмечено в английской книге по химии, биохимии и технологии фосфора [3, с. 533], впервые фосфиновый комплекс H_3P $TiCl_4$ был получен Розе в 1832 г. Приведя 16 типичных примеров немногочисленных соединений, в которых фосфин PH_3 является единственным лигандом, Д. Корбридж среди них указывает и два титансодержащих: $TiCl_4$ H_3P и $TiCl_4$ $2H_3P$. Других указаний о каких-либо соединениях фосфора с титаном нам в этой капитальной монографии обнаружить не удалось.

Кроме того, из химии титана известно, что в кислой (в частности, солянокислой) среде при повышенной температуре можно синтезировать водный гидрофосфат титана вида $Ti[HPO_4]\cdot 2H_2O$, который применяется в качестве пигмента, адсорбента, наполнителя пластмасс и катализатора. Известны также безводная соль пирофосфорной кислоты TiP_2O_7 и метафосфат трехвалентного титана $Ti[PO_3]_3$, образующийся, как очевидно, в сильно восстановительной среде. Образование подобных высокотемпературных соединений вероятно, могло бы объяснить корреляции фосфора с титаном, фиксируемые в эндогенных горных породах (магматических, гидротермальных и метаморфических).

Однако такое объяснение не годится для объяснения наблюдаемой корреляции P_2O_5 с TiO_2 при низких температурах в условиях гипергенеза — в осадочных породах, почвах или осадках. Такая корреляция может быть результатом поглощения фосфат-ионов на минералах титана, таких как ильменит или полиморфы диоксида титана — рутил, брукит, анатаз. Действительно, брянские химики [1] экспериментально доказали сорбцию фосфата на кристаллическом диоксиде титана — анатазе. Они установили, что в реакции $3TiO_2 + 2H_2O + HPO^{2-}_4 + 3e \rightarrow$ $\rightarrow (TiO)_3PO_4 + 5\ OH^-$ при pH = 7 сорбировалось около 40 % фосфат-ионов, при pH = 8 уже около 90 %, а максимум сорбции иона метафосфата HPO_4^{2-} приходился на значение pH примерно 8.5.

Как показали петербургские химики [2], в интервале pH 4.80—7.50 сорбция *аниона* фосфата на гидратированном диоксиде титана сопровождается и соизмеримой по величине сорбцией *катиона* натрия. Хотя механизм такого странного процесса рисуется авторами только предположительно, мы неоднократно отмечали корреляцию фосфора (или каких-то фосфорных модулей) с натрием. Поэтому не исключено, что наблюдаемая сопряженность корреляций P_2O_5 и Na_2O с TiO_2 также объясняется сорбционными процессами.

Мы предположили, что поскольку весьма распространенной формой существования титана в гипергенезе является лейкоксен, то это вещество, скорее всего и является основным геохимическим барьером для фосфора, сорбируя фосфат-ионы, например, по такой схеме: $TiO_2\ nH_2O$ (лейкоксен) + $[PO_4]^{3-} \Rightarrow Ti[HPO_4]$ $2H_2O$. Поскольку лейкоксен, как правило, содержит примеси оксида или гидроксида железа, то при сорбции на лейкоксене могут действовать оба барьера — как титановый, так и железо-окисный. Заметим также, что для очистки сточных вод от тяжелых металлов рекомендовано применение синтезированного сорбента — аморфного водного гидроксофосфата титана вида $Ti(OH)_{2x}$ $[HPO_4]_{2-x}$ nH_2O [4]. Не исключено, что подобное соединение может получаться и в природной обстановке — в предполагаемом процессе сорбции фосфата на лейкоксене.

С целью проверки этого предположения, А. В. Понарядовым под руководством О. Б. Котовой был проведен эксперимент, в котором исследовалась зависимость сорбции фосфат-иона на ильменит-лейкоксеновой руде Пижемского месторождения от двух факторов: pH раствора и концентрации фосфата [6]. Зависимость сорбции от pH раствора изучалась в диапазоне pH 1—12 с фиксированной концентрацией фосфата около 0.01 моль/л, а зависимость сорбции от концентрации фосфата (при фиксированном pH) в диапазоне концентраций 0.01—0.001 моль/л. Было показано, что при слабокислом pH = 6.07, концентрация в сорбенте составила примерно 0.02 % P_2O_5, при околонейтральном pH = 7.10 — впятеро больше, около 0.10 % P_2O_5. Максимум сорбции наблюдался в щелочной среде при pH = 8.94; при таких условиях из раствора было поглощено около 7.6 % всего фосфора, концентрация которого в сорбенте достигла примерно 0.13 % P_2O_5. Установлено также, что в интервале pH = 8—9 извлечение фосфора растет по мере убывания концентрации фосфата в растворе. В частности, при исходной концентрации около 979 мг/л P_2O_5, сорбент поглотил около 3 % растворенного фосфора, а при концентрации на порядок меньшей (около 94 мг/л P_2O_5) — вдвое больше, около 6 %. Однако при этом концентрация фосфоре в сорбенте сильно снизилась — с ~0.05 % P_2O_5 до ~0.01 % P_2O_5.

Хотя условия экспериментов далеки от природных (концентрация фосфора в морской воде не выше 0.1 мг/л), эти эксперименты подтверждают идею о полной реальности титанового барьера в геохимии фосфора.

Литература

1. Авдащенко В. Н., Кузнецов С. В. Исследование адсорбции фосфат-ионов на диоксиде титана // Вестник Брянского государственного университета. 2011. № 4. С. 58—60.

2. Бойчинова Е. С., Бондаренко Т. С., Абовская Н. В., Колосова М. М. Сорбция анионов и некоторых органических перекисей гидратированными диоксидами циркония, титана и олова // Сорбционные и хроматографические процессы. 2010. Т. 10. Вып. 2. С. 314—324.

3. Корбридж Д. Фосфор: Основы химии, биохимии и технологии. М.: Мир, 1982. 680 с. [Перевод Второго издания 1980 года].

4. Маслова М. В., Герасимова Л. Г., Николаев А. И. Сорбционное поведение аморфного фосфата титана по отношению к катионам переходных металлов // Межд. журн. прикладных и фундаментальных исследований. 2016. № 4. С. 356—361.

5. Перельман А. И. Геохимия. Учеб. для геол. спец. вузов: 2-е изд., перераб. и доп. М.: Высш. шк., 1989. 528 с.

6. Понарядов А. В., Котова О. Б. Сорбция фосфора на лейкоксене // Вестник геонаук. 2020. № 1. С. 19—23. doi: 10.19110/geov.2020.1.3

IX. Геоматериаловедение

Рациональное использование минерального сырья

Фазовые превращения минералов сопочной брекчии в процессе нагрева

Н. А. Афиногенова[1], Д. Е. Белобородов[2], Н. А. Егоров[2], М. А. Краснова[2], М. А. Матвеев[2]

[1]Геофизическая обсерватория «Борок» — филиал Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Ярославль; *aphina312@mail.ru*

[2]Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва; *beloborodov@ifz.ru*

Сопочной брекчией называют специфическую горную породу, состоящую из обломков пород разного возраста и литологического состава, обычно мелких (не более дециметрового размера), заключённых в глинисто-алевритовой массе. Состав глинистых минералов, входящих в обломки глин и цемент сопочной брекчии, преимущественно гидрослюдисто-монтмориллонитовый, иногда с незначительной примесью каолинита и метагаллаузита [4].

По современным представлениям, исходя из особенностей строения аппарата грязевого вулкана, самовоспламенение газов (в основном метана) может происходить на различных глубинах. В некоторых случаях образуется основательно изменённый, вследствие высокой температуры материал, иногда наблюдается брекчия с характерной коркой термовоздействия или «корки спекания» (sintering). Такие образования можно считать результатом воздействия малоизученного процесса термального метаморфизма.

В 70-х годах прошлого века провели успешные комплексные исследования сопочной брекчии Керченско-Таманской Грязевулканической Области (КТГО) на возможность использования в качестве керамзитового сырья [4]. Таким образом, запасы сопочной брекчии в КТГО являются перспективным сырьем на производство керамзита.

Изучалась сопочная брекчия грязевых вулканов КТГО. Структурно Керченско-Таманский периклинальный прогиб разделяется на Таманский полуостров, юго-восточную часть Керченского полуострова (от г. Феодосия) и прилегающий Керченско-Таманский шельф Черного моря. Запасы сопочной брекчии, по некоторым оценкам более 35 млрд т [4].

Как показали многочисленные эксперименты выполненные авторами [1, 2, 3], в ходе нагрева существенно изменялся химический и минералогический состав вещества, происходила активная перекристаллизация и витрификация.

Температуры спекания для сопочной брекчии разных грязевых вулканов различаются. Минералообразование в процессе прогрева согласуется с количеством и характером содержания воды в сопочной брекчии.

Таким образом, при нагреве на разных температурных интервалах удаляются разные формы воды. Для разных температурных интервалов характерны определенные минералогические переходы. Витрификация вещества наблюдается начиная с температуры прогрева 650 °C и возрастает вплоть до высоких температур. Температуры вспучивания сопочной брекчии для разных грязевых вулканов КТГО различаются, что связано с разным минералогическим составом.

Литература

1. Белобородов Д. Е., Егоров Н. А., Краснова М. А., Тверитинова Т. Ю. Разнонаправленные исследования грязевого вулканизма на примере ряда грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической зоны // Материалы VII Российской молодёжной научно-практической Школы «Новое в познании процессов рудообразования». Москва, 2017. С. 51—55.

2. Белобородов Д. Е., Егоров Н. А., Краснова М. А., Тверитинова Т. Ю. Петрофизические методы в тектонических исследованиях на примере изучения сопочной брекчии грязевых вулканов ультразвуковым просвечиванием // Сборник тезисов XIX Всероссийской конференции «Геодинамика. Геомеханика и геофизика». ИПЦ НГУ, Новосибирск, 2019. С. 14—16.

3. Белобородов Д. Е., Егоров Н. А., Краснова М. А., Афиногенова Н. А. Некоторые особенности изменения скоростей продольной волны в сопочной брекчии (Керченско-Таманская Грязевулканическая Область) при воздействии высоких температур // Материалы Двадцатой международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о земле», ГЕОХИ РАН, ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, Москва, 23—25, Борок 27 сентября 2019. Издательство «Наука». С. 30—34.

4. Шнюков, Е. Ф., Науменко, П. И., Лебедев, Ю. С., Усенко, В. П., Гордиевич, В. А., Юханов, И. С., Щирица А. С. Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наукова думка, 1971. 330 с.

Влияние химико-минеральных особенностей грунтов на их свойства

А. А. Безродных, И. Ю. Маркова, В. В. Нелюбова, М. А. Степаненко

БГТУ им. В. Г. Шухова, Белгород; *nelubova@list.ru*

В настоящее время в России реализуется национальный проект «Безопасные и качественные автомобильные дороги», к числу приоритетных задач которого относится устройство долговечных дорожных одежд с учетом использования местных сырьевых ресурсов для повышения технико-экономической эффективности. Очевидно, что использование базового основания (зачастую глинистых грунтов) как основы для строительства дорог различного назначения является наиболее технически и экономически целесообразным.

Технология использования глинистых грунтов в дорожном строительстве предусматривает их укрепление физическими, химическими или комплексными способами. В случае механического закрепления грунтов, для эффективной их дальнейшей эксплуатации важны лишь их свойства. В случае химического укрепления (использование вяжущих различного состава, стабилизаторов и укрепителей) для эффективного модифицирования грунта как базового основания необходим еще учет структурных и химических особенностей материала [1—3 и др.]. В этой связи для дальнейшей разработки метода стабилизации грунтового основания органо-неорганическим комплексным связующим на первоначальном этапе изучены отдельные свойства и особенности грунтов.

В Белгородской области залегают преимущественно суглинки различного состава. При этом выделяются как легкие (песчанистые) виды, так и тяжелые, отличающиеся физическими свойствами (табл. 1).

Так, I тип грунта отличается меньшей начальной влажностью, а также потребностью в воде для получения теста оптимальной консистенции. Очевидно, что это связано с присутствием песчанистых частиц в его составе, осуществляющих дренажную функцию, что способствует естественному оттоку жидкости из массы грунта в естественном и уплотненном состоянии.

Увеличение аналогичных показателей для второго типа грунта связано с присутствием в его составе пылеватых частиц, для смачивания которых ввиду большей площади поверхности требуется больший объем жидкости.

Анализ химического состава грунтов подтверждает предположения (табл. 2): грунт первого типа отличается повышенным содержанием диоксида кремния, что вероятно, связано с присутствием песчаных частиц.

Стоит отметить еще одну особенность: грунт второго типа отличается повышенным содержанием оксида кальция (в 4 раза выше по сравнению с грунтом первого типа). С позиции укрепления грунта неорганическим вяжущим (как правило, цементом или известью), это является негативным фактором, поскольку при твердении таких вяжущих формируется портландит. Избыток кальциевых соединений отрицательно скажется как на процессе гидратации, так и на формировании прочной объемной структуры в грунте, обеспечивающей его прочность. Аналогичное касается органических связующих и добавок: пересыщение щелочными компонентами может способствовать изменению механизма структурирования вяжущего и, как следствие, снижению конечных характеристик консолидированного композита.

Таким образом, показано, что состав грунта оказывает влияние на его основные физиче-

Таблица 1. Физические свойства грунтов

№ пп	Тип грунта	Число пластичности	Влажность, %	
			начальная	оптимальная
I	Суглинок легкий песчанистый	8.1	3.2	9.1
II	Суглинок тяжёлый пылеватый	12.6	4.6	15

Таблица 2. Химический состав грунтов

Тип грунта	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Fe_2O_3	MgO	K_2O	TiO_2	Na_2O	P_2O_5
I	75.4	14.7	1.9	2.7	2.4	1.6	0.7	0.5	0.1
II	63.3	16.4	8.9	4.6	2.7	2.2	0.8	0.7	0.1

ские свойства. Следовательно, при разработке способа укрепления грунта необходимо учитывать его особенности для исключения негативных последствий и достижения высокой эффективности его стабилизации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-38-90091с использованием оборудования Центра Высоких Технологий БГТУ им. В. Г. Шухова.

Литература

1. Дмитриева Т. В., Строкова В. В., Безродных А. А. Влияние генетических особенностей грунтов на свойства грунтобетонов на их основе // Строительные материалы и изделия. 2018. Т. 1. № 1. С. 69—77.

2. Строкова В. В., Дмитриева Т. В. Микроструктурные особенности грунтобетонов в присутствии стабилизатора // Вестник Волгоградского государственного архитектурно-строительного университета. Серия: Строительство и архитектура. 2013. № 31—2 (50). С. 174—178.

3. Дмитриева Т. В., Куцына Н. П., Безродных А. А., Строкова В. В., Маркова И. Ю. Эффективность укрепления грунта минеральными модификаторами // Вестник Белгородского государственного технологического университета им. В. Г. Шухова. 2019. № 7. С. 14—23.

Карбосиликотермическое восстановление лейкоксенового концентрата Ярегского месторождения для получения соединений Ti_3SiC_2 и Ti_4SiC_3 семейства MAX фаз

И. М. Беляев, П. В. Истомин, Е. И. Истомина

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 особенностей минерального строения лейкоксена, структура которого образована 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 данной работе представлен комплексный подход к созданию керамических материалов из лейкоксенового сырья, основанный на карбосиликотермическом восстановлении лейкоксенового концентрата Ярегского месторождения (Республика Коми). Конечным продуктом данного подхода является получение соединений из семейства MAX фаз, таких как Ti_3SiC_2 и Ti_4SiC_3.

Карбосиликотермическое восстановление лейкоксенового концентрата проводили в трехсекционном реакторе, собранном из стеклоуглеродных тиглей СУ-2000. В качестве восстановителя использовали карбид кремния SiC. Термообработку реакционных смесей лейкоксенового концентрата и карбида кремния проводили в вакуумной электропечи при 1600 °C в течение 1 и 6 ч при постоянной откачке газов. Фазовый состав продуктов восстановления лейкоксенового концентрата исследовали методом РФА. Микроструктуру и морфологию полученных продуктов исследовали методом сканирующей электронной микроскопии. Локальный элементный состав продуктов анализировали при помощи энергодисперсионного микроанализа (метод EDX). Установлено, что в результате восстановления лейкоксенового концентрата карбидом кремния образуются соединения Ti_3SiC_2, Ti_4SiC_3 (рис. 1). На рис. 2 представлена микроструктура образца после карбосиликотермического восстановления лейкоксенового

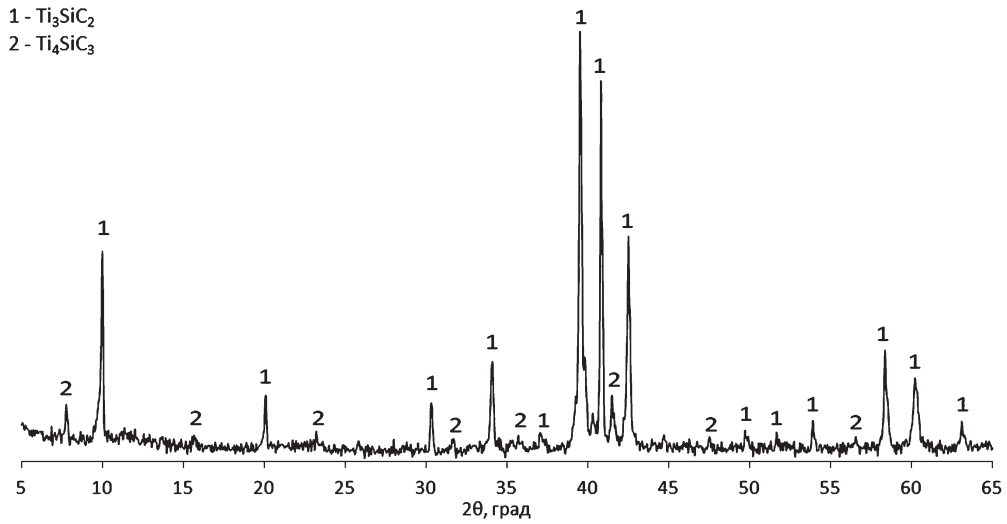


Рис. 1. Рентгенограмма образца после карбосиликотермического восстановления лейкоксенового концентрата

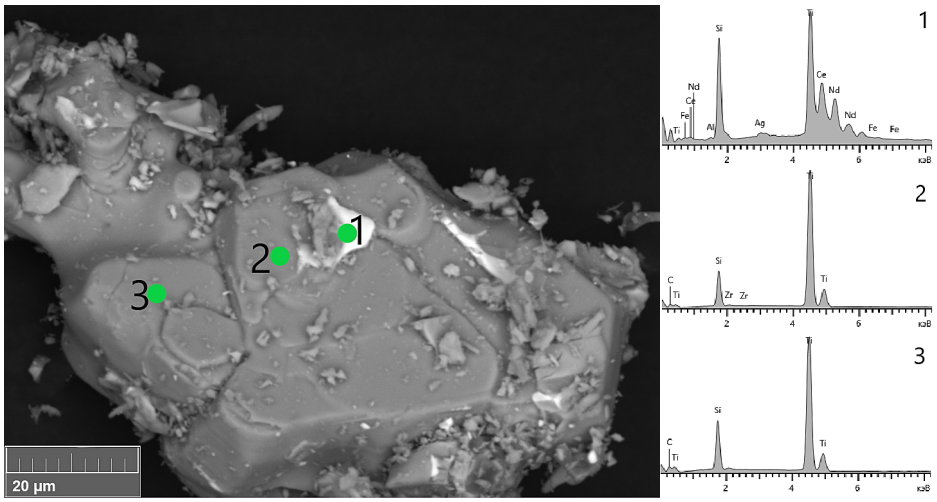


Рис. 2. Микроструктура и данные локального элементного микроанализа образца после карбосиликотермического восстановления лейкоксенового концентрата

концентрата. Поскольку лейкоксен это природное минеральное сырьё, то в качестве минорных фаз в продуктах выявлены примеси Fe, Al, Ce, Nd и других элементов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Республики Коми в рамках научного проекта № 20-48-110001 р_а.

Получение обеззоленных концентратов органического вещества на основе горючих сланцев

Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев, Д. В. Кузьмин, И. Н. Бурцев, А. А. Деревесникова, О. В. Валяева

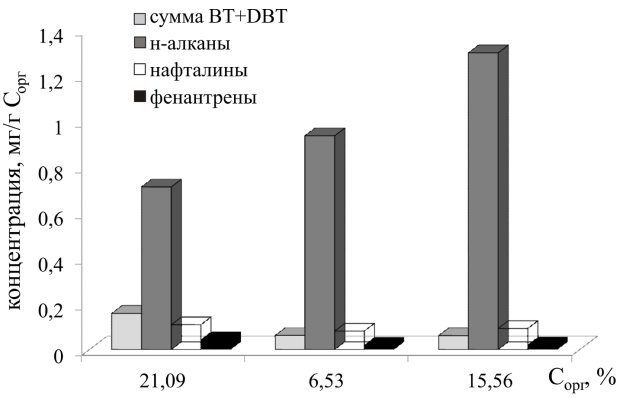
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *burdelnaya@geo.komisc.ru*

Получение обеззоленных концентратов органического вещества на основе твёрдых горючих ископаемых имеет важное практическое значение в топливной и энергетической промышленности. Известными разработками в получении обеззоленных концентратов углей (так называемых гипероглей) из исходных углей являются японские технологии с использованием полярных органических растворителей [1, 2]. Полученные таким образом гипероглы обладают более высокой теплотворной способностью и термопластичностью. Нами также были проведены первые экспериментальные исследования по получению обеззоленных углей из углей Печорского угольного бассейна [3, 4].

В настоящей работе представлены новейшие результаты по получению обеззоленных экстрактов из верхнеюрских горючих сланцев Восточно-Европейской платформы органическим растворителем. В качестве растворителя был использован N-метилпирролидон. Обработка исходных сланцев осуществлялась при температуре кипения растворителя (203 °С). Полученный концентрат высушивался и подвергался аналитическому термолизу при 420 °С. Продукты термолиза улавливались охлажденным хлороформом, концентрировались и анализировались методом хромато-масс-спектрометрии. Хромато-масс-спектральный анализ выполнялся на приборе Shimadzu QP 2010 Ultra. Для количественного расчёта содержаний алифатических, ароматических и серосодержащих компонентов были добавлены синтетические стандарты — 3-метил-6-(1,1'-дидейтерио)октадекан и 2,3-диметил-5-(1',1'-дидейтериооктадецил)тиофен. Для исходного концентрата также был определён элементный состав. Элементный анализ был проведен в ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН с использованием элементного анализатора EA 1110 (CHNS-O) CE Instruments.

Для опробования получения обеззоленных концентратов органического вещества и изучения их продуктов термолиза были взяты пробы углеродистых пород из обнажения 31 Айювинского месторождения горючих сланцев Ижемского сланценосного района. Предварительно неорганическая сульфидная сера удалялась из проб разбавленной (1:2) азотной кислотой. Содержание органического углерода в исходных пробах на породу изменяется от 3.3 до 27.2 %. Обработка горючих сланцев N-метилпирролидоном позволила получить экстракты с выходом от 6.6 до 38 %, при этом зольность полученных концентратов составила менее 1 %. Элементный анализ полученных концентратов свидетельствует о повышенном содержании кислорода (19—22 %) и азота (7.7—8.5 %), что является результатом обработки N-метилпирролидоном и его частичного сохранения (присутствия) в составе экстракта. Содержание серы варьирует от 2.2 до 5.2 %, при этом наиболее высокое содержание серы фиксируется в концентратах, полученных из пород с повышенным содержанием $C_{орг}$, собственно из горючих сланцев (с $C_{орг}$ 21—27 %).

Качественный анализ продуктов термолиза концентратов показал, что основными компонентами являются *н*-алканы и ароматические компоненты, представленные алкилзамещёнными бензолами и тиофенами, метил-, диметил- и триметилзамещенными нафталинами, фенантренами, бензотиофенами и дибензотиофенами. Количественный расчёт компонентов продуктов термолиза представлен на рисунке.



Концентрация ароматических компонентов продуктов термолиза экстрактов пород сланценосной толщи

Полученные результаты свидетельствуют о том, при обработке N-метилпирролидоном пород сланценосной толщи концентраты характеризуется однородным составом с преобладанием *н*-алканов, при этом в более высокоуглеродистых породах наблюдается повышенное содержание сероорганических компонентов.

Литература

1. Okuyama N., Komatsu N., Shigehisa T., Kaneko T., Tsuruya S. Hyper-coal process to produce the ash-less coal // Fuel Processing Technology. 2004. Vol. 85. Pp. 947—967.

2. Takanohashi T., Shishido T., Kawashima H., Saito I. Characterisation of HyperCoals of various ranks // Fuel. 2008. Vol. 87. Pp. 592—598.

3. Бурдельная Н. С., Бурцев И. Н., Бушнев Д. А., Кузьмин Д. В., Мокеев М. В. Анализ и характеристика обеззоленных углей Печорского угольного бассейна, полученных методом экстракции органическим растворителем // ДАН. 2017. Т. 477. № 6. С. 688—693.

4. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С., Кузьмин Д. В., Мокеев М. В., Бурцев И. Н. Биомаркеры углей Интинского месторождения, выделение и анализ химической структуры гипероглей // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 263. С. 23—30.

Особенности кристаллизации сульфата кальция при искусственном старении

М. С. Гаркави[1], Х.-Б. Фишер[2], Е. А. Колодежная[3]

[1]ЗАО «Урал-Омега», Магнитогорск; *mgarkavi@mail.ru*
[2]Веймарский строительный университет, Веймар; *hans-bertram.fischer@uni-weimar.de*
[3]ИПКОН РАН, Москва; *kev@uralomega.ru*

Искусственное «старение» — технологическая операция для стабилизации строительно-технических характеристик вяжущих на основе сульфата кальция. Эта операция заключается в выдерживании вяжущего вещества в среде с различной относительной влажностью.

Для процесса искусственного «старения» характерны две особенности:

— гидратация полугидрата сульфата кальция происходит при дефиците жидкой фазы;

— двуводный гипс кристаллизуется в ограниченном объеме микропор исходного вяжущего.

Указанные особенности укладываются в рамки развиваемой А. М. Асхабовым кватаронной концепции [1].

Согласно [1, 2] при низких степенях пересыщения ($p/p_o \leq 1$) происходит конденсация кватаронов с образованием структурированной воды, которая по своим свойствам отличается от объемной жидкости. Это приводит к преобладанию топохимического или смешанного механизма гидратации гипсового вяжущего, что сопровождается образованием кристаллогидратов сульфата кальция переменного химического состава. В этом случае продукты гидратации обладают морфологической неоднородность, а процесс их кристаллизации является многостадийным, что соответствует кватаронной концепции [1].

Размер микропор в исходных гипсовых вяжущих не превышает 1…1.5 мкм, поэтому в них даже в условиях невысокого пересыщения возникают кватароны двуводного гипса, которые затем превращаются в контактные зародыши. Так как возникающие кватароны топологически и химически близки к структуре подложки (ее роль выполняют кристаллы исходного вяжущего), то они адсорбируются на ее поверхности.

Поскольку кватароны обладают повышенной реакционной способностью [1], то они становятся источниками роста вторичных кристаллических зародышей, т. е имеет место так называемое расщепление кристаллов [3]. Оно связано с тем, что на поверхности первичного зародыша двуводного гипса, который образовался на стенках микротрещины, возникают вторичные зародыши, т. е. идет двумерное зародышеобразование на собственной подложке. Первичный зародыш кристаллов сульфата кальция обращен к раствору гранью (–111), т. к. именно эта грань растет по механизму двумерного зародышеобразования [4]. Образование вторичных зародышей гипса и их рост на поверхности первичного зародыша идет до тех пор, пока они полностью не покроют всю поверхность микротрещины и заполнят ее объем.

Такое залечивание микродефектов частиц гипсовых вяжущих сопровождается уменьшением их удельной поверхности и снижением водопотребности, т.е. к улучшению строительно-технических характеристик.

Литература

1. Асхабов А. М. Кватаронная концепция: основные идеи и некоторые приложения // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2011. № 3 (7). С. 70—77.

2. Асхабов А. М. Нанокластерная модель образования жидкой воды // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2016. № 1 (25). С. 62—67.

3. Линников О. Д. Кинетика и механизм роста кристаллов сульфата кальция при его кристаллизации на поверхности теплообмена // Журнал прикладной химии. 1996. Т. 69. № 1. С. 89—93.

4. Устинова Ю. В., Сивков С. П., Баринова О. П., Санжаровский А. Ю. Влияние различных добавок на морфологию кристаллов двуводного гипса // Вестник МГСУ. 2012. № 4. С. 140—144.

Системный анализ в управлении горно-промышленными отходами с позиции минералогии

Е. А. Горбатова[1], Е. А. Емельяненко[1], М. В. Зарецкий[2]

[1]ВИМС, Москва; *lena_gorbatova@mail.ru, emv31@mail.ru*

[2]МГТУ им. Г. И. Носова, Магнитогорск; *m-zaretsky@yandex.ru*

Отходы горно-обогатительной и металлургической промышленности, накопленные на Южном Урале [1], могут эффективно использоваться на горных предприятиях при создании искусственных массивов разного техногенного генезиса. Системный анализ, позволяющий проводить комплексное сравнение и выбор оптимальных альтернатив эффективно реализуемых в единой геолого-техногенной системе (ЕГТС), весьма актуален при управлении горно-промышленными отходами (ГПО).

Единая геолого-техногенная система [2], элементами которой являются горнопромышленные отходы — сложная, многоуровневая система иерархической структуры. При декомпозиции ЕГТС выделено четыре уровня иерархии: отрасль промышленности → производство → технологический процесс → агрегаты (элементы системы) (рис. 1).

Элементы системы — хвосты обогащения, вскрышные и вмещающие горные породы обладают переменными характеристиками, обуслов-

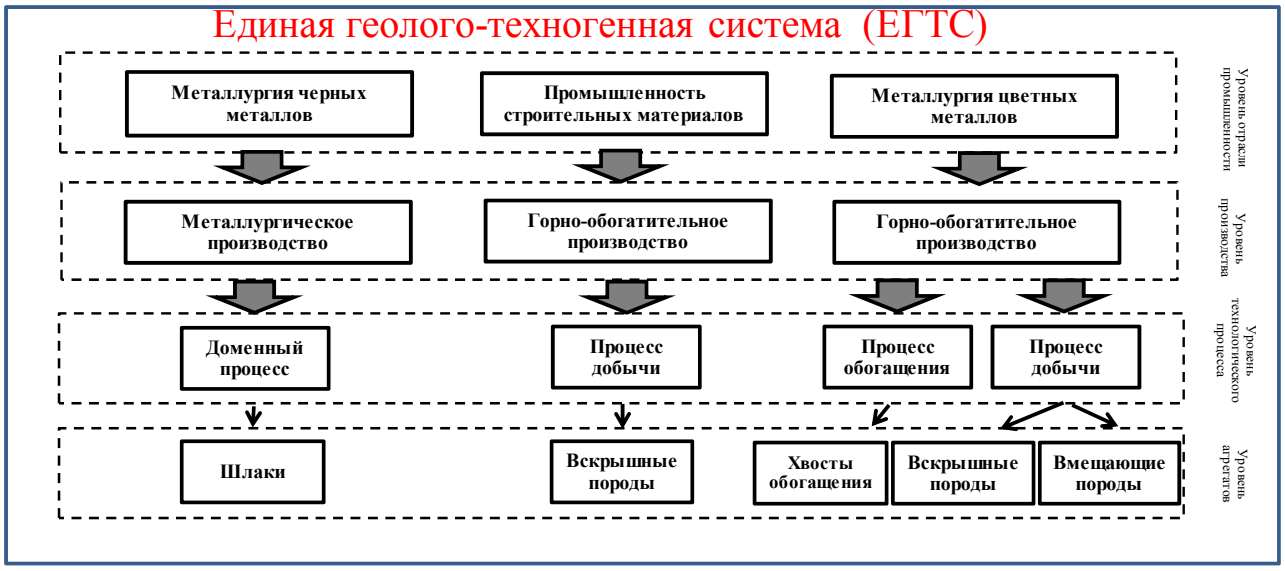


Рис. 1. Иерархическая структура единой геолого-техногенной системы

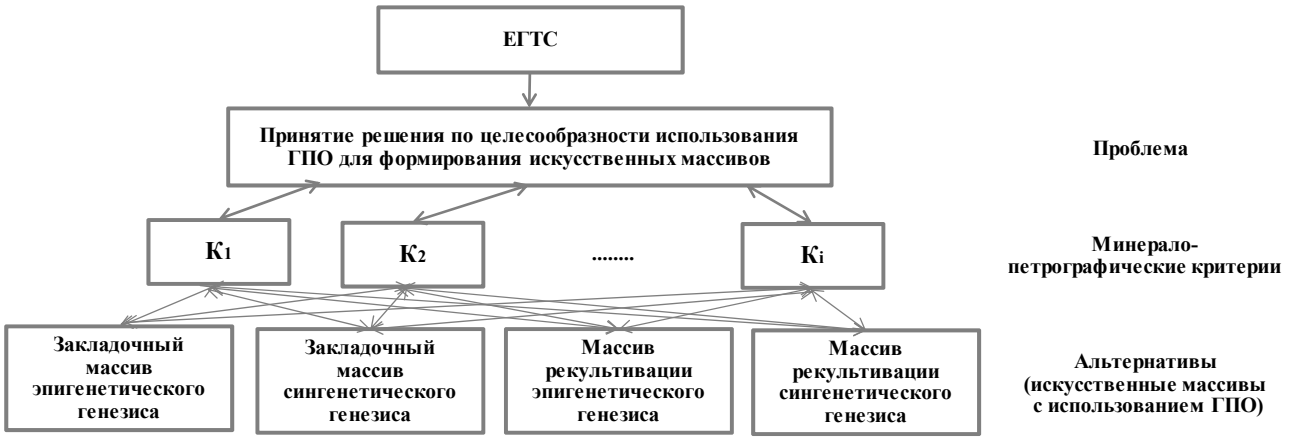


Рис. 2. Дерево критериев и альтернатив

ленными качественной и структурной неоднородностью горного массива и вектором направления развития горных работ. При этом шлаки доменного производства являются постоянным элементом системы, так как представлены гранулированным материалом с определенным вещественным составом.

Анализ существующих технологических решений по созданию искусственных массивов на горных предприятиях Южного Урала позволил определить необходимые требования к горнопромышленным отходам, применяемым для формирования массивов. В соответствии с предъявляемыми требованиями к ГПО разработана их типизация, основанная на сочетании природных и приобретенных характеристик (структурно-текстурных особенностей, химического и минерального состава) исходного минерального сырья с учетом показателях технологических процессов (гранулярного состава, формы и масштаба накопления).

Так как назначение искусственных массивов различное и зависит от применяемых способов и систем разработки месторождений, целевого использования (геомеханическая поддержка выработанного пространства, утилизация ГПО и т.д.), то востребованы ГПО с определенными технологическими свойствами, обусловленными характеристиками, которые отражены в установленных минералогических критериях. В качестве основных минералогических критериев, определяющих целесообразность использования ГПО для формирования искусственных массивов, выделены: $К_1$ — сложение минеральных агрегатов ГПО, $К_2$ — строение минеральных агрегатов, $К_3$ — минеральный состав ГПО, $К_4$ — наличие рудной минерализации (сульфидов цветных металлов), $К_5$ — содержание полезных компонентов (цветных металлов). Система поддержки принятия решения управлением ГПО основана на использовании многокритериального подхода (рис. 2) [3].

Системный анализ в управлении ГПО позволяет выбрать альтернативу наилучшим образом согласующуюся с требованиями и технико-экономическими возможностями горного предприятия при формировании искусственного массива.

Литература

1. Горбатова Е. А., Емельяненко Е. А. Новый концептуальный подход к управлению горнопромышленными отходами // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 6. С. 46—52.

2. Пирогов Б. И. Основы эволюции природных и технологических свойств минералов // Современные методы минералого-геохимических исследований как основа выявления новых типов руд и технологии их комплексного освоения. СПб: Изд-во РАН, 2006. С. 158—164.

3. Gorbatova E. A., Emelianenko E. A. and Zaretckii M. V. Multi-Criteria selection of technology for processing ore raw materials. IOP Conference series: Earth and Environmental Science Issues 87, 2017. URL: http://iopscience.iop.org/issue/1755-1315/87/7 (дата обращения: 14.02.2020).

О влиянии особенностей сырья на эксплуатационные свойства геополимерного пенобетона

Д. Н. Данакин

БГТУ им. В. Г. Шухова, Белгород; *danakin93@mail.ru*

Как правило, одним из важных аспектов получения материалов с необходимыми свойствами является соблюдение требований на протяжении всего технологического процесса на стадиях подбора сырья, приготовления сырьевой смеси, формовки изделий и условий их твердения. В связи с этим ключевое значение имеет качество или исходные характеристики сырьевых материалов.

Исходя из литературных данных [1—4], геополимерные композиты, получаемые на основе сырья с высокой реакционной активностью, демонстрируют высокие эксплуатационные (физико-механические) характеристики в широком диапазоне. В то же время, использование низкоактивного сырья чревато формированием у конечных композитов низких эксплуатационных характеристик, таких как прочность [5], водостойкость [6] и т. д.

В значительной мере степень реакционной активности алюмосиликатного сырья проявляет себя при получении ячеистых структур на основе геополимеров, поскольку прочность матрицы оказывает решающее влияние на целостность порового каркаса, который априори является более слабым по сравнению с плотным аналогом.

В настоящее время ячеистые геополимеры или геополимерные пены вызывают живой интерес со стороны ученых в области неорганических ячеистых материалов и находят свои потенциальные и реальные области применения в различных сферах [7], благодаря уникальному сочетанию физических, термических и механических свойств [8, 9].

Для обеспечения ячеистой структуры в матрице геополимера в литературных источниках выделяют 4 способа производства: метод прямого пенообразования; метод реплик; метод абляционных наполнителей; технология послойного синтеза (3D-печать).

Среди вышеотмеченных технологий наиболее распространенной является технология прямого пенообразования. Данный метод, основан на формировании ячеистой геополимерной суспензии, которая может быть получена двумя способами: аэрирование геополимерной сырьевой смеси и использование порообразующих агентов в виде пено- и газообразователей.

Однако, существующие исследования, посвященные изучению ячеистых геополимеров, весьма ограничены и не охватывают основные аспекты, ответственные за получение качественных легковесных композитов с оптимальной поровой структурой.

Таким образом, анализируя выше приведенные факторы, следует предположить, что ключевую роль при обеспечении качества и необходимых свойств конечного ячеистого геополимерного композита играет выбор сырьевых компонентов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы развития опорного университета на базе БГТУ им. В. Г. Шухова с использованием оборудования ЦВТ на базе БГТУ им. В. Г. Шухова.

Литература

1. Ziolkowski M., Kovtun M. Confined-Direct Electric Curing of NaOH-activated fly ash based brick mixtures under free drainage conditions: Part 2. Confined-DEC versus oven curing. Construction and Building Materials. 2018. Vol. 176. Pp. 452—461

2. Julia Shekhovtsova, Igor Zhernovsky, Maxim Kovtun, Natalia Kozhukhova, Irina Zhernovskaya, Elsabe P Kearsley Estimation of fly ash reactivity for use in alkali-activated cements — a step towards sustainable building material and waste utilization // Journal of Cleaner Production. 2018. Vol. 178. P. 22—33

3. Kozhukhova N. I., Teslya A. Yu., Kozhukhova M. I., Zhernovsky I. V., Yermak S. N. and Ogurtsova Yu. N. In-service performance of hybrid geopolymer binders based class F fly ash // IOP Conf. Series: Materials Science and Engineering 552 (2019) 012035 doi:10.1088/1757—899X/552/1/012035

4. Кожухова Н. И., Жерновский И. В., Соболев К. Г. Влияние различий рентгеноаморфной фазы в составе низкокальциевых алюмосиликатов на прочностные характеристики геополимерных систем // Вестник Белгородского государственного технологического университета им. В. Г. Шухова. 2018. № 4. С. 5—12.

5. Bernal S. A., Bejarano J., Garzón C., de Gutiérrez R. M., Delvasto S., Rodríguez E. D. Performance of refractory aluminosilicate particle/fiber-reinforced geopolymer composites. Compos. Part B. 2012. Vol. 43. Pp. 1919—1928

6. Sabbatini A., Vidal L., Pettinari C., Sobrados I., Rossignol S. Control of shaping and thermal resistance of metakaolin-based geopolymers. Mater. Des. 2017. 116. Pp. 374—385

7. Amran Y. H. M., Farzadnia N., Ali A. A. A. Properties and applications of foamed concrete: a review // Constr. Build. Mater. 101 (2015) 990—1005.

8. Lecomte, Liégeois M., Rulmont A. et al. Synthesis and characterization of newinorganic polymeric composites based on kaolin or white clay and on ground-granulated blast furnace slag // J. Mater. Res. 18 (11) (2003) 2571—2579.

9. Palmero P., Formia A., Antonaci P. et al., Geopolymer technology for application oriented dense and lightened materials. Elaboration and characterization, Ceram. Int. 41 (10) (2015) 12967—12979.

Определение качества керамических кирпичей методами минералогического анализа

В. Е. Жукова[1], И. А. Ксенофонтов[2], Н. А. Сычева[1], В. В. Ружицкий[1], Ю. Н. Шувалова[1]

[1]ВИМС, Москва; *vera_fram@mail.ru*

[2]АО «Норский керамический завод», Ярославль

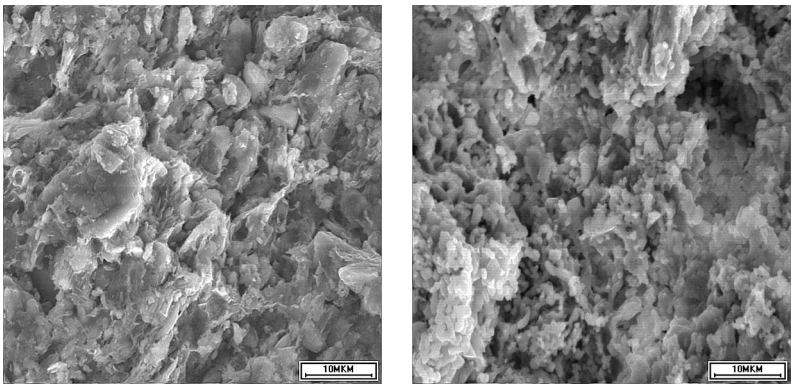
Технология производства керамических кирпичей известна уже несколько тысячелетий. Но если раньше качественных изделий добиваться приходилось опытным путем, то сейчас на помощь технологам приходят методы минералогического анализа, позволяющие прогнозировать качество конечной продукции уже на стадии изучения исходного минерального сырья и контролировать ход технологических процессов.

Однако даже сейчас основной проблемой производства керамического кирпича остается недостаточное изучение и научное обоснование физико-химических процессов, которые начинают происходить уже на этапе сушки изделия и продолжаются при его обжиге и охлаждении. Для прогнозирования определенных физико-механических показателей (цвет, водопоглощение, огнеупорность, морозостойкость и т. д.) необходимо максимально полно исследовать химический и минеральный состав исходного сырья и добавок, используемых при производстве керамического кирпича. Кроме того, на свойства керамических изделий оказывают влияние характер фазовых превращений и последовательность образования кристаллических фаз.

На сегодняшний день в России производством кирпича занимается более 600 предприятий. Как правило, они работают на базе небольших месторождений местного глинистого сырья, которое по-разному ведет себя в процессе изготовления продукции. Поэтому одной из актуальных задач при производстве кирпича является прогнозирование состава массы и режимов обжига для получения заданных параметров кирпича.

На примере керамического кирпича АО «Норский керамический завод» рассмотрим, как изменяется минеральный состав и строение основной массы в процессе обжига.

Минералогическими методами анализа (оптическая микроскопия, рентгенография, рентгенотомография, электронная микроскопия) прослежено, как изменяется фазовый состав изделия. Исходная шихта сформирована кварцем, кальцитом, мусковитом, каолинитом, монтмориллонитом, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, доломитом, гидрослюдой (иллитом) и клинохлором. По мере повышения температуры обжига фазовый состав изменяется — полностью исчезают кальцит, доломит, аморфизуются глинистые минералы. Полевой шпат в различной степени оплавляется — отдельные зерна характеризуются оплавленной каймой, другие — аморфизованной центральной частью. Кварц становится трещиноватым, у отдельных зерен отмечаются каймы кристобалита. Появляются новые минеральные фазы: диопсид, энстатит, волластонит, мелилит и муллит. Все новообразованные минеральные фазы характеризуются мелкокристаллическим стро-



а **б**

Структура основной массы, характеризующейся наличием мельчайших пор. Температура обжига 420° С

ением, поэтому для их изучения используются методы растровой электронной микроскопии и рентгенографического фазового анализа. Под воздействием температуры изменяется характер пористости основной массы — мелкие поры сливаются, становятся округлыми (рисунок а, б), что говорит о спекании, аморфизации основной массы и появлении стеклофазы. На стенках отдельных пор выявлены хорошо образованные кристаллы муллита.

Методические подходы к диагностике хризотил-асбеста в антропогенных экосистемах

В. Е. Жукова, Е. Г. Ожогина, Н. А. Сычева, Ю. Н. Шувалова, О. А. Якушина

ВИМС, Москва; *vera_fram@mail.ru*

В последние десятилетия обострилась проблема присутствия асбеста в антропогенных экосистемах. Следует уточнить, что понятие асбест в большинстве своем сегодня используется в качестве собирательного названия тонковолокнистых минералов класса силикатов (группы серпентина и амфибола), образующих агрегаты, сформированные тончайшими гибкими волокнами.

Наибольшую опасность представляет амфибол-асбест (амозит, крокидолит, антофиллит, актинолит, тремолит). Обладая кислотостойкостью, эти минералы практически не выводятся из организма человека и способствуют развитию легочных заболеваний. Поэтому в 1989 г. Всемирная организация здравоохранения рекомендовала запретить использование амфибол-асбеста, и сегодня его добыча и использование запрещены во всем мире.

Вопрос о запрете применения хризотил-асбеста неоднократно обсуждался в рамках Роттердамской конвенции. В прошлом году решение о запрете его использования в очередной раз было отложено на два года. Хризотил-асбест, широко применяемый в стройиндустрии многих стран, представляет наименьшую опасность, так как он легко разлагается под действием кислот (даже слабых кислот тканевых жидкостей), и поэтому быстрее выводится из организма человека. Согласно последним исследованиям ведущих токсикологических лабораторий Швейцарии, Германии и США, хризотил является самым безопасным волокном из всех разновидностей асбеста, и даже искусственных заменителей и натуральных волокон (целлюлоза), так как быстрее других выводится из легких. Однако в Европе уже давно хризотил не применяется в строительстве, а в США, где нет запрета на его использование, уже не первое десятилетие идет кампания по извлечению минерала из существующих строений.

В настоящее время остро стоит вопрос идентификации асбеста в антропогенных (искусственных) экосистемах. Диагностика минералов групп серпентина и амфибола в природных (естественных) экосистемах не представля-

ет методических трудностей. Минералы надежно определяются и количественно оцениваются в горных породах, рудах и продуктах их обогащения методами минералогического анализа (рентгенографическим, оптико-минералогическим и оптико-петрографическим). Количество искусственных сред, которые потенциально могут содержать хризотил-асбест, постоянно увеличивается. Сегодня объектами исследования становятся штукатурки, газобетоны, потолочные перекрытия, гипсовые и керамические плитки, пыль, сметы с различных поверхностей, мембранные и воздушные фильтры промышленных предприятий, тормозные колодки и т.п. Особо уделяется внимание определению хризотил-асбеста в депонирующих средах: воздухе и воде.

В изделиях и пыли, содержащих хризотил-асбест в количестве более 5 %, диагностика и количественная оценка минерала может быть осуществлена рентгенографическим анализом. При этом следует учитывать специфику подготовки проб к анализу. Волокнистое строение серпентина, наличие искусственных волокон весьма негативно влияют на измельчение и гомогенность пробы, а, следовательно, на результаты анализа.

Как показал опыт, надежная диагностика хризотила в строительных материалах и конструкциях возможна оптико-минералогическим методом в дезинтегрированном материале с привлечением иммерсионных жидкостей с различными показателями преломления. Этот же метод используется для диагностики минерала в тормозных колодках, в которых хризотил присутствует в весьма незначительных количествах (обычно одно волокно).

Большая неоднозначность в определение хризотила отмечается в воздухе. При едином мнении, что к респирабельным асбестовым волокнам относятся волокна длиной более 5 мкм, диаметром (шириной) менее 3 мкм и удлинением более чем 3:1, в различных областях существуют различные способы анализа воздуха. Согласно Национальному стандарту РФ определение волокон хризотила в воздухе замкнутых помещений проводится методами оптической и аналитической электронной микроскопии. В качестве дополнительного метода в некоторых организациях применяется рентгеноспектральный микроанализ. Респирабельные волокна различного генезиса анализируются на содержание магния, на основании чего их относят к асбесту.

Основным методом определения хризотил-асбеста является оптическая микроскопия. В этом случае анализируются оптические препараты, представляющие собой слайды с твердофазными частицами, отобранными из воздуха. Следует отметить, что отбор проб проводится по специальным методикам на фильтры, которые затем растворяются преимущественно в парах ацетона. Диагностика и подсчет респирабельных волокон, в том числе хризотила, проводится с помощью фазово-контрастного и поляризационного микроскопов (при необходимости с применением иммерсионных жидкостей). По нашему мнению, этот метод является наиболее достоверным. В случаях более глубокого анализа (изучения) твердофазных частиц воздуха бытовых, производственных помещений, автострад, железных дорог, карьеров и прочее можно использовать методы аналитической микроскопии, позволяющие получить информацию о строении волокон.

Использование метаосадочных пород рифейско-вендского субстрата Среднего Тимана

В. Н. Землянский[1], В. А. Копейкин[1], В. А. Лебедев[2]

[1]УГТУ, Ухта; *vkopeikin@ugtu.ne, vzemluynskii@ugtu.net*
[2]ООО «Геолог-1», Ухта; *vlebedev@ugtu.net*

Многолетние геологические исследования Тиманского региона, выполняемые Ухтинской ГРЭ с 1958 г., с привлечением данных предыдущих исследователей, позволили открыть ряд важных рудопроявлений и месторождений. Уточнено геологическое, стратиграфическое, тектоническое строение региона. Открыты редкоземельно-редкометальные проявления Четласского камня, богатые золото-алмазные и лейкоксен-титановые россыпи в подошве платформенного чехла Среднего и Южного Тимана (Пижемское и Ярегское россыпные поля с запасами мирового уровня), крупные месторождения латеритных бокситов на восточном обрамлении Цилемско-Четласского вала (Ворыквинский рудный узел, Заостровская группа залежей, Ямозерско-Светлинская рудная зона) и менее значимые бокситорудные площади Южного Тимана в составе осадочного горизонта (Тимшерско-Пузлинская, Кедвинская, Ижемская, Верхне-Ухтинская, Лоимская и другие). Детальные поисковые и разведочные работы на перспективных площадях с подготовкой латеритных бокситов Среднего Тимана к промышленному освоению (действующий с 2003 г. рудник СТБР ОАО Боксит Тимана сопровождались детальной групповой геологической съёмкой масштаба 1:50000 по наиболее важным рудоносным районам, технологическими и тематическими исследованиями и внесли много нового в познание геологии региона с его сложной эволюцией во времени.

Не стал исключением в этом отношении и древний складчато-метаморфический фундамент региона, являвшийся материнским для площадных латеритных кор выветривания девонского возраста на выступающих блоках палеорельефа и источником ряда элементов в продуктах выветривания и переотложения (золото, платиноиды, редкие земли и металлы, титан, фосфор, марганец и некоторые другие) [1]. Попутному изучению в составе ворыквинской, павьюгской и паунской свит верхнего рифея складчатого основания подверглись такие своеобразные коренные и вторично преобразованные породы, как фосфорные, марганценосные известняки и доломиты, метамергели, редкоземельные-редкометальные щелочные метасоматиты. Были выявлены высокоуглеродистые платино-титаноносные сланцы паунской свиты с наложенной серебро-свинцово-цинковой минерализацией (проявления Глубокое и Водораздельное Верхне-Щугорского участка Светлинской площади. Маложелезистые продукты выветривания и обеления (бокситы, аллиты, каолинитовые глины), чистые известняки и доломиты, углистые сланцы подвергались попутным лабораторно-технологическим и полузаводским исследованиям на предмет их пригодности для производства термовысокостойких огеупоров ответственного назначения, сверхпрочной муллитовой и углеродисто-графитовой керамики, щебня в морозостойкие бетоны и для отсыпки железнодорожного полотна, минеральных вяжущих веществ и т. д.

Среди пород рифейско-вендского субстрата особое значение приобретают черные углеродистые сланцы (от 1.5 до 20 % $C_{орг}$ при средних содержаниях в отдельных прослоях не менее 8—10 %), залегающие в виде выдержанного горизонта от 35 до 70 и более м в подошве паунской свиты. Вверх по разрезу они тонко переслаиваются и постепенно переходят в углистые или строматолитовые известняки и доломиты мощностью до 350—400 м, в которых дисперсная углистая примесь рассеяна по всей массе или заполняет межзерновое пространство перекристаллизованных, метасоматически преобразованных карбонатных толщ.

При региональном динамометаморфизме углистые сланцы приобретают графит-шунгит-серицит-хлоритовый состав и в отдельных прослоях отличаются повышенной глинозёмистостью (до 30—38 % Al_2O_3 из-за существенной примеси серицита, дамурита, иногда при близком к аллитному соотношению с кремнезёмом). Лабораторно-технологическими исследованиями подтверждена их пригодность для получения глинозёма и вяжущих веществ методом спекания и выщелачивания. Дополнительную ценность придают значимые примеси галлия, ванадия, рубидия, скандия, цезия и лития, доступные попутному извлечению и переработке с обогащением. В технологическом отноше-

нии аналогичные породы Карелии широко используются для производства армированного графитолита, стойкого к агрессивным средам; в металлургии и химической промышленности в качестве углеродистых и графитовых огнеупоров (футеровка доменных печей, вакуумных и разливочных ковшей, плавильных печей цветных металлов). Шунгитовые разности черных сланцев пригодны для получения шунгизитового заполнителя в стойкие бетоны [2].

Средне-Тиманские углеродистые сланцы по ряду показателей превосходят Карельские. Но целенаправленному геологическому изучению они не подвергались и остаются не востребованными. Они весьма широко распространены по всему восточному обрамлению Четласско-Цилемского вала и залегают вблизи земной поверхности, иногда под маломощным слоем рыхлых четвертичных осадков. Полоса их приповерхностного распространения протягивается от Верхне-Щугорского месторождения бокситов до северного замыкания Верхне-Цилемской депрессии почти на 200 км при ширине выходов под четвертичные отложения от первых сотен метров до 1.5 км. Их потенциальные ресурсы и качественные параметры детально не изучены, поэтому следует обратить особое внимание на этот весьма перспективный вид природного минерального сырья на территории Республики Коми, приобретающий всё большее значение для современных технологий (высокопрочные композиционные материалы, специальная керамика, огнеупоры ответственного назначения, электротехника, нанотехнологии, космонавтика и оборонная промышленность). Участками в пределах Верхне-Щугорской, Светлинской, Верхне-Бобровской, Ямозерской, отчасти Заостровской площади углеродистые сланцы в переслаивании с известковистыми или на контакте с подстилающими карбонатными толщами и щелочными метасоматитами давали при девонском латеритном выветривании высокоглинозёмистые маложелезистые бокситы, представляющие уникальное высококачественное огнеупорное сырьё.

Промышленное значение имеют и многие другие производные рифейско-вендского складчато-метаморфического фундамента Среднего Тимана: высокопрочные кварциты и кварцитопесчаники светлинской и павьюгской свит Четласского камня, чистые доломиты и известняки ворыквинской, павьюгской свит его восточного обрамления, пригодные для цементного производства, облицовочно-строительных целей, в качестве заполнителей в бетоны и отсыпки дорожного полотна. Наиболее качественные их разности показали соответствие всем требованиям ГОСТов. Несмотря на их очевидное промышленное значение и практически неограниченные ресурсы, в сложившейся экономической ситуации в Республике пока используются более близкие к центру и разведанные источники минерального сырья. С развитием Арктического Севера России это сырьё может быть востребовано.

Литература

1. Лебедев В. А., Землянский В. Н. Рифейско-вендский складчатый фундамент СреднегоТимана. Ухта, УГТУ, 2016. 274 с.

2. Землянский В. Н. Строительные материалы с использованием попутных пород бокситовых и титановых руд на Севере. Ухта, УГТУ, 2002. 144 с.

Производство кварца высокой чистоты в Индии и Китае

В. Д. Игнатьев

НТИМИ, Москва; *vdignatiev0@gmail.com*

Известно, что применение кварца в высокотехнологичных отраслях промышленности ограничивается степенью его очистки от примесей. В порядке повышения степени чистоты, существуют несколько коммерческих марок высокочистого кварца: низкой (99.950 %), средней (99.990 %), высокой (99.997 %) и сверхвысокой (99.999 % и более) степени.

Минерально-сырьевая база для производства высокочистого кварца в Индии и Китае включает месторождения песчаников, жильного кварца, хрусталя, кварцитов. На протяжении последних десяти лет проводятся интенсивные исследования использования данных видов сырья для получения концентратов кварца высокой чистоты и других продуктов.

Технологические схемы обогащения кварцевого сырья и производства высокочистого кварца включают процессы измельчения, классификации, флотации, гравитационной, электростатической и магнитной сепарации, обжига и плавления, химического растворения примесей с использованием соляной, серной и фтористой кислот, хлорирования и карботермического восстановления концентратов.

Например, сотрудники South West University of Science and Technology (Mianyuang, провинция Sichuan) исследовали возможность получения высокочистого кварца из кварцитов района Huabowan провинции Quinghai путем флотации и кислотного выщелачивания (для удаления мусковита) с последующей ультразвуковой очисткой и добились чистоты в 99.99 % диоксида кремния [1]. Порошок кварца с содержанием SiO_2 99.95 % получен путем размола в шаровых мельницах и кислотного выщелачивания кварцевых песчаников района Jiangyou провинции Sichuan [2]. В исследовании сотрудников Wuhan University of Technology жильный кварц из провинции Hubei, содержащий примеси полевых шпатов, слюды, оксидов железа и газово-жидкие включения, очищен до содержания диоксида кремния 99.993 % с помощью высокоградиентной магнитной сепарации и кислотного выщелачивания (HCl+HF) при повышенной температуре [3].

Литература

1. Wu Xiao et al. Experimental Research on Purification of High Grade Quartzite as high purity quartz raw material // Non-metallic mines. 2017. V. 40. № 1. P. 68—74.

2. Hou Bo et al. Experimental study on the preparation of high purity silicon powder with quartz sandstone from Jiangyou Sichuan province // Non-metallic mines. 2016. V. 39. № 4. P. 5—7.

3. Xiong Kang et al. Process and mechanism of high purity quartz prepared by mixed acid leaching // Non-metallic mines. 2016. V. 39. № 3. P. 60—62.

К вопросу использования полимерных связующих для консолидации пылеватых частиц глинистых пород

Э. М. Ишмухаметов, А. В. Абзалилова, М. В. Никулина, П. С. Баскаков

БГТУ им. В. Г. Шухова, Белгород; *lj-masha@mail.ru*

Как известно, эксплуатация дорожного полотна часто сопровождается повышенным пылеобразованием. Это, в свою очередь, приводит как снижению производительности предприятий, расположенных вблизи, так и негативно сказывается на здоровье человека. В случае грунтовых дорог, которые характеризуются высоким содержанием глинистых частиц, наиболее рациональным способом пылеподавления будет обработка поверхности профилактическими связующими составами на основе клеящих материалов и химических реагентов. В связи с этим актуальным является изучения взаимодействия пылеватых частиц глинистых пород с полимерными связующими [1].

На сегодняшний день существуют различные водорастворимые полимеры, используемые в качестве связующих для консолидации мелкодисперсных глинистых частиц. В частности такие водорастворимые полимеры могут быть получены на основе следующих мономеров: акрилонитрил, акриловая и метакриловая кислоты, акрилаты и другие. Примером могут служить полиакриламидные препараты, на растворимость которых благоприятно влияют амидные и карбоксильные группы. Характерной особенностью таких полимеров является минимальная температура пленкообразования от –5 до 25 °С [2].

Также в качестве дополнительного пленкообразователя и гидрофобизирующего агента используются водные эмульсии силиконовых смол, однако они отличаются высокой стоимостью, что не всегда экономически целесообразно.

Необходимость химического изменения функциональных групп макромолекул при сохранении степени полимеризации исходного полимера обусловило появление водорастворимых полимеров синтетического происхождения, для которых не существует мономера. В качестве наиболее широко используемых можно выделить — поливиниловый спирт, поливинилмеркаптан, поливиниламин. Для синтеза водорастворимых полимеров подходят полимеры с реакционноактивными функциональными группами, например, полиальдегиды, поликетоны, полиакролеин, полиакрилонитрил, поливинилсульфохлориды, поливинилсульфофториды.

В качестве профилактических составов для консолидации пылеватых частиц также могут быть использованы алкидные эмульсии. Алкидные полимеры содержат значительное количество звеньев насыщенных жирных кислот, не растворимы в воде, поэтому необходимо использовать сильные ПАВ для эмульгирования, которые в конечном итоге снижают водостойкость получаемой пленки. Для ускорения пленкообразования алкидные составы требуют использования сиккативов, что делает получаемую пленку хрупкой. Существуют «гибридные» композиции водоразбавляемых алкидных смол и водных дисперсий, например, сополимеров стирола [3].

Также для поверхностной обработки грунтовых дорог применяются двухкомпонентные системы, представляющие собой мономеры, отверждаемые в водных средах. Полиуретановые составы имеют устойчивую к большинству воздействий пленку, но сложны в использовании. Эпоксидные водоэмульсионные двухкомпонентные составы обладают малой жизнеспособностью и требуют большого количества эмульгатора, что снижает влагостойкость пленки. Для модификации таких составов используют полиоксиалкиленмоноамины, которые встраиваются в трехмерную структуру полимера, минимизируя негативные свойства эмульгатора [4].

Таким образом, представленный выше анализ полимерных связующих, используемых для обработки грунтовых дорог, позволяет произвести подбор компонентов пылеулавливающих пропиток в зависимости от конкретных условий их применения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента для научных школ НШ-2584.2020.8 с использованием оборудования Центра Высоких Технологий БГТУ им. В. Г. Шухова.

Литература

1. Гайда Ю. В., Айзенштадт А. М., Строкова В. В., Нелюбова В. В. Оптимизация процесса полимеризации глиоксаля — компонента органоминеральной добавки для укрепления песчаных грунтов // Вестник Белгородского государственного технологического университета им. В. Г. Шухова. 2016. № 5. С. 6—10.

2. Бондаренко Д. О., Строкова В. В., Рыкунов А. М. Оценка пигментной емкости акриловых дисперсий в зависимости от их мономерного состава // Наукоемкие технологии функциональных материалов: Тезисы докладов III международной научно-технической конференции. 2016. С. 93—94.

3. Бондаренко Д. О., Баскаков П. С., Строкова В. В., Рыкунов А. М. Исследование основных характеристик стирол-акриловых дисперсий // Наукоемкие технологии и инновации: сборник докладов Международной научно-практической конференции. 2016. С. 33—36.

4. Ищенко А. В., Баскаков П. С., Строкова В. В., Молчанов А. О. Разработка критерия сравнительной оценки неионогенных пав как эмульгаторов дисперсных систем // Успехи современного естествознания. 2018. № 8. С. 18—23.

Рациональное использование нефритсодержащего сырья

Е. В. Кислов[1,2], Л. И. Худякова[3]

[1]Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ; *evg-kislov@ya.ru*
[2]Бурятский государственный университет; Улан-Удэ
[3]Байкальский институт природопользования СО РАН

Увеличение доходов населения обуславливает повышенный интерес в том числе и к ювелирно-поделочным камням. Один из наиболее популярных нефрит, особенно востребованный в Китае, где он ценится не меньше золота и драгоценных камней. Самые востребованные просвечивающий белый и шпинатно-зеленый нефрит с минимальным количеством рудных минералов.

Месторождения нефрита относятся к двум эндогенным геолого-промышленным типам: апосерпентинитовые метасоматиты офиолитов (апоультрамафитовый) и аподоломитовые тремолит-кальцитовые магнезиальные скарны (апокарбонатный). Месторождения первого типа — источник зеленого нефрита, месторождения второго типа дают светлоокрашенный нефрит. Экзогенная формация россыпей, как правило, аллювиальных, приурочена к коренным источниками [1].

В России на 1 января 2018 г. балансом учтены 23 месторождения нефрита. В Бурятии находятся 17. Добыча нефрита ведется только в Бурятии на восьми месторождениях. Повышенный интерес к этому камню вызывает повышенный ажиотаж, незаконную добычу и освоение новых месторождений.

В то же время, открытые горные работы сопровождаются образованием огромного количества вскрышных, вмещающих и некондиционных пород. Формируя отвалы, они отрицательно воздействуют на окружающую среду, загрязняя все ее компоненты [2]. При добыче нефрита извлекается значительное количество вскрышных и вмещающих пород, даже добытый нефрит-сырец более чем на 70 % относится к некондиционному сырью. Оно не только невостребовано, но и негативно воздействует на окружающую среду. Это требует поиска путей его использования с получением дополнительной продукции. Кроме того, утилизация такого сырья предотвратит его расхищение и вовлечение в незаконный оборот.

Хотя некондиционный нефрит можно использовать в качестве банного камня, пролонгированного удобрения для территорий с недостатком кальция и магния, сырья для каменного литья, он остается лежать в отвалах. В связи с этим остается актуальной проблема его применения в промышленности. Проводимые исследования показали перспективность использования данных пород в производстве строительных материалов.

Объектом исследований был некондиционный апоультрамафитовый нефрит Улан-Ходинского месторождения, расположенного в юго-восточной части Восточного Саяна [3]. Были изучены основные свойства некондиционного нефрита. Установлено, что щебень из него имеет высокое качество и может быть использован для получения тяжелых бетонов и выполнения различных видов строительных работ. Полученные бетоны обладают повышенной прочностью и плотностью по сравнению с обычным материалом на гранитном щебне, что дает возможность изготавливать из них фундаментные блоки и внутренние стеновые панели, а также проводить бетонные работы.

Проведены исследования по использованию некондиционного нефрита в качестве минеральной добавки при получении цементных вяжущих материалов. Показано, что физико-химические характеристики вяжущих композиций зависят от количества добавки нефрита в состав шихты и времени измельчения сырьевой смеси. Установлено, что оптимальные технологические параметры получения новых видов композиционных материалов, удовлетворяющие требованиям ГОСТ 10178-85 «Портландцемент и шлакопортландцемент. Технические условия»: время измельчения сырьевой смеси — 10 мин. при добавке 30 % нефрита.

Таким образом, в процессе выполнения работы установлено, что некондиционный нефрит представляет собой перспективный сырьевой материал для получения новых видов бетонов и композиционных вяжущих материалов с хорошими эксплуатационными характеристиками. Использование его в промышленности позволит сократить количество складируемых пород в отвалах, тем самым снижая негативное воздействие на окружающую среду. Комплексное использование нефритсодержа-

щего сырья позволит рационально использовать природные ресурсы, получая, при этом, дополнительную прибыль, а также создавать «зеленые» горнодобывающие предприятия.

Литература

1. Кислов Е. В. Минерально-сырьевая база нефрита Бурятии: современное состояние, проблемы и перспективы // Металлогения древних и современных океанов — 2017. Миасс: ИМинУрО РАН, 2017. С. 33—37.

2. Jain M. K., Das A. Impact of mine waste leachates on aquatic environment: A review // Current Pollution Reports. 2017. V. 3. P. 31—37.

3. Малышев А. В., Кислов Е. В. Геология Улан-Ходинского месторождения апоультрамафитового нефрита (юго-восточная часть Восточного Саяна) // Металлогения древних и современных океанов — 2015. Миасс: ИМинУрО РАН, 2015. С. 220—223.

Твердофазное превращение минералов в процессе окислительного обжига титаномагнетитовых руд Медведевского месторождения

М. С. Колкова[1], Е. А. Горбатова[2], Б. И. Пирогов[2], А. В. Иоспа[2]

[1]ООО «ИТМ», Магнитогорск; *sibra115@bk.ru*

[2]ВИМС, Москва; *lena_gorbatova@mail.ru, pirogov_bi@inbox.ru, ada_heals@mail.ru*

Железо-титановые руды магматогенного генезиса — один из основных источников сырья для черной металлургии. В настоящее время перерабатываются руды только с низким содержанием титана. Получение кондиционных продуктов обогащения высокотитанистых руд на современном этапе затруднительно. Перспективным направлением в переработке титаномагнетитового концентрата является восстановительный обжиг, где конечными продуктами восстановления представлены металлическим железом и комплексным оксидом титана (Ti^{4+}, Ti^{3+}, Ti^{2+}) [1, 2].

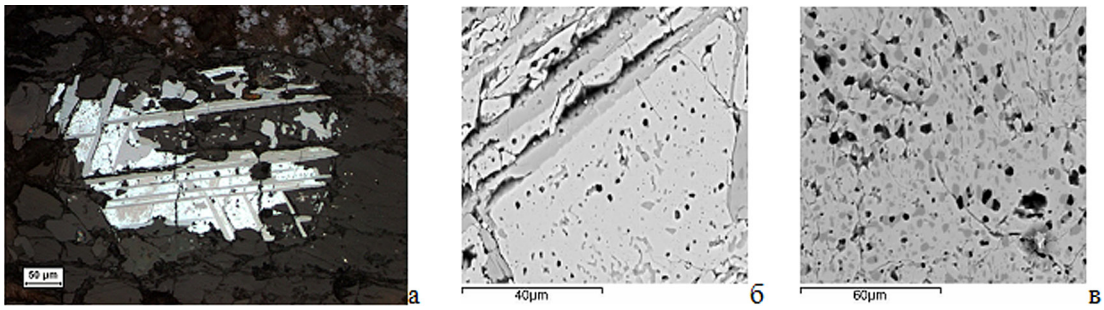
Окислительным обжигом ильменит-титаномагнетитовых и титаномагнетитовых руд занималась целая плеяда ученых мира. Экспериментально установлен механизм окисления ильменита и титаномагнетита с образованием более устойчивых минеральных фаз гематита, псевдобрукита и рутила. Изучен процесс гомогенизации рудных агрегатов в различном временном диапазоне и температурных режимах [3]. В связи с этим, повышенный интерес проявляется к окислительному обжигу титаномагнетитовых руд.

В качестве объекта исследования рассматривалась окисленная вкрапленная титаномагнетитовая руда Медведевского месторождения габбро-диабазовой формации [4], представляющая собой среднезернистый меланократовый амфиболизированный и соссюритизированный габбро-норит с рудной минерализацией. Текстура руды — вкрапленная, участками пятнистого сложения. Структура — сидеронитовая, интерстиционная, коррозионная, распад твердых растворов ряда магнетит-ильменит и гематит-ильменит.

Рудные минералы — магнетит и ильменит, встречаются, большей частью, в виде минерального агрегата — титаномагнетита. Неоднородность титаномагнетита проявляется в виде разнообразных структур распада твердого раствора (паркетной, решетчатой и др.) и осложняется процессами мартитизации — замещениями магнетита гематитом.

С окислением титаномагнетита увеличивается гетерогенность минерального агрегата с образованием новых минеральных фаз — гематита, что открывает возможность продолжения природного процесса в металлургическом переделе. Эксперимент по окислительному обжигу руды проводился в три этапа, включающий последовательную термическую обработку проб в течение 24, 48 и 72 ч.

В период нагрева руды по данным минералого-аналитических исследований протекают процессы окисления, сопровождающиеся твердофазными превращениями минералов и перераспределением химических элементов между отдельными минеральными фазами с образованием более устойчивых соединений — гематита, псевдобрукита и рутила (рисунок).



Изменение структурной и фазовой неоднородности микроагрегатов исходного мартитизированного титаномагнетита (а) → псевдобрукит-гематита (б) → рутил-псевдобрукита (в). Отраженный свет, николи параллельны (а); изображение в отраженных электронах (б, в)

Установлено, что мартитизированный титаномагнетит полностью переходит в микроагрегаты псевдобрукит-гематитового состава, характеризующиеся сложной структурной и фазовой неоднородностью. Ильменит, как самостоятельная фаза, преобразован в сложные мелкозернистые агрегаты рутил-псевдобрукитового состава с увеличением объема, что предопределило геохимическую неоднородность по соотношению Fe и Ti.

Прослежена эволюция строения псевдобрукит-гематитовых микроагрегатов, выраженная в постепенной гомогенезации основного минерала — гематита с изменением временного интервала эксперимента. При диффузионном процессе происходило перераспределение минерального вещества в пространстве с последующим очищением гематита от псевдобрукита и укрупнением его выделений.

Литература

1. Dourxreur L. Experimental evidence for the exsolution of ilmenite from titaniferous spinel. [American Mineralogist], Vol. 80. Pp. 968—981, 1995.

2. Mohamed H. H. Mahmoud, Mahmoud M. Hessien, Abdulrahman Alhadhrami, and Adel A. [Gobouri. Physicochem. Probl. Miner. Process.], 55(1), 2019, pp. 290—300.

3. Цветков А. Н., Мясников В. С., Щепочкина Н. И., Матвеева Н. А. О природе пластинчатых образований в титаномагнетите // Известия академии наук СССР. Изд-во: Наука, 1965. № 2. С. 16—32.

4. Холоднов В. В., Бочарникова Т. Д., Шагалов Е. С. Состав, возраст и генезис магнетит-ильменитовых руд среднерифейского стратифицированного Медведевского массива (Кусинско-Копанский комплекс Южного Урала) // Литосфера. 2012. № 5. С. 145—165.

Стандартная свободная энергия Гиббса ($\Delta G^{o}f_{298.15}$, *Дж/моль*) ионов лантана в водном растворе

В. А. Копейкин

УГТУ, Ухта; *vkopeikin@ugtu.net*

Лантан (La) — название от греческого слова lanthanein — скрываться. Открыт в 1839 г. шведским химиком Карлом Густавом Мозандером. Атомный номер 57. Атомный вес 138.9055. Представлен лантан двумя изотопами — ^{138}La (0.089 %, радиоактивен, период полураспада $T_{1/2} = 1.35\times10^{11}$ лет) и ^{139}La (99.911 %, стабилен).

Атомный радиус 18.7 нм. Типичный ион — La^{3+} (радиус 10.3 нм). Со всеми элементами лантаноидной группы проявляет хороший изовалентный изоморфизм. С ионами Ca^{2+}, Th^{4+}, U^{4+} наблюдается совершенный гетеровалентный изоморфизм, с ионами K^{+}, Sr^{2+}, Ba^{2+} — несовершенный.

Среднее содержание лантана в каменных метеоритах 3×10^{-5} вес. %, в породах: основных 27, кислых 60, в земной коре 32.3×10^{-4} вес. % [13]. Содержание La в морской воде около 3×10^{-6} мг/л. В бокситах содержание лантана по данным [2] 60 г/т, по [1] 31 г/т. В коре выветривания в её нижней, глинистой зоне, содержание La доходит до 760 г/т [8].

Лантан используется в производстве специальных сталей, оптических стекол, люми-

нофоров, фотокатодов, сверхпроводников. Увеличивает урожайность. Для удаления кислорода из 1 т расплавленной стали нужен всего 1 кг лантана. Из смеси лантана, церия и железа делают кремни для зажигалок. Этим же составом покрывают трассирующие снаряды, и они от трения о воздух видны в полёте.

Чистый лантан (> 99.9 %) в атомной промышленности применяют для извлечения из отработанного ядерного топлива плутония, для чего в расплавленный уран добавляют расплавленный лантан, который поглощает из урана плутоний и всплывает на поверхность жидкого урана. С ураном лантан не смешивается. Поэтому физики называют лантан отцом атомного оружия.

Из этого краткого упоминания о применении лантана следует необходимость изучения его поведения в процессах выветривания и возможного его накопления в бокситах [8]. Эти данные можно получить методом физико-химического моделирования на ЭВМ [5], в котором используются сведения о свободной энергии ($\Delta G^o f_{(298)}$) всех участвующих в процессе соединений.

$\Delta G^o f_{(298)}$ иона $La^{3+}_{(p\text{-}p)}$ взята нами по рекомендации [14] и равна –686176 Дж/моль. Энергии других ионов (сульфатов, оснований, карбонатов, гидрокарбонатов, фторидов и хлоридов) вычислены по константам ступенчатой диссоциации (табл. 1), приведённых [7]. Рекомендуемые в [7] константы весьма близки к экспериментальным, например, для сульфатов La^{3+} pK_1^0 рекомендуемое равно 3.77, а экспериментальное 3.64; pK_2^0 рекомендуемое равно 2.41, а экспериментальное 1.65 [15, 16].

Например, реакция диссоциация основания лантана по первой ступени:

$La(OH)^{2+}_{(p\text{-}p)} = La^{3+}_{(p\text{-}p)} + OH^-_{(p\text{-}p)}$ (1) $pK_1^0 = 5.50$; $\Delta G^o_{R1} = 5.5 \times 5708 = 31394$ Дж/моль

по второй ступени: $La(OH)_2^{+}_{(p\text{-}p)} = La(OH)^{2+}_{(p\text{-}p)} + OH^-_{(p\text{-}p)}$ (2) $pK_2^0 = 4.64$

по третьей ступени: $La(OH)_3^0{}_{(p\text{-}p)} = La(OH)_2^{+}_{(p\text{-}p)} + OH^-_{(p\text{-}p)}$ (3) $pK_3^0 = 3.90$

по четвертой ступени: $La(OH)_4^-{}_{(p\text{-}p)} = La(OH)_3^0{}_{(p\text{-}p)} + OH^-_{(p\text{-}p)}$ (4) $pK_4 = 2.70$

Используя принятые нами значения свободной энергии $La^{+3}_{(p\text{-}p)} = -686176$ Дж/моль и $OH^-_{(p\text{-}p)} = -157262$ Дж/моль, получим величину свободной энергии ионов $\Delta G^o f_{(298)}$ $La(OH)^{2+}_{(p\text{-}p)} = -874832$ Дж/моль, $\Delta G^o f_{(298)}$ $La(OH)_2^{+}_{(p\text{-}p)} = -1058579$ Дж/моль, $\Delta G^o f_{(298)}$ $La(OH)_3^0{}_{(p\text{-}p)} = -1238102$ Дж/моль и $\Delta G^o f_{(298)}$ $Ag(OH)_4^-{}_{(p\text{-}p)} = -1410776$ Дж/моль.

Для реакции $LaS_2O_3^+ = La^{+3} + S_2O_3^{2-}$ (5) по данным [Лурье] $pK_1^0 = -2.99$.

Свободная энергия данной реакции $\Delta G^o_{R1} = -2.99 \times 5708 = -17067$ Дж/моль. Отсюда $\Delta G^o f_{(298)}$ $LaS_2O_3^+{}_{(p\text{-}p)} = -1191691$ Дж/моль

Для реакции $LaNO_3^{2+} = La^{+3} + NO_3^-$ (6) по данным [9] lgR = –0.24 при ионной силе 1. При нулевой ионной силе lgR = 0.36 (пересчет по [9]).

Свободная энергия данной реакции $\Delta G^o_{R1} = 0.36 \times 5708 = 2055$ Дж/моль. Отсюда $\Delta G^o f_{(298)}$ $LaNO_3^{2+}{}_{(p\text{-}p)} = -731764$ Дж/моль. ($\Delta G^o f_{(298)}$ $NO_3^{2-}{}_{(p\text{-}p)}$ по [12]).

В справочнике [11] дано значение $\Delta G^o f_{(298)}$ $LaH_2PO_4^{2+}{}_{(p\text{-}p)} = -1821713$ Дж/моль и $\Delta G^o f_{(298)}$ $H_2PO_4^{2+}{}_{(p\text{-}p)} = -1289885$ Дж/моль. Однако величина свободной энергии для иона $H_2PO_4^{2+}{}_{(p\text{-}p)}$ справочника [11] отличается от рекомендации [7] и [10]: –1130266 Дж/моль. Поскольку за основу нами взяты данные [7], то с учетом этого расхождения принятое значение $\Delta G^o f_{(298)}$ $LaH_2PO_4^{2+}{}_{(p\text{-}p)} = -1662094$ Дж/моль.

Данные по свободной энергии комплексов лантана с органикой взяты по [11].

В табл. 2 представлены данные по свободной энергии 32 ионов и комплексов лантана в водном растворе.

Таблица 1. Значения pi_n^o диссоциации лигандов La^{+3} при 25 °С и 1 бар

Лиганд/pi_n^o	$\Delta G^o f_{(298)}$ Дж/моль	pK_1^0	pK_2^0	pK_3^0	pK_4^0
OH^-	–157262	5.50	4.64	3.90	2.70
SO_4^{-2}	–744459	3.77	2.41	0.43	□
HCO_3^-	–586870	1.68	1.25	0.62	□
CO_3^{-2}	–527983	6.16	5.11	□	□
Cl^-	–131290	0.80	–0.55	–1.01	–1.87
F^-	–281751	3.60	3.12	2.79	1.83
NO_3^-	–43522	–0.36	□	□	□
$S_2O_3^{2-}$	–522582	–2.99	–	–	–

Таблица 2. Значения стандартной свободной энергии Гиббса $\Delta G^{o}f_{(298)}$ Дж/моль для соединений лантана

Ион, соединение	$\Delta G^{o}f_{(298)}$ Дж/моль	Ион, соединение	$\Delta G^{o}f_{(298)}$ Дж/моль	Ион, соединение	$\Delta G^{o}f_{(298)}$ Дж/моль
H_2O(ж)	–237141	$LaOH^{+2}_{(р-р)}$	–874832	$LaH_2PO_4^{2+}_{(р-р)}$	–1662094
La (к)	0	$La(OH)_2^{+}_{(р-р)}$	–1058579	$La(CH_3COO)^{2+}_{(р-р)}$	–1067087
$La^{+3}_{(р-р)}$	–686176	$La(OH)_3^{0}_{(р-р)}$	–1238102	$La(CH_3COO)_2^{+}_{(р-р}$	–1446157
$LaSO_4^{+}_{(р-р)}$	–1452154	$La(OH)_4^{-}_{(р-р)}$	–1410776	$La(CH_3COO)_{3(р-р)}$	–1821044
$La(SO_4)_2^{-}_{(р-р)}$	–2210370	$LaCO_3^{+}_{(р-р)}$	–1249320	$La(CH_2OHCOO)^{2+}_{(р-р)}$	–1349340
$La(SO_4)_3^{3-}_{(р-р)}$	–2957283	$La(CO_3)_2^{-}_{(р-р)}$	–1806471	$La(CH_2OHCOO)_2^{+}_{(р-р)}$	–1991165
$LaS_2O_3^{+}_{(р-р)}$	–1191691	$LaHCO_3^{2+}_{(р-р)}$	–1282635	$CO_3^{2-}_{(р-р)}$	–586870
$LaCl^{+2}_{(р-р)}$	–822032	$La(HCO_3)_2^{+}_{(р-р)}$	–1876640	$HCO_3^{-}_{(р-р)}$	–744459
$LaCl_2^{+}_{(р-р)}$	–950183	$La(HCO_3)_3^{0}_{(р-р)}$	–2467049	SO_4^{2-}(р-р)	–1283885
$LaCl_3^{0}_{(р-р)}$	–1075707	$LaF^{2+}_{(р-р)}$	–988476	$H_2PO_4^{-}_{(р-р)}$	–1130266
$LaCl_4^{-}_{(р-р)}$	–1196323	$LaF_2^{+}_{(р-р)}$	–1288035	$C_2O_4^{-2}$(р-р)	–668879
$La(NO_3)^{2+}_{(р-р)}$	–731764	$LaF_3^{0}_{(р-р)}$	–1585718	$S_2O_3^{2-}_{(р-р)}$	–522582
$La(C_2O_4)^{+}_{(р-р)}$	–1388251	$LaF_4^{-}_{(р-р)}$	–1877908	NO_3^{-} (р-р)	–43522
$La(C_2O_4)_2^{-}_{(р-р)}$	–2080284	$F^{-}_{(р-р)}$	–281751	$Cl^{-}_{(р-р)}$	–131290
$La(C_2O_4)_3^{3-}_{(р-р)}$	–2757674	$OH^{-}_{(р-р)}$	–157262	$La_2O_{3кр.}$	–1707268
$LaPO_{4кр.}$	–1837194	$La(OH)_{3аморф.}$	–1286162		

Литература

1. Броневой В. А., Зильберминц А. В., Липин В. М., Теняков В. А. Средние коэффициенты концентрации химических элементов в бокситах // ДАН СССР. 1983. Т. 270, № 5. С. 1167—1170.

2. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 416 с.

3. Борисов М. В., Шваров Ю. В. Термодинамика геохимических процессов. Учебное пособие. М.: МГУ, 1992. 211 с.

4. Васильев В. П. Термодинамические свойства растворов электролитов: Учебное пособие. М.: Высшая школа, 1982. 320 с.

5. Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 248 с.

6. Копейкин В. А. Физико-химическая модель поведения олова в профиле выветривания. Геохимия, 2017. № 4. С. 368—371.

7. Крайнов С. Р., Рыженко Б. Н., Швец В. М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2012. 672 с.

8. Лихачев В. В. Редкометальность бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1993. 224 с.

9. Лурье Ю. Ю. Справочник по аналитической химии. М.: Химия, 1989. 448 с.

10. Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. 240 с.

11. Термические константы веществ. Справочник / Под ред. В. П. Глушко. М.: Наука. Вып. 1—10. 1965—1979.

12. Чудненко К. В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Академическое издательство ГЕО, 2010. 287 с.

13. Ярошевский А. А. Распространённость химических элементов в земной коре // Геохимия. 2006. № 1. С. 54—62.

14. Shock E. L., Helgeson H. C. Calculation of the thermodynamic and transport properties of aqueous species in high pressures and temperatures. Correlation algorithms for ionic species and equation of state pedicthions to 5 kb and 1000 °C. Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. Vol. 52, № 2. P. 2009—2036.

15. Smith R. H., Martell A. E. Critical stability constants, Vol. 4. N.Y.-L.: Plenum Press. 1977. 156 p.

16. Turner D. R., Whitefield M., Dickson A. G. The equilibrium speciation of dissolved components in freshwater and seawater at 25 °C and 1 atm pressure // Geochimica at Cosmochimica Acta. 1981. Vol. 45. № 6. P. 855—881.

Автоматизированный минералогический анализ на базе сканирующих электронных микроскопов компании Thermofisher Scientific. Развитие методов и алгоритмов анализа данных как ответ на новые вызовы технологической минералогии

О. Е. Корнейчик

Technoinfo, Москва; *geology@technoinfo.ru*

С самого момента появления сканирующей электронной микроскопии (далее СЭМ) вопрос автоматизации анализа был одним из чрезвычайно важных аспектов развития метода в целом. С появлением систем волновой, а затем и энергодисперсионной спектроскопии как базового аналитического метода на СЭМ, этот вопрос встал еще острее. Базовый анализ изображений в топографическом или фазовом контрасте был реализован во многих странах мира, включая СССР (данный вид анализа входил в комплекс видео-методов). Однако собственно совмещенный анализ изображений в фазовом контрасте (в обратно-рассеянных электронах) и данных WDS и EDS в автоматическом режиме наиболее активно развивался в Австралии (впрочем, аналогичное решение появилось и в СССР в 1980-х годах силами Кнауфа В. В.).

Результатом разработок Australian National University и коммерческих компаний (в т. ч. Intellection) стало появление алгоритмов MLA и QEMSCAN. Первый алгоритм основывался на поиске частиц протолочки в эпоксидных шайбах, используя фазовый контраст, затем каждая частица заносилась в базу данных с ее координатами, средним Z-номером и записанным рентгенофлуоресцентным спектром. Второй алгоритм (Qemscan) использовал классический петрографический подход («сканирование по сетке»). В каждой точке с заданной экспозицией накапливался рентгенофлуоресцентный спектр и Z-номер. Выходные данные обоих методов интерпретировались с помощью встроенных баз данных, что на выходе позволяло получить классифицированную базу данных частиц (точек) по образцу. В качестве основных выходных данных выступала модальная минералогия образца, общая и поминеральная гранулометрия, поминеральное распределение по сросткам (двойные, тройные сростки; сростки с определенными минералами), поминеральная доля свободной поверхности зерна.

Получаемые данные очевидно абсолютно критичны для развития лабораторной базы ГОКов, особенно в условиях постоянно ухудшающейся минерально-сырьевой базы. Возможность экспрессно (1 ч) получать подробное описание любого целевого или промежуточного продукта позволяет настраивать технологическую схему для адаптации к различным видам руды.

Использование данного метода на этапе планирования разведки и доразведки запасов, на этапе планирования ГОКа и формулирования технологической схемы позволяет заранее гораздо полно учесть изменчивость в масштабах месторождения.

Сотни СЭМ, использующих данный метод, были внедрены за последние полтора десятилетия, после создания надежных систем «MLA» и «QEMSCAN» на базе электронных микроскопов семейства Quanta компании FEI (ныне Thermofischer Scientific). За счет повышения качества конечного продукта и дововлечения в технологическую схему стоящих на балансе компонентов данные системы окупали себя (в достаточной степени, чтобы компания AngloPlatinum установила у себя в лаборатории 14 данных систем).

Однако данные замечательные методы имели существенный недостаток, ограничивавший их применение в нефтегазовой геологии, добыче нерудных полезных ископаемых и общей геохимии.

С точки зрения физических основ процесса возбуждения сигнала для EDS и WDS анализаторов область возбуждения не может быть меньше микрона в плотных породах и меньше 2—3 микрон в пористых и низкоплотных средах.

Команда исследователей компании FEI (ныне Thermofischer Scientific) предложила прорывной метод деконволюции и анализа данных. Разработанные алгоритмы анализа изображений позволили в автоматическом режиме сравнивать и анализировать накопленные с высоким пространственным разрешением изображения поверхности образца в фазовом контрасте и «изображения» рентгеновской спектроскопии. Фактически вместо сравнения спектра в точке анализа с базой данных, весь спектр поканаль-

Класс	Группа	Минерал	Разновидность
Силикаты	Кварц	Кварц	Кварц
	Полевые шпаты	Щелочные ПШ	КПШ
			Альбит
		Плагиоклаз	Анортит
	Слюды	Биотит	
			Флогопит
		Мусковит	Мусковит
		Глауконит	Глауконит
	Тальк	Тальк	Тальк
	Глинистые минералы	Каолинит	Каолинит
		Иллит	Иллит
		Вермикулит	Вермикулит
		Mg-хлорит	Клинохлор
		Fe-хлорит	Шамозит
		Смектиты	Монтмориллонит
			Монтмориллонит (Na)
			Монтмориллонит (Ca)
			Нонтронит
			Байделлит
			Сапонит
		Иллит/Смектиты (нерасчлененные)	Иллит/Смектит 60-40
			Иллит/Смектит 70-30
		Сепиолит	Сепиолит
		Палыгорскит Бертьерин	Палыгорскит Бертьерин
	Гранаты	Гранаты	Пироп
			Альмандин
			Гроссуляр
			Спессартин
			Андрадит
	Пироксены	Пироксены	Жадеит
			Эгирин
			Авгит
			Диопсид
	Оливин	Mg - оливин	Форстерит
	Циркон	Циркон	Циркон
	Турмалин	Na - турмалин	Шерл
	Эпидот	Эпидот	Эпидот
			Цоизит
	Топаз	Топаз	Топаз
	Титанит	Титанит	Титанит
Карбонаты	Кальцит	Кальцит	Кальцит
		Сидерит	Сидерит

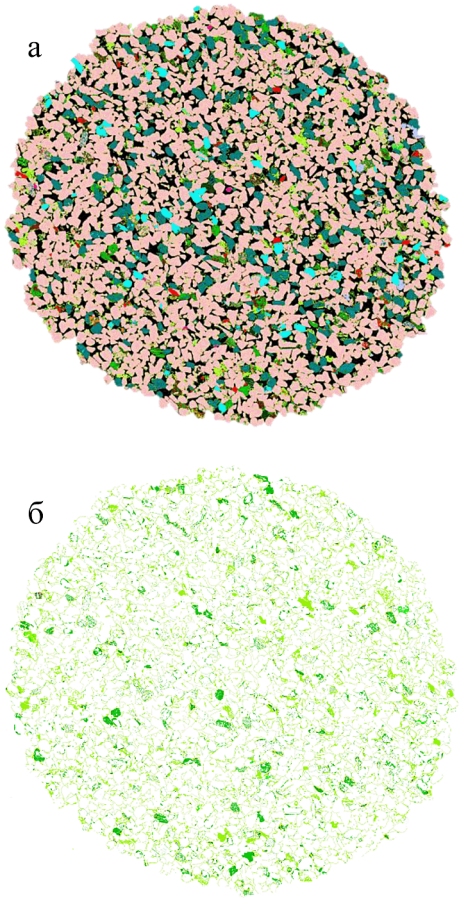


Таблица минералов, выявленных с использованием алгоритма MapsMineralogy; минералогическая карта образца (а) и карта распределения железистых участков образца (б)

но сравнивается теперь с изображением фазового контраста образца. Усовершенствованный метод деконволюции также позволяет описывать до 3 минеральных компонентов в точке, в тех областях, где сходятся несколько зерен. Полученное растрированное минералогическое изображение образца может быть накоплено с разрешением вплоть до 100 нм, при этом собственно качество и скорость анализа также возрастают.

Внешней проверкой данного метода стало участие компании FEI (ныне Thermofischer Scientific) в кубке Рэйнольдса по слепому исследованию проб глинистых минералов. Данная задача всегда является непростой для СЭМ с ЭДС, однако среди первых 100 участников (каждый из которых использовал порошковую дифрактометрию, ИК-спектроскопию и другие методы в добавок к СЭМ с ЭДС) метод MapsMineralogy на базе СЭМ без вспомогательных методов занял 15 место по точности минералогического анализа и 17 место по типизации глин, что ранее было просто немыслимо.

Данный метод (MapsMineralogy) компании Thermofisher Scientific открывает доступ не только ГОКам, но и нефтегазовой геологии, добыче нерудных полезных ископаемых и общей геохимии к надежному автоматизированному методу для количественного описания минералогического состава образцов.

Минералогическое геоматериаловедение: акценты академика Н. П. Юшкина и новые вызовы

О. Б. Котова

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

Минералогическое геоматериаловедение — научное направление о природе, свойствах, технологическом поведении, изменении и разрушении геоматериалов в процессе технического функционирования.

Академик Н. П. Юшкин

Становление и развитие минералогического геоматериаловедения академик Николай Павлович Юшкин связывал с технической революцией рубежа 20 и 21 веков. Анализируя материаловедческие тенденции в публикациях российских и зарубежных ученых в области полезных ископаемых, формирование нового направления в минералогии — минералогического материаловедения (Петров, 1998; Кудрявцева, 1988—2004 и др.), отражение этих тенденций в резолюциях крупных международных форумов и статьях ведущих научных журналов Н. П. Юшкин делает ***акцент на термин геоматериалы*** (минералы, руды и горные породы, а также синтетические аналоги на минеральной основе), подчеркивает, что развитие индустрии, использующей геоматериалы, обеспечивается минерально-сырьевым потенциалом страны и физико-химическими основами технологий его освоения [1].

Судьба каждого геоматериала определяется на этапе кристаллизации минерала, когда закладываются его технические и технологические свойства, информация о которых «хранится» в самом минерале на его различных уровнях структурной организации и выражается в свойствах. «Использование геоматериалов определяется их специфическим естественным состоянием и определенными свойствами», при этом Н. П. Юшкин акцентировал внимание на инновационном техническом решении проблемы как одном из актуальном в минералогическом геоматераловедении. Технологическая оценка технического минерального сырья по мнению академика полностью основана на минералогических критериях и «тестово-прогнозном» подходе минералогических методов исследований (TEM, XAS, XRD, и т.д.) для мониторинга свойств геоматериала при любом алгоритме получения индустриального продукта [2].

Большую роль в формировании минералогического геоматериаловедения имела концепция развития работ по нанотехнологиям, опубликованная в Белой книге (2007 г.) под руководством академика Ж. И. Алферова. В написании книги приняли участие академик Н. П. Юшкин, академик А. М. Асхабов и автор.

Сегодня перед учеными стоят ***новые вызовы***, обусловленные конечностью сырьевых ресурсов планеты, возрастающими потребностями индустрии в сырье и человечества в комфортном существовании, экологическими рисками и т.д. Разработка фундаментальных основ создания новых функциональных материалов с важными для практического использования свойствами (каталитическими, сорбционными, магнитными и т. д.) становится одним из приоритетных направлений современной науки. Такие ***акценты*** фундаментальных проблем минералогического материаловедения как корреляции свойств в системе (минерал, руда, порода) — среда, на которые указывал академик Н. П. Юшкин, приобретают новый смысл в связи с развитием современных аналитических технологий, особенно применением технологии in-situ анализа в минералогии на нано- и микроуровнях, эксперимента и взаимного проникновения современной минералогии и смежных дисциплин. Исходя из разнообразия минерального мира, понимания генезиса, состава, структуры и механизма трансформации геоматериалов в геологических условиях, высокого уровня современных экспериментальных технологий геоматериаловеды вдохновляются на инжиниринг функциональных наноматериалов на минеральной основе, улучшая жизнь обитателем планеты. В работах [5—7] показано развитие концепции минералогического геоматериаловедения академика Н. П. Юшкина на примере кристаллических веществ с выраженными электромагнитными свойствами на основе особенностей природоподобных технологий синтеза нанотрубок и других структурных нанообразований, производными по отношению к минералам титана, а также биогеосорбентов с высокими де-

структивными свойствами в отношении к различным поллютантам.

Вместо заключения. Синтез технологически востребованных геоматериалов часто ограничивается двумя обстоятельствами. Первое — продолжительность процессов, происходящих в геологической среде, которое в лабораторных условиях должно быть компенсировано ускорением химических реакций с катализаторами, что приводит либо к увеличению токсичности процесса, либо к существенному увеличению цены. Второе — высокая стоимость прекурсоров, используемых для синтеза. Представляется, что развитие представлений о факторах и механизмах этих процессов, поиск в минеральном мире прекурсоров и модельных объектов приведет к снижению затрат и повышению экологической безопасности технологий создания новых материалов. Именно такие задачи стоят перед объединившей свой научный потенциал и наследие академика Н. П. Юшкина в области минералогического геоматериаловедения командой исполнителей российско-китайского проекта при создании природоподобных технологий и моделирования материалов, производных от минералов с выраженными электромагнитными, сорбционными, каталитическими и другими полезными свойствами.

The reported study was funded by RFBR and NSFC according to the research project RFBR № 20-55-53019 and NSFC № 4191101331, 41672039.

Литература

Юшкин Н. П. Геоматериалы, минералогическое геоматериаловедение, ресурсные и технологические проблемы // Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона: Материалы Всероссийского минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 7—8.

Юшкин Н. П. Минералогические критерии технологической оценки природного (и техногенного) сырья для получения искусственных минералов // Технологическая минералогия главнейших типов месторождений. Л.: Наука, 1987. С. 9—14.

Юшкин Н. П., Асхабов А. М. Развитие наноминералогии в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН // Белая книга по нанотехнологиям: исследования в области наночастиц, наноструктур и нанокомпозитов в Российской Федерации: по материалам Первого Всероссийского совещания ученых, инженеров и производителей в области нанотехнологий / под редакцией академика Ж. И. Алферова. Москва: URSS, 2007. С. 307—308.

Котова О. Б. Технологическая наноминералогия и проблемы комплексного освоения минерального сырья // Белая книга по нанотехнологиям: исследования в области наночастиц, наноструктур и нанокомпозитов в Российской Федерации: по материалам Первого Всероссийского совещания ученых, инженеров и производителей в области нанотехнологий / под редакцией академика Ж. И. Алферова. Москва: URSS, 2007. С. 297—298.

Kotova O. B., Harja M., Kotov L. N., Ponaryadov A. V. Titanium minerals as prototypes of functional materials with pronounced electromagnetic properties ash // Vestnik of Institute of Geology of Komi SC of UB of RAS. 2018. № 4. Pp. 34—39. doi 10.19110/2221-1381-2018-4-34-39

Понарядов А. В., Котова О. Б. Сорбция фосфора на лейкоксене // Вестник геонаук. 2020. № 1. С. 24—28. doi: 10.19110/geov.2020.1.3

7. 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 Geosciences. 2020. № 2. Pp. 15—19. doi: 10.19110/geo.2020.2.5

Исследование новых углеродных наноматериалов как сорбентов тяжелых долгоживущих радионуклидов

Л. С. Кочева[1], Н. Г. Рачкова[2], А. П. Карманов[2], А. П. Возняковский[3], С. В. Кидалов[4]

[1]ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *lskocheva@geo.komisc.ru*
[2]ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *apk0948@yandex.ru*
[3]Научно-исследовательский институт синтетического каучука им. С. В. Лебедева, Санкт-Петербург
[4]Физико-технический институт им. А. Ф. Иоффе РАН, Санкт-Петербург

Как известно, в настоящее время происходит заметное загрязнение гидросферы различными радиоактивными элементами, в том числе тяжелыми радионуклидами ураном U238 и торием Th232, что связано, в основном, с деятельностью АЭС, предприятий по добыче урановой руды, переработке и производству ядерного топлива. Радиационное воздействие урана и тория, присутствующего в водной среде даже в низких концентрациях, приводит к серьезным негативным эффектам, поскольку радионуклиды могут вовлекаться в биологический и химический круговорот веществ и включаться в пищевые цепочки. В связи с этим актуальной задачей является разработка новых сорбционных материалов, пригодных для дезактивации водных сред.

Настоящая работа посвящена исследованию адсорбционных свойств новых углеродных наноматериалов в отношении тяжелых долгоживущих радионуклидов урана и тория. Адсорбенты получали новым методом самораспространяющегося высокотемпературного синтеза (СВС). В качестве исходного сырья были апробированы различные биополимеры растительного происхождения, в том числе целлюлоза, технические лигнины, крахмал, а также лигноцеллюлозные материалы в виде древесной коры. Как известно, утилизация корьевых отходов и технических лигнинов является важной экологической задачей, способствующей рациональному использованию растительной биомассы.

В ходе исследований установлены сорбционно-десорбционные характеристики новых углеродных материалов и проведено изучение их физико-химических свойств. Исследованы поверхностно-капиллярные свойства и определены показатели удельной поверхности адсорбентов. Показано наличие корреляционной взаимосвязи между поверхностными характеристиками и показателями сорбции-десорбции радионуклидов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке фонда РФФИ, проект № 18-29-24129 мк.

Морфология химически осажденных кристаллов карбоната кальция в зависимости от условий его синтеза

Д. В. Кузьмин, Н. Н. Пискунова, И. Н. Бурцев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
dr.dm.kuzmin@gmail.com

Карбонат кальция широко применяется в различных отраслях промышленности (лакокрасочной, бумажной, строительной и т. п.), но сегодня существуют достаточно жесткие требования к размеру и форме частиц карбоната кальция, а также к содержанию примесей. По этой причине природное сырье (мел и известняк) часто заменяется синтетическим продуктом на его основе или, так называемым, химически осажденным карбонатом кальция (ХОКК). Химически осажденный карбонат кальция получают из природного карбоната кальция, сначала подвергая его термическому разложению при высокой температуре, а затем, получая гидроксид кальция взаимодействием полученного оксида кальция с водой и далее из гидроксида кальция — карбонат кальция. Варьируя различными параметрами, такими как температура, pH раствора и рядом других, можно получить ХОКК с частицами определенной формы. Так, например, для производства мелованной бумаги необходимы

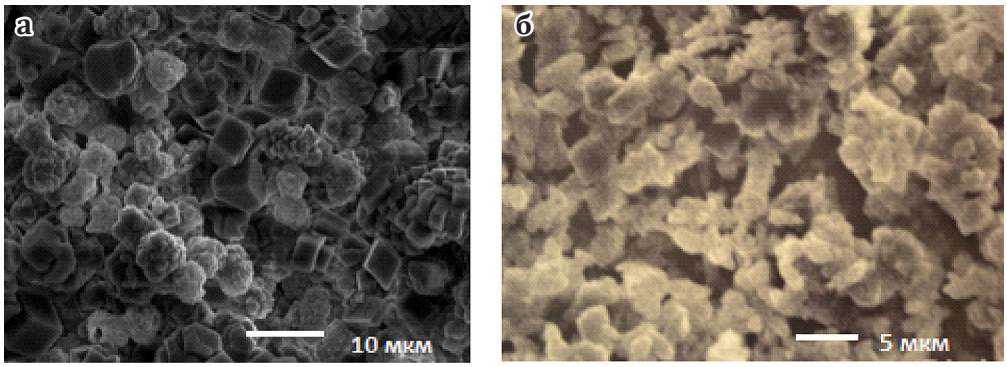


Рис. 1. СЭМ-изображения кристаллов ХОКК, полученного из раствора (а) и из суспензии (б)

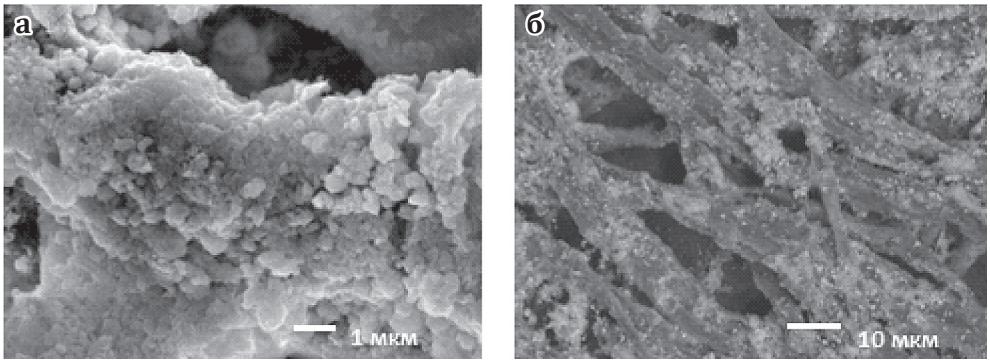


Рис. 2. СЭМ-изображения кристаллов целлюлозно-карбонатно-кальциевого композита

частицы ХОКК веретенообразной формы, поскольку такая форма частицы обеспечивают хорошую связь кристаллов карбоната кальция с волокном целлюлозы.

Целью нашей работы явилось выявление зависимости размера и формы кристаллов ХОКК от условий их синтеза и получение целлюлозно-карбонатно-кальциевого композита с максимальным содержанием ХОКК. Для получения химически осажденного карбоната кальция использовались пробы известняка Седьюского месторождения (Ухта, Россия).

Образцы ХОКК были получены стандартным методом. Образцы известняка обжигали в муфельной печи при температуре 900 °С. Полученный оксид кальция смешивали с дистиллированной водой и разделяли на 2 части. Одну часть отфильтровывали и через фильтрат пропускали углекислый газ при температуре 70 °С, в результате чего образовавшийся карбонат кальция выпадал в осадок (рис. 1 а). Вторую часть суспензии гидроксида кальция обрабатывали углекислым газом в течение 4 часов без фильтрации, при постоянном перемешивании (рис. 1 б). Полученные образцы ХОКК высушивались в сушильном шкафу. Методом ЭПР-спектроскопии было установлено, что оба способа получения ХОКК позволяют удалить практически полностью все ионы марганца из исходного природного сырья.

Анализ полученных образцов карбоната кальция методом СЭМ показал, что осадок, полученный обоими методами, состоит из кристаллов, которые относятся к тригональной сингонии (кальцит). Но, в случае получения ХОКК из раствора (рис. 1 а), кристаллы приобрели ярко выраженную кристаллографическую форму и представляли собой правильные ромбоэдры размером около 5 мкм. Это, возможно, объясняется тем, что скорость реакции в первом случае была значительно ниже, чем во втором случае (получение ХОКК из суспензии, рис. 1 б), когда получили кристаллы размером порядка 2 мкм.

Синтез целлюлозно-карбонатно-кальциевого композита осуществляли пропусканием углекислого газа через суспензию гидроксида кальция, смешанного с целлюлозным волокном. Данный способ позволил получить содержание ХОКК в целлюлозном волокне около 70 % (масс.) без использования добавок и специальных связующих веществ. Это почти в два раза превышает содержание ХОКК в волокне целлюлозы, которую используют для производства мелованной бумаги. Анализ получен-

ных образцов целлюлозно-карбонатно-кальциевого композита методом СЭМ показал, что полученные частицы ХОКК обычно не имеют четкой кристаллографической формы, и только отдельные из них представляют собой правильные ромбоэдры. Кристаллы ХОКК монодисперсны, прочно связаны с волокном целлюлозы, равномерно распределены по волокну, обладают небольшими размерами (до 500 нм) и монодисперсны (рис. 2).

Способы получения стабильных эмульсий нанокремнезема

Е. О. Кузьмин, С. В. Неровная, О. О. Масанин
БГТУ им. В.Г. Шухова, Белгород; *kuzmin9731@mail.ru*

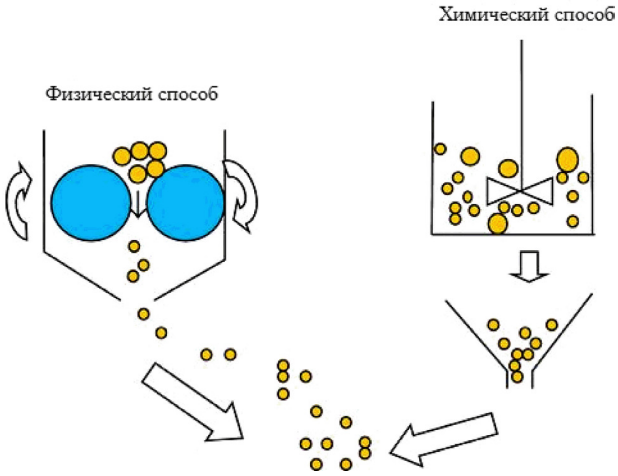
Наночастицы кремнезема широко используются в качестве компонента при производстве нанокомпозитов [1—3]. Основными недостатками включения наполнителей в композиты являются процессы агломерирования и несовместимость частиц кремнезема с органической матрицей, что ограничивает их использование.

Развитие нанотехнологий привело к производству наноразмерного кремнезема, SiO_2, который широко используется в качестве компонента в инженерных композитах. Основное внимание уделяется синтетическому кремнезему (коллоидный кремнезем, силикагели, пирогенный кремнезем и осажденный кремнезем), который является чистым и производится в основном в аморфных порошковых формах по сравнению с природным минеральным кремнеземом (кварц, тридимит, кристобалит), который находятся в кристаллических формах. [6].

Как показано на рисунке, методы, используемые для получения наночастиц кремнезема, можно разделить на два основных подхода: «сверху вниз» и «снизу вверх» [4]. Методике «сверху вниз» присуще уменьшение исходного размера с использованием специальных методов механического воздействия (физический подход).

Восходящий или химический подход включает общий процесс, используемый для производства наночастиц кремнезема из атомного или молекулярного масштаба. Золь-гель процесс широко используется для получения частиц чистого кремнезема, благодаря его способности контролировать размер частиц, распределение по размеру и морфологию посредством систематического мониторинга параметров реакции.

При синтезе нанокремнезема наночастицы можно выращивать внутри микрополостей,



Физико-химические подходы к получению наноматериалов

тщательно контролируя введение алкоксидов кремния и катализатора в среду, содержащую обратные мицеллы. Основными недостатками подхода с обратной микроэмульсией являются высокая стоимость и сложный процесс удаления поверхностно-активных веществ из конечных продуктов.

Высокодисперсные наночастицы кремнезема имеют важное значение в синтезе нанокомпозитов для обеспечения однородности, что связано с качеством конечных продуктов. Наиболее интересным и популярным процессом получения наноразмерного кремнезема является гидролиз и конденсация алкоголята кремния при низкой температуре. В процессе гидролиза и конденсации силикатный мономер зарождается в пересыщенном растворе и растет с образованием димерных, циклических, сферических частиц или гелевой сетки [5].

Таким образом, разный размер частиц и морфология частиц диоксида кремния могут

быть получены золь-гель-процессом путем контроля таких параметров, как концентрация алкоголята, количество воды, концентрация аммиака или кислоты (pH), а также растворитель, время старения и примеси.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 19-19-00263) с использованием оборудования Центра Высоких Технологий БГТУ им. В. Г. Шухова.

Литература

1. Строкова В. В., Сивальнева М. Н., Жерновский И. В., Кобзев В. А., Нелюбова В. В. Особенности механизма твердения наноструктурированного вяжущего // Строительные материалы. 2016. № 1—2. С. 62—69.

2. Строкова В. В., Баскаков П. С., Мальцева К. П. Стабилизация наноразмерных частиц серебра для условий работы в составе водно-дисперсионных лакокрасочных материалов // Вестник Белгородского государственного технологического университета им. В. Г. Шухова. 2016. № 4. С. 84—88.

3. Наносистемы в строительном материаловедении. Строкова В. В., Жерновский И. В., Череватова А. В. // Санкт-Петербург, 2017. (3-е, Стереотипное)

4. LIU Xiangyu, XU Nan, LI Weimin, LOU Wenjing WANG Xiaobo. Tribological Properties of Nanosilica Prepared by In-situ Sol-gel Method // Lubrication engineering. 2017. Vol. 5. No 1. P. 1—12.

5. Ming Ning Tan, Yong Sung Park. Synthesis of stable hollow silica nanospheres // Journal of Industrial and Engineering Chemistry. 2009. Vol. 15. P. 365—369.

Особенности состава и свойства минеральных компонентов, применяемых в дренажных бетонах

А. Лакетич, Л. Н. Боцман, С. К. Лакетич, В. В. Нелюбова

БГТУ им. В. Г. Шухова, Белгород; *aleksandar.laketic@hotmail.com*

Дренажный бетон представляет собой высокопроницаемый бетон с дренирующим эффектом, имеющий крупнозернистую структуру, за счет которой достигаются высокие показатели водопроницаемости (марки по водонепроницаемости менее W4) [1].

Смесь для дренажного бетона состоит из 3-х основных компонентов — цемент, вода, крупный заполнитель, их усредненное весовое соотношение представлено на рисунке. Как правило, проницаемый бетон не содержит мелкий заполнитель, а в качестве минерального вяжущего наиболее часто применяется портландцемент, обладающий гидравлическими свойствами. Использование дополнительных вяжущих материалов, таких как летучая зола и шлак, также распространено.

Свойства бетона в большей степени зависят от состава и микроструктуры цементного камня, а также от состава и строения контактного слоя. Свойства цементного камня определяются степенью гидратации минерального вяжущего, прочностью и долговечностью образованных кристаллических продуктов, наличием и размером пор [2]. В процессе гидратации на поверхности крупного заполнителя образуется цементный камень, склеивающий между собой его зерна, тем самым, создается структурный каркас дренажного бетона.

К основным эксплуатационным свойствам дренажного бетона, обеспечивающим его эффективность и долговечность, относятся прочность, деформативность, водопроницаемость, истираемость, морозо- и коррозионная стойкость [3].

Наиболее значимым показателем для дренажного бетона является фильтрующая способность, варьирующаяся (на основе проведенного анализа) в пределах от 0.2 см/с [4] до 3.85 см/с [5]. Пустоты внутри проницаемого бетона должны быть связаны между собой, создавая, таким образом, каналы инфильтрационной системы, по которым вода с поверхности дренажного бетона может свободно проникать в слои основания, пустотность такого бетона варьируются от 15 до 30 %. Благодаря контролю состава цементной пасты создаются дополнительные пустоты и работоспособность смеси с оптимальным водоцементным отношением 0.27—0.33.

Размер заполнителя оказывает влияние на характеристики системы пор (общую пори-

стость, размер пор и их распределение) и, следовательно, на прочность при сжатии и водопропускную способность. Поэтому, сбалансированное соотношение агрегат/связующее и правильно подобранный размер заполнителя необходимы для удовлетворения обоих конкурирующих критериев эффективности [6].

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента для научных школ НШ-2584.2020.8 с использованием оборудования Центра Высоких Технологий БГТУ им. В. Г. Шухова.

Литература

1. ГОСТ 25192-2012 Бетоны. Классификация и общие технические требования. Взамен ГОСТ 25192-82; введ. 01.07.2013; М.: Стандартинформ, 2013.

2. Строительные материалы. Учеб.-метод. комплекс для студ. строит. спец. дневной формы обучения. В 2-х ч. Ч. 1. / Ю. И. Киреева, О. В. Лазаренко. Новополоцк: ПГУ, 2004. 376 с.

3. Строкова В. В., Бабаев В. Б., Марков А. Ю., Соболев К. Г., Нелюбова В. В. Сравнительная оценка дорожных покрытий с использованием цементобетона // Строительные материалы и изделия. 2019. Т. 2. Вып. 4. С. 56—63.

4. Xiang Shu, Baoshan Huang, Hao Wu, Qiao Dong, Edwin G. Burdette. Performance comparison of laboratory and field produced pervious concrete mixtures // Construction and Building Materials. 2011. Vol. 25, pp. 3187—3192. doi: 10.1016/j.conbuildmat.2011.03.002

5. Jingping Zhou, Lei Ji, Chenchen Gong, Lingchao Lu, Xin Cheng. Ceramsite vegetated concrete with water and fertilizer conservation and light weight: Effect of w/c and fertilizer on basic physical performances of concrete and physiological characteristics of festuca arundinacea // Construction and Building Materials. 2020. Vol. 236, pp. 1—12. doi: 10.1016/j.conbuildmat.2019.117785

6. Gordana Toplicic-Curcic, Dusan Grdic, Nenad Ristic, Zoran Grdic. Environmental importance, composition and properties of pervious concrete // Building materials and structures 59 (2016) 2. Pp. 15—27.

Проблема освоения огнеупорного сырья Тимана

В. А. Лебедев [1], В. Н. Землянский [2]

[1]ООО «Геолог-1», Ухта
[2]УГТУ, Ухта; *fkulbakova@ugtu.net*

Высококачественное огнеупорное сырье является относительно дефицитным в мире и пользуется повышенным спросом во всех промышленно развитых странах. В последние десятилетия прошлого столетия усилиями геологов Ухтинской ГРЭ при содействии ведущих институтов минерального сырья СССР (ВАМИ, ВИМС, ИГЕМ, ВСЕГЕИ, Гипроникель, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН г. Сыктывкара, УГТУ г. Ухты и других) на Тимане была обнаружена, в разной степени исследована и частично подготовлена к промышленному освоению достаточно крупная отечественная база качественного огнеупорного сырья разного назначения. Однако с распадом СССР в 1991 г. и последующим катастрофическим развалом тяжелой индустрии, машиностроения, станкостроения, геологоразведочной отрасли страны, она осталась невостребованной, а ныне практически предана забвению.

По условиям формирования, составу и качественным параметрам огнеупоры Тима-на относятся к двум разнородным формациям: среднедевонской (живетско-раннефран-ской) латеритной и раннекаменноугольной (визейско-серпуховской) осадочной с сопутствующими переходными разностями карстового, ложково-руслового, озерно-болотного и котловинного типа. На стадии переотложения коренных древних кор выветривания не исключается сопряженность и прямая связь этих формаций на участках, не перекрытых или вновь вскрытых латеритных разрезов на выступающих блоках рифейского основания, активизированного при мощном герцинском тектогенезе и региональном кимберлит-базитовом магматизме, оказавшем существенное динамическое, термическое, гидротермальное воздействие на все предшествующие породы.

Среднедевонская латеритная формация наиболее полно представлена крупными бокситовыми месторождениями на Среднем Тимане: Ворыквинское рудное поле — Вежаю-

Ворыквинское, Восточное, Верхне-Щугорское месторождения; более мелкие Заостровское и Володинское м-ния Верхне-Цилемской площади, переходная между ними Ямозерско-Светлинская площадь с изолированными рудными залежами.

К наиболее продуктивным на огнеупорное сырье относятся образования латеритных кор выветривания по разнородному рифейскому субстрату: глинистым, глинисто-фосфатным известнякам и доломитам, метамергелям, известковистым и филлито-сланцам, щелочным метасоматитам в составе ворыквинской и паунской свит верхнего рифея, вскрытыми мощной преддевонской эрозией на выступах палеорельефа. Сохранившаяся в перекрытом состоянии мощность кор выветривания достигает 120—140 м, мощность продуктивных глиноземных образований — 60—80 м, подстилающих глин литомаржа колеблется от первых до 30—45 м, зон вторичного разубоживания в кровле (в основном каолинизация, реже шамозитизация под действием кроющих глинисто-песчаных осадков или туфов и базальтов) не превышает 5—10 м. На участках крутого залегания разнородного исходного субстрата с чередованием известковистых сланцев, глинистых и сугубо карбонатных пород, послойных метасоматитов, подошва кор выветривания приобретает зубчатый характер с более глубоким проникновением бокситов по наиболее благоприятным породам, а на участках преобладания известняков и доломитов осложнена карстовыми воронками и депрессиями с частичным обрушением выветрелой кровли (латеритно-карстовый тип разреза). Соответственно рудные тела бокситов на глинисто-карбонатом ложе приобретают линзовидно-карстовый и депрессионный характер; на полого залегающем субстрате — выдержанный площадной значительных размеров и запасов (Центральная залежь Вежаю-Ворыквинского месторождения), а на круто дислоцированном неоднородном — клиновидно-послойный, иногда с неоднократным чередованием бокситов, аллитов и глин по разрезу (Северные залежи Верхне-Щугорского месторождения). В силу наложенной герцинской активизации разнородных блоков древнего основания ряд залежей Восточного месторождения оказался уступообразно смещенным по наиболее выраженным продольным северо-западным разломам на значительную глубину с общим погружением до 350—400 м к востоку и доступен только шахтной отработке.

Средний минеральный состав глинистых тугоплавких продуктов выветривания и переотложения составляет, мас. %: каолинит — 50 ÷ 60; гематит — гетит — 15 ÷ 30; гидрослюда — 10 ÷ 15; шамозит 5 ÷ 15; карбонаты до 5 %; акцессорные минералы — циркон, рутил, лейкоксен, турмалин, апатит; примеси — мусковит, биотит, кварц.

По составу среди остаточных бокситов преобладают средне- и высоко-глиноземистые разности с железистостью до 27—30 %, обычно гетит-гематит-каолинит-бемитовые, реже каолинит-шамозит-бемитовые с примесью диаспора, корунда на контакте с базальтовыми силлами и дайками. Локально под маломощными обохренными углистыми сланцами паунской свиты и в карстовых депрессиях карбонатого субстрата среди них выявлены маложелезистые бокситы, аллиты и глины с содержаниями окисного железа не более 5 %, пригодные в качестве огнеупорного сырья широкого назначения. Маложелезистые бокситы (МЖБ) Среднего Тимана разведаны по промышленным категориям и прошли полный цикл лабораторных и полузаводских испытаний; огнеупорные аллиты и глины исследованы только лабораторными методами с рекомендациями доведения их запасов до промышленных категорий. Отметим, что маложелезистые глины, аллиты локализуются как в кровле промышленных бокситовых тел (зоны разубоживания и каолинизации), так и в их подошве, на переходе к коренным породам (зона литомаржа или придонные карстово-депрессионные глины), при мощностях от 3—5 до 10—12 м, обрамляют рудные залежи и тела по периферии (в межзалежном пространстве за пределами подсчетного контура). Ориентировочные их ресурсы значительно превосходят разведанные запасы МЖБ, неглубокое залегание обеспечивает открытую отработку, а сформированная на бокситовых месторождениях Среднего Тимана разведочная сеть позволяет оценить их реальные запасы по категориям не ниже С1-2 и ресурсы по категориям Р1 (70—80 % разведочных скважин вскрывают аллиты и глины на полную мощность и частично или полностью опробованы при оконтуривании кондиционных бокситовых тел). Лабораторно-технологические исследования 250 рядовых и 10 объединенных проб подтвердили высокую огнеупорность маложелезистых аллитов и глин на уровне от 1650 до 1780 °С и выше; вредные примеси в их составе (сернистость, известковистость, титани-

стость) не превышают допустимых пределов. Установлена их пригодность для производства огнеупоров общего назначения, шамота, алюмокремниевых сплавов, тонкой, особопрочной и строительной керамики; в электротехнической и бумажной (в качестве наполнителя) промышленности. Подшихтовка в аллиты и глины местных маложелезистых бокситов или глиноземного порошка существенно повышает огнестойкость изделий из них (вплоть до огнеупоров ответственного назначения и спецкерамики). Корундсодержащие огнеупоры, полученные из высокоглиноземистых белых бокситов Верхне-Щугорского месторождения, выдерживают температуры до 2040 °С.

Осадочные бокситы и глины визейского уровня более широко распространены на Южном Тимане (Тимшерско-Пузлинская группа залежей, Ижемская перспективная площадь), приближаясь порой к выступам фундамента и на Среднем Тимане (Верхне-Ухтинская, Лоимская, Ваповская залежи; Кедвинский, Нерицкий прогнозные участки, Восточная и Светлинская перспективные площади на примыкании к известным месторождениям латеритных бокситов). Осадочные бокситы визейского уровня практически повсеместно отличаются субгоризонтальным залеганием в составе глинисто-карбонатного платформенного чехла, малыми мощностями и невысоким качеством при значительном, но прерывистом площадном распространении, разобщенностью по широкой территории от Южного до Среднего и отрогов Северного Тимана, выдержанным лимонит-каолинит-гиббситовым составом при появлении и возрастающей примеси бемита по мере приближения к возможным коренным источникам более ранней латеритной формации по восточному обрамлению Четласского Камня. Выявленные в их составе маложелезистые разности обычно соответствуют низкомодульным бокситам, аллитам и существенно каолинитовым глинам суммарной мощностью от 1.5 до 7—12 м. Разведанных по промышленным категориям месторождений визейских бокситов с утвержденными в ГКЗ СССР запасами здесь нет. Однако лабораторные исследования визейского продуктивного горизонта касались как потенциальных глиноземных руд, так и возможного огнеупорного сырья в его составе с отбором крупнообъемной пробы белых бокситов и глин Лоимской залежи на комплексные технологические исследования в полузаводских условиях. На участках предварительной разведки запасы глиноземных и огнеупорных бокситов подсчитаны по категориям С1-2 (временно числились на балансе ТКЗ), на частично опоискованных перспективных площадях оценены, в основном, по категории Р1.

Запасы и качество огнеупорного и тугоплавкого сырья различного назначения выдвигают Тиманскую бокситоносную провинцию в значимую в промышленном отношении. Однако предстоят еще серьезные геологоразведочные, лабораторно-технологические и комплексные полузаводские исследования с целью обоснования кондиций подсчета промышленных запасов. Такие работы по силам только достаточно крупным геологоразведочным организациям и опытным коллективам специалистов, владеющих всей исходной информацией по региону. К сожалению, с ликвидацией осенью 2019 г. ООО «Геолог-1» таких коллективов на территории Республики Коми практически не остается.

Месторождение арсенидных кобальтовых руд Хову-Аксы: перспективы и проблемы возрождения уникального гидрометаллургического производства в Туве

В. И. Лебедев

ИГиМ им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск; *lebedev@igm.nsc.ru*

Рудообразующая система, в результате функционирования которой в позднем палеозое-раннем мезозое (310—280 Ма) образовалось месторождение жильных серебро-золото-висмут-никель-кобальтовых арсенидных руд, совмещена с областью сочленения Восточно-Таннуольского антиклинория и Западно-Таннуольского синклинория по зоне Убсунур-Баянкольского долгоживущего разлома глубинного заложения. Рудное поле Хову-Аксынского месторождения приурочено к сложно построенному тектоническому блоку — узлу пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простирания, в котором с максимальной интенсивностью проявились тектонические, магматические и гидротермальные процессы. Месторождение Хову-Аксы является эталонным объектом арсенидной никель-кобальтовой (пятиэлементной) жильной формации [1]. Геолого-структурная позиция месторождения определяется его локализацией в горстантиклинали, ядро которой сложено осадочно-вулканогенными образованиями серлигской свиты нижнего кембрия, а крылья — силурийскими терригенно-карбонатными отложениями верхней подсвиты чергакской свиты и терригенными — хондергейской свиты, туфогенно-вулканогенными образованиями кендейской свиты нижнего девона и песчано-мергелисто-алевролитовыми осадками илеморовской свиты живетского яруса. Эти стратифицированные толщи прорваны посторогенными субщелочными габброидами и граносиенитами, а также дайками различного состава (диабазы, плагиопорфириты, долериты, сиенитпорфиры).

Горно-обогатительный комбинат «ТУВАКОБАЛЬТ» осуществлял в 1970—1991 гг. добычу и гидрометаллургическую переработку серебро-кобальтовых арсенидных руд с получением коллективного концентрата по аммиачно-карбонатной технологии. За 20 лет производственной деятельности комбината на штольневых отвалах накоплены громадные количества жильной массы, содержащей арсениды и сульфиды, а в картах захоронения складировано более 2 млн м^3 техногенных отходов. Разработка технологии обогащения руд и проектирование основных производственных объектов комбината были выполнены институтом «ГИПРОНИКЕЛЬ» на мощность по добыче и переработке 70 тыс. т руды с содержанием кобальта 1.19 % и параметрами извлечения кобальта 78 %, никеля 80 %, меди 56 %. Технические показатели производительности гидрометаллургического цеха по переработке товарной руды, несмотря на несоответствие проектным требованиям к ее качеству, были достигнуты к 1974 г. и стабильно выдерживались вплоть до остановки комбината в 1991 г. Это стало возможным благодаря целенаправленному совершенствованию аммиачно-автоклавной технологии извлечения главных ценных компонентов из арсенидных кобальтовых руд. Выпускаемый коллективный кобальтовый концентрат содержал: 11—14 % кобальта, 17 % никеля, 12 % меди. Концентрация мышьяка, как вредной примеси, не должна была превышать 2.5 %. Окончательный металлургический передел производимого концентрата осуществлялся на Уфалейском никелевом заводе. После отработки 46 блоков по жилам Южного участка ГОК «ТУВАКОБАЛЬТ» в 1972 г. был переведен в категорию планово-убыточных предприятий Министерства цветной металлургии СССР. Основанием служили: необеспеченность подготовленными к выемке промышленными запасами кобальтовых руд нужного качества; неполнота и низкая степень извлечения ценных компонентов из руд; низкие внутригосударственные цены на кобальт и относительно высокая себестоимость производимого товарного продукта; высокие затраты на содержание сформированной инфраструктуры. Для повышения эффективности производства был введен понижающий коэффициент на содержание кобальта в разведочно-эксплуатационных блоках (0.3 — в 1972—1974 г., а с 1976 г. — 0.5), что обосновывалось, прежде всего, не полным подтверждением запасов металла в маломощных карбонатных кобальт-арсенидных жилах при их отработке на Южном участке месторождения. Для достижения проектных пара-

метров извлечения полезных компонентов совершенствовались методы эксплуатационной разведки и системы отработки рудных тел, технология гидрометаллургического передела арсенидных руд. Наращивание запасов кобальтовых руд осуществлялось поисково-разведочной партией № 18 Тувинской ГРЭ. Продолжались научные исследования и опытно-конструкторские работы, ориентированные на разработку технологий глубокой комплексной переработки руд. В 1985 г. была создана экспериментальная полупромышленная установка по выпуску товарных продуктов с повышенной добавленной стоимостью: кобальтовых солей высокой чистоты и металлических порошков. Технико-экономические показатели работы комбината «ТУВАКОБАЛЬТ» свидетельствуют о том, что несмотря на добычу руды наименее производительной и наиболее дорогостоящей системой отработки, в структуре себестоимости производимого продукта преобладали затраты передела обогащения (62.5 %). Значительного снижения себестоимости можно было достичь за счет введения в действующую технологическую схему операции предварительного радиорезонансного обогащения, которая позволила бы улучшить качество товарной руды при одновременном уменьшении объемов ее переработки и сохранении количества извлекаемых в концентрат металлов. Анализ технико-экономических показателей деятельности Хову-Аксынского рудника и гидрометаллургического цеха, в том числе за 1985 г., позволяет ориентировочно оценить упущенные экономические возможности при производстве коллективного Co+Ni+Cu концентрата. Без учета стоимости Ni и Cu они составляют: (12—6.9) тыс. $ × 305 т = 706.9 тыс. $/год. Сквозная эффективность кобальтового производства на базе освоения Хову-Аксынского месторождения с учетом учтенной прибыли Уфалейского никелевого завода от реализации металлического кобальта, полученного из поставленного комбинатом концентрата, в ценах 1985 г. оценивается в 3.15 млн $ = [706.9 + (8.0 × 305)]. За период 1991—2000 гг. цена кобальта на мировом рынке не была постоянной — изменялась от 22 до 72 $/kg. В 1996 г. на Лондонском рынке малых металлов цена 1 т кобальта с чистотой 99.8 % колебалась в интервале 48250—59392 $/t, а в 1999 г. — 39400—45000 $/t. Стоимость кобальта, извлеченного из руд месторождения в 1985 г., превышала 7 млн $, а при средних ценах (41,5 $/kg) на Европейском рынке — 12 млн $, что свидетельствует о значительных упущенных возможностях и высоком экономическом потенциале рекомендуемого к возрождению уникального кобальтового производства в Туве. Объем оставшихся в недрах месторождения Хову-Аксы ресурсов кобальта и сопутствующих ценных компонентов превышает количество балансовых запасов по кобальту составляет 13.532 тыс. т. Большая часть промышленных запасов и прогнозных ресурсов расположена на глубоких горизонтах и для их отработки необходима проходка шахтного ствола и уклонов [1]. Обеспеченность запасами с учетом прироста, полученного в 1986—1991 гг. на Северном участке, составит не менее 20 лет, что позволяет возродить горно-металлургическое производство, ориентированное на добычу и глубокую переработку арсенидных никель-кобальтовых руд и техногенных отходов гидрометаллургического передела в картах захоронения. Карты захоронения представляют собой в плане четырехугольники размерами 250ґадаптация опытно-промышленной установки высокотемпературного выщелачивания (ВТВ-50), внедренной на Медном заводе ОАО «НОРНИКЕЛЬ», к техногенному сырью ГОК «ТУВАКОБАЛЬТ» и создание технологического комплекса для извлечения серебра, кобальта, никеля, меди, мышьяка, золота и висмута из хвостов гидрометаллургического передела для промышленного производства товарных продуктов в виде чистых металлов и их солей;

• отработка технологии обогащения рудного сырья, с использованием накопленных рудных отвалов для их промышленной переработки с целью получения товарных продуктов с высокой добавленной стоимостью;

• проектирование возрождаемого рудника и необходимой горнопромышленной инфраструктуры на участке Северный, включающей: карьер открытой разработки залежи скарнов с секущими ее серебро-кобальтовыми жилами; топливно-энергетический комплекс; узел рудоподготовки; гидрометаллургический комплекс; производственные здания и сооружения;

• проектирование, оснащение и запуск универсальных технологических линий для переработки не только кобальт-арсенидного, но и других видов минерального сырья месторождений Тувы, освоение которых войдет в ареал технологических и экономических интересов предприятия.

На начальном этапе возрождения кобальтового производства в Туве, первоочередной должна стать переработка лежалых шламов ги-

дрометаллургического передела. Это обусловлено тем, что:

• переработка шламов не нуждается в капитальных вложениях на горно-подготовительные и подземные добычные работы, не велики затраты на измельчение техногенных отходов, а каждые 100 тыс. т шламов в среднем содержат: кобальт — 200 т, никель и медь — по 150 т, цинк — 10 т, серебро — 10 т, золото — 6 кг. Всего извлекаемых ценных продуктов на сумму более 10 млн долларов США;

• внедрение технологии первичного гравитационного обогащения на базе разработанных в ТувИКОПР СО РАН обогатительных комплексов и создание модульного гидрометаллургического производства [2] на основе адаптации разработанной в ТувИКОПР СО РАН обогатительной установки ВТВ-50, которая введена в эксплуатацию на Медном заводе ОАО «НОРНИКЕЛЬ» для извлечения платиноидов из шлаков переработки сульфидных медно-никелевых руд, позволят организовать извлечение ценных компонентов, как из техногенных отходов, так и из привозных концентратов, содержащих благородные и редкие металлы;

• переработка техногенного сырья и концентратов позволит приступать к восстановлению рудничного комплекса и необходимых вспомогательных служб. К первоочередной переработке принимаются шламы, размещенные в картах захоронения, наиболее близко расположенных к месту их обогащения.

Литература

1. Лебедев В. И. Кобальтовые месторождения Тувы и сопредельных территорий. Барнаул: Новый формат, 2018. 203 с.

2. Создание технологий и оборудования высокоэффективной экологически безопасной переработки минерального сырья и техногенных отходов (на примере объектов горнопромышленных агломераций Тувы и сопредельных регионов). Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2006. 116 с.

Прогнозные минералогические критерии выбора технологий переработки ниобий-редкоземельных руд кор выветривания

Е. Г. Лихникевич

ВИМС, Москва; *likhnikeevich@mail.ru*

Редкометалльные руды относятся к наиболее сложным по вещественному составу видам минерального сырья, при технологических исследованиях которого возникают определенные трудности, связанные со специфическими особенностями состава руд месторождений различного генезиса. Основными минералогическими критериями при выборе технологий переработки редкометалльных руд являются:

— сложный морфоструктурный состав, переменный гранулярный состав, значительное количество тонкодисперсных, метаколлоидных образований, сформированных минеральными индивидами и агрегатами микро- и нанометрового размера; фазовая гетерогенность минеральных зерен, обусловленная различными причинами;

— переменный химический состав рудообразующих минералов, вызванный изоморфными замещениями атомов химических элементов в их кристаллической структуре;

— полиминеральный состав, связанный с одновременным присутствием минералов разных ассоциаций.

Гетерогенность гранулярного состава характерна для ниобий-редкоземельных руд Томторского месторождения, сформированных несколькими полезными минералами: пирохлором, монацитом, ксенотимом и минералами группы крандаллита. Пирохлор — главный минерал ниобия представлен кристаллами, обломками размером 0.001—0.5 мм и агрегатами, сформированными зернами размером первые микрометры. Иногда присутствуют зерна размером до 1.5 мм. Еще больше варьирует размер зерен монацита. Наиболее ранний монацит встречается в виде мельчайших включений размером 10—15 мкм в кристаллах пирохлора. Реликтовый монацит, унаследованный от латеритных охр, присутствует в виде зерен неправильной формы и агрегатов размером от первых микрометров до 3 мм, нередко кор-

родирован минералами группы крандаллита. Минералы группы крандаллита, преобладающие в этих рудах, представлены тонкодисперсными метаколлоидными выделениями, в которых величина минеральных индивидов, по данным электронной микроскопии, обычно не превышает 1 мкм. Очень редко отмечаются зерна размером около 5 мкм.

Для руд характерна фазовую неоднородность минералов (распад твердых растворов, сингенетичные включения, зональный рост, многократные акты генерации, частичная перекристаллизация, твердофазовые вторичные преобразования и т. д.), а также дефектность зерен и агрегатов (трещиноватость, блочность, отдельность, пористость и пр.). Например, для пирохлора Томторского месторождения типично и зональное строение, и дефектность минеральных зерен.

Типичной особенностью минералов редкометалльных руд является их переменный состав, обусловленный, в первую очередь, изоморфными замещениями атомов химических элементов в кристаллической структуре. Так, замещение катионов кальция и натрия на стронций, барий и свинец определяют четыре разновидности пирохлора — от первичного неизмененного Ca-Na пирохлора, гипергенно измененного Sr-Ba-пирохлора, интенсивно измененного Pb-пирохлора. В минералах группы крандаллита прослеживаются изоморфные замещения во всех группах катионов (структурных позициях).

Особенностью томторских руд является присутствие в них циркониевого ксенотима. Образование циркониевой разновидности ксенотима связано с изоструктурностьюксенотима и циркона, обусловленной вхождением циркония в структуру ксенотима.

Редкометалльные руды за редким исключением являются комплексными полиминеральными образованиями, в которых полезные минералы могут быть представлены несколькими минеральными видами, тесно ассоциирующими между собой и встречающимися в переменном количестве.

В формировании руд Томторского месторождения принимают участие более 80 минералов, главными и второстепенными, среди которых являются: оксиды (пирохлор, ильменорутил, рутил, гетит, гематит), фосфаты (монацит, минералами группы крандаллита, апатитом, ксенотимом), карбонаты (сидерит), слоистые алюмосиликаты (каолинит, иллит), сульфиды (пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, галенит). Большая часть руд представлена тонкодисперсными агрегатами сложного минерального состава.

Ниобий-редкоземельные руды отличаются переменным, в целом весьма тонким гранулярным составом со значительной долей дисперсного материала микро-нанометрического размера. Для них типичен полиминеральный состав, обусловленный одновременным присутствием нескольких полезных минералов, ассоциирующих друг с другом и породообразующими фазами в различных сочетаниях и количественных соотношениях. Также особенностью руд являются широко развитые в минералах изоморфные замещения. Все это в совокупности негативно влияет на обогащение ниобий — редкоземельных руд механическими методами, делая их практически необогатимыми. В то же время именно эти минералогические особенности руд определяют возможность применения при их переработке пиро-гидрометаллургических методов, позволяющих получить продукцию широкого ассортимента и требуемого промышленностью качества.

Проблемы правового регулирования в строительстве

Р. С. Лунев, Е. Н. Кикалишвили, Н. Лакетич, Е. Н. Чикилева

БГТУ им. В. Г. Шухова, Белгород; *roman.lunev@mc-bauchemie.ru*

В строительной отрасли, помимо развития новых технологий, развивается и правовой сегмент регулирования отношений между строителями (исполнителями работ) и производителями (производители строительных материалов). Сейчас нередко можно заметить «громкие» судебные разбирательства между строителями и производителями [1]. Все это связано в первую очередь со своеобразными трактовками каждой из сторон своей нормативной документации, которые очень часто противоречат друг другу.

Производители в большинстве случаев опираются на ГОСТы и технические условия (ТУ), строители на СП (свод правил), которые нередко являются обязательными к исполнению. ГОСТы как правило носят рекомендательный характер (если не отражено в договоре). Это связано с огромной ответственностью строителей при производстве работ, т. к. неисполнение нормативных документов может привести к разрушению жилых или промышленных зданий, мостов и т. п., которое приведет к гибели людей. Поэтому за нарушение многих нормативных документов предусмотрена как административная, так и уголовная ответственность.

На помощь тем и другим приходит договор на поставку, в котором указываются требования ГОСТов, ТУ, СП, других особенностей поставки, которые не могут быть отражены в нормативной документации, например, непрерывность поставки, минимальная партия и прочее. Обычно договор заключается в двух экземплярах, если стороны две, если больше, то в том количестве, сколько заинтересованных сторон, как правило не больше трех: заказчик, подрядчик (строитель) и поставщик (производитель). Данный договор имеет одинаковую юридическую силу [2].

В договоре могут быть указаны как ссылка на ГОСТ или СП, например, бетонная смесь по ГОСТ 10181-2014 «Смеси бетонные. Методы испытаний», так и отдельные выдержки из них. Если в договоре указан ГОСТ, то это говорит о том, что та или иная сторона обязана неукоснительно соблюдать данный нормативный документ без какого-либо отклонения. Одним из важных документов, регулирующих отношения строителя/заказчика и производителя товарного бетона является ГОСТ 7473-2010 «Смеси бетонные. Технические условия», в котором указаны правила приемки.

Если претензии заказчика относятся к прочностным характеристикам бетона, то необходимо прояснить, что такое прочность бетона. Прочность бетона — это относительная величина или техническая характеристика, которая определяется способностью материала противостоять физическим или химическим воздействиям.

В настоящее время существуют следующие документы, регулирующие прочность бетона: ГОСТ 10180-12, ГОСТ 28570-90, ГОСТ 17624-2012, ГОСТ 22690-2015. Первые два ГОСТа относятся к разрушающим методам испытания бетона на прочность, последние — к неразрушающим. По юридической силе данные нормативные документы равны, исходя из положений ГОСТ 18105-2010.

Положения об ответственности производителей бетонных смесей указаны в стандартах ГОСТ 7473 и ГОСТ 13015, в которых возможно установить связь событий, которая привела к недобору прочности. В ГОСТе 7473-2010 установлено, что поставщик бетонной смеси отвечает за нормируемые показатели качества бетонной смеси и бетона. Он гарантирует, что в проектном возрасте бетон приобретет все требуемые параметры. Но данные гарантии будут действовать только в том случае, когда потребитель (строитель) выполнил все требования действующих нормативных документов: проекта производства работ, технологического регламента, СП 70.13330.2012 «Несущие и ограждающие конструкции».

Вполне вероятно, что при проведении экспертизы будет выяснение причин недобора прочности. В конечном итоге эксперт установит чья вина в недоборе прочности: строителя или поставщика бетонной смеси. Таким образом, ответственность за соблюдением правил контроля несут обе стороны, и поставщик, и потребитель.

В заключении хотелось бы отметить, что в настоящий момент заметно вырос уровень образованности в сфере использования нормативных документов при производстве строительных работ. Если раньше, как строители, так

и производители могли сделать себе «поблажку» при производстве работ, то сейчас в условиях жесткой рыночной конкуренции, любой производитель стремится делать качественный продукт, соответствующий всем нормам и стандартам. Строительные же компании стремятся выполнять все требования, т. к. их ответственность в рамках безопасности растет с каждым годом в связи с постоянно меняющимися регламентами.

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента для научных школ НШ-2584.2020.8 с использованием оборудования Центра Высоких Технологий БГТУ им. В. Г. Шухова.

Литература

1. Наумов А. Е., Буравлева А. Ф., Абакумов Р. Г. Правовые аспекты методического регулирования производства судебной строительно-технической экспертизы (ССТЭ)// Инновационная экономика: перспективы развития и совершенствования. 2018. № 5 (31). С. 114—119.

2. Глаголев Е. С., Сулейманова Л. А., Марушко М. В. Нормативно-правовое регулирование жилищного строительства в России // Наука и инновации в строительстве (к 45-летию кафедры строительства и городского хозяйства): сборник докладов международной научно-практической конференции: в 2 т. Белгородский государственный технологический университет им. В. Г. Шухова, 2017. С. 196—205.

Аспекты применения алюмосиликатного техногенного сырья при производстве дорожно-строительных материалов

А. Ю. Марков, М. А. Степаненко, И. Ю. Маркова

БГТУ им. В. Г. Шухова, Белгород; *markovandrey11@gmail.com*

Алюмосиликатные техногенные материалы являются наиболее распространенным видом сырья, используемым в составе различных композиционных материалов. Отдельную нишу среди широкого разнообразия алюмосиликатного техногенного сырья занимают материалы пирогенного происхождения в виде зол, полученных от сжигания различных видов углей [1]. Проведенные ранее исследования, направленные на установление возможности и целесообразности применения полигенетичного техногенного минерального сырья преимущественно алюмосиликатного состава, полученного от сжигания твердого топлива, показали, что их использование в составе органического вяжущего позволяет повысить его вязкоупругие характеристики, как при низких (в зимний период), так и при высоких (в летний период) температурах эксплуатации [2]. Эффективность использования схожих по строению алюмосиликатных материалов также доказана в составе мелкозернистых бетонов на основе портландцемента марки ЦЕМ I 42,5 Н. Их использование позволяет повысить теплостойкость бетона при дальнейшей плазмохимической обработке его поверхности [3].

Возможность использования топливных зол различных типов в составе органического (битума) или неорганического вяжущего (цемента) наряду с другими характеристиками обусловлена их донорно-акцепторной способностью (рисунок).

Как правило, количество активных центров в областях бренстедовских или льюисовских кислот или оснований, характеризующих донорно-акцепторную способность коррелирует с химическим и минералогическим составом минерального сырья. При этом для установления эффективности взаимодействия топливных зол с вяжущими различного механизма твердения достаточно определять ограниченный диапазон кислот или оснований (коагуляционный тип твердения — битум — основные центры, гидратационный тип твердения — цемент — кислотные центры) [4, 5]. В виду того, что кислоты и основания по Бренстеду обладают большей силой, то зачастую определяют диапазон 0—7 и 7—13 pKa.

Таким образом, среди представленных на рисунке типов топливных зол наиболее высокой активностью с точки зрения с использования в составе различных видов вяжущих являются золы Троицкой и Рефтинской ГРЭС. Однако стоит отметить, что при прогнозировании взаимодействия алюмосиликатного техногенного сырья пирогенного происхождения не-

обходимо все же учитывать и другие особенности минеральных материалов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента для научных школ НШ-2584.2020.8 с использованием оборудования Центра Высоких Технологий БГТУ им. В. Г. Шухова.

Литература

1. Бахрах А. М., Вихрова Т. Н. Использование топливных зол в современном строительстве: задачи и перспективы // Наука и технологии в современном обществе. 2016. № 1 (3). С. 80—82.

2. Маркова И. Ю., Строкова В. В., Дмитриева Т. В. Влияние зол-уноса на вязкоупругие характеристики дорожного битума // Строительные материалы. 2015. № 11. С. 28—32.

3. Бондаренко Д. О., Строкова В. В., Тимошенко Т. И., Роздольская И. В. Плазмохимическое модифицирование облицовочного композиционного материала на основе полых стеклянных микросфер с защитно-декоративным покрытием // Перспективные материалы. 2018. № 8. С. 72—80.

4. Илиополов С. К., Мардиросова И. В., Углова Е. В., Безродный О. К. Органические вяжущие для дорожного строительства: учеб. пособие для вузов по специальности «Автомобильные дороги и аэродромы». Ростов на Дону: ООО «Изд-во «Юг», 2003. 428 с.

5. Шангина Н. Н. Прогнозирование физико-механических характеристик бетонов с учетом донорно-акцепторных свойств поверхности наполнителей и заполнителей: дис. … д-ра техн. наук. / Шангина Н. Н.: Петербургский государственный университет путей сообщения. Санкт-Петербург, 1998. 372 с.

Новые композиции реагентов для извлечения минералов сурьмы и мышьяка при переработке упорных золотосодержащих руд

Т. Н. Матвеева, Н. К. Громова

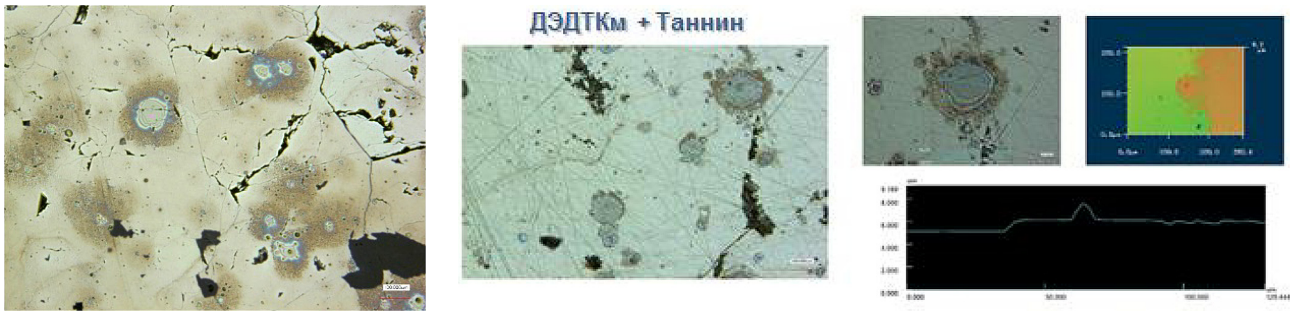
ИПКОН РАН, Москва; *tmatveyeva@mail.ru*

Упорные золотосурьмяные руды с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией и невысоким содержанием тонкодисперсного субмикронного золота, которое концентрируется с сульфидами железа, в основном, арсенопиритом являются сложными объектами переработки. Особенностью золотосурьмяных месторождений является наличие в них, наряду с золотом, в промышленных концентрациях сурьмы, что в значительной мере повышает ценность месторождений. Основным минералом сурьмы является сульфид сурьмы — стибнит (антимонит). Золотосурьмяные руды подвергаются флотационному обогащению с получением, как правило, коллективных золотосурьмяных концентратов. Возросший в последнее время спрос на сурьму делает проблему получения высококачественных сурьмяных концентратов с низким содержанием мышьяка еще более актуальной.

При флотации, как правило, применяются традиционные собиратели — ксантогенаты, дитиофосфаты, иногда в сочетании с тионокарбаматами, в качестве активатора — сульфат меди, для подавления флотации арсенопирита, пирита, пирротина — известь. Невысокая селективность разделения стибнита и арсенопирита, обусловленная низкой контрастностью флотационных свойств указанных минералов в присутствии перечисленных реагентов, обусловливает необходимость разработки новых методов с применением более эффективных реагентных режимов.

Исследованиями, выполненными в ИПКОН РАН, теоретически и экспериментально обоснован механизм действия новых комплексообразующих реагентов — собирателей и модификаторов на минералы цветных и благородных металлов при флотации упорных золото- и платиносодержащих руд. Применение новых реагентных режимов с использованием модифицированного ксантогената и диэтилдитиокарбамата, термоморфных полимеров обеспечило прирост извлечения благородных металлов на 6—13 % и повышение их содержания в концентратах в 1.2—1.5 раза.

Накопленный в ИПКОН РАН опыт по разработке и обоснованию механизм действия новых комплексообразующих реагентов — собирателей и модификаторов на минералы цветных и благородных металлов при флотации упорных золотосодержащих руд позволил предложить



а — арсенопирит FeAsS

б — стибнит Sb_2S_3

Поверхность арсенопирита (а) и стибнита (б) после контакта с композицией реагентов ДЭДТКм и растительным модификатором (KEYENCE VK-9700)

новые композиции реагентов для извлечения золота и сурьмы в разноименные концентраты. В качестве альтернативных реагентов предложены модифицированный диэтилдитиокарбамат (ДЭДТКм) в сочетании с растительным экстрактом, обладающие комплексообразующими и восстановительными свойствами и способные изменять гидрофобно-гидрофильное состояние поверхности сульфидных минералов [1, 2].

Методом лазерной микроскопии (KEYENCE VK-9700) установлено, что ДЭДТКм формирует на поверхности арсенопирита и стибнита дискретные фазы органического реагента (диаметром 8—40 мкм, высотой 1—1.06 мкм (рисунок), последующий контакт с растительным модификатором изменяет вид и размеры вновь образованных фаз, а также их количество. На арсенопирите увеличивается площадь покрытия органической фазой (толщиной 1.25—2.44 мкм). На стибните адсорбция реагентов незначительна.

Таннин, обладая гидрофилизирующими свойствами, селективно подавляет флотацию арсенопирита и обеспечивает эффективное отделение его от стибнита при селекции коллективного золотосурьмяного концентрата. Флотационные экспериментами подтверждена селективность действия предложенной композиции реагентов для получения сурьмяного концентрата с пониженным содержанием мышьяка.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-05-00646.

Литература

1. Матвеева Т. Н., Громова Н. К., Ланцова Л. Б. Исследование адсорбции таннинсодержащих органических реагентов на стибните, арсенопирите и халькопирите при флотации комплексных золотосодержащих руд // ФТПРПИ. 2016. № 3. С. 134—142.

2. Матвеева Т. Н., Громова Н. К., Минаев В. А. Количественная оценка адсорбционногослоя комбинированного диэтилдитиокарбамата на халькопирите и арсенопирите методом измерения параметров рельефа поверхности // Цветные металлы. 2018. № 7. С. 27—32.

Применение анизотропных минеральных наполнителей и модификаторов для получения композиционных материалов на основе серного вяжущего

Л. Ю. Назарова, Ю. И. Рябков

ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *nazarova-lu@chemi.komisc.ru*

Изучению влияния минеральных наполнителей на структуру и свойства композиционных материалов традиционно уделяется немало внимания как в России, так и за рубежом. Анизотропные наполнители одинаковой природы и морфологии повышают технически значимые характеристики керамических матриц (увеличивают прочность на 20—25 % и водостойкость, влияют на регулирование степени усадки, скорости твердения) в меньшей степени, чем аналогичные характеристики полимерных матриц (например, прочность таких композитов увеличивается, как правило, на 50—150 %). Для композиционных материалов на основе известных вяжущих характерно повышение прочности за счет введения или формирования in situ волокнистых или игольчатых образований в процессе твердения цемента. Обычно содержание более трех процентов игольчатых кристаллов в составе матрицы становится основным фактором увеличения прочности материала. Преимуществом серных бетонов является быстрый (в течение часа) набор заданной прочности (до 100 МПа) в сравнении с бетонами на цементных вяжущих [1].

В настоящее время производство и накопление серы как продукта переработки нефти и газа значительно превышает ее потребление. Это создает предпосылки для поиска и развития технологий переработки серы в новые товарные продукты и использование их с учетом ее свойств. При температуре выше 120 °С сера плавится и реализует свойства вяжущего. Серная матрица является универсальной для композиций с практически любыми минеральными наполнителями (горные породы, промышленные отходы). Неотъемлемыми компонентами серного бетона являются модификаторы, обеспечивающие стабилизацию необходимой кристаллической структуры серы, контроль температуры воспламенения нагретых смесей, биоустойчивость. К таким модификаторам относятся нафталин, парафин, дициклопентадиен, сажа, графит [2]. Набор прочности серобетонов связан со скоростью охлаждения и кристаллизации серы.

Самородная сера обычно представлена α-серой, которая кристаллизуется в ромбической сингонии. Эта модификация устойчива до 96 °С, при более высокой температуре стабильна моноклинная форма. Химическое взаимодействие элементарной серы с непредельными углеводородами приводит к образованию устойчивых сополимеров. При этом молекулы модификатора, встраиваясь в полимерные цепочки серы, подавляют переход твердой кристаллической структуры из моноклинного в ромбическое состояние во время охлаждения [3].

Результаты использования указанных компонентов в способах получения серных вяжущих и серобетонов описаны в большом количестве работ, например в [4, 5]. Единственный недостаток серного бетона — низкая устойчивость к воздействию повышенных температур. Для регулирования свойств серных вяжущих и способов формирования серобетона необходимо обязательное введение пластифицирующих добавок (от 5 до 10 %) и соблюдение определенного режима охлаждения образцов (10—15 °С в час до температуры 96 °С). В настоящее время продолжается поиск и исследование неорганических модификаторов, которые повышают устойчивость серных компонентов к воздействию микроорганизмов, химических агентов окружающей среды и позволяют достичь той же прочности, что и при использовании органических модификаторов [6].

Таким образом, использование серасодержащих отходов для производства изделий на основе серных вяжущих позволит получать новый материал для строительства дорог и сооружений, снизить техногенную нагрузку на окружающую среду вблизи предприятий нефтепереработки, в районах разработки газовых и нефтяных месторождений, что особенно важно для северных территорий Республики Коми.

Литература

1. Ньят Тхюи Занг Ле, Епишкин Н. А., Балабанов В. Б., Барышок В. П. Высокопрочные и морозостойкие бетоны с применением технической серы // Известия вузов. Инвестиции. Строительство. Недвижимость.

2018. Т. 8. № 3. С. 122—129. doi: 10.21285/2227-2917-2018-3-122-129.

2. Сабиров Р. Ф., Махоткин А. Ф. Анализ известных способов переработки серы в серобетон, серо-асфальт и другие продукты // Вестник технологического университета. 2016. Т.19, № 20. С. 69—72.

3. Усов Б. А., Окольникова Г.Э. Конструкции из бетонов на термопластичном серном вяжущем // Системные технологии 2016. № 19. С. 21—29.

4. Патент РФ 2519464. Способ получения стабильной связывающей серу композиции и полученная этим способом композиция / Вагин В. П. и др. Опубл.10.06.2014. Бюл. № 16.

5. Патент РФ 2521986. Состав для серных бетонов / Ягафарова Г. Г. и др. Опубл. 10.07.2014. Бюл. № 19.

6. Ле Ньят Тхюи Занг, Епишкин Н. А., Балабанов В. Б., Барышок В. П. Высокопрочные бетоны на основе серного вяжущего с применением модификаторов // Известия вузов. Инвестиции. Строительство. Недвижимость. 2017. Т. 7, № 4. С. 155—161. doi: 10.21285/2227-2917-2017-4-155-161.

Позиции прикладной минералогии в современном недропользовании

Е. Г. Ожогина, А. А. Рогожин

ВИМС, Москва; *vims-ozhogina@mail.ru*

Прикладная минералогия уже давно в геологических науках заняла лидирующее положение. Еще В. И. Вернадский отмечал, что «…значение минералогической основы учения о рудных ископаемых чрезвычайно усилилось. Учение о полезных ископаемых является сейчас в своей основе, прикладной минералогией…». Он подчеркивал, необходимость создания базы для изучения полезных ископаемых, которые «неизбежно должны вестись на минералогической основе, а не на геологической» [1].

Благодаря работам ведущих специалистов страны (Федоровскому Н. М., Гинзбургу Н. И., Ревнивцеву В. И., Юшкину Н. П., Изоитко В. М., Сидоренко Г. А., Кузьмину В. И., Пирогову Б. И.) в прошлом веке были научно обоснованы главные направления прикладной минералогии. Поисковая минералогия — научное направление, сложившееся на стыке генетической минералогии и геологоразведочного дела. Основная цель поисковой минералогии — повышение эффективности и качественного уровня геологоразведочных работ. Научной основой поисковой минералогии является учение о типоморфизме минералов и тесно с ним связанное, вытекающее из него, учение о минералах-индикаторах оруденения. Технологическая минералогия — научное направление прикладной минералогии, сформировавшееся на стыке ее с технологией минерального сырья. Главная цель технологической минералогии — интенсификация использования минерального сырья, повышение полноты и комплексности освоения месторождений путем улучшения технологических показателей извлечения из руд всех (основных и попутных) полезных компонентов [2].

Расцвет поисковой минералогии пришелся на середину прошлого века. При поисках и оценке новых месторождений полезных ископаемых широко использовались минералогические критерии, базирующиеся на изучении типоморфных минеральных ассоциаций, минералов и их особенностей. Но уже тогда появились тревожные тенденции, связанные с ухудшением качественных характеристик ресурсного потенциала отечественного минерально-сырьевого комплекса, истощением фонда легко открываемых сырьевых объектов, выходящих на поверхность. Поэтому геологическое изучение и в дальнейшем вовлечение в промышленную переработку бедных комплексных руд черных цветных, редких, благородных металлов, неметаллических полезных ископаемых, не только природного, но и техногенного происхождения, отличающихся сложными условиями залегания, неизбежно привели к усилению позиций технологической минералогии, которая сегодня занимает лидирующее положение в прикладной минералогии. В круг ее задач входит изучение зависимости технологических свойств минералов от их состава и структуры, поведение минералов в процессах переработки, изыскания по направленному изменению свойств минералов с целью их разделения и обогащения.

Учитывая особенности современного недропользования, включающего геологическое

изучение, использование и охрану недр (т.е. поиски, разведку, добычу и использование отходов минеральных природных ресурсов), совершенно очевидно, что сегодня не существует явных границ между поисковой и технологической минералогией. Поэтому главной задачей прикладных минералогических исследований следует считать определение качественных характеристик руд месторождений — их вещественного состава, выдержанности качества оруденения в геологических контурах и технологических свойств полезных ископаемых. Ориентация на комплексное использование сырья обуславливает задачи, которые необходимо решать в рамках прикладных минералогических исследований: прогноз качества руды на ранних стадиях геологоразведочных работ и технологических показателей при переделе сырья, интерактивный контроль этих показателей минералого-аналитическими методами; оценка экологических последствий добычи и переработки полезных ископаемых и разработка мероприятий, устраняющих эти последствия.

В заключение следует отметить, что интенсивно развиваются и другие направления прикладной минералогии–экологическая минералогия, биоминералогия, минералогическое материаловедение и пр., которые постепенно приобретают статус самостоятельных направлений. Например, в задачи экологической минералогии, зародившейся в недрах технологической минералогии, входят многочисленные вопросы, касающиеся утилизации и вторичной переработки горнопромышленных отходов (минералогия техногенеза), выявление и изучение минералогических загрязняющих, санирующих и модифицирующих факторов, определяющих прогноз, контроль и управление экологическими процессами[3].

Литература

1. Вернадский В. И. Избранные сочинения. М: Изд-во АН СССР. 1959. Т. 4. Кн. 1. 624 с.

2. Ожогина Е. Г., Пирогов Б. И. Кузьмин В. И. Развитие идей А. И. Гинзбурга в прикладной минералогии // Материалы Юбилейного съезда Российского минералогического общества «200 лет РМО». Санкт-Петербург, 10—13 октября 2017. СПб. 2017. Т. 2. С. 128—129.

3. Ожогина Е. Г., Шадрунова И. В., Чекушина Т. В. Роль минералогических исследований в решении экологических проблем горнопромышленных районов // Горный журнал. 2017. № 11. С. 105—110.

Перспективы проведения межлабораторных сличительных испытаний по минералогическим методам анализа

Е. Г. Ожогина, Е. А. Горбатова, А. А. Белоусова

ВИМС, Москва; *vims-ozhogina@mail.ru, lena_gorbatova@mail.ru, belousova.vims@gmail.com*

Одним из универсальных и объективных способов демонстрации технической компетентности испытательных лабораторий (ИЛ) является участие в межлабораторных сличительных испытаниях (МСИ), позволяющих оценить достоверность результатов каждой отдельной лаборатории и получить информацию о реальной точности методик измерений в целом. МСИ дают возможность оценить качество проводимых измерений в ИЛ, осуществить корректирующие действия.

Участниками МСИ могут быть любые ИЛ, выполняющие испытания, независимо от организационно-правовой формы, статуса и системы подтверждения компетентности.

Минералогические исследования по изучению твердых полезных ископаемых (ТПИ) проводятся в ИЛ различной ведомственной принадлежности, неодинаково оснащенных современным приборным парком, методической базой и квалифицированными сотрудниками. В связи с этим, за последние десятилетия возросли требования к технической компетентности ИЛ и организации работ по обеспечению качества измерений в данной области лабораторной деятельности.

В геологической отрасли традиционно МСИ проводятся для аналитических лабораторий и испытательных центров, проводящих определение элементного состава исследуемых образцов. МСИ для оценки качества минералогических работ, в мировой практике осуществляются крайне редко. Сведений об организации МСИ для оценки качества минералогических работ в

Программы межлабораторных сличительных испытаний, реализованные ФГБУ «ВИМС»

Программа МСИ	Образец для контроля	Метод	Кол-во участников	Результаты
4.3/2016-ИСМ	ИСМ	РКФА	7	удовлетворительных — 4 сомнительных — 1 неудовлетворительных — 2
3.4/2017-ГП	ГП	ОП	8	удовлетворительных — 8 сомнительных — 0 неудовлетворительных — 0
4.3/2017-ИК	ИК	РКФА	12	удовлетворительных — 11 сомнительных — 1 неудовлетворительных — 0
2.3/2018-ГП	ГП	ОП	10	удовлетворительных — 10 сомнительных — 0 неудовлетворительных — 0
1.2/2018-ИСМ	ИСМ	РКФА	10	удовлетворительных — 10 сомнительных — 0 неудовлетворительных — 0
2.3/2019-ГП	ГП	ОП	9	удовлетворительных — 8 сомнительных — 1 неудовлетворительных — 0
3.3/2019-ИСМ	ИСМ	РКФА	6	удовлетворительных — 6 сомнительных — 0 неудовлетворительных — 0

Российской Федерации в свободных источниках не обнаружено.

В 2016 г. провайдером МСИ ФГБУ «ВИМС» была реализована программа по минералогическим методам анализа. В данных МСИ приняло участие 7 лабораторий. Анализ полученных результатов подтвердил необходимость объективного контроля качества выполнения минералогических исследований (2 лаборатории получили неудовлетворительный результат, 1 — сомнительный).

Поскольку твердые полезные ископаемые характеризуются сложным строением и непостоянным минеральным составом, что обусловлено высокой степенью их фазовой и структурной неоднородности, то для получения полной и достоверной информации о минералогических особенностях ТПИ используется комплекс минералого-аналитических методов. К основным количественным методам относятся методы оптической микроскопии (оптико-петрографический (ОП), оптико-минералогический (ОМ), оптико-геометрический (ОГ), минераграфический (М)) и рентгенографический фазовый анализ (РКФА). Категория точности методов (по ОСТ 41-08-266-04) различная, для ОП и М — V категория точности, для РКФА, ОГ и ОМ — III — IV.

В период с 2016 по 2019 гг. ФГБУ «ВИМС» реализовано 7 программ, предусматривающих проведение испытаний РКФА и ОП методами, объектами для контроля являлись различные объекты — порошок корунда синтетического (ИК), искусственная смесь минералов (ИСМ), горная порода (ГП).

Регулярное участие в МСИ, позволяет лабораториям либо выявить свои «слабые» стороны — при получении неудовлетворительных результатов, и путем реализации корректирующих мероприятий повысить качество выполнения испытаний, либо подтверждать стабильно высокое качество — при получении удовлетворительных.

Анализ результатов МСИ, предусматривающих использование методов разных категорий, показывает, что, несмотря на то, что требования к точности для методов V категории точности ниже, чем для методов III—IV, при реализации программ МСИ для методов V категории лаборатории получают сомнительные результаты. Таким образом, можно говорить о важности и необходимости организации программ МСИ как для количественных, так и для полуколичественных методов минералогических исследований.

Сорбция химических элементов компонентами бурых углей

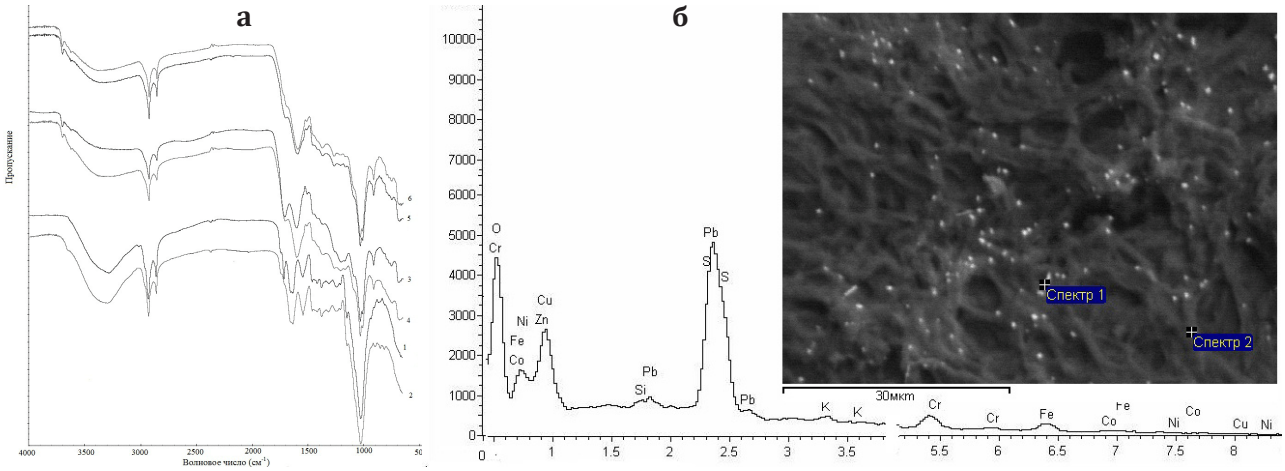
Л. М. Павлова, В. И. Радомская, Л. П. Шумилова

ИГиП ДВО РАН, Благовещенск; *pav@ascnet.ru*

В ископаемых углях зачастую отмечают повышенные концентрации ценных элементов-примесей [1]. Немаловажное влияние на распределение, формы содержания, образование минеральных фаз элементов-примесей в процессе углеобразования оказывает природа органического вещества (ОВ), наследуемая от биопредшественника. Состав ОВ, стадия его трансформации обуславливают разнообразие механизмов концентрирования элементов в углях. Биологические соединения, продукты их распада способны к прямому сорбционному взаимодействию с ионами металлов. Основные минерализаторы растительной биомассы — бактерии, микроскопические грибы — могут концентрировать элементы с образованием нульвалентных наночастиц [2—4]. Торф и его компоненты сорбируют элементы с образованием минеральных фаз [5, 6]. Для разработки технологий попутного при сжигании углей извлечения потенциально ценных элементов необходимо владеть максимально полной информацией о характере ОВ, закономерностях накопления и механизмах связывания элементов с ним. Целью настоящего исследования было изучение в модельных экспериментах сорбционных возможностей бурого угля и биопредшественников его образования (гуминовых кислот, биомассы микромицетов) в отношении потенциально ценных элементов-примесей. Для экспериментов использовали бурый уголь Сергеевского месторождения (У), выделенные из него гуминовые кислоты (ГК) и биомассу микромицета *Penicillium canescens* 9(6), выделенного ранее из этого же месторождения.

ГК и грибная биомасса (Гр) характеризовались высоким извлечением химических элементов из многокомпонентных растворов. Максимально извлекались Pb, Fe (ГК — 98—88 %; Гр — 98—71 %; У — 59—57 %) и Cu — только ГК и Гр, тогда как остальные элементы — Zn, Ni, Co и Cu углем извлекались в следующих пределах: ГК — 59—40 %; Гр — 58—44 %; У — 43—16 %. Гр обладали большей сорбционной способностью при использовании модельного раствора без Fe и Pb — (%) Zn_{58} > Co_{44} > Cu_{35} > $Ni_{2.}$ А извлечение элементов углем (37—4 %) происходило преимущественно за счет ГВ (36—3 %). ГК и Гр обладали высокой сорбционной емкостью и коротким периодом установления сорбционного равновесия — 6 часов, для угля — 24 часа.

Связывание ионов металлов ГК на ИК-спектрах (рисунок а, спектры 3, 4) фиксировали по уменьшению интенсивности полосы поглощения, соответствующей связи C=O в COOH-группах (1705 $см^{-1}$). Этот факт, а также изменение pH среды экспериментальных растворов в кислую область позволяют предположить о предпочтительно ионообменном механизме взаимодействия ГК с металлами. Высокая степень извлечения металлов из раствора ГК связана с бóльшим содержанием в их составе карбоксильных групп (величина карбоксильной



ИК-спектры (а), линии спектров Гр, ГК, У — 1, 3, 5 — в исходном состоянии и 2, 4, 6 — после сорбции соответственно; электронно-микроскопический снимок поверхности грибной биомассы (б).

кислотности (мг-экв/г) для ГК составила 3.6, для Гр — 1.16, для У — 0.76.

О связи Гр с металлами через карбоксиланионы и азот аминогрупп свидетельствуют изменения интенсивности полос поглощения амида II (1541 $см^{-1}$) и связи C=O карбоксильных групп (1720 $см^{-1}$) (рисунок а, спектры 1, 2). Механизм взаимодействия Гр с металлами включает комбинацию ионного обмена, хелатирования, восстановительных реакций, сопровождаемых образованием нульвалентных частиц (рисунок б). С углем взаимодействие ионов металлов осуществлялось за счет сил электростатического притяжения, а механизм имел преимущественно адсорбционный характер, так как ИК-спектр угля после сорбции металлов по положению основных полос почти не отличался от ИК-спектра исходного угля (рисунок а, спектры 5, 6).

Таким образом, по мере метафорфизма растительной массы в уголь фиксируются качественные изменения в составе и структуре компонентов ОВ: увеличивается доля ароматических структур, уменьшается количество алифатических группировок. Это обуславливает преобладание одного из механизмов сорбции элементов ОВ на разных стадиях торфоуглеобразования.

Литература

1. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Ценные элементы-примеси в углях. Екатеринбург: УроРАН. 2006. 538 с.

2. Gadd G. M. Metals, minerals and microbes: Geomicrobiology and Bioremediation // Microbiology. 2010. V. 156. P. 609—643.

3. Павлова Л. М., Радомская В. И., Шумилова Л. П., Ионов А. М., Сорокин А. П. О биоминерализации платины микроорганизмами // ДАН. 2017. Т. 473. № 6. С. 699—702.

4. Pavlova L. M., Radomskaya V. I., Shumilova L. P., Kezina T. V., Ivanov V. V. Biosorption of toxic elements from multicomponent solutions by microfungal biomass // Russian Journal of General Chemistry, 2019, V. 89, No. 13, P. 2845—2857.

5. Radomskaya V. I., Pavlova L. M., Noskova L. P., Kotel`nikov V. Yu., Ivanov V. V., Poselyuzhnaya A. V. Interactions of peat and its components with gold and palladium ions in aqueous solutions // Solid Fuel Chemistry. 2015. V. 49, No. 3. P. 156—166.

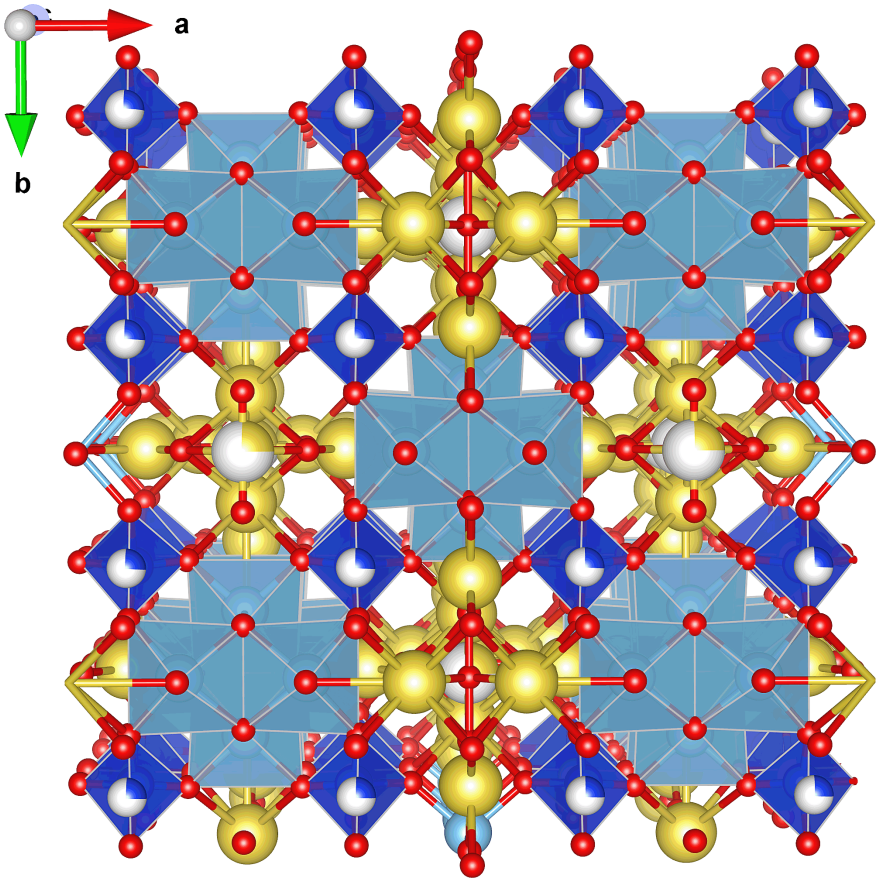
Механизм внедрения ионов Pb^{2+} и Sr^{2+} в кристаллическую структуру ситинакита

Т. Л. Паникоровский[1], И. А. Перовский[2], Н. Ю. Яничева[1], Н. С. Власенко[3], С. В. Кривовичев[1]

[1]ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты; *t.panikorovskii@ksc.ru, mage13@bk.ru, s.krivovichev@ksc.ru*
[2]ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *Igor-perovskij@yandex.ru*
[3]СПбГУ, Санкт-Петербург; *n.vlasenko@spbu.ru*

Титаносиликатные материалы, разрабатываемые и уже используемые в различных отраслях народного хозяйства во многих случаях, являются синтетическими аналогами минералов. Метод синтеза минерала ситинакита $Na_2KTi_4Si_2O_{13}(OH)\cdot 4H_2O$, открытого Ю. П. Меньшиковым и А. П. Хомяковым с соавторами в 1992 г. в Хибинском массиве [1], получившего название IONSIV IE-911, был запатентован американским учёным А. Клеафилдом в 2000 г. [2]. Исследования его ионообменных свойств показали высокую эффективность использования в качестве сорбента для извлечения Cs, Sr и Co из ЖРО [3—5]. При этом механизм сорбции не был до конца изучен, что не позволяло определить максимальную теоретическую ёмкость в отношении различных компонентов. Нами была проверена возможность внедрения ионов Pb^{2+} и Sr^{2+} в структуру ситинакита. В эксперименте использовался образец ситинакита из Хибинского массива с химическим составом, соответствующий формуле:

$(Na_{2.28}K_{0.68}Sr_{0.06}Ba_{0.02}Ca_{0.01})_{3.05}(Ti_{3.82}Nb_{0.25}Fe_{0.01})_{4.08}Si_{1.94}O_{13}(OH_{0.54}O_{0.46}) \cdot 3.98H_2O$. Ионный обмен проводился при температуре 180 °C в течении 24 ч. После эксперимента образец находился в комнатных условиях в течении 90 сут. Химический состав Sr-замещенного образца составил $(Sr_{1.02}Pb_{0.47}Na_{0.20}Cu_{0.12})_{1.81}(Ti_{3.61}Nb_{0.38}Fe_{0.10})_{4.09}Si_{2.01}O_{13}(O) \cdot 5.25H_2O$. Согласно на-



Изображение кристаллической структуры Sr-Pb-замещенной формы ситинакита

шим данным, параметры Sr-замещенной формы ситинакита (a = 11.0427(8), b = 11.9536(9) Å, V = 1458 Å^3.

При температуре порядка 200 °C или при длительной выдержке в 0.5M растворе HCl происходит схлопывание каналов и образование замкнутых полостей [6, 7]. Наблюдаемый фазовый переход происходит с изменением базиса элементарной ячейки на диагональный для параметров, a и b (7.76 → 11.05 Å). Согласно авторам данного исследования, этот переход имеет обратимый характер, и образцы восстанавливают исходную структуру в атмосферных условиях.

Нами было обнаружено, что ионы стронция и свинца занимают 3 смешанные позиции по периметру 8-членных каналов и координированы кислородными позициями каркаса структуры и молекулярной воды в каналах (см. рисунок).

Натрий занимает позицию Na4, что свидетельствуют о неполном протекании реакции ионного обмена. Фазовый переход при внедрении атомов Sr в кристаллическую структуру ситинакита вероятнее всего является необратимым, поскольку ионы стронция занимают специальные позиции в структурных каналах, не позволяющие ей полностью восстановиться.

Исследования проводились в рамках научной темы ФИЦ КНЦ РАН 0226-2019-0011 (эксперименты по сорбции титаносиликатов) и при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-29-12039 (изучение кристаллических структур природных титаносиликатов).

Литература

1. Меньшиков Ю. П., Соколова Е. В., Егоров-Тисменко Ю. К., Хомяков А. П., Полежаева Л. И. Ситинакит $Na_2KTi_4Si_2O_{13}(OH)\cdot 4H_2O$ — новый минерал // Записки ВМО. 1992. № 1. С. 94—99

2. Clearfield A., Bortun L. N., Bortun A. I. Alkali metal ion exchange by the framework titanium silicate $M_2Ti_2O_3SiO_4 \cdot nH_2O$ (M = H, Na). React Func Polym 43: 85—95.

3. Anthony R. G., Dosch R. G., Gu, D., Philip C. V. Use of silicotitanates for removing cesium and strontium from defense waste // Ind. Eng. Chem. Res. 1994, 33, 2702—2705.

4. Nyman M., Nenoff T. M., Headley T. J. SAND 2001—0999, Sandia National Laboratories, Albuquerque, NM, 2001.

5. Mann N. R., Todd T. A. Removal of Cesium from Acidic Radioactive Tank Waste by Using Ionsiv IE-911. Sep. Sci. Technol. 2005, 39, 2351—2371.

6. Poojary D. M., Cahill R. A., Clearfield A. Synthesis, Crystal Structures, and Ion-Exchange Properties of a Novel Porous Titanosilicate // Chem. Mater. 1994, 6, 2364-8.

7. Thorogood G. J., Kennedy B. J., Griffith C. S., Elcombe M. M., Avdeev M., Hanna J. V., Thorogood S. K., Luca V. Structure and Phase Transformations in the Titanosilicate, Sitinakite. The Importance of Water // Chem. Mater. 2010, 22, 14, 4222—4231.

Анализ магнитных свойств песков хвостохранилища Малышевского месторождения

П. С. Пащенко

ИГТМ НАН Украины, Днепр; *pavelsp123@gmail.com*

Наиболее крупным в титанорудном районе Среднего Приднепровья Украины является россыпное Малышевское циркон-рутил-ильменитовое месторождение (Самотканская россыпь), служащая сырьевой базой Вольногорского горно-металлургического комбината. Месторождение приурочено к прибрежно-морским песчаным отложениям сарматского яруса неогена и песчаным отложениям полтавской серии нижнего неогена — верхнего палеогена. Ниже рудоносных песков залегают песчано-глинистые осадочные образования палеогена, кора выветривания и кристаллические породы Украинского кристаллического щита [1].

Руда месторождения — это кварцевые мелкозернистые пески (средняя мощность — 15 м) с содержанием глинистой фракции от 10 до 45 % и суммы тяжелых минералов до 15—20 %.

Подавляющая часть запасов приурочена к трем лентообразным параллельным между собой залежам в сарматском горизонте: Средней и Южной на Западном участке, I-й, II-й Средней и Южной залежам на Центральном и Восточном участках. Залежи имеют ширину от 200 до 900 м, разделены между собой безрудными зонами шириной 100—300 м, сложенными такими же кварцевыми песками, но практически без тяжелых минералов. Рудные пески состоят из кварца (45—90 %), минералов глины (5—50 %) и различными, обычно резко подчиненными количествами тяжелых (с удельным весом более 2,9 г/см^3) минералов: лейкоксенизированного ильменита (аризонита), рутила, лейкоксена, циркона, дистена, силлиманита, ставролита, турмалина, хромита. В количестве до 1 % в сумме от тяжелых минералов содержатся магнетит, шпинель, анатаз, брукит, бадделеит, монацит, корунд, андалузит и др. Содержание суммы тяжелых минералов колеблется в больших пределах — от нескольких до десятков и сотен кг/м^3.

Рудные минералы тяжелой фракции подразделяются на электромагнитную и неэлектромагнитную фракции. Электромагнитная фракция составляет большую часть суммы тяжелых минералов. К ним относятся ильменит, ставролит, турмалин, в малых количествах хромит, магнетит, шпинель, монацит. Неэлектромагнитную фракцию составляет рутил, лейкоксен, дистен, силлиманит, изредка встречается андалузит. Основными минералами, имеющими промышленную ценность, являются ильменит, рутил, циркон, в незначительных количествах извлекаются дистен-силлиманит, ставролит, а из легкой фракции — кварц.

Для определения трансформации минералов в породах при их добыче и переработке в нарушенных и техногенных геологических средах были выполнены работы по исследованию хвостов обогащения Малышевского месторождения.

Для определения характеристик песков хвостохранилищ было отобрано 3 пробы песков. По этим образцам были выполнены следующие действия: изготовлены шлифы, установлен гранулометрический состав, выделены магнитные фракции и построена схематичная карта распределения магнитной фракции.

Выделение магнитной фракции проводилось с помощью магнита, который имеет значение индукции на своей поверхности у 212 МТС, это позволило исключить из проб № 1—3 магнитные минералы, установить их массовую долю в отобранных пробах и измерить их плотность (см. таблицу). Также магнитная фракция была рассмотрена под микроскопом, что позволило установить минеральный состав фракции.

Физические характеристики проб песков № 1—3

№ пробы	Общая масса, г	Масса остатка песка, г	Масса магнитной фракции, г	Количество магнитной фракции, %	Плотность остатка песка, г/см^3	Плотность магнитной фракции, г/см^3
1	141.736	141.379	0.318	0.23	2.77	3.18
2	117.731	116.968	0.793	0.70	2.62	3.60
3	126.397	125.025	1.372	1.10	2.65	3.70
Среднее	128.621	127.790	0.828	0.68	2.68	3.49

Основными минералами этой фракции являются ильменит, кварц, с примесями железа и дистен.

В результате проведенных исследований хвостохранилища Малышевского месторождения и осуществленных расчетов было установлено, что:

— основные размеры частиц песков относятся к фракции 0.20—0.315 мм;

— выделена магнитная фракция из проб, и установлено ее среднее содержание в песках хранилища 0.68 % с плотностью 3.49 г/см^3, которая состоит в большей степени из таких минералов как ильменит, кварц, с примесями железа и дистен;

— построена карта распределения магнитной фракции по территории хранилища на поверхности насыпи. Концентрация тяжелых минералов повышается в сторону наклона поверхности;

— оценены запасы магнитной фракции по всей площади до глубины 5 м, составляющие для данного хвостохранилища примерно 82 319 т.

Литература

1. Собко Б. Е. Совершенствование технологии открытой разработки россыпных титано-циркониевых руд. Днепропетровск: Национальный горний университет, 2008. 167 с.

Первый шаг к получению микросфер SiO_2—TiO_2 со структурой «ядро — оболочка» из продуктов переработки лейкоксеновых руд

И. А. Перовский, Г. В. Игнатьев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *igor-perovskij@yandex.ru*

В Институте геологии им. Н. П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН разрабатывается оригинальный метод фторидного обескремнивания лейкоксеновых концентратов [1, 2], в основе которого лежит технологическая схема фторирования ильменита, предложенная В. А. Карелиным [3]. Одной из стадий фторидного обескремнивания лейкоксена является водное выщелачивание, позволяющее перевести образовавшиеся фторидные комплексы в раствор. Маточный раствор, отделенный от профторированного лейкоксена, представляет собой многокомпонентную систему, содержащую растворенные фторидные соли Si, Ti, Al, Fe. В процессе неконтролируемого гидролиза из растворов можно получать гидратированный осадок, основными компонентами которого являются оксиды кремния и титана. Успешное применение полученных осадков в синтезе титаносиликатов [4—6] — неорганических сорбентов радионуклидов — показало перспективность использования таких «отходов» обогащения для получения новых функциональных материалов. Другим направлением может стать получение микросфер SiO_2 — TiO_2 со структурой «ядро-оболочка», которые применятся в качестве фотокатализаторов [7—9].

Цель работы — исследовать состав растворов, полученных в процессе фторидного обескремнивания лейкоксеновых концентратов, при контролируемом гидролизе для оценки возможности формирования микросфер «ядро-оболочка».

В качестве исходного материала использован флотационный лейкоксеновый концентрат, предоставленный АО «СИТТЕК». Нефть, содержа-

щаяся в концентрате, экстрагировалась, после чего производился обжиг при температуре 800 °С. Далее концентрат просеивался на сите 1 мм без дополнительной механоактивации. Навеску образца массой 5 г. смешивали с гидрофторидом аммония в соотношении 1:1.5 и проводили фторирование в соответствии с методикой, описанной в работе [2]. Продукты фторирования заливали дистиллированной водой (50 мл) и отделяли фильтрованием через бумажный фильтр. Полученный маточный раствор доводили до 100 мл и проводили контролируемый гидролиз с использованием 6 % раствора NH_4OH (о.с.ч). Добавление аммиака в систему приводит к постепенному агрегированию коллоидных частиц с образованием геля, при разбиении которого образуется осадок. По мере образования осадка отбирали аликвоту раствора, в качестве контрольных точек использовали значение pH полученные на анализаторе жидкости «ЭКСПЕРТ-001». Определение концентраций элементов в растворах, полученных в процессе контролируемого гидролиза, проводили методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на приборе Vista MPX Red.

В табл. 1—2 представлены результаты измерения концентраций элементов параллельных экспериментальных растворов. Установлено, что концентрация основных элементов перешедших в раствор составляет ~ 1 г/л. Повышение pH с 3.48 до 5.6 приводит к образованию первых дисперсных частиц. Стоит отметить, что частицы, образовавшиеся при pH = 5.6, остаются стабильными и практически не оседа-

Таблица 1. Результаты элементного анализа раствора в процессе контролируемого гидролиза

pH	Концентрация элемента, мг/л			
	Ti	Si	Al	Fe
3.47	3704	5874	187	550
5.62	3442	5266	172	492
5.94	3348	4757	104	451
6.18	3131	4234	59	383
6.49	2684	3286	38	287
6.70	2347	2511	33	212
6.88	2005	1742	**н.п.о.	150
7.26	1231	338	**н.п.о.	42
8.00	626	64	**н.п.о.	2
8.50	179	95	**н.п.о.	**н.п.о.
8.77	31	67	**н.п.о.	**н.п.о.
9.06	4	63	**н.п.о.	**н.п.о.
9.33	1	47	**н.п.о.	**н.п.о.
*9.33	1.2	30	**н.п.о.	**н.п.о.

* — значение pH и концентрация раствора после фильтрования через бумажный фильтр

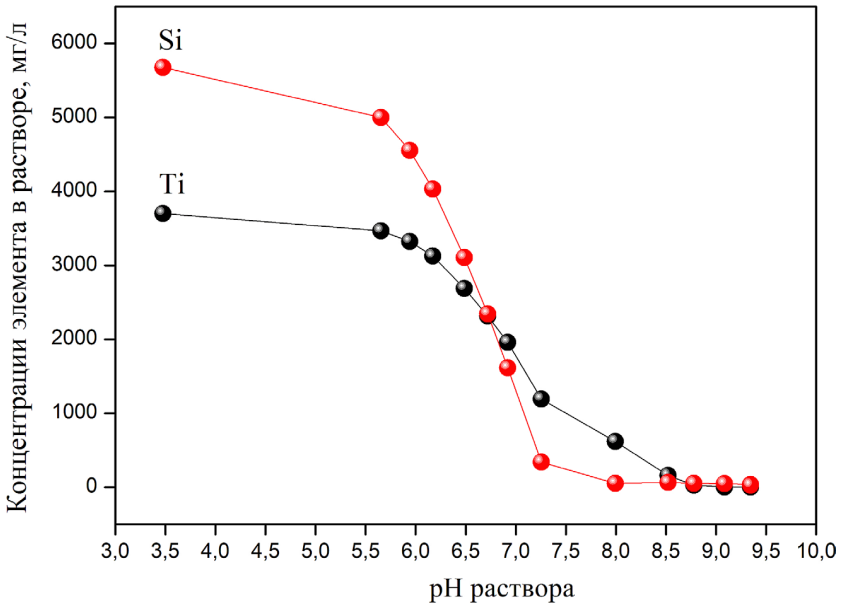
** — ниже предела обнаружения

Таблица 2. Результаты элементного анализа раствора в процессе контролируемого гидролиза

pH	Концентрация элемента, мг/л			
	Ti	Si	Al	Fe
3.48	3698	5474	180	530
5.69	3490	4733	172	473
5.94	3301	4349	89	429
6.16	3119	3832	44	361
6.48	2697	2926	23	260
6.74	2284	2176	**н.п.о	186
6.96	1910	1488	**н.п.о	128
7.25	1153	340	**н.п.о	34
7.99	611	41	**н.п.о	1
8.54	141	37	**н.п.о	**н.п.о.
8.79	25	36	**н.п.о	**н.п.о.
9.11	3	32	**н.п.о	**н.п.о.
9.36	1	26	**н.п.о	**н.п.о.
9.36	1.9	24	**н.п.о.	**н.п.о.

* — значение pH и концентрация раствора после фильтрования через бумажный фильтр

** — ниже предела обнаружения



Изменение концентрации элементов раствора в процессе гидролиза

ют. Для их отделения и отбора аликвоты применяли центрифугирование. Интенсивная коагуляция и образование хлопьевидного, седиментационно неустойчивого осадка начинается при pH = 5.9, соответствующего порогу коагуляции. При достижении pH = 7.2 раствор практически не содержит Al и Fe, а концентрация Ti превышает содержание Si в 3.5 раза. Последующее добавление аммиака в систему приводит к резкому повышению pH до 8, а концентрация Si снижается до 40—60 мг/л и остается на этой отметке до завершения процесса гидролиза. При pH = 9.3 добавление очередной порции аммиака не приводит к выпадению осадка. На рисунке представлен усредненный график содержания Ti и Si в процессе гидролиза.

Таким образом, регулируя pH среды, можно контролировать процессы осаждения кремния и титана. До pH 6—6.2 можно получить относительно чистый гидратированный оксид кремния, от pH 7.2 гидратированный оксид титана. Осадки, полученные в интервале от 6.2 до 7.2, могут рассматриваться как прекурсоры для синтеза титаносиликата со структурой ситинакита [6].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 19-05-00460 А. Автор выражает благодарность ЦКП «Геонаука» за помощь в проведении аналитических работ.

Литература

1. Перовский И. А., Игнатьев Г. В. Фтораммонийный способ обескремнивания лейкоксенового концентрата Ярегского месторождения // Прогнозная оценка технологических свойств полезных ископаемых методами прикладной минералогии: Сборник статей по материалам докладов VII Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2013. С. 110—116.

2. Перовский И. А., Бурцев И. Н. Влияние механоактивации лейкоксена на эффективность процесса его переработки по фторидному методу // Перспективные материалы. 2016. № 2, С. 66—73.

3. Карелин В. А., Карелин А. И. Фторидная технология переработки концентратов редких металлов / Отв. ред. В. А. Матюха. Томск: НТЛ, 2004. 221 с.

4. Перовский И. А. Синтез титаносиликатов из лейкоксеновых руд // Вестник Томского государственного университета. 2014. № 384. С. 182—188.

5. Перовский И. А. Пискунова Н. Н. Наноразмерные морфологические характеристики синтетических порошков натисита и паранатисита // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 11. С. 40—45.

6. Perovskiy I. A., Khramenkova E. V., Pidko E. A., Krivoshapkin P. V., et. al. Efficient extraction of multivalent cations from aqueous solutions into sitinakite-based sorbents // Chemical Engineering Journal. 2018. V. 354. pp. 727—739. https://doi.org/10.1016/j.cej.2018.08.030

7. Murashkevich A. N., Alisienok O. A., Zharskii, I. M. Physicochemical and photocatalytic properties of nanosized titanium dioxide deposited on silicon dioxide microspheres. Kinet Catal. 2011. 52. pp. 809—816. https://doi.org/10.1134/S0023158411060140

8. Yoo J. B., Yoo H. J., Lim, B. W., et. al. Controlled Synthesis of Monodisperse SiO_2-TiO_2 Microspheres with a Yolk-Shell Structure as Effective Photocatalysts // ChemSusChem, 2012. 5(12). 2334—2340. doi:10.1002/cssc.201200463

9. Zou, H., Wang, L., Tao, H., Liu, et. al. Preparation of SiO_2@TiO_2:Eu3+@TiO2 core double-shell microspheres for photodegradation of polyacrylamide // RSC Advances. 2019. 9(53). 30790—30796. doi:10.1039/c9ra06187h

Основные черты поведения минералов в единой системе «минерагенез — техногенез руд»

Б. И. Пирогов

ВИМС, Москва; *pirogov_bi@inbox.ru*

«Ретроспективный» индивид и продукты его преобразования на макро-, микро- и нано- уровнях являются основными объектами технологической минералогии (ТМ) при исследовании руд в полярной системе минерагенез — техногенез [5]. Опираясь на исследования особенностей вещественного состава, текстурно-структурных признаков, физико-механических и физико-химических свойств руд различных генетических типов; законы минералогии инерции (минералогической «памяти»), резонанса, информационные; учитывая взаимосвязи и подобие между процессами образования (преобразования) их в Природе (минерагенез) и Технологии (техногенез); данные технологических экспериментов, мы формируем представления о технологических свойствах минералов (ТСМ), особенностях их онтогении и типоморфизма [1, 3, 6, 8]. Онтогения отвечает на вопрос, как образовался минерал, а типоморфизм в каких условиях и что было движущей силой этого явления [2, 3, 6, 8]. Это четко проявляется в системе минерагенез-техногенез [4, 5] на 3-х уровнях организации минерального вещества, определяющем неоднородности индивида (текстурном — структурном — микроуровне индивида), формируя в целом минералого-технологический КОД руды. Здесь же проявляются и оцениваются следующие основные черты поведения минералов в связи с переработкой руд различных генетических типов:

— ***двойственная природа ТСМ***, которая проявляется в *динамике* единой геолого-техногенной системы **(ЕГТС)** ***минерагенеза*** (*сохраняясь* потенциально *в виде каменных «штампов», фиксирующих* эволюционно-революционные этапы рудообразования: сингенез → диагенез → метаморфизм) и **полярно** *раскрывается* при ***техногенезе*** в гранулярном спектре классов дробленно-измельченной руды при различных процессах сепарации;

— ***информация о ТСМ локализуется на различных уровнях минералогической «памяти*** морфологическом, структурном, изотопном и др., предопределяя, с учетом дискретного состояния вещества, в целом контрастность свойств минералов. В зависимости от КОДа руды, характера проявления первичной и наложенной (вторичной) минералого-генетической информации в минерагенезе и техногенезе изменяются ТСМ. По-разному это сказывается на эффективности обмена энергией, веществом и соответственно информацией между рудными и нерудными минералами в срастаниях и, как следствие, на качестве минералов и различных продуктов обогащения;

— ***для каждого генетического типа руд весьма значима информация о минералого-технологической неоднородности*** (МТН) ***индивидов (микроагрегатов) рудных и нерудных минералов***, в которых потенциально накапливаются и сохраняются включения на макро-, микро- и нано- уровнях в минерагенезе, по-разному преобразуясь *в* техногенезе *конкретных стадий технологической схемы их переработки*. Задача минералога, опираясь, прежде всего, на онтогенический подход при исследовании руд в комплексе с современными химико-аналитическими и физическими методами их изучения, с учетом технологических экспериментов, выявить и оценить особенности МТН минералов, и совместно с технологом *максимально учесть в схеме* их при разработке [5];

— ***при направленном изменении свойств минералов на макро-, микро- и нано- уровнях с учетом их типоморфных признаков и онтогении возможно воздействовать как на сам минерал, так и на среду***. Это обеспечит

преобразование их ТС, изменив целенаправленно контрастность сепарируемых минералов и оптимизировав в целом схему обогащения руд;

— ***оценивая вклад современных достижений ТМ в исследованиях обогатимости труднообогатимых руд, следует акцентировать внимание на внедрение новых методов их оценки*** с учетом разных типов эволюционных рядов минералов, текстур, структур и использованием математического аппарата, связав особенности их изменчивости со стадийностью процессов минерагенеза и преобразования при техногенезе в единую минералого-технологическую модель типа АСУП, КСУКР и др. [6];

— в связи с современной парадигмой [7] по новым технологическим разработкам технологий совместно с минералогами все больше уделяется внимания внедрению систем рудоподготовки перед обогащением и новых подходов к разработке более эффективных и экономически значимых методов селекции в технологиях с опорой на принципы и методы ТМ. Это ответит на вопрос, как «не дробить, не обогащать и не добывать ничего лишнего».

Литература

1. Гинзбург А. И., Кузмин В. И., Сидоренко Г. А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М., 1981. 237 с.

2. Григорьев Д. П. Позиции онтогении минералов // ЗВМО. 1978. Ч. 107. Вып. 4. С. 407—415.

3. Павлишин В. И., Юшкин Н. П., Попов В. А. Онтогенетический метод в минералогии. Киев: Наук. думка, 1988. 120 с.

4. Петровская Н. В. Признаки неоднородности минералов и их генетическое значение. // ЗВМО, 1977. Ч. 106. Вып. 1. С. 34—44.

5. Пирогов Б. И. Системное минералого-технологическое исследование руд в связи с их обогащеием // Разведка и охрана недр. 2019. № 2. С. 41—50.

6. Ревнивцев В. И. Роль технологической минералогии в обогащении полезных ископаемых. // ЗВМО. 1982. Вып. 4. С. 4—20.

7. Хопунов Э. А. Новые задачи технологической минералогии в рудоподготовке // Матер. Междунар. совещ. «Современ. процессы. компл. и глубокой перераб. труднообог. мин. сырья» (Плаксинские чтения), 2015. С. 125—128.

8. Юшкин Н. П. Практическое значение онтогении минералов. // ЗВМО. 1980. Вып. 4. С. 385—395.

Минералогические и физико-химические основы технологий переработки высокожелезистых бокситов (Средний Тиман)

И. Н. Размыслов[1], С. Н. Кульков[2]

[1]ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *razmyslov-i@mail.ru*
[2]ТГУ и ФПМ СО РАН, Томск

Бокситовые руды — дефицитное сырье для отечественных глиноземных заводов, недостаток которого компенсируется импортом сырья из Гвинеи, Казахстана и других стран. В тоже время имеется значительный ресурсный потенциал, связанный с отечественными рудами, включая Тиманскую бокситоносную провинцию [1]. Представляется актуальным развитие технологий переработки бокситовых руд, направленных на повышение эффективности и комплексности переработки отечественного сырья.

Особенностью среднетиманских бокситов является высокая дисперсность, сложный минерально-фазовый состав и высокое оксидное ожелезнение, хотя присутствуют и маложелезистые типы [2, 3]. Высокое ожелезнение бокситов представляет проблему для существующих технологий обогащения. В работах [3, 5] предлагается рассматривать ожелезненные бокситы как сырье для производства чугуна [3, 4]. Примеси каолинита, минералов кремнезема, карбонатов, оксидов титана также осложняют переработку [2—5] руды.

Извлечение минералов железа чаще всего предполагает использование магнитной сепарации. Значительная часть железа в среднетиманских бокситах находится в слабомагнитном состоянии. Одним из способов увеличить контрастность магнитных свойств минералов железа среднетиманских бокситов является магнетизирующий обжиг [6]. В работе [5] показано, что обжиг приводит к уменьшению величины усреднённой магнитной восприимчивости руды и снижению выхода магнитной фракции за счет увеличения доли дефектного гематита. Омагничивание при помощи радиационно-тер-

мической обработки ускоренными электронами увеличивает величину магнитной восприимчивости руды и, соответственно, увеличивает выход магнитной фракции. В работе [7] отмечено, что обжиг бокситовых руд приводит к распаду каолинита на глинозём и аморфный диоксид кремния.

Одним из способов извлечения железа из бокситовой руды является метод температурной обработки. Например, в работе [8] показано, что при высоких температурах (~1600 °С) за счет разности вязкости и температур плавления минералов бокситовых руд формируются области с повышенной концентрацией железа и других металлов по отношению к исходным рудам (без обработки). Далее обработанная руда поступает в обычные схемы обогатительный процессов, включая метод Байера и метод спекания.

Необходимо отметить развитие химических способов извлечения железа, которые заключаются в переводе железа в более растворимые соединения в сравнение с оксидами алюминия на примере работы [9], где таким способом получают белый боксит, состоящий в основном из бёмита и диаспора. Нами было опробовано мокрое химическое омагничивание бокситовых руд с применением сульфата железа (II). Результаты показали, что при мокром омагничивании основными минералами остаются гетит и гематит, наблюдается увеличение концентраций соединений серы.

Красные шламы (КШ) являются отходами переработки бокситовых руд и неотъемлемой частью проблемы повышения эффективности и комплексности переработки отечественного сырья. Основными железосодержащими минералами КШ остаются гематит, гётит, находящиеся в ультрадисперсном состоянии, и алюмосиликаты. В результате байеровского процесса из бокситов в КШ переходят редкоземельные элементы (РЗЭ), 80—99 %. В работах [10—12], посвященных выщелачиванию редкоземельных элементов из КШ, отмечается, что РЗЭ ассоциируются с оксидами железа и прежде всего гётитом, который обладает лучшими сорбционными свойствами. По этой причине, извлечение минералов железа из КШ и бокситов связано и с извлечением РЗЭ. Большинство методов, направленных на извлечение железистых минералов из бокситов, актуальны и для красных шламов. В работах [5, 13, 14] показана перспективность излечения РЗЭ методом радиационно-термической обработки для бокситов и КШ.

Работа была выполнена при поддержке программы «Основные направления комплексной оценки и эффективного использования георесурсов Тимано-Североуральско-Баренцевоморского региона» ГР № АААА-А19-119031390057-5.

Литература

1. Вахрушев А. В., Котова О. Б. Алюминиевое сырье, новые методы и подходы глубокой и комплексной переработки // Технологическая минералогия, методы переработки минерального сырья и новые материалы / Под ред. В. В. Щипцова. Петрозаводск: Изд-во Карельского НЦ РАН, 2010. С. 65—68.

2. Лютоев В. П., Силаев В. И., Пономаренко А. Н., Брик А. Б., Дудченко Н. А., Юшин А. А., Лысюк А. Ю., Шевчук С. С. Преобразование структуры природных оксидов/оксигидроксидов железа в результате воздействия внешних факторов // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 1. С. 20—25.

3. Котова О. Б., Вахрушев А. В. Бокситы Тимана: минералого-технологические особенности // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 3. С. 12—16.

4. Беляев В. В., Яцкевич Б. А., Швецова И. В. Девонские бокситы Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 1997. 111 с.

5. Лихачев В. В. Редкометалльность бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана. Сыктывкар: Изд-во Коми НЦ УрО РАН, 1993. 224 с.

6. Котова О. Б., Размыслов И. Н., Ростовцев В. И., Силаев В. И. Радиационно-термическое модифицирование железистых бокситов в процессах их переработки // Обогащение руд. 2016. 4. С. 16—22.

7. Long Q., Li J., Chen C., Lan Y., Wei G. Optimization of iron and aluminum recovery in bauxite. Journal of Iron and Steel Research International, 27, 2020, pp. 310—318

8. Li G., Jiang T., Qui G., Fan X., Jiang H. // Transaction nonferrous metals society of China, 2002 12, p. 132.

9. Sellaeg H., Kolbeinsen L., Safarian J. Iron separation from bauxite through smelting-reduction process. // A.P. Ratvik (ed). Light Metals. 2017, The Minerals, Metals & Materials Series. pp. 127—135.

10. Толстокулакова А. В., Шведкова Л. В., Зайдес С. А. Обезжелезнение боксита на основе реакции с тетрахлорсиланом // Вестник ИрГТУ. 2008. № 3 (35). С. 202—205.

11. Borra C. R., Pontikes Y., Binnemans K., Gerven T. Leaching of rare earths from bauxite residue (redmud) // Min. Engin. 2015. 76, 20—27.

12. Borra C. R., Mermans J., Blanpain B., Pountikes Y. B., Gerven T., Selectiverecovery of rare earths from bauxite residue by cjmbination of sulfation, roasting and leaching // Min. Engin. 2016. 92, 151—159.

13. Davros P., Balomenos E., Panias D., Paspaliaris I., Selective leaching 0f rare earth elements from bauxite residue (redmud) // Hydrometallurgy 2016. 164, 125—135.

14. Размыслов И. Н., Котова О. Б., Силаев В. И., Ростовцев В. И., Киселева Д. В., Кондратьев С. А. Микрофазовая гетерогенизация железистых бокситов в результате радиационно-термической обработки // ФТПРПИ. 2019. № 5. С. 128—140.

15. Razmyslov I. N., Kotova O. B., Silaev V. I., Rostovtsev V. I., Kiseleva D. V. and Kondratyev S. A. Microphase heterogenization of ferrous bauxites as a result of radiation and heat treatment // J. Min. Sci., 2019, vol. 54, no. 5, pp. 138—153.

Применение низкочастотной электромагнитной спектроскопии в материаловедении

Н. А. Секушин

ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *nsekushin@inbox.ru*

Интерес к низкочастотной электромагнитной спектроскопии (диапазон частот 10^{-3}—10^{6} Гц) возник в середине XX века в электрохимии, где он используется для исследования электродных процессов. Приборостроительная промышленность в то время освоила выпуск различных мостов переменного тока, которые в последние годы были заменены «Фурье анализаторами отклика», совмещенными с потенциостатом. Эти приборы назвали «импедансметрами», так как они измеряли зависимости вещественной и мнимой составляющих комплексного сопротивления (импеданса) от частоты. Вследствие этого низкочастотную электромагнитную спектроскопию стали называть «импеданс-спектроскопией» (ИС). Наиболее продвинутые импедансметры выпускает фирма Solartron (США). Недорогие отечественные импедансметры Z-1500J производит фирма Elins (г. Черноголовка, Московская обл.). Эти приборы используются только вместе с компьютером (так называемые USB-системы), что значительно снижает их стоимость. Достоинства импедансметров следующие: автоматическое сканирование частоты, накопление данных (в Solartron до 20000, в Z-1500J — до 100), наличие программного обеспечения для обработки импеданс-спектров: «EquivCrt» (B.A.Boukamp), «LEVM» (J.R.Macdonald) и «ZView» (Scribner Associates Inc). В импедансметрах регистрируются токи, что не позволяет измерять импеданс спектры высокоомных полупроводников и диэлектриков. В этом случае целесообразно использовать анализаторы иммитанса Е7-28, Е7-29 или Е7-30, выпускаемые ОАО «МНИПИ» (г. Минск, Белоруссия). Перечисленные приборы имеют выход в виде USB порта, что позволяет их подключить к компьютеру. Эта задача была успешно решена в Институте химии Коми НЦ УрО РАН. Недостаток анализаторов иммитанса заключается в невозможности измерения характеристик образца при частотах менее 25 Гц.

Развитие недорогой приборной базы привело к широкому использованию импеданс спектроскопии в материаловедении. В настоящее время любая статья, посвященная исследованию ионопроводящих материалов или систем со смешанной электронно-ионной проводимостью, должна включать в себя импеданс-спектры и электрические модели образцов в виде эквивалентных схем. В последние десятилетия ИС стали использовать для изучения биологических систем (биоимпедансная спектроскопия), а также в медицине, где ИС считается перспективным методом диагностики заболеваний. В представленном докладе приведено несколько конкретных примеров использования ИС при изучении материалов, синтезированных, в том числе и из природного сырья.

Эффективность применения интрузивных кислых пород при разработке бесцементных минеральных вяжущих систем

М. Н. Сивальнева, В. А. Кобзев, А. Ю. Винакова

БГТУ им. В. Г. Шухова, Белгород; *549041@mail.ru*

Бесцементные минеральные вяжущие являются перспективным видом материалов, актуальность и эффективность которых продиктованы экологическими и технико-экономическими условиями современного состояния строительной отрасли. К данному направлению исследований относятся высококонцентрированные и наноструктурированные вяжущие суспензии, разработкой которых занимаются ученые Белгородского государственного технологического университета им. В. Г. Шухова [1].

С целью расширения сырьевой базы бесцементных вяжущих рассмотрены магматические породы, формирующиеся в процессе дифференциации и кристаллизации рудоносной магмы ультраосновного, основного или щелочного состава при высокой температуре, давлении и на значительных глубинах. При остывании магмы формируется определенный кристаллический порядок различных минеральных составляющих [2]. Важную роль в магматических породах играет степень кислотности, согласно которой породы подразделяются на: кислые (>65 % SiO_2), средние (52—65 % SiO_2), основные (40—52 % SiO_2), ультраосновные (<40 % SiO_2). Известно, что в соответствии с относительной глубиной кристаллизационных процессов выделяют основные классы магматических пород: интрузивные (отличаются полнокристаллической структурой) и эффузивные (отличаются скрыто- или мелкокристаллической структурой и большой пористостью).

Главными минералами кислых пород являются кварц, калиевые полевые шпаты (микроклин, ортоклаз или их пертитовые разновидности), плагиоклаз (альбит-андезин) с небольшой примесью до 15—25 % темноцветов. Из последних наиболее часто встречается биотит, реже — роговая обманка, еще реже — гиперстен и клинопироксены (авгит, диопсид).

По величине отношения щелочного полевого шпата к плагиоклазу выделяют основные разновидности кислых пород (см. таблицу).

Рассмотрим гранодиориты — это средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные породы, которые отличаются от гранитов меланократовостью (большим содержанием темноцветных минералов) и меньшим содержанием кварца. В них содержится темно-серый кварц (15—25 %), плагиоклаз, биотит и роговая обманка. Плагиоклаз в гранодиоритах отвечает по составу олигоклаз-андезину или андезину (An = 20—40 %). Он часто образует зональные вкрапленники идиоморфной формы. Из темноцветных минералов преобладает темно-зеленая роговая обманка, нередко окруженная биотитом. Изредка в гранодиоритах присутствует диопсид и гиперстен самостоятельно или в ассоциации с роговой обманкой и биотитом. В последнем случае они часто включены в роговую обманку. Гранодиориты имеют преимущественно гипидиоморфнозернистую структуру и разнообразные текстуры — однородные и неоднородные (такситовые), неориентированные и ориентированные, массивные и гнейсовидные [2].

С учетом свойств и геолого-морфологических основ кристаллические породы кислого состава, а именно гранодиориты как представитель группы пород родственных граниту, представляют интерес с точки зрения получения бесцементного высококонцентрированного алюмосиликатного вяжущего [3]. Получение вяжущего производится по технологии ВКВС при одностадийном мокром помоле сырьевых компонентов [1]. Сырье отличается полиминеральным составом с определенным содержанием полевых шпатов, предрасположенных в процессе механохимического синтеза в более короткие сроки выходить в раствор с образова-

Основные разновидности кислых пород

Отношение щелочного полевого шпата к плагиоклазу	Щелочной полевой шпат > 2/3	Щелочной полевой шпат и плагиоклаз от 1/3 до 2/3	Плагиоклаз > 2/3
Наименование разновидностей кислых пород	Щелочные граниты	Граниты	Гранодиориты

нием тонкодисперсной коллоидной фракции. В свою очередь, данная составляющая является связующим звеном и отвечает за процессы твердения всей массы. Таким образом, бесцементное вяжущее на основе гранодиорита может применяться как вяжущий, так и модифицирующий компонент.

Работа выполнена в рамках реализации Стипендии Президента СП-2116.2018.1 с использованием оборудования Центра Высоких Технологий БГТУ им. В. Г. Шухова.

Литература

1. Череватова А. В., Жерновский И. В., Строкова В. В. Минеральные наноструктурированные вяжущие // Природа, технология и перспективы применения. Саарбрюкен, 2011.

2. Геология. Часть 6. Месторождения полезных ископаемых: учебник / В. А. Ермолов и др. М.: Горная книга, 2009. 571 с.

3. Кобзев В. А., Сивальнева М. Н., Нелюбова В. В. Высококонцентрированная алюмосиликатная вяжущая суспензия из гранодиорита // Вестник БГТУ им. В. Г. Шухова. 2018. № 1. С. 12—18.

Оценка влияния среды карбонатной биоминерализации на морфологию новообразований

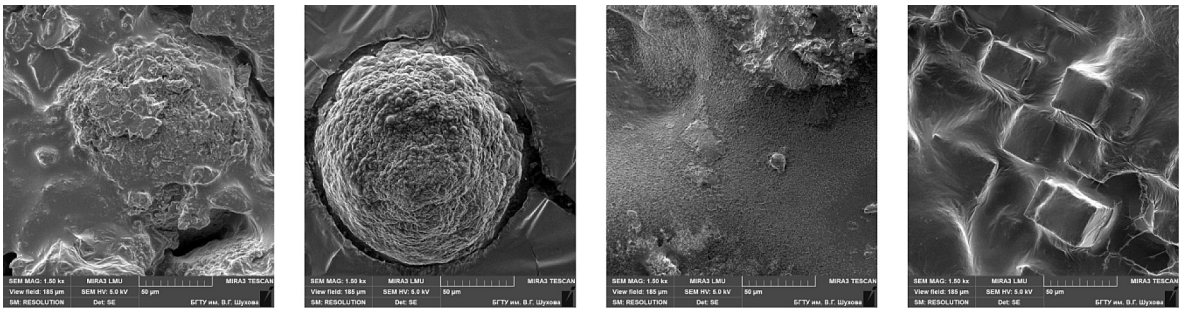
В. В. Строкова, У. Н. Духанина, Д. А. Балицкий, О. И. Дроздов

БГТУ им. В. Г. Шухова, Белгород; *vvstrokova@gmail.com*

В результате процессов, протекающих при карбонатной биоминерализации, индуцированной бактериальными микроорганизмами, могут быть сформированы различные по форме новообразования [1]. Рост кристаллов происходит в индукционный период, соответствующий временному интервалу зародышеобразования, который может быть уменьшен за счет применения инициаторов кристаллизации при определении их эффективной концентрации. Это неразрывно связано с влиянием физико-химических факторов на модификацию и морфологию $CaCO_3$. О видово-специфическом осаждении карбоната кальция ранее описывалось в работах зарубежных авторов [2, 3].

В ходе исследований микробно-индуцированного осаждения карбоната кальция бактериальными культурами (*Lysinibacillus sphaericus* (ВКМ В-509), *Bacillus megaterium* (ВКМ В-40), *Bacillus pumilus* (ВКМ В-23), *Sporosarcina pasteurii* (ВКМ В-513) в условиях свободного роста (раствор с прекурсорами и бактериальным инокулятом) и в присутствии затравки, в качестве которой использовался кварцевый песок, наблюдались морфологические различия кристаллических агрегатов в зависимости от типов питательных растворов для роста бактерий, количественного содержания прекурсоров (хлорида кальция и мочевины), присутствия затравки.

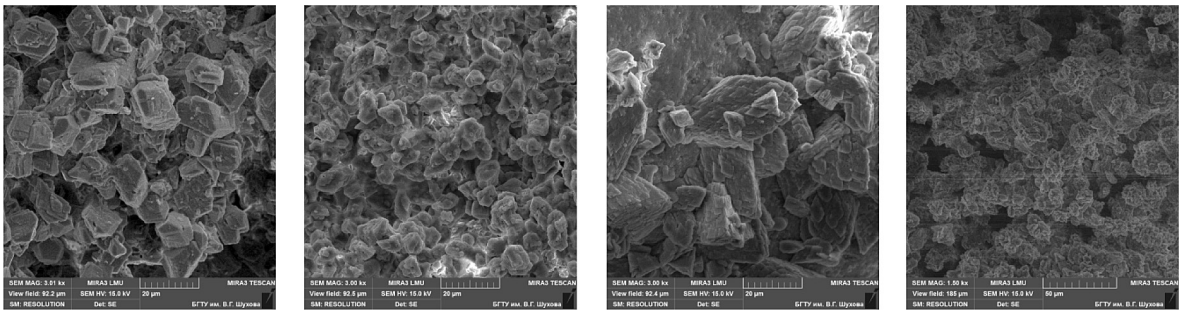
В среде без затравки с добавлением дрожжевого экстракта сформировались ксеноморфные сферические частицы (рис. 1 а, б). Новообразования с четкими гранями были получены в среде с пептоном (рис. 1 в, г). Все об-



с добавлением дрожжевого экстракта — с добавлением пептона

а — *B. pumilus* б — *L. sphaericus* в — *B. megaterium* г — *S. pasteurii 5*

Рис. 1. Морфология новообразований, индуцированных бактериальными культурами без затравки (среда с добавлением инокулята, $CaCl_2$ — 5 г/л, CH_4N_2O — 20 г/л)



а — *B. pumilus* б — *B. megaterium* в — *L. sphaericus* г — *S. pasteurii*

Рис. 2. Морфология новообразований, индуцированных бактериальными культурами с заполнителем

разцы были покрыты желеобразной пленкой. При увеличении концентрации прекурсоров наблюдалось укрупнение кристаллов.

Кристаллы, сформированные в модельных образцах с кварцевым песком фракции 0.315—0.16 при добавлении бактериального инокулята и прекурсоров ($CaCl_2$ — 20 г/л, CH_4N_2O — 20 г/л) имеют выраженную огранку. На поверхности кристаллов наблюдается шероховатость, ступени, которые можно охарактеризовать как структуры роста или спайности (рис. 2). Кристаллы, образованные *L. Sphaericus* имели слоисто-чешуйчатую структуру. На поверхности кристаллов (рис. 2 а, б) имеются изометричные углубления, предположительно сформированные бактериями [3, 4].

Таким образом, интенсивнее процессы карбонатной биоминерализации при участии бактерий протекали в формах с кварцевым песком, в отличие от условий свободного роста. Менее кристаллический вид новообразований формировался под влиянием органического вещества — дрожжевого экстракта. Поиск условий направленного синтеза карбоната кальция в присутствии бактериальных культур заданной модификации и морфологии требует дальнейшего изучения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-29-12011 с использованием оборудования Центра Высоких Технологий БГТУ им. В. Г. Шухова.

Литература

1. Строкова В. В., Власов Д. Ю., Франк-Каменецкая О. В., Духанина У. Н., Балицкий Д. А. Применение микробной карбонатной биоминерализации в технологиях создания и восстановления строительных материалов // Строительные материалы. 2019. № 9. С. 83—103.

2. Hammes F., Boon N., De Villiers J., Verstraete W., Siciliano S. D. Strain-specific ureolytic microbial calcium carbonate precipitation // Appl. Environ. Microbiol. 2003. № 69. Pp. 4901—4909.

3. Dhami N. K., Mukherjee A., Reddy M. S. Biomineralization of calcium carbonate polymorphs by the bacterial strains isolated from calcareous sites // J. Microbiol. Biotechnol. 2013. № 23. Pp. 707—714.

4. Lian B., Hu Q., Chen J., Ji J., Teng H. Carbonate biomineralization induced by soil bacterium *Bacillus megaterium* // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. № 70. Pp. 5522—5535.

Формы нахождения никеля и кобальта в рудах кор выветривания ультраосновных массивов Урала

Н. А. Сычева[1], А. В. Иоспа[1], Н. С. Чуркин[2], В. Н. Мирошкин[2]

[1]ВИМС, Москва; *nel-nadya@mail.ru*

[2]ООО «ВЭБ Инжиниринг», Москва

В настоящее время основным источником никеля и кобальта в нашей стране являются магматические сульфидные медно-никелевые руды, запасы которых истощаются. Перспективы развития минерально-сырьевой базы никеля и кобальта связаны с гипергенными силикатно-оксидными рудами, обладающими значительными запасами и являющимися важным источником получения железа. Многочисленные проявления гипергенных силикатно-оксидных никелевых руд, связанных с корами выветривания ультрабазитов, имеются на Урале. Наиболее крупными месторождениями этого типа являются Буруктальское и Серовское, значительные запасы природно-легированных железных руд выявлены на Аккермановском месторождении. Специфическими особенностями руд месторождений являются: зональное строение рудных залежей, состоящих, как правило, из нескольких минеральных типов, их сложный минеральный состав, высокая дисперсность и низкая степень кристалличности минералов, и неравномерное распределение в них металлов.

Так, на Аккермановском месторождении выделено семь природных типов руд, связанных между собой частыми взаимопереходами. Руда практически полностью сформирована гипергенными минералами (гетит, гидрогетит, гематит, каолинит, минералы группы монтмориллонита, галлуазит, слюда, асболан, криптомелан, псиломелан). В незначительном количестве присутствуют первичные минералы (магнетит, хромшпинелид, кварц). Собственных минералов никеля и кобальта не обнаружено. Природная крупность основной части руды (более 50 %) менее 0.044 мм.

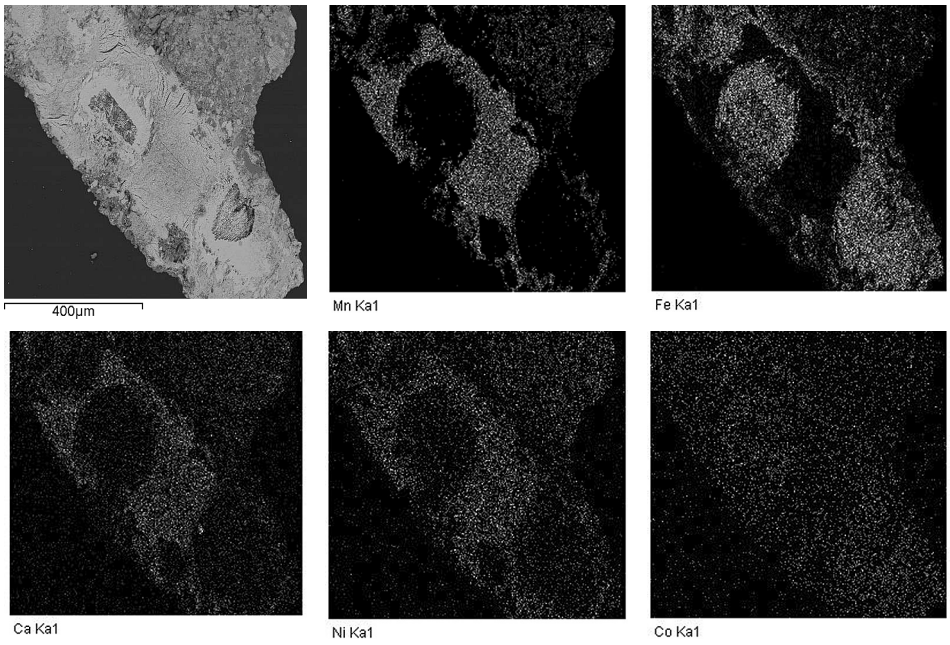
Установлен сложный характер распределения никеля и кобальта в руде. Высвобождаясь из магматогенных и гидротермальных минералов и мигрируя в коре выветривания, никель и кобальт накапливаются в гипергенных минералах в изоморфной или адсорбированной форме. Дальнейшее разложение более ранних продуктов выветривания приводит к вторичному переотложению металлов и накопление в новообразованных минералах [1]. В результате никель и кобальт присутствуют в переменном количестве в большинстве рудообразующих минералов: марганца (асболан, криптомелан, псиломелан), железа (гетит, гидрогетит, магнетит) и минералов группы монтмориллонита (монтмориллонит, волконскоит). Распределение никеля и кобальта по минералам приведено в таблице.

На рисунке показана четкая корреляция никеля с марганцем и кальцием, подтверждающая тем самым его связь с асболаном. Содержания кобальта невысокие, однако заметна корреляция его с железом и марганцем.

Несмотря на высокую концентрацию никеля и кобальта в минералах марганца, доля связанных с ними металлов невелика, т. к. их количество в руде незначительное (около 1 %). Главными минералами-концентратами никеля и кобальта являются гидроксиды железа, что обусловлено их высокими содержаниями в руде (48 %). В меньшей степени никель связан с минералами группы монтмориллонита.

Распределение никеля и кобальта по минералам в исходной руде

Минерал	Содержание в минерале, % (среднее)	
	Никель	Кобальт
Асболан	0.89—8.09 (4.33)	0.00—1.12 (0.40)
Криптомелан	0.46—3.04 (1.48)	0.34—1.25 (0.74)
Псиломелан	0.41—0.91 (0.66)	0.17—0.87 (0.52)
Гетит, гидрогетит	0.11—1.74 (0.85)	0.17—0.88 (0.54)
Магнетит	0.21—1.38 (0.70)	0.31—1.40 (0.84)
Монтмориллонит	0.53—0.72 (0.66)	0.00—0.11 (0.01)
Волконскоит	0.25—0.87 (0.66)	0—0.28 (0.12)



Распределение Mn, Fe, Ca, Ni и Co в полиминеральном агрегате, состоящем из асболана и гидроксидов железа. Изображение в отраженных электронах

Литература

1. Никитин К. К. Древняя кора выветривания Бурыктальского массива ультраосновных пород // Труды Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР. М.: ИГЕМ, 1962. Вып. 69. 169 с.

Оценка потери экосистемных услуг при строительстве и эксплуатации объектов недропользования на Севере

Т. В. Тихонова

ИСЭ и ЭПС ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *tikhonova@iespn.komisc.ru*

Спецификой освоения ресурсов на северных территориях является преимущественно нефтегазодобывающий тип природопользования. Известно, что даже на этапе разведочного бурения, а затем эксплуатации месторождения нагрузку испытывают практически все компоненты природного комплекса, а растительный и почвенный покров преобразуется коренным образом; происходит нарушение экосистемы в целом. Поэтому, оценка негативного воздействия, кроме привычного химического загрязнения и физического истощения или потери ресурсов, должна учитывать и изменение экосистемных услуг [1—3]. За последние десятилетия этот вопрос становится актуальным, особенно при выборе типа хозяйственного освоения территории во многих странах мира. Так, в 2012 г. 14 крупных корпораций мира разработали «Руководство для оценки услуг экосистем корпорациями» и апробировали его в промышленных условиях; а Скандинавские страны для критических ситуаций использовали такие оценки для введения специальных платежей в схемах рынка услуг [4].

Явная потеря экосистемных услуг выражается в ущемлении/угнетении/сокращении продукционных услуг — ресурсов традиционного природопользования и рекреации населения [2]. Даная категория услуг оценивается рыночным способом, отличаясь лишь применением местных, региональных или мировых цен и рынков сбыта на ресурсы. Не менее значимые, но трудно оцениваемые услуги — средорегулирующие / средообразующие — также подвержены негативным изменениям. Для северных (северной тайги и лесотундры) условий произрастания растительности ранжирование по принципу экономической значимости и выгоды для населения показало, что к их числу относятся

следующие: *водорегулирование, водоохрана и водоочистка; депонирование CO_2; защита почв от эрозии; поглощение загрязнений из атмосферы и сохранение биоразнообразия*. Их оценка может происходить разными методами, с использованием вариаций параметров (см. таблицу).

Методы и параметры расчета ключевых экосистемных услуг

Экосистемная услуга	Методы оценки	Параметры оценки
Поглощение загрязнений из атмосферы	Метод альтернативной оценки — по стоимости пылеулавливающей установки [5]	*экологические* (объем поглощения вредных веществ лесными экосистемами лесами и лесотундровыми экосистемами) стоимостные (стоимость пылеулавливающей установки, способной очистить объем загрязнений)
	Метод ущерба — платежи за негативное воздействие на ОС (нормативы платы за выбросы взвешенных веществ PM **2,5** и пыли)[1]	*экологические* (объем поглощения вредных веществ лесными экосистемами лесами и лесотундровыми экосистемами) *стоимостные* (нормативы платы за негативное воздействие на атмосферу пыли и взвешенных веществ PM **2,5**, с учетом повышающих коэффициентов на текущий год)
	Метод альтернативной оценки — по уровню текущих затрат на очистку 1 т выбросов в РФ [5]	*экологические* (объем поглощения вредных веществ лесными экосистемами лесами и лесотундровыми экосистемами) *стоимостные* (текущие удельные затраты на очистку выбросов в РФ)
Защита почв от эрозии	Метод замещающих товаров — потеря урожая зерновых от вымывания азота в почве [6]	*лесорастительные* (площадь хвойных лесов) *стоимостные* (цены на предполагаемые растительные продукты, например, горохо-овсяные смеси)
	Метод аналогий — предотвращение потери половины урожая зерновых за счет лесонасаждений [5]	*лесорастительные* (площадь лесов) *сельскохозяйственные* (урожайность зерновых культур севера) *стоимостные* (цены характерных северных зерновых культур, например, горохо-овсяные смеси)
Сохранение биоразнообразия	Затратный метод — затраты на восстановление [7]	*экологические* (число особо охраняемых таксонов, занесенных в Красную Книгу) *стоимостные* (экспертные величины затрат на восстановление таксона)
	Нормативный метод — согласно приказу МПР РФ о таксах для оценки вреда краснокнижным растениям (нормативный)[2]	*экологические* (число особо охраняемых таксонов, занесенных в Красную Книгу) *стоимостные* (таксы для исчисления размера вреда, причиненного объектам растительного мира)
Депонирование CO_2	Метод косвенной рыночной оценки [6]	*экологические* (доля хвойных насаждений, поглощающая способность углерода лесами) *стоимостные* (мировая цена тонны CO_2 по данным Киотского протокола)
	Метод косвенной рыночной оценки [8]	*экологические* (прирост фитомассы древесины, тип и возраст лесных насаждений, поглощающая способность углерода лесами) *стоимостные* (мировая цена тонны CO_2 по данным Киотского протокола)
	Метод косвенной рыночной оценки [5]	*экологические* (прирост фитомассы древесины, поглощающая способность углерода лесами) *стоимостные*(мировая цена тонны CO_2 по данным Киотского протокола)

Экосистемная услуга	Методы оценки	Параметры оценки
Водорегулирование	Метод замещающих затрат по оценке среднегодового прироста подземного стока лесопокрытых водосборов и тарифов за использование воды из подземных водных объектов [9]	*климатические* (среднегодовые осадки, доля летних осадков), гидрологические (речной сток, подземный сток лесопокрытой территории, заболоченность территории), *лесорастительные* (бонитет, возраст, полнота лесных насаждений) *стоимостные* (ставки платы/водный налог за использование подземных воды промышленными предприятиями по бассейнам северных рек)
Водоохрана	Метод замещающих затрат по увеличению речного стока в меженный период за счет влияния лесных экосистем [5]	*лесорастительные* (площадь лесов) *стоимостные* (ставки платы/водный налог за использование промышленными предприятиями из поверхностных водных объектов, регламентированных по бассейнам рек)
Водоочистка	Метод замещающих затрат по фильтрационной способности болотных экосистем [10]	*гидрологические* (площадь болот, эффективность фильтрационной способности) *стоимостные* (стоимость очистных установок)

[1] авторское предложение

[2] Приказ Минприроды России от 1 августа 2011 г. № 658 «Об утверждении такс для исчисления размера вреда, причиненного объектам растительного мира, занесенным в Красную книгу Российской Федерации, и среде их обитания вследствие нарушения законодательства в области охраны окружающей среды и природопользования».

Одним из важнейших вопросов является практическая значимость таких расчетов: где и как использовать различные стоимостные и экологические оценки изменения экосистемных услуг при хозяйственном освоении территории. В настоящее время во многих странах вводятся следующие мероприятия: внедрение платежей за использование/потерю этих услуг; учет экосистемного негативного воздействия на среду и обоснования природоохранных мероприятий; корректировка траектории сооружений линейных объектов; ранжирование месторождений и проявлений полезных ископаемых с учетом изменения экосистем.

Литература

1. Игнатьева М. Н., Логинов В. Г., Литвинова А. А., Морозова Л. М., Эктова С. Н. Экономическая оценка вреда, причиняемого экосистемам при освоении нефтегазовых ресурсов // Экономика региона. 2014. № 1. С. 102—111.

2. Попова И.М. Ресурсная оценка территории для определения убытков в сфере природопользования при реализации инвестиционных проектов // Недропользование XXI век. 2017. № 1 (64). С. 138—145.

3. Косолапов О. В., Игнатьева М. Н., Литвинова А. А. Формирование экономического ущерба, обусловленного загрязнением природных ресурсов при освоении недр // Известия вузов. Горный журнал. 2013. № 4. С. 53—57.

4. Титова Г. Д. Оценка экосистемных услуг: потенциал применения на практике // Вестник ЗабГУ. 2015. № 3 (118). С. 179—191.

5. Касимов Д. В., Касимов В. Д. Некоторые подходы к оценке экосистемных функций (услуг) лесных насаждений в практике природопользования. М.: Мир науки, 2015. 91 с.

6. Юрак В. В. Методические рекомендации по экономической оценке регулирующих и социальных экосистемных услуг. Препринт. Екатеринбург: Институт экономики УрО РАН, 2018. 55 с.

7. Касимов Д. В., Пинаев В. Е. Теория и практика расчета и минимизации ущерба лесным ресурсам: редким видам растений, древесным и пищевым ресурсам, лекарственному сырью (монография)/ М.: Мир науки, 2015. 95 с.

8. Игнатьева М. Н., Иванов А. Н. Экономическая оценка экоуслуг по поддержанию состава воздуха атмосферы // Сборник статей Седьмой всероссийской научно-практической конференции с международным участием «Актуальные проблемы экономики и управления». Екатеринбург: Изд-во УГГУ. 2019. С. 161—165.

9. Неклюдов И. А. Эколого-экономическая оценка водорегулирующей роли лесопокрытых водосборов Среднего Урала // Проблемы обеспечения развития современного общества: сборник трудов межд. науч.-практ. конф. УФУ им. Б. Ельцина. ИЭ УрО РАН, 2014. С. 199—208.

10. Бобылев С. Н., Сидоренко В. Н., Лужецкая Н. В. Экономические основы сохранения водно-болотных угодий. М.: WetlandsInternational. 2001. 56 с.

Цифровая технология оценки качества и классификации сырья драгоценных камней

А. Н. Чертов, Е. В. Горбунова, А. С. Кушкоева, А. А. Алёхин
Университет ИТМО, Санкт-Петербург; *a.n.chertov@mail.ru*

В работе представлены результаты цикла исследований коллектива авторов, посвященных созданию цифровой технологии оценки качества и классификации драгоценных камней (далее — ДК) в сырье по регламентируемым показателям качества «размер», «цвет», «чистота».

В основу технологии положены принципы технического зрения и обработки изображений. При этом определение характеристичных параметров ДК осуществляется в соответствие со стандартами государственной системы обеспечения единства измерений. Для этого в разработанном устройстве [1] перед каждым циклом измерений последовательно проводятся метрическая, фотометрическая и колориметрическая калибровки.

Для классификации ДК по цвету реализован цифровой классификатор, основанный на принципах атласа Манселла [2]. Обеспечены возможности различения тонких цветовых оттенков, определения зональности цвета образца ДК с выявлением оттенка, наиболее представленного и/или значимого для классификации.

Для определения класса чистоты по изображениям образца ДК рассчитывается его прозрачность (интегрально или в значимых зонах), определяется площадь, занимаемая внутренними и внешними дефектами.

В результате каждый проанализированный образец ДК характеризуется уникальным набором количественных параметров, характеризующих его качество и определяющих дальнейшее использование.

Литература

1. Чертов А. Н., Горбунова Е. В., Кушкоева А. С., Алёхин А. А., Перетягин В. С., Павленко Н. А., Сычева Е. А. Определение цвета драгоценных камней: от визуального анализа к инструментальной оценке // Измерительная техника. 2019. № 8. С. 24—28.

2. Чертов А. Н., Горбунова Е. В., Перетягин В. С., Алёхин А. А., Кушкоева А. С., Морозов Ю. М. Аппаратно-программный комплекс для оценки качества сырья цветных камней, его классификации и сертификации // Известия высших учебных заведений. Приборостроение. 2020. Т. 63. № 1. С. 55—60.

Минералого-технологические особенности песков Барун-Нарынского техногенного месторождения вольфрама

Т. А. Чикишева[1,3,4], С. А. Прокопьев[1,3,4], Е. С. Прокопьев[1,3,4], Г. С.Спицин[2], С. В. Спицин[2], А. А. Янцен[2], А. Г. Карпова[1,3], В. И. Тукусер[1.3], М. А. Кондратьева[3]
[1]ООО ПК «Спирит»; *cta@spirit-irk.ru*
[2]АО «Закаменск»
[3]Иркутский государственный университет, Иркутск
[4]Институт земной коры СО РАН

Барун-Нарынское техногенное месторождение расположено в Закаменском районе Республики Бурятии, в 2 км от районного центра г. Закаменск в долине ручья Барун-Нарын- правого притока р. Модон-Куль бассейна р. Джиды и представляет собой крупный отвал (всего складировано около 35 млн. т переработанной руды) хвостов обогащения Джидинского вольфрамомолибденового комбината. В настоящее время техногенное месторождение отрабатывается АО «Закаменск». Основным минералом-концентратором вольфрама в песках является гюбнерит, второстепенным — шеелит.

Минеральный состав пробы техногенных песков представлен в табл. 1.

По данным табл. 1 видно, что основную массу пробы (89.58 %) слагают кварц, калиевые полевые шпаты и полевошпат-кварцевые агрегаты.

Таблица 1. Минеральный состав песков

Минерал	Содержание, %
Гюбнерит	0.13
Сростки гюбнерита	0.15
Шеелит	ед. зн.
Биотит	1.17
Мусковит	2.09
Пирит	1.05
Сфалерит	ед. зн.
Хлорит	0.02
Эпидот	0.86
Апатит	0.76
Циркон	ед. зн.
Флюорит	2.96
Кварц	43.32
Карбонаты	0.12
Калиевые полевые шпаты	4.15
Магнетит	ед. зн.
Амфиболы	1.10
Полевошпат-кварцевые агрегаты	42.11
Итого:	99.99

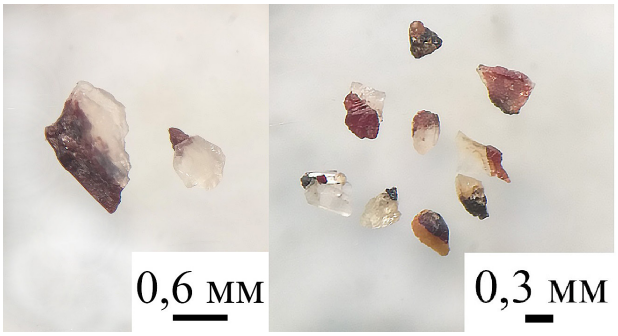
На долю гюбнерита приходится 0.13 %. Сростки гюбнерита с минералами пустой породы обнаружены в количестве 0.15 %. Основная масса гюбнерита (87.5 %) распределяется в диапазон крупности от 0.071 до 0.0 мм (табл. 2).

По данным табл. 2 видно, что в материале крупностью от 2 до 0.125 мм сосредоточено 12.51 % гюбнерита. В основном гюбнерит в этом диапазоне крупности находится в срастании с породообразующими минералами, чаще всего с кварцем. По качеству преобладают рядовые и бедные сростки (см. рисунок).

Таблица 2. Распределение гюбнерита по классам крупности

Класс крупности, мм	Содержание гюбнерита с учётом сростков, %	Распределение, % отн.
-2+1	0.001	0.66
-1+0.5	0.007	4.61
-0.5+0.25	0.006	3.95
-0.25+0.125	0.002	1.32
-0.125+0.071	0.003	1.97
-0.071+0.040	0.013	8.55
-0.040+0.0	0.120	78.95
Итого:	0.152	100.00

В крупности менее 0.071 мм гюбнерит находится преимущественно в виде свободных зёрен, представляющих собой тонкие пластинки и сколы по плоскостям спайности. Зёрна такой формы при проведении гравитационного обогащения в большом количестве попадают в хвосты. Бедные сростки гюбнерита с пустой породой и его включения в ней за счёт низкой плотности извлекаются в хвосты гравитационного обогащения. Для извлечения гюбнерита из сростков необходимо предварительное измельчение материала, однако при этом будет образовываться большое количество тонких зёрен пластинчатой формы, так как гюбнерит является хрупким минералом.



Сростки гюбнерита

Гюнтерблассит и гмелинит как природные иониты

Н. В. Чуканов[1,2], Н. А. Червонная[1], О. Н. Кажева[1], В. Н. Ермолаева[3], Д. А. Варламов[1,3], К. В. Ван[3]

[1]Институт проблем химической физики РАН, Черноголовка; *nadan@icp.ac.ru*
[2]Московский государственный университет, Москва
[3]Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

В основе их структуры гюнтерблассита $(K,Ca,Ba,Na)_{3-x}Fe_{1-y}[(Si,Al)_{13}O_{25}(OH,O)_4]\cdot 7H_2O$ лежит трехслойный пакет (рис. 1), сложенный тетраэдрами $(Si,Al)O_4$ и содержащий две системы пересекающихся цеолитных каналов шириной 5.7 Å [1]. Ионообменные свойства гюнтерблассита изучены при комнатной температуре, в реакциях с 0.1 Н растворами солей различных катионов (табл. 1).

В экспериментах по ионному обмену с 0.1 Н раствором $Pb(NO_3)_2$ при 90 °С в течение 1 суток (табл. 2) были использованы три образца гмелинита:

— **образец 1** — гмелинит-Na из Соколовского железорудного месторождения (Казахстан);

— **образец 2** — гмелинит-Ca из гидротермальной ассоциации региона Усти в Чехии;

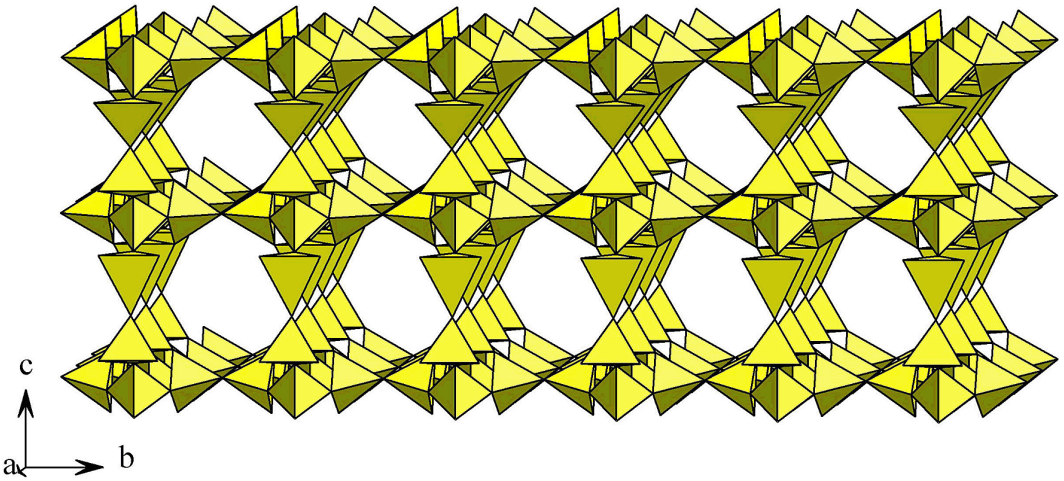


Рис. 1. Трехслойный пакет в структурах минералов группы гюнтерблассита

Таблица 1. Химический состав (мас. %) гюнтерблассита и продуктов его ионного обмена

Компонент	Обменные катионы в растворе электролита							
	Нет*	Ag^+	Rb^+	Cs^+	Ca^{2+}	Cu^{2+}	Pb^{2+}	Ba^{2+}
Na_2O	0.40	0	0.16	0	0.16	0.18	0.15	0
K_2O	5.18	1.18	0.60	1.17	5.27	4.51	4.87	2.85
MgO	0.58	0.52	0.46	0.68	0.65	0.67	0.54	0.81
CaO	3.58	2.71	3.84	3.28	3.88	3.90	3.86	2.98
BaO	4.07	4.51	3.89	3.60	3.75	4.17	4.47	8.84
FeO	3.06	2.86	2.79	3.03	2.97	3.19	2.82	3.45
Al_2O_3	13.98	12.84	14.43	13.85	13.75	13.24	12.86	13.56
SiO_2	52.94	51.13	52.88	52.99	53.46	53.42	52.26	53.59
Ag_2O	-	12.24	-	-	-	-	-	-
Rb_2O	-	-	9.74	-	-	-	-	-
Cs_2O	-	-	-	12.63	-	-	-	-
CuO	-	-	-	-	-	0.43	-	-
PbO	-	-	-	-	-	-	3.19	-
Сумма	83.79	87.99	85.02	91.23	83.89	83.71	85.02	86.08

* Исходный гюнтерблассит, содержит также 15.2 мас. % H_2O.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) гмелинита и продуктов его ионного обмена

Компонент	Исходные образцы			Продукты ионного обмена		
	1	2	3	1	2	3
Na_2O	9.84	1.89	1.16	-	-	0.15
K_2O	0.15	2.59	3.95	-	0.05	2.04
MgO	0.25	0.18	0.38	-	0.23	0.28
CaO	1.01	9.35	7.79	0.27	-	3.59
PbO	-	-	-	34.33	39.18	22.55
Al_2O_3	18.57	22.08	20.76	15.37	17.49	17.17
SiO_2	49.14	43.57	46.01	40.00	33.40	39.53
Сумма	78.96	79.66	80.05	89.97	90.35	85.31

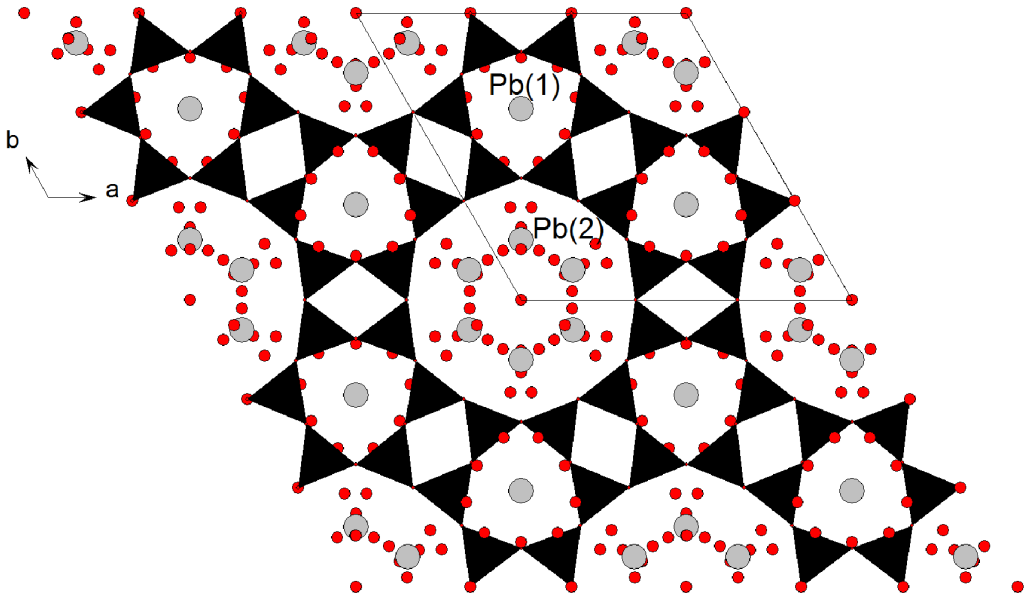


Рис. 2. Структура Pb-замещенного гмелинита в проекции на плоскость [001]

— **образец 3** — K-содержащий гмелинит-Ca с острова Гран Канария.

В структуре Pb-замещенного гмелинита (рис. 2) атомы свинца располагаются в узком канале (с заселенностью позиции 50 % и координационным числом 6) и в широком канале у его стенок, на плоскости симметрии (с заселенностью позиции 13 % координационным числом 6).

Литература

1. Чуканов Н. В., Расцветаева Р. К., Аксенов С. М., Пеков И. В., Зубкова Н. В., Бритвин С. Н., Белаковский Д. И., Шюллер В., Тернес Б. Гюнтерблассит $(K,Ca)_{3-x}Fe[(Si,Al)_{13}O_{25}(OH,O)_4]\cdot 7H_2O$ — новый минерал, первый филлосиликат с тройным тетраэдрическим слоем // Записки РМО. 2012. Т. 141. № 1. С. 71—79.

Рентгеновская микротомография геоматериалов: состояние и проблемы

О. А. Якушина, М. С. Хозяинов

Университет «Дубна», Дубна; *yak_oa@mail.ru, mkhoz@mail.ru*

В последние годы продолжает активно расширяться использование метода вычислительной рентгеновской (микро)томографии, μРТ. Величина линейного коэффициента ослабления рентгеновских лучей, ЛКО μ, $см^{-1}$ любого вещества определяется его химическим составом и плотностью для данной энергии гамма-излучения. Изображения томограмм, плоскостные и трехмерные, отображают изменяющиеся значения ЛКО вещества, обеспечивая экспериментальную основу анализа, визуализируя характер распределения фаз и пустотное пространство в тонком плоском слое исследуемого объекта, по которым устанавливают их размеры, т.е. получают количественные данные (морфометрические характеристики, гранулярный состав, распределение элементов и минералов (фаз), включений), и пустотном пространстве (пористость, трещиноватость, кавернозность), по которым можно прогнозировать качество минерального сырья, его поведение в процессах переработки, потери в хвостах за счет неполного раскрытия минералов.

Как и многие другие методы анализа изображений с высоким разрешением, метод РТ требует знания ограничений и способов оптимизации рабочего процесса, особенно при работе с неоднородными по составу объектами. В методе РТ есть 2 главных составляющих технологии анализа: инструментальная (рентгеновский источник, конструкция томографа) и расчетно-математическая, связанное с программным обеспечением (алгоритмы первичной обработки, алгоритмы анализа изображений). Ограничения в применении метода РТ обусловлены размером фокусного пятна источника рентгеновского излучения, веществом детектора, зависимостью реконструкции томограмм от программного обеспечения конкретного томографа, от эффектов дискретизации и артефактов в реконструкции томограмм. 3D-анализ больших объемов цифровой информации повышает детализацию томограмм, т.е. степень сегментации изображений. Зарубежные разрабатываются новые и более эффективные алгоритмы и параметры определения характеристик объектов. Эффективность РТ анализа зависит как от характеристик прибора (источника рентгеновского излучения; вида, материала детектора; пространственного разрешения), так и алгоритмов расчета. Высокое пространственное разрешение обеспечивают микрофокусные рентгеновские трубки, что указывают приставкой «микро» в названии метода — μСТ.

Можно назвать два главных направления использования РТ: 1) изучение пустотного пространства, что наиболее актуально для исследования грунтов в почвоведении и коллекторов нефти и газа, месторождений угля и горючих сланцев; и 2) морфоструктурный анализ, который важен при изучении вещественного состава твердых полезных ископаемых, в т. ч. угольных, в палеонтологии — фазовый, гранулярного состава и морфометрических характеристик слагающих породу минералов и их агрегатов. Особенности состава и строения горных (присутствие тонкодисперсных и метаколлоидных фаз, неоднородность зерен и агрегатов полезных минералов, близость физических свойств рудообразующих минералов) создают определенные методические трудности при их исследовании и негативно влияют на раскрытие и извлечение полезных минералов.

Морфоструктурное исследование (морфология, гранулярный состав, содержание выделенных фаз) проводим по оригинальной методике: при измерениях ЛКО используется образец сравнения алюминий, плотность которого близка к плотности породообразующих минералов. Сопоставляем расчетные ЛКО с экспериментальными. Близость отношений измеренных амплитуд и рассчитанных величин ЛКО для идентифицируемой фазы и образца сравнения с большой степенью вероятности свидетельствует о правильности предположения о минеральном составе диагностируемых фаз. Применяемый методический прием позволяет сопоставлять измерения, полученные в разное время и для разных объектов и при меняющемся минеральном составе вмещающей среды.

Горные породы и минералы, оказались в отличие от биологических и медицинских образцов, достаточно сложным объектом для исследования методом μРТ. Причины этого связаны как с физической природой явления и конструкцией томографов, так и генетической природой минерального вещества: поликомпонентном и изменчивом фазовом составе (изоморфизм, по-

лиморфизм, микропримеси), присутствием микровключений других фаз. Тонкодисперсные выделения по своим размерам и изрезанности границ зерен ближе к идеальной форме сферы (точки), чем неизометричные, разноразмерные гипидиоморфные зерна и агрегаты. В этом случае проще выполнять математические расчеты для построения изображений томограмм и разделение объектов неоднородности на минеральные фазы и их диагностику, что повышает достоверность интерпретации результатов исследования.

Дальнейшие успехи развития РТ связываются как совершенствованием аппаратурной базы, условиями для термобарического моделирования, так и специализированным программным обеспечением для обработки экспериментальных данных. Применение гибридных пиксельных детекторов с возможностью счета отдельных фотонов, рост вычислительных мощностей расширит аналитические возможности и рутинное использование рентгеновской микротомографии как инструмента анализа в науках о Земле.

Targeted structure modification of layered silicates

A. M. Gerasimov, A. V. Arsentyev, O. V. Eremina

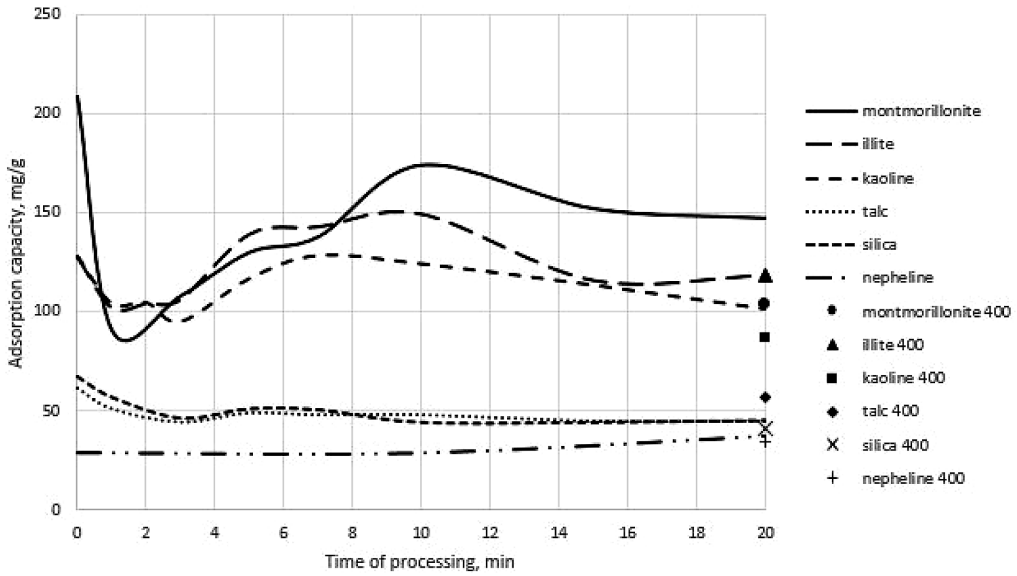
REC «Mekhanobr-Tekhnika», St. Petersburg; *gerasimov_am@mtspb.com*

Layered silicates, the bulk of which are clay minerals, are associated with numerous mineral deposits, as they account for about 50 % of the volume of all sedimentary rocks [1]. Anisotropic and highly dispersed mineral particles are formed during their disintegration. They affect adsorption and rheological properties of aqueous suspensions, which are used at processing [2]. A promising direction of intensification of concentration of ores containing layered silicates is thermal modification, which reduces negative impact of layered silicates on the main technological operations by changing the physical and chemical properties of clay component of material. The main goal —f thermal modification of layered silicates is to change the microstructure of substances by sequentially removing adsorbed, interlayer (bound) and crystallization water.

Nature of the behavior of layered silicates in suspensions directly depends not only on the mineral composition of substance, but also is determined by the structure (shape) of particles [3]. By the degree of influence on dynamic viscosity of suspensions, the particles are arranged in following order: needle-shaped (montmorillonite) > flat (illite) > granular (kaolinite) > round (quartz) [1]. Therefore, distribution of indicators such as adsorption capacity and porosity of material will be identical. Tature of the changes that clays undergo during heating will be determined by mineral composition of substance. Mobile lattice of layered silicates with highly hydrophilic properties is able to release water, reducing interlayer distance during heating as actively as it absorbs during formation of suspensions. Particles exhibiting hydrophobicity, such as talc, do not undergo phase transformations to extent that can be observed in hydrophilic minerals. Transformation of heated clays can be divided into four stages: low-temperature and high-temperature dehydration, lattice rearrangement, and high-temperature changes.

Type of heating used significantly affects change in structure of layered silicates. These types include: convective, radiation-thermal heating method [4], microwave technology. Microwave heating, in contrast to traditional heating systems, is carried out by converting electromagnetic energy into thermal energy inside material, spreading throughout volume [5]. This mechanism allows you to remove moisture from clay materials evenly, affecting the deeper layers at relatively low temperatures, minimizing time and energy costs.

Conducted experimental studies prove that montmorillonite, illite and kaolin, possessing high adsorption ability, lend themselves well to microwave radiation, in contrast to aluminosilicates such as nepheline, silicates such as quartz and feldspars. Talc, in turn, does not undergo significant changes during microwave processing, as it has hydrophobic properties, is not capable of swelling and does not dehydrate at low temperatures. A change in the structure of talc begins to occur at temperatures above 900 °C [6]. The maximum dehydration effect of montmorillonite, illite, and kaolin during microwave processing is achieved over a 5—10 min time period; further exposure to radiation reduces the adsorption capacity of minerals (Figure). The adsorption capacity of layered silicates during con-



Change in the adsorption capacity of silicates depending on the processing time

vective treatment at 400 °C is lower, which makes it possible to use microwave processing of ores at the stage of enrichment for their further processing.

References

1. Gerasimov A. M., Arsentiev V. A. Layered silicates and their influence on mineral processing // Obogashcheniye rud. 2018. № 5. P. 22—28.

2. Gerasimov A. M., Lazareva V. V., Arsentiev V. A. Features of microwave heating on the properties of layered silicates // Obogashcheniye rud. 2019. № 6. P. 15—19.

3. Fedorin R. P., Khramchenkov M. G. Clay swelling and solution filtration in clays // Uchenyye zapiski kazanskogo gosudarstvennogo universiteta. Vol. 152. Natural sciences. 2010.

4. Kotova O. B., Razmyslov I. N., Rostovtsev V. I. Silaev V. I. Radiation-thermal modification of ferruginous bauxites in the processes of their processing // Obogashcheniye rud. 2016. № 4. P. 16—23.

5. Singh S., Gupta D., Jain V., Sharma A.K. Microwave processing of materials and applications in manufacturing industries: A review // Materials and Manufacturing Processes. 2015. v. 30, p. 1—29 doi: 10.1080/10426914.2014.952028

6. Yakovleva A. A., Chyong S. N. The study of the absorption capacity of talc // VESTNIK IrGTU. № 5. 2010. P. 224—229.

Biogeosorbents for solving environmental problems

D. A. Shushkov[1], O. B. Kotova[1], T. N. Shchemelinina[2], M. Harja[3], E. M. Anchugova[2]

[1]Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar; *dashushkov@geo.komisc.ru*
[2]Institute of Biology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar
[3]«Gheorghe Asachi» Technical University of Iasi, Iasi, Romania

The pollution of land and water objects by hydrocarbons during exploration, production, transportation, storage and processing remains an important environmental problem. The problem of restoring land and water objects, polluted after accidental spills, is especially relevant for the Northern and Arctic territories, which are characterized by low regeneration. The most common waste is phenol and its derivatives, which belong to the group of dangerous pollutants. The input of phenols into waters has a negative effect on the hydrochemical mode of the water object: the oxygen content decreases, the color and oxidizability increase.

The work is aimed at the creation of biogeosorbents and testing of their sorption and destructive properties in relation to oil products and phenols.

Mineral carriers were natural sorbents based on mineral raw from the European North-East of Russia: analcime-containing rocks of the Veslyana occurrence of the Koinskaya zeolite area [1], clinoptilolite-containing clays and glauconite-containing rocks of the Chim-Loptyuga oil shale field [2].

The strains, included in the Biotrin biological product [3], were used as oil destruction organisms: bacteria *Pseudomonas yamanorum* VKM B-3033D [4]; yeast *Rhodotorula glutinis*, VKM Y-2998D [5]; microalgae *Chlorella vulgaris* Beijer. f. *globosa* V. Andr. As organisms of phenol destructors, microalgae *Chlorella vulgaris* Beijer f. *globosa* V. Andr. were used.

The sorption and destructive properties of the initial sorbents and simulated biogeosorbents in relation to oil products are evaluated. We determined that the samples of the initial sorbents exhibited a high adsorption activity with respect to oil products, reducing the oil product content by 2.5—5 times (standard or significantly lower than MAC standard).

During the immobilization of microorganism cells on the surface of mineral carriers we revealed decreasing sorption properties, but at the same time, the microorganisms provided biodegradation of hydrocarbons, which during 4 days was 60 to 77 % [6, 7]. The ratio of normal alkanes changes, lighter alkanes degrade faster. Samples of calcite-containing rocks and clinoptilolite-containing clay can retain low molecular alkanes, which are usually subject to weathering.

We evaluated sorption and destructive properties of the initial sorbents, a suspension of microalgae, and simulated biogeosorbents in relation to phenols. The advantage of the synergetic complex of the biogeosorbent from its individual components was revealed: decreasing period of water purification from phenols. Biodegradation of 83 % of phenols in the model water occurs in 3 days.

We showed that the mineral carrier ensured safety and increases the growth of microalgae cells under stress conditions. Microalgae *Chlorella vulgaris* immobilized on analcime-containing rocks showed tolerance to increased salinity (34 ‰) and organic pollutants (phenolic water with a concentration of 10 μg/dm^3) [8].

The authors express gratitude to Geonauka Center for Collective Use and the eco-analytical laboratory of the Institute of Biology of Komi SC UB RAS for their help in the analytical work. This work was financially supported by State Assignment No. AAAA-A17-117121270025-1 "Development of biocatalytic systems based on enzymes, microorganisms and plant cells, their immobilized forms and associations for processing plant materials, obtaining biologically active substances, biofuels, remediation of contaminated soils and cleaning wastewater" and No. AAAA-A17-117121270037-4 "Scientific foundations of effective subsoil use, development and development of the mineral resource base, development and implementation of innovative technologies, geological and economic zoning of the Timan-Northern Ural region".

References

1. Kotova O. B., Harja M., Cretescu I., Noli F., Pelovski Y., Shushkov D. A. Zeolites in technologies of pollution prevention and remediation of aquatic systems // Vestnik of the Institute of Geology of Komi SC UB RAS, 2017, No. 5, pp. 49—53.

2. Saldin V. A., Burtsev I. N., Mashin D. O., Shebolkin D. N., Inkina N. S. Marking horizons in the Upper Jurassic deposits of the Yarengsky shale-bearing region (northeast of the Russian Plate). Vestnik of Institute of geology Komi SC UB RAS, 2013, No. 11, pp. 26—29. (in Russian)

3. Conclusion on the toxicological and hygienic assessment of «Biotrin» consortium of strains of oil-oxidizing microorganisms. SRC branch of "SSC Institute of Immunology". Serpukhov, 28.09.2017. (in Russian)

4. RF Patent No. 2615458. The bacterial strain Pseudomonas yamanorum VKM B—3033D for activating biodegradation of oil and oil products in water and in oil soils in railway sections. Bioecobalans LLC; S. M. Meshkelo, T. N. Schemelinina, E. M. Anchugova. Announced 02.07.2016, published 20.06.2018, No.17. (in Russian)

6. Shchemelinina T. N., Kotova O. B., Anchugova E. M., Shushkov D. A., Ignatiev G. V. Zeolite and clay raw: experimental modeling of biogeosorbents. Vestnik of the Institute of Geology, Komi SC UB RAS, 2018, No. 9, pp. 50—57. (in Russian)

7. RF patent No. 2715036. Biogeosorbent for cleaning oil-contaminated water objects. T. N. Shchemelinina, E. M. Anchugova, M. Yu. Markarova, O. B. Kotova, D. A. Shushkov, G. V. Ignatiev. Announced 27.12.2018. Published 21.02.2020. No. 6. (in Russian)

8. 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, pp. 24—28.

Practical geometallurgy titanium-tantalum-niobates

L. A. Vaisberg, I. D. Ustinov

REC «Mekhanobr-Tekhnika», St. Petersburg; *gornyi@mtspb.com*

Fundamental research and geological and mineralogical classification of rare metal deposits conducted since the 1930s with the undoubted priorities of Russian scientists, obtained mainly in works under the direction of A. I. Ginzburg [1]. The largest rare-metal ores in terms of industrial consumption are deposits of titanium-tantalum-niobates containing mineral components — complex oxides of subclasses ABX3, AB2X6, A2B2X7, where A is (Na, Ca, Fe, Th, TR), B is (Ti, Nb, Ta), X — (O, OH, F). Perovskite and loparite are the first subclass, the minerals of the columbite-tantalite series are the second row, and the pyrochlore-microlite minerals are the third row. The deposits of these minerals are mainly of magmatic and post-magmatic origin, often subjected to metasomatism [2]. The decisive fundamental physical and physicochemical properties of these minerals distinguish them from the properties of related minerals, especially their high density (specific gravity) and the strong hydration of their surfaces in an aqueous medium due to the structural features of the upper electronic layers of Ti, Ta, Nb, Fe. Obviously, the high density of the target minerals of rare-metal ores contributes to the implementation of gravitational enrichment processes. Physico-chemical features of the surface impedes their selective flotation. Therefore, the current logic of the through technological corridor of their processing includes gravity methods of concentration of large mineral fractions, flotation of sludge particles with the production of relatively poor concentrates and finishing chemical and metallurgical processing [3, 4].

Attention should be paid to the finely disseminated target minerals of a number of promising domestic deposits of titanium-tantalum-niobates. This prevents the implementation of effective and high-performance gravitational schemes for their enrichment.

Studies show that in the presence of carbonate veins (layers) of sufficient power, selective vibrational disintegration of ores, followed by separation in heavy-medium turbocyclones and flotation concentration of a heavy fraction, is a promising way of preliminary dressing. The technology for finely disseminated ores is a combination of reverse flotation with the removal of carbonates of gangue and flotation of titanium-tantalum niobates by complexing collectors in a slightly acidic environment with the intensification of the process using ultrasonic pulp treatment to increase the selectivity of separation of target minerals and iron-containing aluminosilicate minerals. This approach allows, firstly, to use one type of complex-forming flotation reagents-collectors both in the reverse and direct flotation cycle at various pH values of the flotation pulp, and to realize a full-fledged technological water circulation.

Financial support was provided by the Russian Scientific Fund (project 18-17-00169).

References

1. Geology of deposits of rare elements, vol. 1, ed. A. I. Ginzburg. M. Gosgeoltekhizdat. 1958. 139 p.

2. Melcher F., Graupner T., Gäbler H.-E., et al. Mineralogical and chemical evolution of tantalum — (niobium — tin) mineralization in pegmatites and granites. Ore Geology Rev. http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.03.03.014/.

3. Sidorenko G. A., Alexandrova I. T., Petrova N. V. Technological mineralogy of rare-metal ores. SPb. The science. 1992. 236 p.

4. He Jilin, Zhang Zopngguo, Xu Zhongting, et al., Hydrometallugical Extraction of Tantalum and Niobium in China (Tantalum-Niobium International Study Centre (T.I.C.), 1998. Bull. No. 93, p. 1—14.

X. Минералогия астроблем и метеоритов

Рамановское картирование минеральных фаз UHPHT-стекол Карского метеоритного кратера (Пай-Хой, Россия)

С. И. Исаенко

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

Метод двумерного рамановского картирования позволяет наблюдать распределение и взаимосвязь минеральных фаз и некоторые спектроскопические особенности исследуемого образца «in situ», что особенно полезно при изучении шлифов и полированных срезов пород. Данный метод обеспечивает визуализацию пространственного распределения минеральных фаз, особенностей их морфологии, размеров зерен и соотношения минералов, степени их кристалличности, ориентации кристаллитов и их размеров, различных структурных параметров и дефектов, таких как остаточное напряжение в минералах и другие минералогические особенности [1—3].

Нами изучены ультравысокобарные высокотемпературные (UHPHT) импактные стекла, отобранные в южном секторе Карской астроблемы (Пай-Хой, Россия). Предварительные исследования образцов были проведены с помощью сканирующей электронной микроскопии (SEM), электронно-зондового микроанализа (EPMA), элементного картирования, просвечивающей электронной микроскопии высокого разрешения (HRTEM), дифракции электронов (ED).

Элементный состав фаз изучался с помощью EPMA [4—6]. Отношения межфазных границ были визуализированы с помощью SEM и элементного картирования. Предварительно было установлено, что общая матрица UHPHT стекол имеет алюмосиликатный состав и включает микрокристаллиты монокристаллического авгита. Матрица-хозяин содержит «капли» силикатного стекла с коэситовыми микрокристаллами.

КР-спектры образцов UHPHT стекол были зарегистрированы с использованием рамановского спектрометра LabRam HR 800 (Horiba, Jobin Ivon) в режиме двумерного рамановского картирования в плоскости XY. Параметры оборудования: He-Ne-лазер (λ = 633 нм, мощностью 20 мВт), решетка спектрометра — 600 ш/мм), диапазон измерений 100—1200 $см^{-1}$. Картирование было проведено по сетке 50 × 50 точек с шагом 1.8 мкм, массив спектров обрабатывался с помощью программного обеспечения LabSpec 5.39.

После SEM исследований и элементного картирования с использованием отдельных КР-спектров для детального фазового анализа мы отобрали области с каплями кремнезема, содержащими микрокристаллы коэсита, с целью анализа особенностей фазовых соотношений, подкрепленных данными спектроскопии. По типичным индивидуальным спектрам оптически видимых минеральных фаз отдельные спектры были собраны в массивы, произведена реконструкция данных с построением карт пространственного распределения разных фаз и их структурных особенностей.

Рамановское картирование минеральных ассоциаций UHPHT позволило описать необычное плотное сосуществование коэсита и смектита в чистом аморфном силикатном стекле жильных тел расплавных импактитов. Полученные данные демонстрируют, что рамановское картирование полезно для анализа сложных агрегатов, состоящих из аморфной и кристаллической фаз в продуктах воздействия.

Автор выражает благодарность М. А. Тропникову за измерения SEM и EMPA, Т. Г. Шумиловой, А. Л. Васильеву и И. А. Каратееву за предварительные исследования с помощью HRTEM и ED. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 17-17-01080 с использованием аналитического оборудования Центра коллективного пользования «Геонаука» при поддержке проекта NIR # AAAA-A17-117121270036-7.

Литература

1. Fouche F., Lopez-Reyes G., Bost N., Rull P. F., Russmann P., Westall F. (2013) JRS, 44, 916—925.

2. Rividi N., van Zuilen M., Philippo, P., Ménez B., Godard G., Poidatz E. (2010) Astrobiology, 10 (3), 293—309.

3. Foucher F., Guimbretière G., Bost N., Westal, F. (2017) In book: Raman Spectroscopy and Applica-tions, Chapter: 8. Khan Maaz (Ed). doi: 10.5772/65112.

4. Shumilova T. G., Isaenko S. I., Makeev B. A., Zubov A. A., Shanina S. N., Tropnikov Ye. M., Askhabov A. M. (2018) Dokl. Earth Sci., 480 (1), 595—598. doi: 10.1134/S1028334X18050070

5. Shumilova T. G., Lutoev V. P., Isaenko S. I., Kovalchuk N. S., Makeev B. A., Lysiuk A. Yu., Zubov A. A. (2018) Sci. Rep., 8. doi:10.1038/s41598-018-25037-z.

6. Shumilova T. G., Zubov A. A., Isaenko S. I., Karateev I. A., Vasiliev A. L. Sci Rep 10. 2591 (2020). doi: 10.1038/s41598-020-59520-3.

Особенности исследования углеродных полифазных агрегатов методом рамановской спектроскопии на примере алмазов в стеклоуглеродной оболочке

С. И. Исаенко, Т. Г. Шумилова

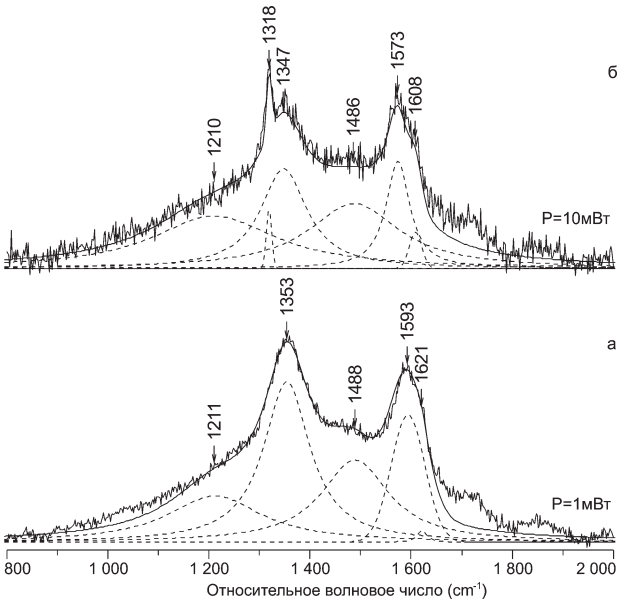
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *s.i.isaenko@gmail.com*

Рамановская спектроскопия эффективно применяется для фазовой диагностики минерального вещества, особенно хорошо зарекомендовала себя при исследовании углеродного вещества и в настоящее время является одним из базовых методов изучения углеродных материалов. Вместе с этим, поскольку при возбуждении комбинационного рассеяния света применяется лазерное излучение, необходимо исключить чрезмерное тепловое воздействие на образец с целью получения КР-спектров исходного неизмененного вещества. С другой стороны, целенаправленное контролируемое использование эффекта термического воздействия лазерного излучения с послойным выжиганием углеродного вещества может быть использовано для раскрытия минеральных индивидов, находящихся в оболочке другой углеродной фазы.

Методом рамановской спектроскопии были исследованы образцы углеродного вещества из импактитов, отобранные нами в 2015 г. во время экспедиционных работ в южной части Карской астроблемы [1]. В данной работе изучены зерна алмазов разного типа, среди которых особое внимание было уделено образцам черного цвета, внешне похожих на «тогориты», описанные ранее В. А. Езерским промежуточной фазой между углем и алмазом [2, 3].

Исследования выполнены в ЦКП «Геонаука» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар) на рамановском спектрометре LabRamHR800 (Horiba JobinYvon). Параметры эксперимента: Ar+ лазер (λ = 488 нм, мощность при регистрации спектров 1—10 мВт), решетка спектрометра 600 ш/мм, конфокальное отверстия — 500 мкм, щель — 100 мкм, объектив x100, время накопления сигнала — 1 с, количество измерений на одном участке спектрального диапазона — 10.

На первом этапе черные образцы были подвергнуты воздействию лазерного излучения небольшой мощности — 1 мВт (рисунок, а). В полученных КР-спектрах выделяются отчетливые полосы стеклоподобного углерода: D-полоса (положение 1353 см$^{-1}$, FWHM 112 см$^{-1}$) и G-полоса (1593 см$^{-1}$, FWHM 79 см$^{-1}$) и ряд дополнительных — 1211 см$^{-1}$, 1489 см$^{-1}$, 1621 см$^{-1}$. После увеличения мощности лазера до 10 мВт наблюдается появление в КР-спектре помимо D- и G- полос линии кристаллического алмаза (T_{2g}-мода, положение 1319 см$^{-1}$, FWHM 12 см$^{-1}$), при этом наблюдается сдвиг D-полосы (с 1353 см$^{-1}$ до 1347 см$^{-1}$) и G-полосы (с 1593 см$^{-1}$ к 1573 см$^{-1}$), который свидетельствует об интенсивном термическом воздействии излучения во время накопления сигнала (рисунок, б). Сильный нагрев также приводит к сдвигу линии алмаза от 1332 см$^{-1}$ к регистрируемому нами положению 1319 см$^{-1}$. Визуально наблюдается прожиг стеклоуглеродной оболочки через камеру микроскопа: на фоне черного образца в области лазерного воздействия отчетливо появляется светлая область. Явление прожига стеклоуглеродной оболочки нами было подтверждено и на других аналогичных по размеру и по морфологии образцах.



КР-спектры образца КР-41-р11, мощность лазерного излучения в ходе регистрации КР-спектров — 1 мВт (а), 10 мВт (б)

Таким образом, нами установлено, что тогорит является не самостоятельной углеродной фазой, а представляет собой агрегат алмаза и стеклоподобного углерода — алмаз в черной стеклоуглеродной оболочке.

Проведенные исследования показали, что методом контролируемого лазерного нагрева непосредственно в ходе возбуждения КР-спектров возможно избирательно удалять из полифазных агрегатов наименее термически стойкие углеродные фазы. Установленный эффект может быть использован для выявления реального фазового состояния углеродных веществ, а также для технологического лазерного травления.

Работа выполнена при финансовой поддержке темы НИР ГР № АААА-А17-117121270036-7 и проекта РФФИ № 17-05-00516.

Литература

1. 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. 2018. V. 30. № 1. P. 61—76 (16). https://doi.org/10.1127/ejm/2018/0030—2715.

2. Езерский В. А. Ударно–метаморфизованное углистое вещество в импактитах // Метеоритика, 1982, В. 41. С. 134—140.

3. Yezerskiy V. A. High pressure polymorphs produced by the shock transformation of coals // Int. Geol. Rev., 1986, 28, 221—228.

Постимпактная гидротермальная деятельность в черных сланцах окружения Карской астроблемы (Пай-Хой)

Н. С. Ковальчук, Т. Г. Шумилова

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

Изучены позднепалеозойские (D_3—P_1) черносланцевые толщи окружения Карской астроблемы (Пай-Хой). Опробование толщ проводилось по профилю радиально от центра астроблемы — от приконтактовой зоны с импактитами (борт астроблемы) с выходом в незатронутые постимпактными преобразованиями черные сланцы. Нами проведен анализ минералогических и геохимических особенностей черных сланцев мишени окружения Карского импактного события с применением комплекса современных методов исследований для выявления возможной мобилизации, переотложения и концентрирования рудного вещества в условиях интенсивной постимпактной гидротермальной переработки.

Уникальность Карской астроблемы состоит в том, что породами мишени являются широко распространенные черные сланцы, характеризующиеся повышенными кларками многочисленных редких элементов [1]. Известно, что промышленно значимая рудная минерализация в черных сланцах всегда связана с гидротермальной переработкой и привносом полезных компонентов. Согласно известным моделям формирования крупных астроблем импактный процесс в связи с Карским событием должен был стимулировать интенсивную гидротермальную деятельность не только в самих импактитах, но и в породах окружения астроблемы [2—4], создавая условия для мобилизации и концентрирования редких и благородных металлов во вмещающих черных сланцах.

Известно, что степень гидротермального преобразования пород определяется их вещественной спецификой и проницаемостью. Гидротермальная деятельность реализуется в формировании соответствующих минеральных ассоциаций, распределение которых изменяется по мере удаления от центра астроблемы, затрагивая ее окружение. Это обуславливает как геохимическую специфику процесса, так и состав возникающих минеральных фаз. В осадочных породах окружения Карской астроблемы, включая черные сланцы, ассоциация типоморфных минералов постимпактной гидротермальной деятельности включает хлориты, цеолиты, кальцит, пирит, эпидот. В карбонатных породах мишени широко развита кварц-сульфидная минерализация.

В результате проведенных исследований в районе Карской астроблемы в черных сланцах установлены аномальные и резко аномальные содержания Ti, Ba, Cr, Rb, Li, Ga, Sc, Co, Cs, W, Mn, B, Zr, Sr, Ge, Cd, Hf, Se и РЗЭ [5]. В то же время в различных районах импактного события выявлена геохимическая специфика концентрирования разных компонентов, вероятно, связанная с локальной спецификой пород мишени. С помощью микрозондового анализа диагностирована постимпактная редкоземельная минерализация, представленная монаци-

том и ксенотимом, а также встречаются TR-содержащие апатит, циркон, лейкоксен, рутил, сфалерит, халькопирит, в качестве включений в ксенотиме встречены микровключения тиманнита (HgSe). Кроме того, выявлен ряд особенностей в составах различных минералов. К ним, в частности, относятся: повышение железистости (ожелезненный доломит, замещающийся сидеритом, лимонитизация пирита, развитие в породе многочисленных марганецсодержащих железистых окислов); обогащение кремнеземом (хлориты, ферросилит); редкоземельная минерализация, представленная фторапатитом, монацитом и ксенотимом (с включениями циркона и тиманнита); монацит в виде зерен скелетной формы с неправильными очертаниями и изъеденными краями, с высоким содержанием Nd и Th; консолидация УВ и его приуроченность к хлорит-пиритовой минерализации; развитие жильной минерализации с новообразованным пиритом и монацитом; часто корродированные и раздробленные зерна циркона. Проведенные термографические и КР-спектроскопические исследования углеродистого вещества позволили сделать вывод о том, что УВ пород окружения Карской астроблемы претерпело преобразование на уровне хлоритовой стадии метаморфизма.

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

Авторы выражают благодарность С. И. Исаенко, Е. М. Тропникову, С. С. Шевчуку, Д. В. Кузьмину и В. Н. Филиппову за помощь в проведении аналитических работ. Работа выполнена при финансовой поддержке НИР ГР № АААА-А17-117121270036-7.

Литература

1. Юдович Я. Э., Беляев А. А., Кетрис М. П. Геохимия и рудогенез черносланцевых формаций Пай-Хоя. СПб: Наука, 1998. 366 с.

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

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

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

5. Ковальчук Н. С., Шумилова Т. Г. Геохимическая специфика черных сланцев в зоне Карского импактного события (Пай-Хой) // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления: Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2017. С. 260—261.

Мёссбауэровская спектроскопия ^{57}Fe свежих и выветрелых обыкновенных хондритов

В. П. Лютоев[1], С. С. Потапов[2], Н. Ю. Никулова[1], А. Ю. Лысюк[1], О. С. Головатая[3]

[1] ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *vlutoev@geo.komisc.ru*
[2] ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс; *s_almazov@74.ru*
[3] СГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар; *oxana_1958@mail.ru*

Мёссбауэровская спектроскопия ^{57}Fe зарекомендовала себя в качестве одного из наиболее эффективных методов изучения железосодержащих минералов в метеоритах. Обыкновенные хондриты относятся к наиболее распространенному типу метеоритов и имеют возраст, близкий к возрасту Солнечной системы. В зависимости от содержания и распределения железа по минеральным фазам обычные хондриты подразделяются на H, L и LL группы. Детальный анализ возможностей мёссбауэровской спектроскопии ^{57}Fe для классификации обыкновенных хондритов приведен в [4]. Нами данным методом выполнены сравнительные исследования сильно выветрелых и незатронутых выветриванием обыкновенных хондритов на примере образца древнего метеорита, найденного в пустыне Атакама [3], и фрагментов Челябинского метеорита 2013 г. [2].

Собранные сразу после выпадения метеоритного дождя фрагменты Челябинского метеорита были извлечены из слоя снега; поверхности земли они не достигли. Метеорит был классифицирован как обычный хондрит LL5 группы, ударная стадия S4, степень выветривания — W0 [1]. Полученные нами типичные мёс-

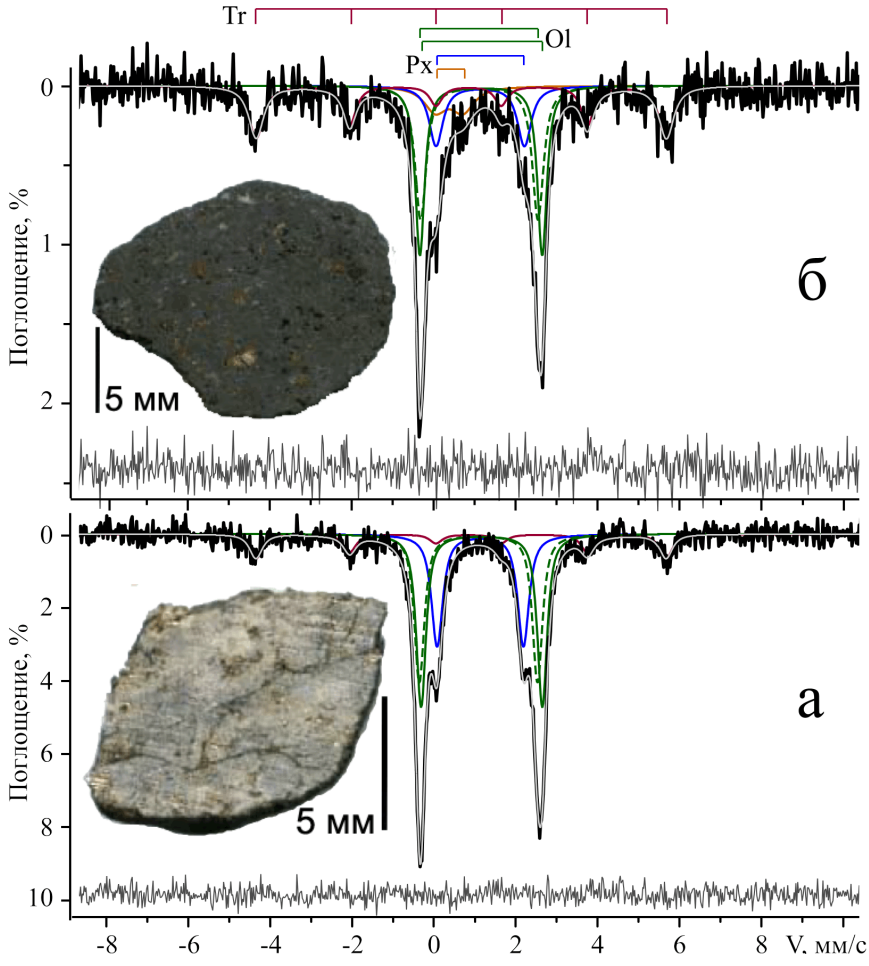


Рис. 1. Мёссбауэровские спектры и их компоненты Челябинского метеорита (2013 г.) со светлой (а) и темной (б) литологией

сбаэровские спектры осколков Челябинского метеорита со «светлой» и «тёмной» литологией представлены на рис. 1 [2]. От 70 до 90 % железа локализовано в структуре оливина ($Fo_{70}Fa_{30}$) и пироксена ($En_{70—80}Fs_{30—20}$) в пропорции 0.7:0.3. Остальная часть железа, преимущественно сульфидная, относится к собственной железистой фазе — троилиту. Металлические формы железа составляют в метеорите небольшую долю. Темные фрагменты отличаются от светлых повышенным содержанием сульфидов и металлических фаз железа. Аналогичные и более детальные результаты получены при анализе мёссбауэровских спектров высокого разрешения [5]. Характеристики распределения железа по минеральным фазам и структурным позициям железа в решетке силикатов полностью согласуются с петрологической и минералогической классификацией метеорита.

Метеорит, обнаруженный в декабре 2017 г. в пустыне Атакама (24°42'15.3 ю. ш., 69°45'24.5 з. д.), представлял собой сильно выветрелый трещиноватый валун диаметром около 15 см, при расчистке распавшийся на отдельные фрагменты угловатой формы размером 3—5 см [3]. Однозначная петрологическая интерпретация принадлежности метеорита к конкретному типу затруднена. Согласно данным мёссбауэровской спектроскопии, железо (ат. %) представлено оксигидроксидом (43), магнетитом (2), камаситом (11), троилитом (6), силикатами (37) (рис. 2). В исходном неизмененном состоянии метеорит, очевидно, имел значительно большее содержание металлической и сульфидной фаз железа, преобразованных впоследствии в оксигидроксиды железа и магнетит. В соответствие с результатами [4], силикатное железо распределено между оливином ($Fa_{20—30}Fo_{80—70}$) и пироксеном ($Fs_{20}En_{80}$) в пропорции 0.6 : 0.4, характерной для H-хондритов. Заселенность Fe^{2+} и Mg^{2+} их структурных позиций M1, M2 отвечает темпе-

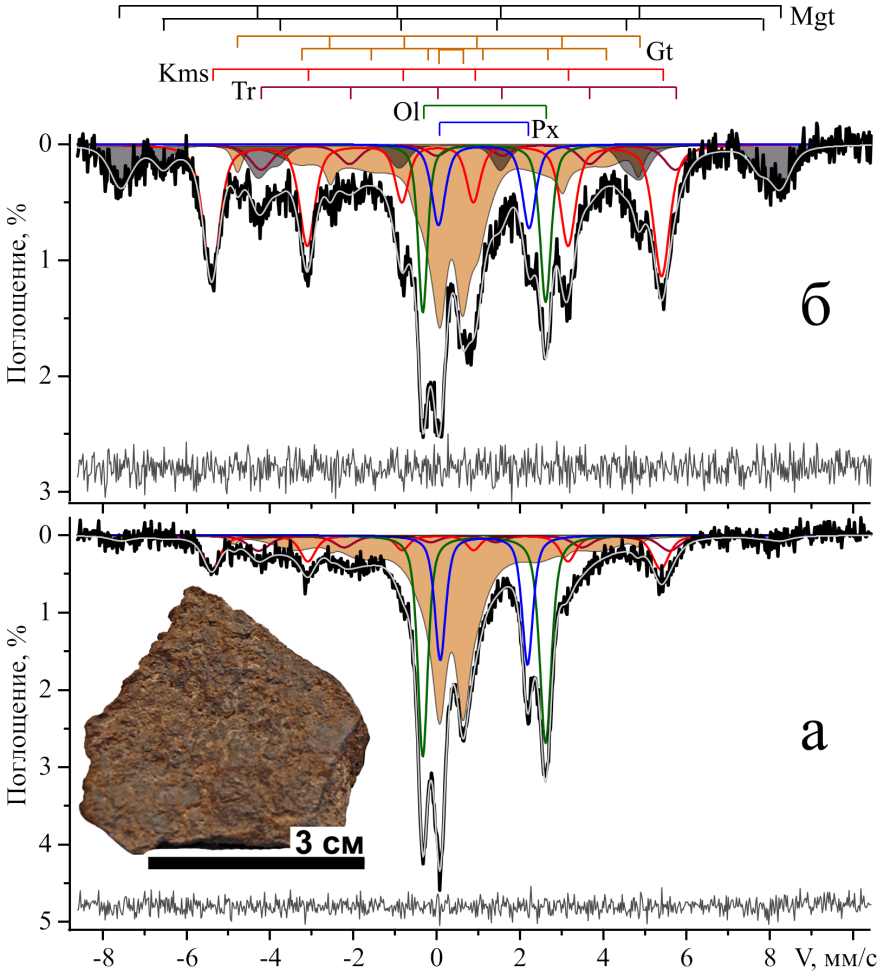


Рис. 2. Мёссбауэровские спектры и их компоненты валовой пробы выветрелого метеорита из пустыни Атакама (а) и его магнитной фракции (б)

ратуре катионного распределения примерно 900 °С, т. е. высокой степени теплового метаморфизма петрологического типа 4. Таким образом, по данным мёссбауэровской спектроскопии, изученный выветрелый метеорит из пустыни Атакама наиболее близок к обыкновенному хондриту H4 группы.

Исследования выполнены на оборудовании ЦКП «Геонаука» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) в рамках НИР ГР № АААА-А17-117121270036-7.

Литература

1. Галимов Э. М., Колотов В. П., Назаров М. А., Костицин Ю. А., Кубракова И. В., Кононкова Н. Н., Рощина И. А., Алексеев В. А., Какшаров Л. Л., Бадюков Д. Д., Севастьянов В. С. Результаты вещественного анализа метеорита Челябинск // Геохимия. 2013. № 7. С. 580—598.

2. Лютоев В. П., Потапов С. С., Исаенко С. И., Лысюк А. Ю., Симакова Ю. С., Самотолкова М. Ф. Минеральное вещество метеорита Челябинск: ИК-поглощение, комбинационное рассеяние и мёссбауэровская спектроскопия ^{57}Fe // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 7. С. 2—9.

3. Никулова Н. Ю., Лютоев В. П., Астахова И. С., Игнатьев Г. В., Куликова, К. В., Лысюк А. Ю., Макеев Б. А., Сандула А. Н., Симакова Ю. С., Филиппов В. Н., Шуйский А. С. Минералого-петрографическая и геохимическая характеристика окисленного хондрита (пустыня Атакама, Чили) // Вестник геонаук. 2020. (в печати).

4. Maksimova A. A., Oshtrakh M. I., Petrova E. V., Grokhovsky V. I., Semionkin V. A. Comparison of iron-bearing minerals in ordinary chondrites from H, L and LL groups using Mössbauer spectroscopy with a high velocity resolution // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 2017. V. 172. P. 65—76.

5. Maksimova A. A., Oshtrakh M. I., Petrova E. V., Grokhovsky V. I., Semionkin V. A. The ^{57}Fe hyperfine interactions in the iron bearing phases in different fragments of Chelyabinsk LL5 meteorite: a comparative study using Mössbauer spectroscopy with a high velocity resolution // Hyperfine Interaction. 2015. V. 230. P. 79—87.

Сравнительный анализ вещественного состава литокластов разновидностей зювитов и пород мишени Карской астроблемы

Н. И. Максименко

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

Зювиты — это импактные брекчии, сложенные фрагментами пород мишени и импактных стекол. Среди зювитов Карской астроблемы выделяется три типа, образованные, предположительно, по-разному преобладающему протолиту [3]. Разделение зювитов основано на комплексе признаков, в том числе на различии петрохимического состава и соотношения литокластов. Петрохимические особенности карских импактитов и пород мишени были ранее освещены в ряде работ [1, 2, 4]. При этом до настоящего времени не было проведено сравнительного анализа вещественного состава отдельных типов литокластов зювитов и соответствующих неизмененных пород мишени. Исследование состава литокластов обломочных импактитов необходимо для установления генетической принадлежности разновидностей импактитов и, в целом, для обоснования предложенной типизации зювитов.

Сравнительный анализ вещественного состава преобладающих типов литокластов разновидностей зювитов и пород мишени, не затронутых импактным процессом, был выполнен на основе данных силикатных и площадных микрозондовых анализов.

Выяснено, что кластыпесчаников и алевролитов в зювитах I типа характеризуются высоким содержанием SiO_2 (~65 %) и K_2O (~6 %), значительно меньшей концентрацией вплоть до отсутствия компонентов MgO, CaO, в сравнении с аналогичными породами мишени (SiO_2 ~58 %, MgO ~5 %, CaO ~3 %, K_2O ~2 %). В песчаниках и алевролитах мишени по мере увеличения доли SiO_2 уменьшается содержание MgO (от 5.6 до 3.3 %), Al_2O_3 (от 15.7 до 13.1 %), FeO (от 5.6 % до 3.9 %) и увеличивается концентрация Na_2O (от 1.8 до 3.9 %).

Обломки известняков в зювитах II типа характеризуются преимущественно кальцито-

вым составом с незначительными примесями (CaO ~50 %, FeO и MnO — до 1 %, SiO_2, Al_2O_3 и K_2O — <1 %). При анализе неизмененных известняков мишени выявлено, что они отличаются высоким содержанием CaO (до ~53 %), SiO_2 (до ~34 %), а также присутствием компонентов Al_2O_3 (до 2.1 %), MgO (до ~0.8 %), щелочей (до 0.1 %), MnO и TiO_2 (~0.06 %), что указывает на существенную примесь глинистого материала в их составе.

В зювитах III типа преобладают фрагменты углистых сланцев и алевролитов. Эти класты отличаются высокой кремнистостью (SiO_2 до ~90 %) и низким содержанием Al_2O_3 (~3.5 %), при увеличении содержания SiO_2 в них снижаются концентрации большинства петрогенных компонентов — Al_2O_3 (от 4 до ~3 %), Na_2O (от 1.1 до 0.4 %), CaO (от 1.1 до 0.1 %), MgO (от 0.7 до 0 %), FeO (от 0.5 до 0.4 %). Выяснено, что, в сравнении с импактированными литокластами углистых пород, углистые породы мишени характеризуются относительно низким содержанием SiO_2 (54 %) и достаточно высокими концентрациями Al_2O_3 (~11 %), CaO (~8 %), MgO (~3 %), FeO (~2 %) и щелочей (~2 %), что говорит о существенно глинистом характере последних.

Таким образом, выяснено, что литокласты зювитов и породы мишени астроблемы, в целом, характеризуются схожим петрохимическим составом, что может указывать на генетическую связь литоидных обломков в импактитах и пород мишени. Некоторые расхождения вещественного состава литокластов и исходных пород, по всей видимости, обусловлены первичной неоднородностью и разнообразием состава пород, подвергшихся ударному воздействию и перемешиванию. В результате проведенных исследований следует, что вещественный состав литокластов разновидностей зювитов отражает первичный состав протолита, а петрографический состав зювитов зависит, преимущественно, от исходного распределения и соотношения пород в цоколе астроблемы. Результаты исследований могут быть использованы при дальнейшем анализе генетических закономерностей распределения импактитов в пределах Карской астроблемы.

Автор выражает благодарность Т. Г. Шумиловой и Н. С. Ковальчук за научные консультации и за предоставленный аналитический материал, О. В. Кокшаровой и Е. М. Тропникову за помощь в проведении аналитических работ.

Работа выполнена в рамках выполнения работ по теме НИР ГР № АААА-А19-119031390057-5.

Литература

1. Селивановская Т. В., Мащак М. С., Масайтис В. Л. Импактные брекчии и импактиты Карской и Усть-Карской астроблем // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. Л.: Наука, 1990. С. 55—96.

2. Фельдман В. И. Петрология импактитов. М.: Изд-во МГУ, 1990. 299 с.

3. Шумилова Т. Г., Исаенко С. И., Ковальчук Н. С., Уляшев В. В., Макеев Б. А. Разновидности импактитов, апоугольных алмазов и сопутствующих углеродных фаз Карской астроблемы // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2016): Материалы минералогического семинара с международным участием. 2016. С. 270—271.

4. Шумилова Т. Г., Ковальчук Н. С., Макеев Б. А. Геохимическая специфика алмазоносных зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой) // Доклады академии наук. 2019. 486 (2). С. 233—236.

Структурно-текстурные особенности и вещественный состав зювитов на р. Путью (Карская астроблема)

Н. И. Максименко

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

Карская астроблема расположена на северо-восточном склоне хребта Пай-Хой. За почти полувековую историю исследования были накоплены обширные сведения об особенностях литологического и вещественного состава карских импактитов. При этом в работах, посвященных петрохимии импактитов, основное внимание уделялось вещественному составу расплавных пород, а определения петрохимического состава зювитов носили единичный характер [1]. Зювиты южной части Карской астроблемы по комплексу признаков были разделены на три типа [2]. В настоящее время актуальным является типизация и определение геологической позиции зювитов в пределах всей Карской астроблемы.

Целью работы является сравнительный анализ минералого-петрографических и петрохимических особенностей зювитов на р. Путью с зювитами II типа на р. Кара. Зювиты изучались в коренных обнажениях, петрографический состав исследовался в шлифах под оптическим микроскопом, вещественный состав определен с помощью силикатных анализов.

Импактиты описаны на правом и левом берегах р. Путъю, в среднем течении. Они представлены агломератово-лапиллиевыми (средний размер кластов 1—3 см) и глыбовыми (фрагменты до 0.5—0.8 м) зювитами. Зювиты формируют достаточно протяженные (до 250 м) выходы видимой мощностью до 5—6 м и углами склонов ~70—80°, характеризуются черепитчатой и крупноблочной отдельностью, имеют контакты с известковистыми сланцами и песчаниками. Зювиты р. Путью представляют собой светло-серые достаточно плотно сцементированные, пористые и трещиноватые, частично спекшиеся породы с брекчиевой текстурой и, преимущественно, витро-грано-литокластической структурой.

В зювитах установлено высокое содержание неоднородного светло-серого матрикса (от 40 до 60 %) с коричневатыми участками, выполненными изотропной, предположительно спекшейся глинистой массой, часто формирующей аккреционные каймы литокластов. Матрикс характеризуется, преимущественно, карбонатным составом с фрагментами кальцита, кварца, полевых шпатов, чешуек мусковита и серицита, углистых частиц. Количество кристаллокластов невелико (~7—10 %), размер достигает ~0.2—0.3 мм, в среднем около 0.05 мм. Они обладают преимущественно слабо угловатой, изометричной формой, кварц иногда имеет трещиноватость и планарные деформационные элементы.

Литокласты (~15—20 %) представлены известковистыми песчаниками, известняками, различными сланцами, алевролитами, аргиллитами, силицитами и углями со средним размером ~0.3—0.6 мм. Форма кластов от весьма угловатой, удлиненной и изометричной до таблитчатой, клиновидной и округлой.

Витрокласты (~10—15 %) представлены расплавными, изредка диаплектовыми стеклами со средним размером 0.5—0.8 мм. Они прозрачны, светло-желтоватого и буроватого цвета. Форма от угловатой, уплощенной лепешкообразной, округлой со сглаженными контурами до причудливо изогнутой, неправильной с рваными очертаниями. Текстуры стекол пористые, пемзовидные, массивные, флюидальные, структуры гемикристаллические и сферолитовые. Часто в стеклах присутствуют многочисленные поры, выполненные кальцитом.

Установлено, что зювиты р. Путью и зювиты II типа схожи светло-серым обликом, высоким содержанием матрикса преимущественно карбонатного состава, значительной долей кластов известняков и известковистых пород, низким содержанием грано- (~10—15 %) и витрокластов (~10—13 %) с включениями кальцита. При этом зювиты II типа отличаются бо́льшим размером эпикластов (~5—7 см), более высоким содержанием литокластов (до ~25—28 %) и разнообразием витрокластов по форме и структурно-текстурным особенностям.

Зювиты р. Путью характеризуются среднекислым составом (SiO_2~58 %) с относительно высокими содержаниямиAl_2O_3 (от ~9.7 до 13.5 %), CaO (от ~4.5 до ~9.2 %), Fe_2O_3 (от ~4.8 до 6.2 %), MgO (от ~2.8 до ~4.8 %), CO_2 (~5 %), FeO (от 0.4 до ~0.8 %) значениями ппп (от ~7.6

до ~11 %) и относительно низкими концентрациями TiO_2 (от 0.56 до 0.8 %), H_2O (0.4—0.75 %), P_2O_5 (~0.17 %) и MnO (~0.14 %). Установленные значения, в целом, соответствуют содержанию аналогичных компонентов для зювитов II типа (Al_2O_3 от ~9.7 до ~12.2 %, CaO ~5.7—7.8 %, Fe_2O_3 ~4.8 %, MgO ~2.9—3.7 %, CO_2 ~3.8—5.5 %, FeO ~2.1—3.3 %, п.п.п. от ~8.1 до ~10.1 %, TiO_2 ~0.6 %, H_2O ~0.9 %, P_2O_5 ~0.18 % и MnO ~0.15 %). В зювитах р. Путью содержание Na_2O (~1.9 %), в среднем, несколько выше установленного для зювитов II типа (Na_2O ~1.5 %), а концентрация K_2O (~1.8 %), напротив, оказывается несколько ниже в сравнении с зювитами р. Кара (K_2O ~2 %).

Таким образом, выяснены минералого-петрографические и петрохимические особенности зювитов на р. Путью. Установлено, что в соответствии с основными критериями типизации зювиты р. Путью предварительно могут быть отнесены ко II типу.

Автор признателен Т. Г. Шумиловой, В. В. Уляшеву за предоставленную геологическую информацию и каменный материал, а также А. Е. Шмырову за трудоемкое изготовление шлифов и О. В. Кокшаровой за проведенные аналитические работы. Исследования проведены в рамках выполнения работ по теме НИР ГР № АААА-А19-119031390057-5.

Литература

1. Фельдман В. И. Петрология импактитов. М.: Изд-во МГУ, 1990. 299 с.

2. Шумилова Т. Г., Ковальчук Н. С., Макеев Б. А. Геохимическая специфика алмазоносных зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой) // Доклады академии наук. 2019. 486 (2). С. 233—236.

Гомологический ряд астроблем Лаппаярви (Финляндия) — Яррабубба (Зап. Австралия) и ряда других синфазных или синхронных им объектов в системе галактической цикличности и периодичности земных и лунных импактных событий

Б. А. Мальков[1], В. В. Куратов[2]

[1]СГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар

[2]ФМИ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *kuratov@ipm.komisc.ru*

Астроблема Лаппаярви (~23 км) (Финляндия), в результате прецизионной датировки U-Pb методом по апорейдиту 77.85 ± 0.78 млн лет [15] нашла своё законное место в периодической системе импактных событий на Земле и других объектах Солнечной системы [2] и приобрела ряд надёжных синфазных гомологических предков как и у десяти таких известных ранее [2]. Таким уникальным синфазным предком стала для неё крупная (D~70 км) астроблема Яррабубба в Зап. Австралии, в кратоне Йилгарн [12]. Возраст Яррабуббы 2229 ± 5 млн лет показал его синфазность астроблеме Лаппаярви, с промежутком между ними в 2151 млн лет, адекватным ровно десяти галациклам. В этот промежуток последовательно попадают с интервалом 215 млн лет не только очевидные импактиты и импактные структуры, но и аномальные по своим петрографическим особенностям эндогенные породы и объекты, появление которых было спровоцировано космогенными причинами. К таким объектам принадлежат ультракалиевые трахиты Среднего Тимана с Ar-Ar возрастом 293.5 ± 3.8 млн лет [5, 7], граниты Приполярного Урала из массива Кулэмшор с прецизионным возрастом шокированного в них циркона 514 ± 4.6 млн лет [4]. Сюда же попадают порфировидные граниты Вишерского Урала из массива Велс в верховьях Вишеры, датированные Pb^{207}-Pb^{206} методом по циркону 511.1 ± 3.4 млн лет [23]. В Каапваальском кратоне (ЮАР) установлен импактный сферулитовый слой с возрастом 3 300 млн лет, синфазный Яррабуббе [17], который древнее её на 860 млн лет, т. е. на целых четыре галактических года.

В Челябинском хондрите его породообразующие минералы, по результатам Sm-Nd метода, имеют синфазный Яррабуббе возраст 3738 ± 110 млн лет, относящийся к 18 галактическо-

му ретроциклу. Практически такой же Sm-Nd возраст имеет алмазоносный уреилит Новый Урей, 3740 ± 0.02 млн лет — фрагмент разрушенной в результате коллизии планеты, в которой присутствуют наноалмазы величиной до 1—5 μm [24]. Другим эталонным алмазоносным уреилитом с его сложной историей формирования в Солнечной системе является уреилит Almahata Sitta (Нубийская пустыня), вероятный фрагмент марсоразмерной планеты, в которой формировались алмазы величиной до 100 μm. Минеральные включения в них позволили определить былые PT — параметры их статического образования при 20 GPa [20]. В итоге, всё это позволяет по имеющимся вакансиям в нашей периодической системе и её рядах предвидеть возраст и других наиболее вероятных земных и небесных объектов нашего «нового» гомологического ряда и даже оценивать возраст самой Солнечной системы — 4 593 млн лет, близкий предсказаниям учёных (~4 600 млн лет) на основании известного возраста рождённых ею древнейших хондритов типа Allende [6, 10, 16], возникших в результате гигантского импакта в ранней Солнечной системе.

Ближайшей задачей является заполнение вакансий хорошо датированными земными объектами необычного петрографического состава и проблематичной природы. На юго-востоке Четласского Камня (Средний Тиман) широко распространены дайки и жилы тиманитов — ультракалиевых трахитов, не имеющих себе близких мировых аналогов [5], возраст которых идеально отвечает гомологическому ряду Лаппаярви — Яррабуббы и может быть признаком пока не найденной поблизости импактной структуры.

Второй важной задачей предстоящих исследований остаётся повторная передатировка шокированного циркона с доменами бадделеита из гранитного массива Кулэмшор [4], теми же суперсовременными методами, что использовались для датировки шокированных цирконов из импактитов в астроблемах Лаппаярви и Яррабубба [15, 12]. Это самый надёжный способ проверки эффективности нашей периодической системы гомологических рядов на основе точного математического прогноза импактных событий в заново открытом ряду астроблем Лаппаярви-Яррабубба, уже одиннадцатого по счёту в последнем, самом изученном (эталонном) для нас галацикле, которому предшествует 22 ретроцикла с обильными вакансиями в гомологических рядах, ждущих ещё пополнения новыми земными и небесными хорошо датированными объектами, которые могут оказаться даже древнее ныне установленных в соседних рядах хондритов типа Allende или метеорита NW Africa 11119 [25], которые сформировались ещё до рождения первых планет и планетезималей.

Литература

1. Мальков Б. А. Эвкрит Помоздино: состав и возраст // Структура и разнообразие минерального мира: Материалы Международного минералогического семинара, Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2008. С. 81—84.

2. Мальков Б. А., Куратов В. В. Гомологический ряд астроблемы Маникуаган (D~100 км), Канада, как яркое отражение галактической периодичности земных и лунных импактных событий // УГЖ. 2019. № 5 (131). С. 23—26.

3. Мальков Б. А., Куратов В. В., Холопова А. Л. Периодическая система земных и лунных импактных событий — ключ к диагностике проблематичных и прогнозу новых рудоносных астроблем // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2018): Мат. минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. С. 18—19.

4. Мальков Б. А., Шевчук С. С., Калинин Е. П., Швецова И.В. Импактный метаморфизм гранитов массива Кулэмшор: Приполярный Урал // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2016): Мат-лы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2016. С. 237—238.

5. Мальков Б. А., Филиппов В. Н., Швецова И. В. Тиманит — уникальная высокотитанистая ультракалиевая разновидность трахита: Средний Тиман, поздний палеозой // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2006. № 2. С. 13—21.

6. Печерникова Г. В., Витязев А. В. Происхождение и ранняя эволюция Солнечной системы // Земля и Вселенная. 2012. № 1. С. 3—20.

7. Удоратина О. В., Травин А. В., Куликова К. В., Варламов Д. А. Свидетельство раннепермского импульса ультракалиевого магматизма на Среднем Тимане // Бюлл. МОИП, отд. Геологии. 2016. Т. 91. Вып. 2—3. С. 29—35.

8. Bouvier A. Pb-Pb chronometry of the Dark Melt Lithology of the Chelyabinsk LL chondrite // Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution V. Proceeding of the conference. 2013. Sudbury, Canada. № 1737. P. 3087.

9. 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 Conference Abstracts. 2010. P. A134.

10. Connelly I. N., Bizzarro M., Krot A. N., et al. The absolute chronology and termal processing of Solids in the Solar Protoplanetary Disk // Science. 2012. V. 338. P. 651—655.

11. Gayon-Markt J., Delbo M., Morbidelly A., Marchi S. On the origin of the Almahata Sitta meteorite and 2008 TC_3 asteroid // Monthly Notices of the Royal Astronomical Soc. 2012. V. 424. P. 508—518.

12. Hand E. World's oldest impact crater dated in Australian outback // Science. V. 365. Iss. 6456. 2019. P. 852—853.

13. Harley S. L., Kelly N. M., Kusiak M. A. Ancient Antarctica: The Archean of the East Antarctis Shield. Chapter 35. P. 865—896 // Earth´s Oldest Rocks. 2018.

14. Hiesinger H., van der Bogert C. H., Pasckert J. H., Schmedemann N. N., Robinson M. S., Joliff B. end Petro N. South Pole-Aitken basin: Crater Size-Frequency Distribution Measurements // Europian Planetary Science Congress 2012. V. 7. EPSC2012—832 2012.

15. Kenny G. G., Schmider M., Whitehouse M. J., Nemchin A. A. et al. A new U-Pb age for shock-recristallised zircon from the Lappajärvi impact crater, Finland, and implication for the accurate dating of impact events // Geochimica at Cosmochimica Acta. 2019. V. 245. P. 479—494.

16. 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 4053. P. 989—992.

17. Lowe D. R., Byerly G. R., Kyte F. Recently discovered 3.42—3.23 Ga impact layers, Barberton Belt, South Africa: 3.8 Ga detrital zircons, Archean impact history, and implications // Geology. 2014. V. 42. P. 747—750.

18. Ma Ch., Kampf A.R., et al. Krotite, $CaAl_2O_4$, a new refractory mineral from the NWA 1934 meteorite // American Mineralogist. 2011. V. 96. P. 709—715.

19. Merle R. E., Nemchin A. A., et al. Origin and transportation history of lunar breccia 14311 // Meteoritics and Planetary Sciences. 2017. V. 52. Iss. 5. P. 842—858.

20. Miyahara M., Ohtani E., El Goresy A. et al. Unique large diamonds in an ureilite from Almahata Sitta 2008 TC_3 Asteroid // Geochimica at Cosmochimica Acta. 2015. V. 163. P. 14—26.

21. Nabiei F., Badro J., Dennenwaldt T. et al. A large planetary body inferred from inclusions in ureilite meteorite // Nature Communications. 2018. V. 9: 1327. P. 1—6.

22. Patterson C. C. Age of meteorites and the Earth // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1956. V. 10. P. 236—23.

23. Petrov G. A., Ronkin Yu. L., Gerdes A., Maslov A. V. Cambrian Magmatism in the Northern Urals: New Date of the Age and Formation Condition // Doklady Earth Sciences. 2018. V. 481. N 5. P. 993—996.

24. Shih C. J., Nyquist L. E., Rees I. et al. Sm-Nd isotope studies of Ureilite Novo Urey // 42nd Lunar and Planetary Science Conference. 2011. 1627.pdf.

25. Srinivasan P., Dunlap D. R., Agee C. V., et al. Silica-rich volcanism in the early solar system dated at 4.565 Ga // Nature Communication. 2018. V. 9: 3036. P. 1—8.

Принадлежность уникально платиноносной кольцевой структуры Кондёр (Алданский щит) к гомологическому ряду синфазных ей астроблем Дуолунь (Китай) — Садбери (Канада)

Б. А. Мальков[1], В. В. Куратов[2]

[1]СГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар

[2]ФМИ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *kuratov@ipm.komisc.ru*

1. Кольцевая структура Кондёр (Алданский щит) является вместилищем самой богатой в мире россыпи платины и платиноидов [4—5]. Кондёрская котловина морфологически напоминает метеоритные кратеры и астроблемы, хотя в каталогах импактных структур она даже не упоминается.

2. Некоторые геологи полагают, что ядро Кондёрской структуры представляет собой шток D ~ 6 км, сложенный в центре древним комплексом дунитов, окаймлённым по периферии раннемеловой кольцевой зоной рудоносных пироксенитов и других пород, обогащённых платиной за счёт её флюидной мобилизации и последующей концентрации.

3. Изотопное ^{190}Pt—^{4}He датирование минералого-геохимических типов платинометальных проявлений щёлочно-ультраоснов-

ного массива Кондёр позволило впервые (методом Ю. А. Шуколюкова) датировать время формирования платинометальной минерализации 128—129 млн лет [2], совпадающее идеально с возрастом гигантской (D ~ 170 км) астроблемы Дуолунь в Китае и K-Ar возрастом 129 ± 3 млн лет её импактитов [6]. A U-Pb датирование циркона и бадделеита из платиноносных дунитов Кондёрского массива [3] показало его неожиданную молодость 125.8 млн лет и удивительное совпадение с возрастом самой платины, определённым в ИГГД РАН Санкт-Петербурга [2].

4. Как видим, концентрически зональный дунитовый Кондёрский платиноносный массив в каталогах астроблем и других импактных структур пока не упоминается [1]. Но ряд его геолого-морфологических особенностей и поразительная синхронность с рядом крупных астроблем на разных континентах Земли [1] позволяет рассматривать его как особую, криптоимпактную структуру, т.е. криптоастроблему.

5. При любой трактовке формирования Кондёрской структуры оказывается, что она принадлежит к гомологическому ряду синфазных ей астроблем — Дуолунь (Китай) и Садбери (Канада), являясь одновременно синхронной структуре Дуолунь, которая, возможно, спровоцировала своими ударными волнами подъём дунитов в виде штока к земной поверхности, хотя она сама находится на удалении ~ 2 тыс. км от Кондёра.

Литература

1. Мальков Б. А., Куратов В. В. Синхронность некоторых эндогенных и импактных рудоносных объектов Земли на примере гомологического ряда астроблем Тооконука (Австралия) и Садбери (Канада) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2018): Мат-лы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. С. 19—20.

2. Мочалов А. Г., Якубович О. ^{190}Pt—^{4}He датирование минералого-геохимических типов платинометальных проявлений щёлочно-основного массива Кондёр // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2016): Мат-лы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2016. С. 243—244.

3. Ронкин Ю. А., Ефимов А. А., Лепихина Г. А., Родионов Н. Б., Маслов А. В. U-Pb датирование системы «бадделеит-циркон» платиноносного дунитового Кондёрского массива (Алданский щит): новые данные // ДАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 579—585.

4. Сушкин Л. Б. Кондёр — дальневосточная жемчужина России // Наука и природа Дальнего Востока. 2006. № 2. С. 121—139.

5. Сушкин Л. Б. Самородки благородных металлов платинороссыпного месторождения Кондёр. http://www.minsoc.ru/FilesBase/2007-2-50-0.pdf

6. Wu S. Geologic feature of the Duolun impact crater, China // Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference. 1989. V. 20. P. 1219—1220.

Хромшпинелиды из хондрита SE (Атаками, Чили)

Н. Ю. Никулова, Б. А. Макеев, В. Н. Филиппов, А. С. Шуйский
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Изученные хромиты выделены из протолочной пробы метеорита SE, обнаруженного в декабре 2017 г. в пустыне Атакама (24°42'15.3 ю. ш., 69°45'24.5 з. д) и переданного нам авторами находки. Зерна хромшпинелидов извлечены из дезинтегрированной пробы с помощью обработки смесью концентрированных хлорной и фтористоводородной кислот при нагревании до 200 °С. Состав и морфологические особенности хромшпинелидов изучены на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMH с энерго-дисперсионной приставкой X-MAX 50 mm Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 180 нм и области возбуждения до 5 мкм, а также на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link, с ускоряющим напряжением и током на образцах — 20 кВ и $2 \cdot 10^{-9}$ А, соответственно, использованы сертифицированные стандарты фирмы «Microspec». Все исследования проведены в ЦКП «Геонаука» Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Хромшпинелиды представлены октаэдрическими и кубооктаэдрическими кристаллами, зернами с гранями кубооктаэдра, брекчирован-

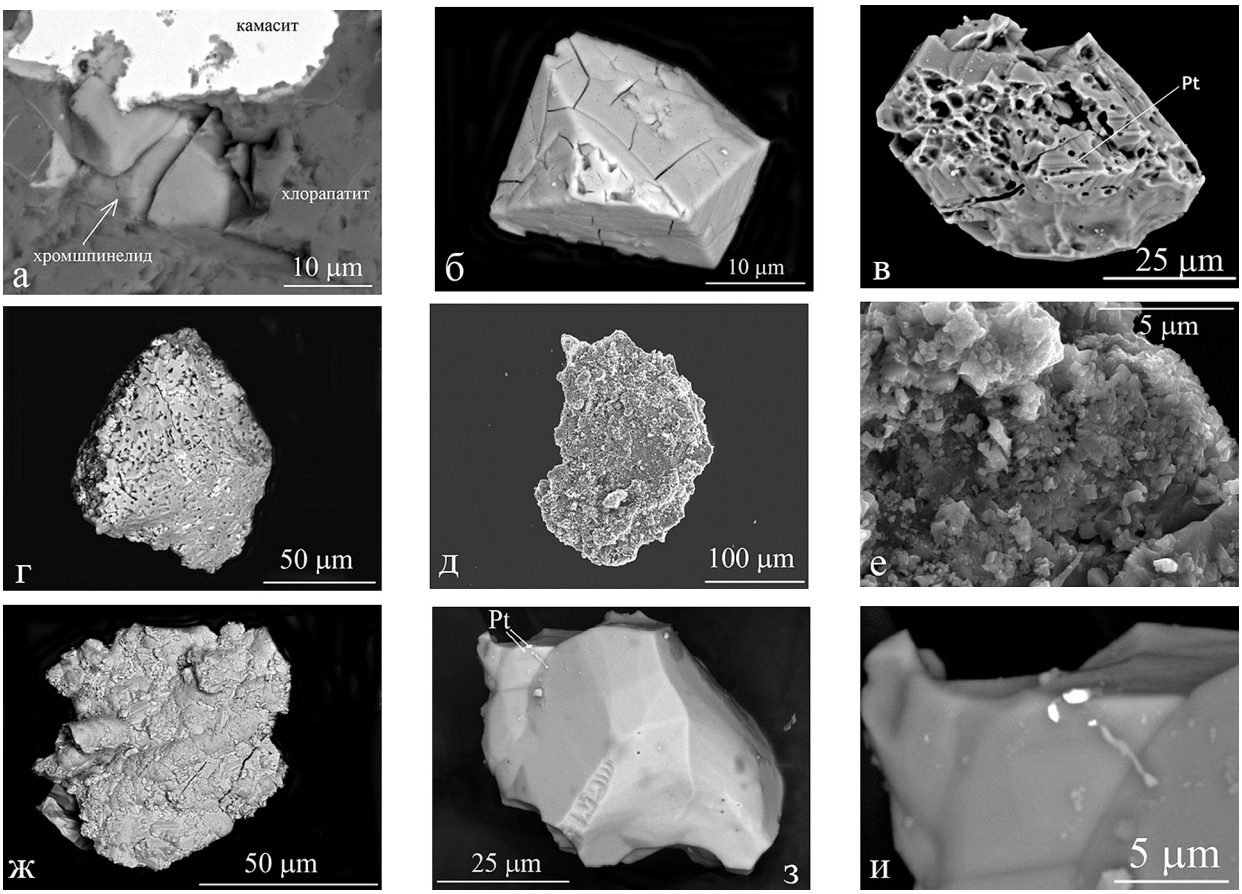


Рис. 1. Морфологические особенности хромшпинелидов: а — кристаллы хромшпинелидов в породе; б — октаэдрический кристалл со скульптурами выщелачиваниия; в — уплощенный по октаэдру кристалл хромита с отпечатками силикатных минералов и микровключениями платины; г — октаэдрический кристалл хромпикотита с выщелоченными силикатами и микровключениями пикроильменита (светлое); д — зерно агрегатного строения с микрокристаллами мангано-Ni-хромита; е — микрокристаллы мангано-Ni-хромита на поверхности агрегатного зерна; ж — брекчированное зерно, сложенное обломками кристаллов и оплавленными (?) округлыми образованиями; з — сросток кристаллов хромита с микровключениями самородной платины; и — фрагмент рис. 1з, микровключения самородной платины (яркое)

ными зернами, сложенными обломками кристаллов или обломками кристаллов и фрагментами округлых зерен, сростками микрокристаллов (рис. 1). Часть зерен имеют на поверхности объемные отпечатки, оставленные, вероятно, силикатами, перешедшими в раствор при подготовке пробы.

Хромшпинелиды отличаются по содержанию Cr_2O_3 от 21 до 69 мас. %, образуя изоморфный ряд от шпинели до хромита. По нормативно-минальному составу их можно разбить на несколько групп: собственно хромит — $(Fe_{0.67—0.85}Mg_{0.07—0.29}Zn_{0—0.03}Mn_{0—0.05}Ni_{0—0.01})(Cr_{1.59—1.74}Al_{0.18—0.33}Ti_{0.02—0.06}V_{0—0.04})_2O_4$, шпинель-хромит (алюмохромит) — $(Fe_{0.56—0.74}Mg_{0.19—0.41}Mn_{0—0.05}Zn_{0.01—0.03})(Cr_{1.07—1.44}Al_{0.47—0.88}Ti_{0.01—0.07}V_{0.01—0.02})_2O_4$, хромит-шпинель (хромпикотит) — $(Mg_{0.52—0.57}Fe_{0.40—0.45}Zn_{0.01—0.03}Mn_{0—0.02})(Al_{1.37—1.51}Cr_{0.49—0.58}Fe_{0—0.04}Ti_{0—0.01})_2O_4$ и шпинель (пикотит) — $(Mg_{0.70—0.74}Fe_{0.21—0.30}Zn_{0.01}Mn_{0.01})_{0.96—1.01}(Al_{1.97—2.01}Cr_{0.01—0.03}V_{0.01})_{1.99—2.04}O_4$ (рис. 2). Единичные зерна соответствуют редким минералам Ni-мангано-хромитам $(Mn_{0.49—0.59}Ni_{0.41—0.51}Mg_{0—0.03})(Cr_{0.97—0.99}Fe_{0—0.02}Al_{0.01})_2O_4$ и Ni-хромитам $(Ni_{0.77—0.95}Mn_{0.05—0.23})(Cr_{0.93—0.97}Al_{0.02}Fe_{0.01—0.05})_2O_4$. Часть изученных зерен содержат микровключения самородной платины [2] и пикроильменита $(Fe_{0.73}Mg_{0.24}Mn_{0.03})TiO_3$.

По составу, содержащие микровключения самородной платины хромшпинелиды, сходны с земными аналогами из дунит-гарцбургитовых пород офиолитовой ассоциации, связанных с наиболее глубинными высокотемпературными выплавками мантийного вещества [1, 3, 4].

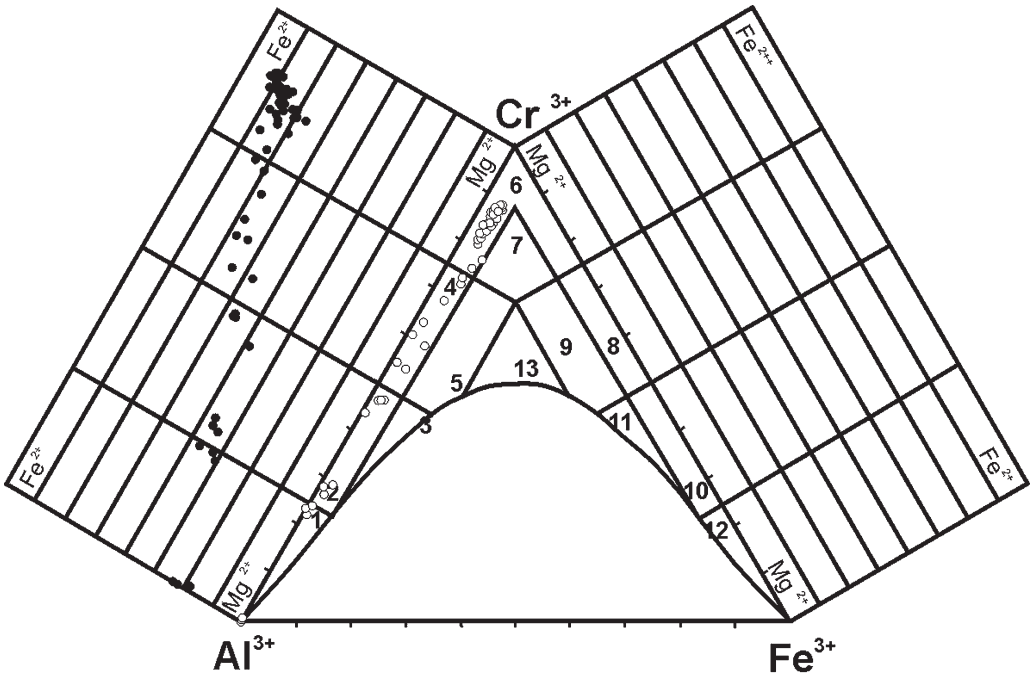


Рис. 2. Классификационная диаграмма Al^{3+}–Cr^{3+}–Fe^{3+} (по: [3]). Классификационные поля составов шпинелевых разновидностей (по: [3]): 1 — пикотит, 2 — хромпикотит, 3 — субферрихромпикотит, 4 — алюмохромит, 5 — субферриалюмохромит, 6 — хромит, 7 — субферрихромит, 8 — феррихромит, 9 — субалюмоферрихромит, 10 — хроммагнетит, 11 — субалюмохроммагнетит, 12 — магнетит, 13 — ферриалюмохромит

Авторы признательны С. П. Васильеву и С. В. Ефимову, предоставившим материал для исследований.

Литература

1. Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала / СПб.: Наука, 199. 252 с.

2. Никулова Н. Ю., Филиппов В. Н., Шуйский А. С., Макеев Б. А. Самородная платина в хондрите / Вестник Пермского университета. Серия геология. 2020. № 1. (в печати)

3. Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. М.: Наука, 1949. 88 с. (Труды института геологических наук. Вып. 103. Серия рудных месторождений, № 13).

4. Салихов Д. Н., Юсупов С. Ш., Ковалев С. Г., Бердников П. Г., Хамитов Р. А. Полезные ископаемые республики Башкортостан (металлы платиновой группы). Уфа: Экология, 2001. 223 с.

Наноструктурные особенности импактных углеродных веществ Карской астроблемы

В. В. Уляшев, Т. Г. Шумилова

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

При импактном процессе воздействию может подвергаться не только графит, но и другие разновидности углеродистого вещества, в том числе органическое вещество осадочных пород мишени [1, 2]. В данной работе приведены результаты микроскопических исследований апоугольных импактных алмазов и сопутствующих углеродных фаз Карской астроблемы на высоком уровне разрешения.

Углеродные фазы были извлечены в Лаборатории минералогии алмаза ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН из импактных пород методом термохи-

мического извлечения микроалмазов [2]. Для предварительных исследований был использован просвечивающий электронный микроскоп (ПЭМ) Tesla BS 500 (60 кВ), а для исследований высоком разрешении — JEM-2010 с напряжением 200 кВ.

В результате нами обнаружено, что в продуктах высокобарного преобразования пород мишени встречаются многофазные углеродные наноструктурированные агрегаты, представленные срастаниями углеродных фаз — ультрананокристаллический алмаз, стеклоподобный углерод, луковичноподобный углерод, полый луковичноподобный углерод, графит [3].

В ходе проведенных исследований нами проанализирована пространственная взаимосвязь между стеклоподобным углеродом и нанокристаллическим алмазом на наноуровне, выявлены четкие границы без постепенных переходов и нарушений структуры. Все изученные углеродные фазы не имеют признаков механических деформаций. Наноструктурные особенности стеклоподобного углерода позволяют предположить, что температура образования углерода для исследованных частиц составляла не менее 2600 °С [4].

Кроме кристаллических фаз импактно метаморфизованного углеродного вещества интересным является обнаружение луковичнопообного углерода (или нескольких взаимосвязных концентрических фуллереноподобных углеродных оболочек) [5—7], которые в импактных объектах обнаружены впервые, образовавшиеся путем отжига наноалмазов остаточными высокими температурами.

Однако нельзя исключать реликтовое происхождение луковичного углерода, так как слабоупорядоченное углеродистое вещество присутствует в исходных осадочных породах мишени Карской астроблемы (шунгитоподобное/угольное вещество) [2]. Обычно экспериментально полученный луковичный углерод, имеет размер 3—5 нм. Увеличение размера луковиц пропорционально росту давления [6, 7]. Например, при 55 ГПа луковицы имеют размеры 25 нм, что характерно для луковичных образований Карской астроблемы.

Таким образом, изученные углеродные полифазные агрегаты образовались при давлении не менее 55 ГПа и температуре около 2600 °С. Одновременное присутствие и тесное пространственное взаимоотношение углеродных фаз позволяют предложить об очень неравновесных P-T-условиях образования углеродных фаз в пределах локального объема. Дальнейшие детальные исследования позволят получить больше информации о полиморфизме углерода при ударных процессах с возможными находками новых углеродных фаз.

Исследования проведены с использованием оборудования ЦКП «Геонаука» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) и ТИСНУМ (г. Москва, Троицк). Авторы выражают благодарность Б. А. Кульницкому за помощь в проведении исследований с помощью высокоразрешающей просвечивающей электронной микроскопии.

Работа выполнена при финансовой поддержке НИР АААА-А19-119031390057-5 и проекта РФФИ № 17-05-00516.

Литература

1. Yezerskiy V. A. High pressure polymorphs produced by the shock transformation of coals // International Geology Review. 1986. 28:2, P. 221—228. doi: 10.1080/00206818609466264.

2. 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. doi: 10.1127/ejm/2018/0030-2715.

3. Уляшев В. В., Шумилова Т. Г., Кульницкий Б. А., Пережогин И. А., Бланк В. Д. Наноструктурные особенности углеродных полифазных агрегатов апоугольных продуктах импактного метаморфизма // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 8. С. 26—33.

4. Harris, P. J. F. Structure of non-graphitizing carbons // Int. Mater. Rev. 1997. Vol. 42. P. 206—218.

5. Zeiger M., Jackel N., Mochalin V. N., Presser V. Review: carbon onions for electrochemical energy storage // J. Mater. Chem. A. 2016. 4. P. 3172—3196.

6. Blank V. D., Denisov V. N., Kirichenko A. N., Kulnitskiy B. A., Martushov S. Yu., Mavrin B. N., Perezhogin I. A. High pressure transformation of single-crystal graphite to form molecular carbon-onions // Nanotechnology. 2007. Vol. 18. P. 345601 (4 pages).

7. Blank V. D., Kulnitskiy B. A., Dubitsky G. A., Alexandrov I. The Structures of C60-phases, formed by thermobaric treatment: HREM-studies // Fullerenes, Nanotubes, and Carbon Nanostructures. 2005. Vol. 13. P. 167—177.

Совпадение возраста уникально крупных эндогенных рудоносных объектов с гомологическими рядами эталонных импактных событий

М. Л. Холопова[1], Б. А. Мальков[2], В. В. Куратов[3]

[1] ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург
[2]СГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар
[3]ФМИ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *kuratov@ipm.komisc.ru*

В периодической системе земных и лунных импактных событий их дирижёром выступает Галактика, диктующая свою периодичность с постоянным галациклом в 215 Ма. В каждом таком галацикле происходит по 10 значимых (именных) импактных событий, которые выстраиваются в синфазные гомологические ряды с момента рождения протопланетного Солнечного диска 4567 Ма назад. Каждый гомологический ряд — это цепочка импактных событий с постоянным в 215 млн лет интервалом между ними. Каждому ряду присваивается условный номер и наименование по эталонной (позднефанерозойской) астроблеме: № 1 — Рис (Германия), № 2 — Попигай (Россия), № 3 — Каменская (Россия), № 4 — Чиксулуб (Мексика), № 5 — Деллен (Швеция), № 6 — Дуолунь (Китай), № 7 — Мьолнир (Норвегия), № 8 — Пучеж-Катункская (Россия), № 9 — Ред Уинг (США), № 10 — Маникуаган (Канада) и ряд № 4 (б) Лаппаярви (Финляндия) -Яррабубба (Зап. Австралия) [7].

Возникновение импактных структур связано с падением на Землю астероидов и комет. Это следы былых геологических и биотических катастроф глобального или регионального масштабов. Хронологический анализ известных импактных событий на Земле и на Луне показал, что они являются звеньями одной цепи в истории метеоритной бомбардировки этих планет на протяжении 4.5 млрд лет. Импактные события обнаруживают, как оказалось, космическую цикличность, и все фанерозойские импакты Земли имеют своих гомологических предшественников среди древнейших импактов Луны. И сама Луна является продуктом мегаимпакта, 4510 ± 10 млн лет назад, на поздней стадии планетарной аккреции, начиная с которого и заработала чёткая галактическая периодичность и цикличность всех лунных и земных импактных событий. До этого момента всего за 57 млн лет из туманности сформировался протопланетный Солнечный диск, наполненный метеоритами, астероидами и протопланетами.

Некоторые тектоно-магматические события Земли синхронно или синфазно вписываются в гомологический ряд астроблемы Маникуаган (Канада), свидетельствуя тем самым, что они являются откликом на галактическую цикличность и периодичность земных и небесных импактных событий. Таков, к примеру, U-Pb изотопный возраст циркона 425.1 ± 9.6 млн лет, определяющий время формирования горячего меланжа Уральского платиноносного дунит-клинопироксенитового пояса [3].

Другим ярким примером является формирование на Алданском щите платиноносного дунит-клинопироксенитового Кондёрского массива с возрастом 128—129 млн лет, идеально совпадающим со временем образования крупной (D ~ 170 км) астроблемы Дуолунь в Китае [5], которая дала название эталонному гомологическому ряду импактных структур Дуолунь (Китай) — Садбери (Канада). Последняя D ~ 250 км крупнее астроблемы Дуолунь, древнее её ровно на 8 галактических лет, имеет возраст 1850 млн лет. Главное достоинство последней — её неисчерпаемая комплексная медно-никелевая рудоносность при существенном присутствии платиноидов. Но по запасам медно-никелевых руд и разнообразных платиноидов ведущее место в мире занимает сегодня группа Норильских месторождений: Норильск-1, Хараелах и Талнах с уникально богатыми сульфидными медно-никелевыми рудами. В ультрамафит-мафитовом интрузиве Норильск-1 (мощностью 360 м) были получены уникальные результаты U-Pb датирования циркона и бадделеита, представленные пятью разновозрастными популяциями, отражающими всю историю его формирования [2]. Древнейшая популяция образована бадделеитом из безоливинового габбро, имеет возраст 290 ± 2.8 Ма, аналогичный Ar-Ar возрасту трахита-тиманита на Ср. Тимане 293.5 Ма. Расстояние между объектами ~ 1700 км. Оба кластера попадают в гомологический ряд № 4 (б) астроблемы Лаппаярви (Финляндия), синфазны ей и древнее её ровно на 215 Ма, т. е. на 1 галактический год [7]. Первый и второй типы

циркона в ядрах его кристаллов образуют две популяции конкордантных возрастов 261.3 ± 1.6 Ма и 245.7 ± 1.1 Ма, входящих в гомологические ряды № 3 (0.23) Каменской и № 2 (0.17) Попигайской астроблем и древнее их на один галактический год. Самые молодые популяции цирконов из оболочек на полифазных кристаллах имеют возраста 236.5 ± 1.8 Ма и 226.7 ± 0.9 Ма и близки к гомологическому ряду № 1 (0.07) астроблемы Рис. Они являются продуктами термальной перекристаллизации пород позднее извержения Сибирских траппов, происходившего на пермотриасовом рубеже 250.3 Ма (1.167). Самая молодая популяция в ядрах циркона 245.7 Ма извлечена из пород месторождения Норильск-1 и вписывается в гомологический ряд № 1 астроблемы Попигай. Геологи не находят пока всем этим совпадениям разумного объяснения. Проблема заключается в том, что рудничных геологов меньше всего волнуют и интересуют вопросы и механизмы рудообразования, когда самой руды предостаточно. Но синхронность и синфазность ряда уникальных рудоносных объектов с крупными астроблемами типа Садбери (Канада), Дуолунь (Китай) уже доказана. Это позволяет находить новые признаки импактов в проблематичных объектах из других гомологических рядов, например, Маникуагана (Канада) и Попигайской (Россия) астроблем, или других эталонных импактных структур. В гомологическом ряду Маникуагана неожиданно оказался уникальный по запасам хромитовых руд, позднеархейский рудно-магматический гипербазит-базитовый объект Великая Дайка Зимбабве (ВДЗ) с прецизионным U-Pb возрастом циркона и рутила из его бронзититов 2574.4 ± 0.7 Ма [10]. ВДЗ образовалась, по предположению этих авторов, в результате быстрого декомпрессионного плавления мантии под кратоном Зимбабве. Нам представляется, что причиной подобного феномена был или мог быть мощный астероидный импакт, который спровоцировал плавление перидотитовой мантии и быстрый прорыв базитовой магмы по разлому к земной поверхности. По нашим несложным расчетам, ВДЗ старше Уральского горячего меланжа [3] ровно на десять галактических лет. Как видим, многие позднеархейские и протерозойские уникально-рудоносные объекты Земли на разных континентах нередко оказываются синфазными предками эталонных астроблем позднего фанерозоя.

Подтверждением этому может служить, наконец, гигантский Бушвельдский расслоенный базитовый лополит в ЮАР, имеющий протяжённость 430 км с востока на запад и 260 км с севера на юг при мощности более 8 км. Бушвельдские месторождения МПГ приурочены к так называемой критической зоне массива, расположенной в его нижней части. В границах зоны выделяют два продуктивных пласта, несущих платиноидную минерализацию: верхний, называемый рифом Меренского, и залегающий ниже риф UG—2. Первый из них имеет мощность от 0.2 до 5 м. Его руды относятся к малосульфидному платиноидному геолого-промышленному типу и содержат 5.95 г/т МПГ, среди которых существенно преобладает Pt. Возраст Бушвельдского эндогенного массива 2060 Ма и отвечает по фазе гомологическому ряду № 6 эталонных импактных структур Дуолунь-Садбери, превышая возраст Дуолуня ровно на 9 галактических лет.

Другим аналогичным подтверждением глобальной коэволюции эндогенных процессов и импактных событий может служить детальная изотопная хронология рудно-магматических систем палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский п-ов, Россия), содержащих малосульфидные платинометальные руды [9]. Сегодня Мончегорский район представляет крупную рудную базу Cr-, ЭПГ-Cu-Ni и Pt-Pd руд.

Возраст многих пород Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления, определённый U-Pb методом по циркону и бадделеиту, укладывается в диапазон от 2508 до 2493 млн лет [9], совпадающих с фазами двух соседних гомологических рядов № 7 (0.66) Мьолнир (Норвегия) и № 6 (0.59) Дуолунь (Китай) — Садбери (Канада). Астроблема Садбери моложе Мончегорского плутона ровно на 845 млн лет, т. е. на три галактических года, астроблема Мьолнир моложе Мончегорского плутона на 11 галактических лет, а платиноносный дунитовый массив Кондёр (Алданский щит) моложе его также на 11 галактических лет (2493—128 Ма).

Что касается астроблем или признаков импактов на Кольском п-ове в ареале Мончегорской группы месторождений, то они давно известны, но плохо изучены и потому надёжно не датированы [1, 8]. К ним относятся астроблема Суав'ярви с возрастом ~2400 Ма и массив Ярва-Варака с явными признаками шокового метаморфизма в его цирконах с возрастом ~2500 млн лет [1, 8]. Поэтому мы пока не можем точно угадать их принадлежность к тем или иным гомологическим рядам, хотя первые попытки уже предпринимались в от-

ношении массива Ярва-Варака [1, 8]. Но главная загвоздка заключается в недопонимании необычной формы массива Ярва-Варака и в отсутствии в нём типичных тагамитов и зювитов. Возможно, здесь имел место триггерный подъём глубинного вещества, спровоцированный крупным, близким или далёким, импактом, как это произошло, например, в массиве Кондёр (Алданский щит) в ~2 тыс. км от астроблемы Дуолунь (Китай) или с подъёмом из мантии твёрдопластичного горячего меланжа в Уральском платиноносном поясе [3].

Взаимосвязь земных пульсаций с периодичностью и цикличностью космогенных импактных событий предопределена законами Галактики, но проявляется в различных формах и масштабах эндогенных процессов и метеоритной бомбардировки, затухающей и варьирующей с момента её начала 4510 ± 10 Ма. Мощные астероидные импакты стимулируют синхронное им поступление рудоносных флюидов из глубинных магматических очагов и, тем самым, способствуют формированию богатых рудных месторождений.

Литература

1. Каулина Т. В., Нерович Л. И., Шиловских В. В. Влияние шокового метаморфизма на состав и строение циркона в массиве Ярва-варака Кольского п-ова // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. V. 15. С. 186—188.

2. Малич К. Н., Баданина И. Ю., Белоусова Е. А., Туганова Е. В. U-Pb результаты датирования циркона и бадделеита ультрамафит-мафитового интрузива Норильск-1 (Россия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 163—172.

3. Малич К. Н., Ефимов А. А., Ронкин Ю. А. Архейский U-Pb-изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // ДАН. 2009. Т. 427. № 1. С. 101—105.

4. Мальков Б. А., Куратов В. В. Гомологический ряд астроблемы Маникуаган (D ~ 100 км), Канада, как яркое отражение галактической периодичности земных и лунных импактных событий // УГЖ. 2019. № 5 (131). С. 23—26.

5. Мальков Б. А., Куратов В. В. Синхронность некоторых эндогенных и импактных рудоносных объектов Земли на примере гомологического ряда астроблем Тооконука (Австралия) и Садбери (Канада) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2018): Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. С. 19—20.

6. Мальков Б. А., Куратов В. В., Уляшев В. В. Алмазоносная Попигайская астроблема и вся её космическая родословная (гомологический ряд) как отражение импактных событий в совместной истории Земли и Луны // Уральский геологический журнал. 2019. № 4 (130). С. 35—41.

7. Мальков Б. А., Куратов В. В. Гомологический ряд астроблем Лаппаярви (Финляндия) — Яррабубба (Зап. Австралия) и ряда других синфазных или синхронных им объектов в системе галактической цикличности и периодичности земных и лунных импактных событий // В наст. сб. С. 340—342.

8. Нерович Л. И., Баянова Т. Б., Кунаккузин Е. Л., Елизаров Д. В., Базай А. В. К проблеме генезиса массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район) // Тр. Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. 16. С. 413—417.

9. Чащин В. В., Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П., Серов П. А. Малосульфидные платинометальные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский п-ов, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологического свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 1. С. 41—69.

10. Oberthür Th., Davis D. W., Blenkisop Th. G., Höhndorf A. Precise U-Pb mineral ages, Rb-Sr and Sm-Nd systematics for the Great Dyke Zimbabwe — constraints on late Archean events in the Zimbabwe craton and Limpopo belt // Precambrian Research. 2002. V. 113. P. 293—305.

Галактическая периодичность импактных событий, сохранившаяся в родословной Каменской астроблемы (Россия)

М. Л. Холопова[1], Б. А. Мальков[2], В. В. Куратов[3]

[1] ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург
[2] СГУ им. П. Сорокина, Сыктывкар
[3] ФМИ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *kuratov@ipm.komisc.ru*

Высокоточный U-Pb возраст метеоритов-ангритов позволяет нам полагать их первыми звеньями гомологического ряда астроблем: Каменской (Россия) и Монтагнайс (Канада) и ряда уникальных эндогенных рудных и тектонических объектов, синхронных импактным событиям (табл.) этого ряда. Гомологический ряд — это строгая последовательность, то есть космическое расписание импактных событий в Солнечной системе с момента её возникновения 4.6 Ga назад. Ряд № 3 Каменской астроблемы — это только один из десятка уже известных эталонных рядов. Метеориты-эвкриты, датированные Pu-Nd изотопным методом [9, 4], как и ангриты, оказались самыми ранними в Солнечной системе уцелевшими предшественниками Каменской астроблемы (Россия) и многих поколений её гомологического ряда (таблица). Возраст образования Каменской астроблемы всего 49 ± 0.2 млн лет, а её диаметр ~25 км [2]. Впечатляет в этом ряду синфазность её разновозрастных и разнотипных импактных объектов на Земле и на Луне в диапазоне около 4.6 млрд лет, то есть 22 галациклов (таблица):

Каменская (Россия) [2] <0.23>* 49 ± 0.2 млн лет	Монтагнайс (Канада) [2] <0.23> 50.5 ± 0.76 млн лет	Космогенные минералы (Полярный Урал) [7] <2.23> 479 млн лет
Сферулиты (Зап. Австралия) [6] <12.24> 2632 ± 7 млн лет	Карбонадо (ЦАР) [18] <18.21> 3916 млн лет	Кратер Шрёдингер (Луна) [13] <18.23> 3 920 млн лет
Ангрит Angra dos Reis (Бразилия) [9] <21.20> 4558 млн лет	Эвкрит Помоздино (РК, Россия) [9,4] <21.21> 4560 млн лет	Хондрит Челябинск (Россия) [11] <21.11> 4538±2 млн лет
Угл. хондрит Gujba (Нигерия) [14] <21.22> 4562.7 ± 0.5 млн лет	Угл. хондрит Allende (Мексика) [9] <21.24> 4567 млн лет	CAI включения в CB хондритах [14] <21.24> 4567.2 ± 0.7 млн лет**
Ангрит D'Orbigny (Аргентина) [19] <21.22> 4563.37 ± 0.12 млн лет Pb-Pb возраст	Ангрит Sahara 99555 (Африка) [19] <21.23> 4563.54 ± 0.14 млн лет Pb-Pb возраст	Ангрит Asuka 881371 (Антарктика) [19] <21.24> 4562.4 ± 1.6 млн лет Pb-Pb возраст

* Целая часть числа в «треугольных» скобках означает число периодов (или циклов), а дробная часть — фазу каждого цикла. ** Такой же возраст оказался и у хондрита Ефремовка (Сев. Казахстан) [12] и ряда других примитивных хондритов [14].

Гомологический ряд < 49:215 > Каменской астроблемы (Россия) и астроблемы < 50:215 > Монтагнайс (Канада)

T, млн лет	Астроблемы, кратеры, метеориты	n гал. лет	КЦТ* №
49 ± 0.2	Каменская астроблема (~25 км), Россия [2]	0.23	1
50.5 ± 0.76	Монтагнайс (~45 км), Новая Шотландия (Канада) [2]	0.23	1
479	Космогенные минералы в $Є_3$-O_1 отложениях Полярного Урала, Пай-Хоя и Вайгача [7]	2.23	3
1764 ± 125	Импактные или космогенные алмазы из района Кижи в Карелии, Sm-Nd метод (Мащак и др., 1982)	8.20	9
2632 ± 7	Импактный слой «сферулитов» в Зап. Австралии и Южной Африке [6]	12.24	13
3916	Карбонадо из структуры Бангуи, Центральная Африка (Pb-Pb изотопный возраст рутила) [18]	18.21	19
3920	Кратер Шрёдингер (~320 км) внутри SPA, Луна [13]	18.23	19
4558	Плутонический ангрит Angra dos Reis (Бразилия), его изотопный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст [19]	21.20	22
4560	Эвкрит Помоздино, Республика Коми (Россия) [9, 4]	21.21	22
4538 ± 2	LL хондрит Челябинск Pb-Pb возраст чёрного стекла [11]	21.11	22
4545 ± 4	Углистый хондрит Gujba (Нигерия) [12]	21.14	22
4563.37 ± 0.12	Ангрит D'Orbigny (Аргентина) [19] его изотопный Pb-Pb возраст	21.22	22
4563.54 ± 0.14	Ангрит Sahara 99555 (Африка) [19] его изотопный Pb-Pb возраст	21.23	22
4562.4 ± 1.6	Ангрит Asuka 881371 (Антарктика) [19] его изотопный Pb-Pb возраст	21.22	22
4567.2 ± 0.7	CAI включения в CB хондритах [14]	21.24	22
4567	Углистый хондрит Allende (Мексика) [9]	21.24	22
4570	Предполагаемый возраст формирования Солнечной системы [14, 8]	21.26	22

Примечание: *КЦТ — космический цикл тектогенеза длительностью 215 млн лет.

Ограниченное количество высокоточных U-Pb датировок метеоритов: ангритов, эвкритов, хондритов только намечает появление эмбрионов протопланетных тел, относящихся к гомологическому ряду Каменской астроблемы и, возможно, к возрасту предков алмазоносной Попигайской астроблемы [6]. Молодые астроблемы, как правило, не сохраняют даже реликтов своих древних импакторов и потому не ведают своих родословных. Поэтому так важна прямая U-Pb датировка всех уцелевших астероидов, чтобы восстановить родословные астроблем. Требуют высокоточной датировки все известные алмазоносные уреилиты для проверки генетического родства их родительских тел с углистыми хондритами [1, 15, 16]. И, главное, мы только тогда получим оптимальный синхронный или асинхронный возраст рождения алмазоносных планет земной группы на ранней стадии эволюции Солнечной системы, часть из которых разрушилась при коллизиях [16] марсоразмерных планет. Если ангриты уже признаны древнейшими базитовыми планетарными магматическими породами с установленным возрастом их формирования 4563.37 ± 0.12 млн лет [19], то возраст уреилитов, т.е. древнейших ультраосновных алмазоносных пород земного типа, остаётся задачей ближайших исследований [15].

Литература

1. Вдовыкин Г. П. Алмазы в метеоритах. М.: Наука, 1970. 128 с.

2. Вишневский С. А. Астроблемы. Новосибирск: ООО «Нонпарель», 2007. 288 с.

3. Мальков Б. А. Алмазоносная мантия — продукт ранней эволюции Земли // ДАН СССР. 1980. Т. 252. № 1. С. 175—177.

4. Мальков Б. А. Эвкрит Помоздино: состав и возраст // Структура и разнообразие минерального мира: Мат-лы Межд. мин. сем. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008. С. 81—84.

5. Мальков Б. А., Куратов В. В. Космическая цикличность импактных и эндогенных событий Земли и Луны // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и её складчатого обрамления: Мат-лы Всероссийской науч. конф. с межд. участием. Сыкывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 112—113.

6. Мальков Б. А., Куратов В. В., Уляшев В. В. Алмазоносная Попигайская астроблема и вся её космическая родословная как отражение различных импактных событий в совместной истории Земли и Луны // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти Чирвинского. Пермь. 2018. Вып. 21. С. 105—113.

7. Мальков Б. А., Куратов В. В., Холопова М. Л. Космогенные минералы и метеориты в ордовикских

отложениях Балтоскандии и Урала уточняют предполагаемый возраст Полярноуральской астроблемы // Совр. пробл. теор., эксп. и прикл. минерал. (Юшкинские чтения — 2018): Мат-лы мин. семин. с межд. участ. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. С. 16—18.

8. Маров М. Я., Шустов Б. М. Челябинское событие как астрономическое явление // Геохимия. 2013. № 7. С. 647—649.

9. Шуколюков Ю. А., Назаров М. А., Корочанцева Е. В. Радиационный возраст и время формирования нового метеорита-ахондрита Dhofar-007 (Оман) — фрагмент породы с астероида Веста // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 3—20.

10. Barboni M., Boehnke P., Keller B. et al. Early formation of the Moon 4.51 Billion years ago // Sci. Adv. 2017. V. 3, N 1, P. 1—9, e1602365.

11. Bouvier A. Pb — Pb chronometry of the Dark Melt Lithology of the Chelyabinsk LL Chondrite // Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution V. Proceed. of the conf. Sudbury, Canada. 2013. N 1737. P. 3087.

12. Connelly J. N., Bizzarro M., Krot A. N., et al. The absolute Chronology and termal Processing of Solids in the Solar Protoplanetary Disk // Science. 2012. V. 338. P. 651—655.

13. Hiesinger H., van der Bogert C. H., et al. New crater size-frequency distribution measurements of the South Pole — Aitken basin // 43rd Lunar and Planetary Science. 2012. 2863 pdf.

14. 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. Vol. 436, N 4053. P. 989—992.

15. Miyahara M., Ohtani E., El Goresy A., et al. Unique large diamonds in a ureilite from Almahata Sitta 2008 TC3 asteroid // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2015. V. 163. P. 14—26.

16. Nabiei F., Badro J., et al. A large planetary body inferred from diamond inclusions in a ureilite meteorite // Nature Communications. 2018. V. 9. N 1327. P. 1—6.

17. Patterson C. Age of meteorites and the Earth // Geoch. et Cosm. Acta. 1956. V.10. P. 230—237.

18. Sano Y., et al. Ion microprobe Pb-Pb dating of carbonado, polycristalline diamond // Precambrian research. 2002. V. 113. P. 155—168.

19. Wang H., Weiss B. P., et al. Lifetime of the solar nebula constrained by meteorite palaeomagnetism // Science. 2017. V. 355. P. 623—627.

Многообразие импактных алмазов

Т. Г. Шумилова

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

Импактные алмазы имеют высокие механические свойства, поэтому относятся к одному из перспективных абразивных материалов. Со времени открытия этих необычных алмазов прошло уже почти 50 лет, и многие вопросы их происхождения, многообразия и распространения стали намного яснее, выявлены богатые месторождения, раскрыты и механизмы образования ударных алмазов. В настоящее время в природных объектах обнаружено несколько разновидностей импактных алмазов, определяющиеся типом прекурсора, отличающиеся механизмом формирования и структурными особенностями. В настоящее время выделяются — апографитовые, апоугольные и аполигнитовые алмазы [1—4].

Апографитовые алмазы были впервые обнаружены в 70-х годах XX века в связи с крупнейшей Попигайской астроблемой диаметром около 100 км, несущей гигантские запасы ценного технического алмазного сырья [1], образовавшегося за счет графитового прекурсора по бездиффузионному механизму с формированием микрополикристаллических агрегатов с кристаллитами субмикрометровых размеров [5]. Данная разновидность, как правило, является полифазной и содержит кроме кубического алмаза существенное количество дефектов упаковки по гексагональному мотиву (так называемый лонсдейлит) [5, 6], а также может включать примесь реликтового графита, аморфного углерода и луковичноподобного углерода [7, 8]. В настоящее время апографитовые алмазы были обнаружены в целом ряде астроблем на территории России и за рубежом, включая астроблемы — Попигайская, Пучеж-Катунская (Россия), Рис (Германия), Садбери (Канада).

Апоугольные алмазы были открыты также в 70-х годах прошлого века в связи с импактитами Карской и Усть-Карской астроблем (Россия). Данные алмазы характеризуются агрегатами нанокристаллических алмазов с размерами кристаллитов порядка 20—50 нм.

Данная разновидность, несмотря на краткотечность протекания импактного процесса образовалась полистадийным путем, включая высокобарный высокотемпературный пиролиз с последующей локальной диффузией [4]. В отличие от апоугольных алмазов данная разновидность характеризуется отсутствием механических двойников (лонсдейлита) и содержит большое количество микро- и нанопор, а также каналов внутри алмазных нанокристаллических агрегатов. Кроме того, кристаллиты в данной разновидности часто имеют идеоморфные очертания [4].

Еще одна необычная разновидность импактных алмазов, образовавшаяся по неметаморфизованным органическим остаткам, была открыта совсем недавно в импактитах Карской астроблемы. Это впервые обнаруженные в природе ультрананокристаллические алмазы, представляющие собой псевдоморфозы алмаза по лигниту (неметаморфизованным фрагментам древесины) с сохранившимися реликтовыми фрагментами целлюлозы [3]. Данная разновидность характеризуется размерами кристаллитов порядка 2—5 нм, образует плотные агрегаты и может быть ценным углеродным материалом с уникальными физическими свойствами. Ввиду принципиально необычной формы нахождения в виде псевдоморфоз по органике и достаточно широкому распространению данная разновидность получила собственное название «карит» по месту первой находки на р. Кара (Пай-Хой, Россия) [3].

Несмотря на довольно существенный прогресс в области изучения импактных алмазов, многие вопросы остаются неясными, в частности, есть гипотеза, что карбонадо может также иметь импактный генезис, связанный с трансформацией шунгита [4, 7].

Предположения о возможном механизме кристаллизации алмазов из газовой фазы в продуктах разложения углеродистых веществ в ходе импактного процесса уже не связаны непосредственно с ударной фазой, хотя они изначально и стимулированы импактным событием, но могут быть отнесены только к продуктам, образовавшимся в результате преобразования вещества на постударной стадии.

В целом, проведенный анализ показывает, что в зависимости от типа углеродного прекурсора импактные алмазы представляют собой ряд поликристаллических веществ от микро-, нано- до ультрананокристаллических агрегатов с возможным срастанием с разными углеродными фазами, включая графит, стеклоподобный углерод, карбин, аморфный углерод, луковично-подобный углерод [3, 4, 7, 8]. При этом следует отметить, что лонсдейлит (дефекты гексагонального мотива в кубическом алмазе) проявляются только в апографитовых алмазах и не являются необходимым индикатором импактного процесса, что должно учитываться при выявлении метеоритных кратеров и исследовании импактитов. Выявленные апоугольные и аполигнитовые разновидности импактных алмазов могут быть надежным признаком для доказательства генезиса спорных и выявления новых импактных структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 17-05-00516 и темы НИР ГР № АААА-А17-117121270036-7.

Литература

1. Масайтис В. Л., Мащак 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. 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. 2019. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.09.011.

4. 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. 2014. V. 30. № 1. P. 61—76.

5. Kvasnytsya V., Wirth R. Micromorphology and internal structure of apographitic impact diamonds: SEM and TEM study // Diamond & Related Materials. 2013. № 32. P. 7—16.

6. Németh 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. 2014. V. 5(5447) doi: 10.1038/ncomms6447.

7. Kis V. K., Shumilova T., Masaitis V. HRTEM study of Popigai impact diamond: heterogeneous diamond nanostructures in native amorphous carbon matrix // Phys Chem Minerals. 2016. doi: 10.1007/s00269-016-0825-6.

8. Shumilova T., Kis V., Masaitis V., Isaenko S., Makeev B. Onion-like carbon in impact diamonds from Popigai astrobleme // European Journal of Mineralogy. 2014. № 26. P. 267—277.

Минералогические особенности жильных ультравысокобарных импактных стекол Карской астроблемы

Т. Г. Шумилова

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

Поведение разупорядоченных систем в условиях сильного сжатия привлекает особый интерес в области материаловедения. Природные импактные стекла, образовавшиеся при быстром остывании импактного расплава и затвердевшие в метастабильном состоянии, могут сохранять особенности структуры в течение многих миллионов лет. Такие минеральные объекты могут формировать существенные объемы вещества по сравнению с экспериментально возможными продуктами высокого давления, получаемые в камерах высокого давления и алмазных наковальнях. Поэтому природные импактные стекла потенциально могут иметь интерес с точки зрения особого класса материалов или модельных объектов для исследования структуры и свойств вещества, образующегося в условиях экстремально высоких давлений и температур.

Нами проведен комплексный анализ геологических, минералого-петрографических, петрохимических особенностей, степени кристалличности и минерального фазового состава тагамитов (расплавных импактных пород), жильных импактных стекол и витрокластов в обломочных импактитах Карской астроблемы (Пай-Хой, Россия). В результате проведенных исследований выявлена специфика перечисленных разновидностей конденсированных выделений импактных расплавов. В данной работе рассмотрены главные минералогические особенности впервые выявленных ультравысокобарных (УВБ) импактных стекол жильного типа (СЖТ) [1].

Данные стекла образуют штокверкоподобные жильные тела мощностью, как правило, первые сантиметры (до 10 см), они были обнаружены в южном борту Карского кратера. Вместе с вмещающими зювитами они формируют отдельный массив на правом берегу р. Кара и жилоподобные тела в расплавном массиве на левом берегу р. Кара [2]. УВБ стекла жильного типа имеют преимущественно алюмосиликатный состав, содержат ликвационные «капли» чистого силикатного стекла, на границе с вмещающим зювитом характеризуются ярко выраженными зонами закалки, хорошо маркирующими данные образования в стенке обнажения.

Кристаллическая компонента алюмосиликатной части УВБ СЖТ представлена, главным образом, микрокристаллами пироксена — авгита, редко встречаются вкрапления рудных минералов, преимущественно пирротина и пирита, образующих выделения по ликвационному механизму [1, 2]. При этом основная компонента жил имеет преимущественно анартоклазовый состав и полностью аморфную природу [2, 3]. Обособления силикатного стекла характеризуются нахождением многочисленных микрокристаллов монокристаллического коэсита, приуроченного к центральным частям силикатных «капель» [1, 2]. Кроме того, эти же силикатные капли в УВБ СЖТ содержат большое количество ярко маркирующихся «капель», выполненных смектитом, который судя по его тесной пространственной ассоциации с монокристаллическим коэситом и характером морфологии выделений, позволяет сделать вывод о его кристаллизации из импактного расплава. О возможности образования смектитов непосредственно из импактных расплавов упоминал Г. Р. Осински (2005), однако в ассоциации с коэситом ранее выделения смектита нигде не встречались. Таким образом, можно впервые свидетельствовать об обнаружении высокобарного смектита и дифференциации водосодержащего импактного расплава.

В ходе проведенных исследований выявлены специфичные минералогические особенности УВБ импактных СЖТ, подчеркивающие сложный многосторонний характер солидификации импактного расплава в пределах Карского метеоритного кратера с проявлением многоуровневой дифференциации импактного расплава. Учитывая наличие микрокристаллической компоненты в УВБ СЖТ, детальный анализ физических свойств аморфного УВБ вещества возможно исследовать только с применением высоколокальных методов анализа.

Автор выражает благодарность Е. М. Тропникову, А. Л. Васильеву, Б. А. Макееву, С. И. Исаенко за помощь в проведении аналитических исследований. Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 17-17-01080. В ходе выполнения работ

использовалось оборудование ЦКП «Геонаука», финансируемого из средств темы НИР # АААА-А17-117121270036-7.

Литература

1. Shumilova T. G., Isaenko S. I., Makeev B. A., Zubov A. A., Shanina S. N., Tropnikov Ye. M., Askhabov A. M. Ultrahigh-pressure liquation of an impact melt // Doklady Earth Sciences. 2018. 480(1): 595—598.

2. 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 10. 2591 (2020).

3. 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.

An eight kilogram chunk and more: evidence for a new class of iron silicide meteorites from the Chiemgau impact strewn field (SE Germany)

F. Bauer[1], M. Hiltl[2], M. A. Rappenglück[3], K. Ernstson[4]

[1] Oxford Instruments GmbH NanoScience, Wiesbaden, Germany; *frank.bauer @oxinst.com*
[2] Carl Zeiss Microscopy GmbH, D-73447 Oberkochen, Germany; *mhiltl@online.de*
[3] Institute for Interdisciplinary Studies, D-82205 Gilching, Germany; *mr@infis.org*
[4] University of Würzburg, D-97074 Würzburg, Germany; *kernstson@ernstson.de*

Introduction

The find of a big 8 kg weighting iron silicide chunk (Fig. 1) found about 30 years ago in the Chiemgau meteorite impact strewn field (Fig. 1) [1—3 and references therein] has strongly supported the earlier formulated hypothesis [1—3 and references therein] of an extraterrestrial origin for the abundant occurrences of iron silicides (Fig. 2) in connection with the craters in the elliptically formed strewn field sized about 60 × 30 km [1]. Up to now some thousands of iron silicide particles have been sampled, mostly by metal detectors, roughly amounting to a mass of a few kilograms (apart from the 8 kg chunk). Here we report on new analyses, which establish an obviously common formation and origin.



Fig. 1. Location map for the Chiemgau impact crater strewn field. Middle, right: Iron silicide finds addressed analytically in this paper

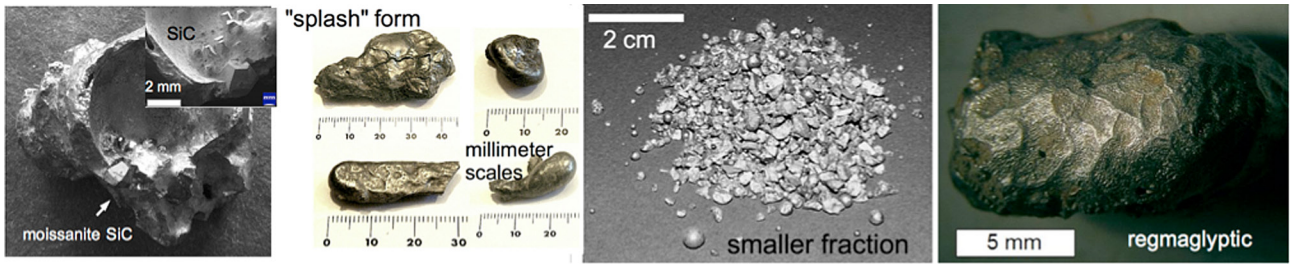


Fig. 2. Various aspects (apart from Fig. 1) of the iron silicide finds from the Chiemgau impact strewn field

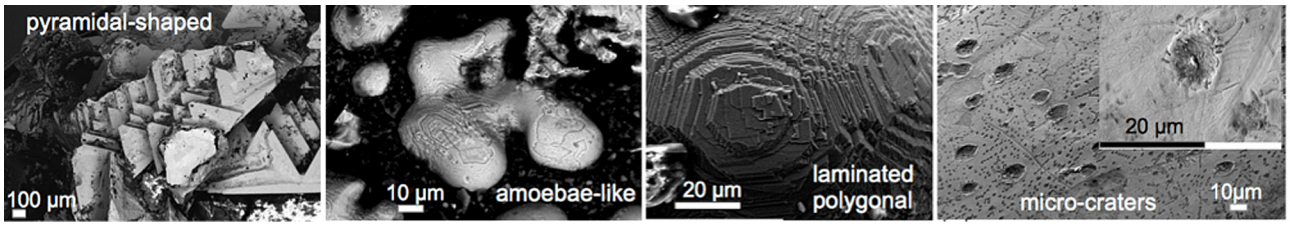


Fig. 3. Internal structure of iron silicides from the Chiemgau strewn field under the SEM

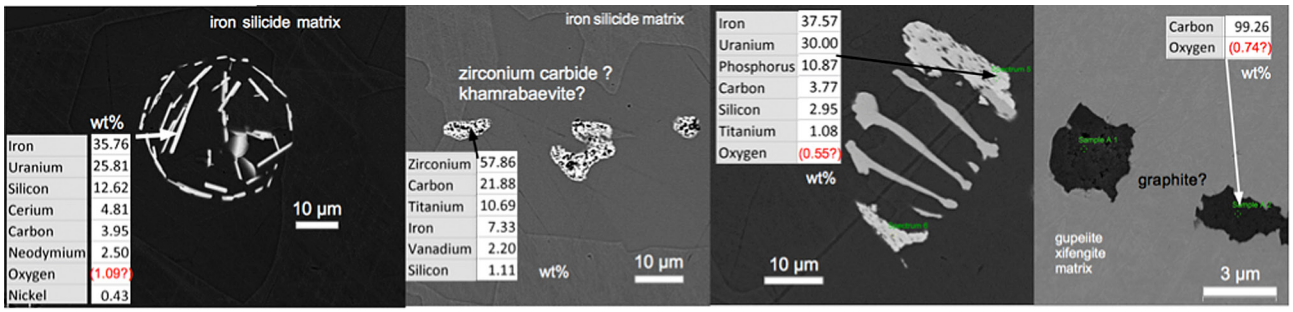


Fig. 4. SEM-EDS micrographs and analyses; samples from Fig. 1, right. Quite comparable analyses have been made in the 8 kg iron silicide chunk (Fig. 1) [3] and in earlier analyses of various finds

Methods and results

Optical microscopy, SEM, TEM and EBSD analyses, Raman spectroscopy.

Elements: Apart from the main constituents Fe, Si more than 30 other chemical elements have been evidenced so far like uranium, the REE cerium, yttrium und ytterbium, or gallium. No decay products of uranium like thorium or lead have been measured.

Iron silicide minerals of the matrix: gupeiite, xifengite, hapkeite, naquite and linzhite; hapkeite Fe_2Si in its cubic polymorph and in its trigonal polymorph (the most stable iron silicide up to 255 GPa).

Identified minerals: Carbides — silicon carbide moissanite SiC (cubic and hexagonal polymorphs), titanium carbide TiC, khamrabaevite (Ti,V,Fe)C, probably zirconium carbide ZrC (Fig. 4) — Graphite C, zircon $ZrSiO_4$; Carbon and TiC/(Ti,V,Fe)C in a matrix of cubic hapkeite and cubic gupeiite; SiC and TiC/(Ti,V,Fe)C as superpure crystals in the iron silicide matrix (Fig. 2). — Calcium-aluminum inclusion (CAI) minerals $CaAl_2O_4$, calcium monoaluminate, krotite, and $Ca_2Al_2O_5$, dicalcium dialuminate.

Shock metamorphism and micro-impacts: planar deformation features (PDF) in moissanite; open, tensile spallation fractures in titanium carbide crystals; cosmic particle impacts (Fig. 3).

Conclusion

Enigmatic internal structures and exotic composition for all sizes of iron silicide samples from the Chiemgau impact crater strewn field establish a common formation process and a common source.

Artificial production, geogenic formation (and e.g. fulgurite formation) can be excluded, which is basically also supported by the find situations in the field [1, 2]. The iron silicides are of extraterrestrial origin.

The iron silicides in their entity belong to the Chiemgau meteorite impact strewn field.

They should constitute a new class of meteorites. For reasons of definiteness we suggest to name the trigonal Fe_2Si polymorph hapkeite — 2T possibly rating a new mineral name [2].

References

1. Rappenglück, M. A., Rappenglück, B. & Ernstson. K. Kosmische Kollision in der Frühgeschichte. Der Chiemgau-Impakt: Die Erforschung eines bayerischen Meteoritenkrater-Streufelds // Zeitschrift für Anomalistik. 2017. V. 17. P. 235—260 (English translation in [2]).

2. Rappenglück, M. A., Rappenglück, B. & Ernstson. K. Cosmic collision in prehistory. — The Chiemgau Impact: research in a Bavarian meteorite crater strewn field // Zeitschrift für Anomalistik. 2017. V 17. P. 235—260. http://www.impaktstrukturen.de/wp-content/uploads/2018/11/Anomalisten-translation.pdf.

3. Bauer, F., Hiltl, M., Rappenglück, M. A., Ernstson, K. Trigonal and cubic Fe2Si polymorphs (hapkeite) in the eight kilograms find of natural iron silicide from Grabenstätt (Chiemgau, Southeast Germany)// 50th Lunar and Planetary Science Conference. The Woodlands, LPI. 2019, abstract 1520.pdf.

Evidence of meteorite impact-induced thermal shock in quartz

K. Ernstson

University of Würzburg, 97074 Würzburg, Germany; *kernstson@ernstson.de*

Introduction

Thermal shock is a mechanical load caused by a rapid change of temperature (heating or cooling) in a material that may fracture if the stress exceeds its tensile strength. While thermal shock plays an important role in material sciences and in industrial production, it has rarely been considered in impact cratering. *A priori*, this is easily understood, because hypervelocity impact shock producing the well-known rock and mineral deformations (shock metamorphism) precedes a thermal shock on pressure release. However, if the shock pressures are enough to melt or vaporize target rocks (beginning at a few tens of GPa), then on rapid contact of melt or vapor with less or no shocked rocks in the immediately following excavation stage, extreme thermal shock can be expected to exert mechanical load and a kind of secondary shock fracturing. Here, I report on observations in quartz of shocked impactites with evidence of strong thermal shock fracturing and of ballen quartz formation by thermal shock, the latter originally suggested in a recent paper [1].

Quartz microfracturing

Very unusual microfracture patterns in quartz have been observed to occur in meteorite impact rocks in a manner so far not described in the literature to our knowledge (Fig. 1). The polymictic impact breccia in Fig. 1A comes from the recently proposed impact event in the Czech Republic [2, 3]. Individual small quartz grains are distributed throughout the matrix in most cases not contacting each other (Fig. 1, B) but revealing extreme mosaic-like microfracturing Fig. 1, C—F). In many of the grains this microfracturing is more or less sharply limited to a concentric rim zone encasing a largely untouched core with a few sub-planar fractures in some cases. Multiple sets of true planar features (PFs) known as an impact shock effect also occur (Fig. 1, C). Similarly unusual quartz fracturing has been reported also from the Nalbach-Saarland impact event [4] where abundant isolated quartz grains in an impact melt glass are observed, as is the case for the recently described granitic impact melt rock sheet in SE Bavaria [5]. In all three cases a tec-

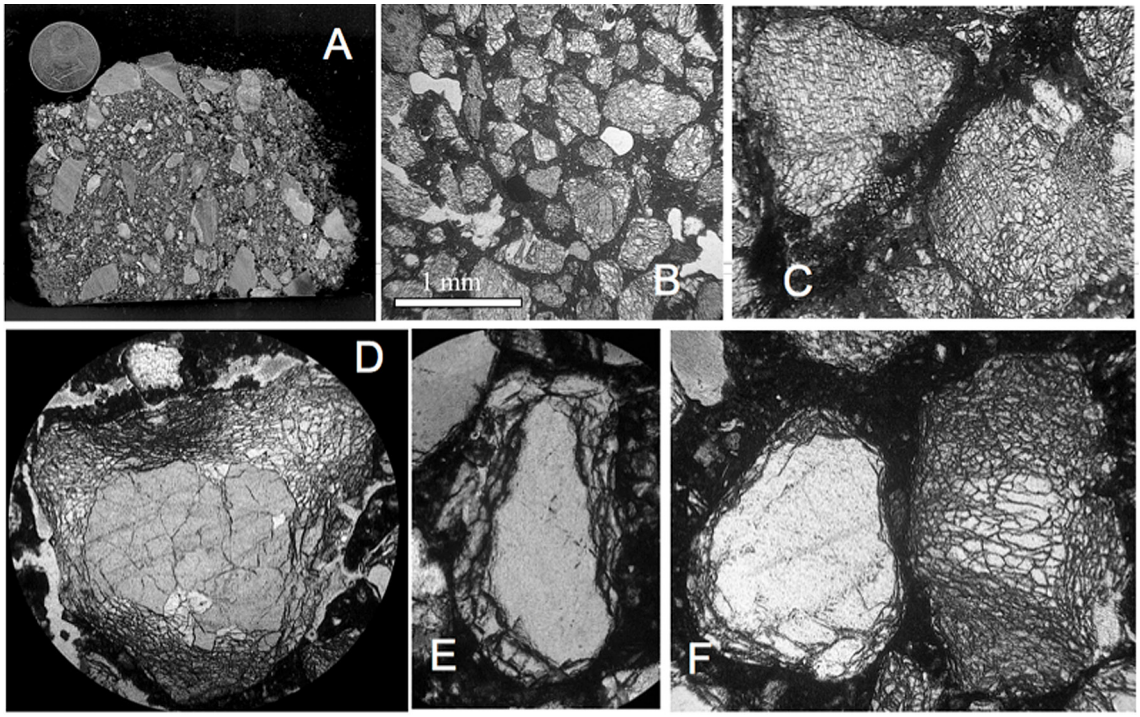


Fig. 1. A: Polymictic impact breccia from the Czech impact site [2, 3]. B: Close-up of the breccia showing intensely fractured quartz grains that are floating in the breccia matrix without contacts. C: Selected quartz grains from the breccia matrix with multiple sets of planar fractures (PFs, densely developed cleavage). D-F: Quartz grains from the breccia matrix exhibiting the spectacularly fractured rim regions around a widely untouched core with some planar and subplanar fractures. B-F: Thin section photomicrographs, crossed polarizers

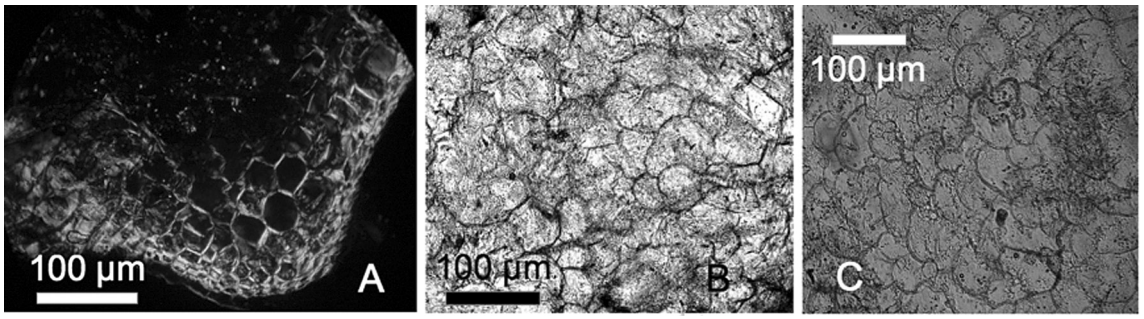


Fig. 2. Silica ballen structures as a shock indicator. A: Czech impact; ballen as diaplectic silica glass [3]. B: Shocked granitic melt rock sheet near Bach/Regensburg (Bavaria, Germany) [5]. C: Saarland impact (Germany) [4]. Photomicrographs, A crossed polarizers, B, C plane light

tonic origin and a direct shock-wave microfracturing can reasonably be excluded.

Ballen structures

Ballen structures in silica form a characteristic texture in quartz that in general is considered a result from various stages of phase transformation and recrystallization of amorphous silica like e. g., diaplectic glass and hence are regarded as shock indicator (e. g., [6]). A different model has recently been suggested [1] that proposes a formation of ballen in quartz in an extreme thermal shock event. This idea has been taken up and is here shown to be a probable indicator of impact thermal shock in other impact events (Fig. 2).

Discussion and conclusion

The presented here results of thin section analyses of quartz shocked in three young impact events in the Czech Republic and in Germany reveal observations strongly supporting processes of thermal shock that in the past have in general been disregarded in impact cratering research. Noticeably, in all three impact events both effects the extremely strange microfracturing and the ballen quartz formation occur together with impact melt glass and diaplectic silica and, hence, point to affinity. In particular the micro-fractured quartz grains «floating» isolated in the matrix imply high confining pressure for maintaining coherence, and the microfracturing limited to a rim all around the grains can best, and probably only, be explained by a sudden complete immersion in rock melt and/or vapor shortly after shock wave passage, experiencing extreme thermal shock heating and rapid cooling. The ballen quartz formation fits well into this process and emphatically supports the model presented in [1]. Hence, thermal shock should become a more considered feature in future impact cratering research.

References

1. Chanou, A., Grieve, R. A. F., Osinski, G. R. Formation of ballen in silica by thermal shock // Bridging the Gap III: Impact Cratering In Nature, Experiments, and Modeling. 2015. 21—26 September. University of Freiburg, Germany. LPI Contribution 1861. P. 1112.

2. Molnár, M., Ventura, K., Švanda, P., Štaffen, Z., Rappenglück, M.A., Ernstson, K. Chrudim — Pardubice: Evidence for a Young Meteorite Impact Strewn Field in the Czech Republic // 48th Lunar and Planetary Science Conference. 2017. 1920.

3. Molnár, M., Švanda, P., Beneš, L., Ventura, K., Ernstson, K. Asphaltic (bituminous) breccias with carbolite (carbon allotrope) and ballen structures in silica as indicative of thermal shock: more evidence of a Holocene meteorite impact event in the Czech Republic // 49th Lunar and Planetary Science Conference. 2017. 1423.

4. Ernstson, K., Müller, W., Gawlik-Wagner, A. The Saarlouis semi crater structure: notable insight into the Saarland (Germany) meteorite impact event achieved // 49th Lunar and Planetary Science Conference. 2018. 191876.

5. Ernstson, K., Poßekel, J., Rappenglück, M.A. Near-ground airburst cratering: petrographic and ground penetrating radar (GPR) evidence for a possibly enlarged Chiemgau impact event (Bavaria, SE Germany) // 51st Lunar and Planetary Science Conference. 2020. 1231.

6. Ferrière, L., Koeberl, C., Reimold, W. U. Characterisation of ballen quartz and cristobalite in impact breccias: new observations and constraints on ballen formation // Eur. J. Mineralogy. 2009. V. 21. P. 203—217.

Chiemite — a high PT carbon impactite from shock coalification/carbonization of impact target vegetation

K. Ernstson[1], T. G. Shumilova[2]

[1]University of Würzburg, Würzburg, Germany; *kernstson@ernstson.de*
[2]IG FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia; *shumilova@geo.komisc.ru*

Introduction

Unusual carbonaceous matter in the form of mostly centimeter-sized lumps and cobbles has been sampled in the southeast Bavarian Alpine Foreland, in the Czech Republic near Pardubice and in the Saarland region near the French border (Fig. 1). It is a highly porous blackish material with a glassy luster on freshly crushed surfaces (Fig. 2). The material is unknown from any industrial or other anthropogenic processes and thus appears to have a natural origin. Here we report on results of a detailed analysis of this strange matter pointing to a process of formation in proposed meteorite impact events. From its first discovery in the Bavarian Chiemgau impact crater strewn field [1] the name *chiemite* gained currency, and in particular these finds have already been addressed earlier (references in [1]) before a more general occurrence in impact sites became obvious [2, 3].

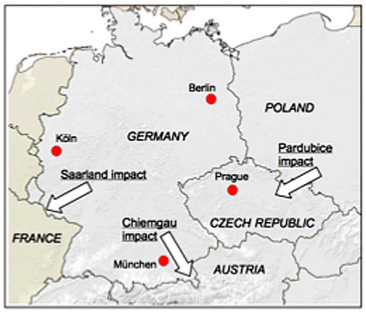


Fig. 1. Location map for the three chiemite sources in the Chiemgau, Saarland and Czech impact strewn fields



Fig. 2. Freshly broken chiemite sample. Photo width 6 cm

Material

Typical chiemite samples from the field are shown in Fig. 3 as pure chiemite matter, where the pseudomorphosis after wood sticks out, and in compound with rock and organic matter. Under the SEM the typical strongly porous texture is evident. Physical properties are a low density mostly <1 g/cm^3, a significant electrical conductivity and in some cases a moderate magnetic susceptibility and remnant magnetization.

Methods (with a focus on the Chiemgau impact chiemite):

Optical and atomic force microscopy, X-ray fluorescence spectroscopy, scanning and transmission electron microscopy (SEM, TEM), high-resolution Raman spectroscopy, X-ray diffraction and differential thermal analysis, as well as $\delta^{13}C$ and ^{14}C radiocarbon isotopic data analysis.

Results

The most significant observations described in [4] are tabulated in short as follows.

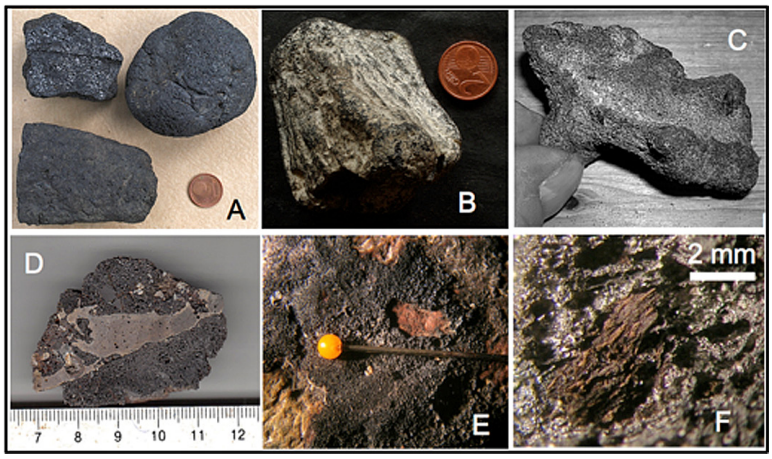


Fig. 3. Chiemite samples from the field. A: various shapes. B, C: chiemite fragments pseudomorphic after pieces of branches. D: chiemite breccia-like intermeshed with a limestone cobble. E: chiemite crust on a sandstone cobble. F: relatively fresh wood particle embedded in chiemite [4]

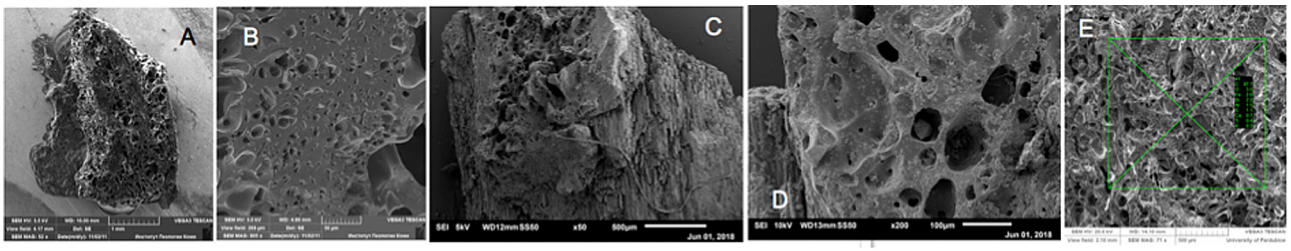


Fig. 4. Chiemite under the SEM. Chiemgau impact (A, B) [3], Saarland impact (C, D), Czech impact (E). Fossilized wooden structure in C

XRF: about 90 % carbon, remaining Si, Al and Fe, subordinately S; traces of other elements.

SEM, microprobe: almost pure glass-like carbon matrix contains finely dispersed micrometer- and submicrometer-sized inclusions with a complex composition not known mineralogically.

XRD, XR synchrotron diffraction: Evidence of nanocrystalline diamond and graphite.

TEM: Glass-like carbon structural features. Crystalline carbyne and diamond matter with different order level.

TEM and Raman: Polycrystalline fine grained aggregates to polynanocrystalline diamond aggregates and amorphous diamond-like carbon exists. — α-carbyne and β-carbyne but not any graphite were observed.

Raman spectroscopy: Submicrometer-sized optically transparent substances are carbyne-like carbon or diamond-like carbon.

Carbon isotopes: Carbon $\delta^{13}C_{PDB}$ data show values between –22.6 and –24.6 ‰ near to data of C3 plants.

Radiocarbon data for two chiemite samples are void of ^{14}C corresponding to an age of > 48,000 years BP not compatible with the chiemite find situation.

Discussion and conclusions

The fully amorphous chiemite matrix contains diamond, amorphous diamond-like carbon and monocrystalline carbyne inclusions. The strongly porous texture requires an intense gas phase during formation. — Carbyne formation needed very high *PT* conditions of about 4—6 GPa and 2,500—4,000 K. Probable carbon glass was formed at temperatures as high as 3,800—4,000 K. — Organic matter was involved in the formation process. — The lack of ^{14}C requires an age > 48,000 years (less probable) or isotope separation. — Chiemite does not correspond to any known natural earth material. An industrial formation and an occurrence from e.g. wildfires can reasonably be excluded. — The chiemite components show similarities to after-coal meteorite impacts [5]. — We propose the chiemite was formed by meteorite impact shock having affected vegetation like wood and peat in the impact target area, hence establishing a new kind of impactite that originated from immediate shock transformation of organic matter to high-rank carbon. — The impactite nature is underlined by the occurrence of chiemite samples in three established or proposed young impact strewn fields (Fig. 1). The finds closely resembling each other up to the enigmatic absence of ^{14}C despite their evident young ages, and a so far unknown isotope separation in the impact process has to be assumed. — In all three impact cases there is much evidence of big airbursts, which initiated extreme-temperature gas jets impinging on the ground. — The surviving of fresh organic matter in the impactite under these extreme conditions is important for astrobiological aspects. — The prediction [5, 6] of more impact diamonds from organic matter than hitherto assumed is likewise underlined.

The authors thank Isaenko S. I., Ulyashev V. V., Makeev B. A., Rappenglück M. A., Veligzhanin A. A. for help in the analytical studies and discussion.

References

1. Rappenglück, M. A., Rappenglück, B. & Ernstson. K. Cosmic collision in prehistory. — The Chiemgau Impact: research in a Bavarian meteorite crater strewn field // Zeitschrift für Anomalistik. 2017. V 17. P. 235—260.

2. Ernstson, K., Müller, W., Neumair, A. The proposed Nalbach (Saarland, Germany) impact site: is it a companion to the Chiemgau (Southeast Bavaria, Germany) impact strewn field? // 2013. 76th Annual Meteoritical Society Meeting, 5058.

3. Molnár, M., Ventura, K., Švanda, P., Štaffen, Z., Rappenglück, M. A., Ernstson, K. Chrudim — Pardubice: Evidence for a Young Meteorite Impact Strewn Field in the Czech Republic // Lunar and Planetary Science Conference XLVIII. 2017. 1920.

4. Shumilova, T. G., Isaenko, S. I., Ulyashev, V. V., Makeev, B. A., Rappenglück, M. A., Veligzhanin, A. A., Ernstson, K. Enigmatic Glass-Like Carbon from the Alpine Foreland, Southeast Germany: A Natural Carbonization Process// Acta Geologica Sinica. 2018. V. 92, P. 2179—2200.

5. Shumilova, T. G., Isaenko, S. I., Ulyashev, V. V., Kazakov, V. A., and Makeev, B. A. After-coal diamonds: an enigmatic type of impact diamonds // Eur. J. Min. 2018. V. 30. P. 61—76.

6. 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, 2019. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.09.011

Artifact-in-impactite: a new kind of impact rock. Evidence from the Chiemgau meteorite impact in southeast Germany

B. Rappenglück[1], M. Hiltl[2], K. Ernstson[3]

[1]Institute for Interdisciplinary Studies, D-82205 Gilching, Germany; *b.rappenglueck@infis.org*
[2]Carl Zeiss Microscopy GmbH, D-73447 Oberkochen; *mhiltl@online.de*
[3]University of Würzburg, 97074 Würzburg, Germany; *kernstson@ernstson.de*

Introduction

The Chiemgau impact (Fig. 1) as a meanwhile established Holocene impact event has featured quite a few exceptional observations in the last 15 years, which are summarized in [1, and references therein]. From the beginning of research it was clear that a huge catastrophe in the Bronze Age or Celtic era must have already affected densely populated regions, and in a routine archeological excavation at Lake Chiemsee the worldwide unique constellation was encountered that an impact catastrophe layer was excavated sandwiched between settlement layers of the Stone Age/Bronze Age and the Roman Period (Fig. 1, 2) [2]. Among the finds of ceramics, stone tools, bones and metal artefacts also featured externally rather unsightly lumps, which were found by use of metal detectors and were addressed as «slag» by the excavator. Here we report on specifically conducted mineralogical-geochemical investigations on 16 «slag» samples which have led to very remarkable results.

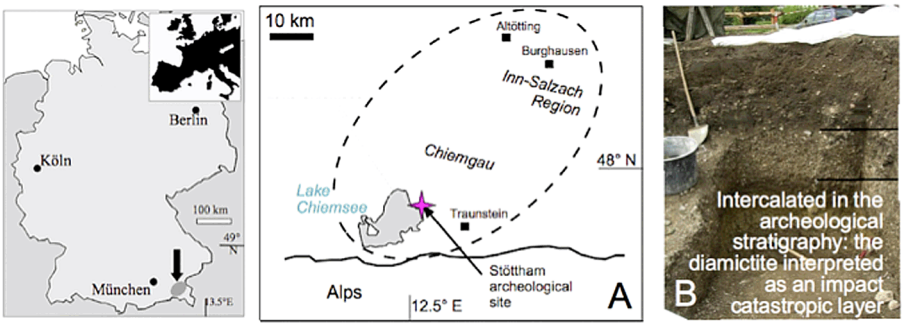


Fig. 1. Location map for the Stöttham archeological excavation (B) in the Chiemgau impact crater strewn field



Fig. 2. Inventory of the Stöttham archeological site (from left to right): diamictite of the catastrophic layer; archeological finds; carbon, metallic and glass spherules; strongly corroded and fractured cobbles, metal-rich «slag»

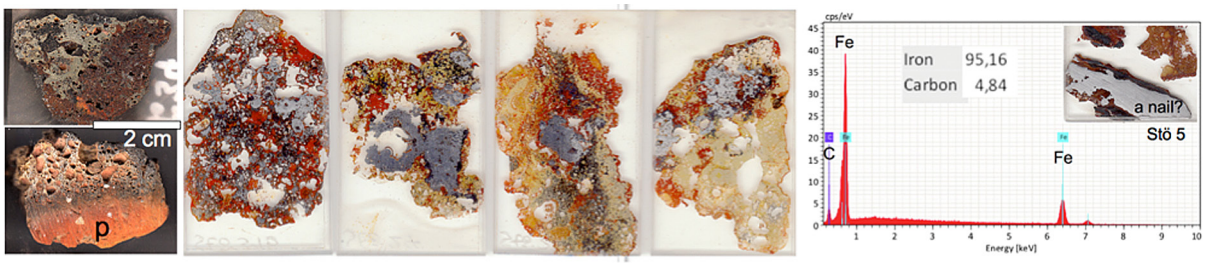


Fig. 3. Cut faces (to the left) and scanned images of corresponding thin sections accenting the shredded iron metallic particles as parts of the polymictic impact breccia. p = pottery shard merging into vesicular fusion. Rightmost: EDS spectrum of an iron particle (a nail fragment?). Apart from a little carbon Fe is the only element

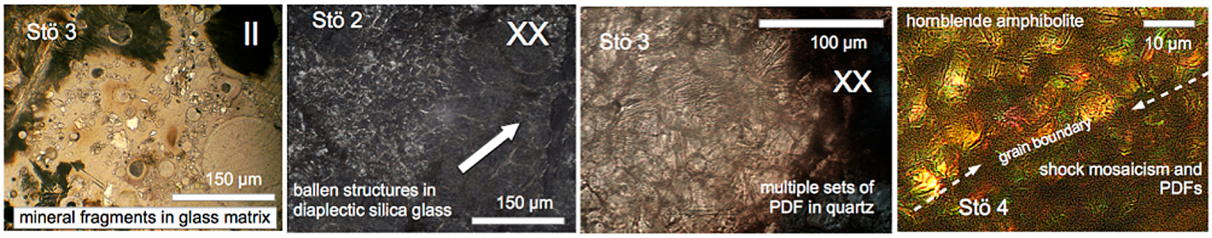


Fig. 4. Shock metamorphism in polymictic «slag» breccias. Photomicrographs

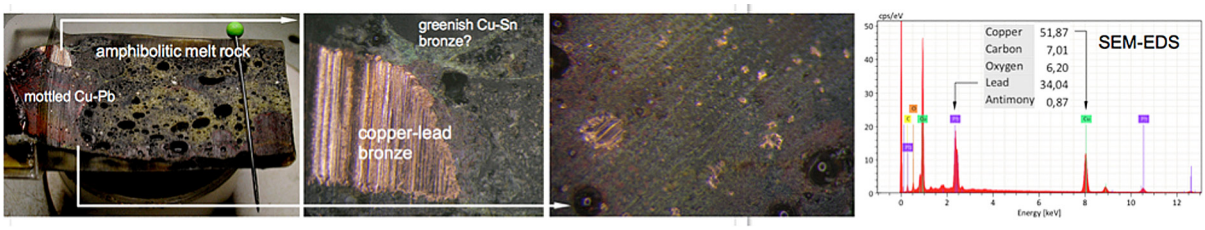


Fig. 5. «Slag» containing high leaded bronze fragments and mottled matter, and possibly Sn bronze

Material and analyses

On preparation of the «slags» by cutting and thin-section analyses with the polarizing microscope (Fig. 2), the «slags» turned out to be polymictic breccias with all signs of an impact melt rock with vesicular remnants of alpine Quaternary cobbles of the region mixed with multicolored rock fragments and abundant glass (Fig. 3). As a noticeable portion, partially shredded metal particles interpenetrate the breccia, which the metal detector had obviously classified as slag (Fig. 3). As already demonstrated earlier in the diamictite of the catastrophe layer [2], the «slag» breccias contain abundant shock effects, here with greater density and intensity (Fig. 4).

The most remarkable observation in the «slag» proved to be bronze fragments, which according to SEM-EDS analyses are an unusual high leaded bronze (Fig. 5), which according to EDS penetrates the breccia also in fine and finest particles (Fig. 5). In addition to probable normal tin bronze (Fig. 5), iron particles (Fig. 3) are particularly noticeable, which according to EDS consist only of iron without any other element apart from very little carbon (Fig. 3), a composition indicating iron in some processed condition.

Conclusions

The new investigations demonstrate once more impressively that the Stöttham archeological site had been involved in a meteorite impact invent, the Chiemgau impact. The original finding of a meteorite impact layer between two archeological horizons was to be classified as unique worldwide. From the point of view of both archeology and impact research, the new analyses have put the crown on it by revealing human objects and impact shock intimately intertwined in the same samples — a worldwide novelty defining an artifact-in-impactite as a new kind of impact rock. A more exact dating of the Chiemgau impact, based on the metallic components, is a significant side effect of these unusual samples

and their investigation, scheduling the impact event between 900 and 600 BC [3].

References

1. Rappenglück, M. A., Rappenglück, B., Ernstson. K. Cosmic collision in prehistory. — The Chiemgau Impact: research in a Bavarian meteorite crater strewn field (in German) // Zeitschrift für Anomalistik. 2017. V 17. P. 235—260.

2. Ernstson, K., Sideris, C., Liritzis, I., Neumair, A. The Chiemgau meteorite impact signature of the Stöttham archaeological site (Southeast Germany) // Mediterranean Archaeology and Archaeometry. 2012. V. 12. P. 249—259.

3. Rappenglück, B., Hiltl, M., Rappenglück, M., Ernstson, K. The Chiemgau Impact — a meteorite impact in the Bronze-/Iron Age and its extraordinary appearance in the archaeological record. In: Wolfschmidt, G. (ed.) Himmelswelten und Kosmovisionen — Imaginationen, Modelle, Weltanschauungen. Nuncius Hamburgensis. Beiträge zur Geschichte der Naturwissenschaften 51, Hamburg: tredition. 2020 (in print). P. xx-xx.

XI. Музееведение

Основы сохранения геологической информации

Солевые новообразования на белом камне

Т. Т. Абрамова

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва; *attoma@mail.ru*

В условиях обострившейся экологической ситуации в Москве проблема сохранения памятников белокаменного зодчества встала особо остро. Это связано с тем, что памятник является элементом сложной природно-техногенной городской системы и активно включен во все существующие в ней процессы. Нарушение экологического равновесия в городской среде приводит к ускорению процессов выветривания камня и появлению новых видов повреждений. Особенно чувствительно реагирует на изменения состояния окружающей среды белый камень.

Одним из таких объектов является уникальный памятник Отечества, редкий образец гражданского зодчества средневековой Руси, единственное строение, сохранившееся от усадьбы бояр Романовых (музей «Палаты бояр Романовых»), расположенное в древнейшей части Москвы, на улице Варварка.

Ведущая роль в изменении состояния памятника принадлежит подтоплению его территории. Определено, что одной из основных причин подтопления основания сооружения явилось специфическое геоморфологическое расположение: перепад высот составляет 7.5 м; затруднения в разгрузке грунтовых вод из-за бетонирования берега реки Москвы; закрытие в трубы мелких рек города; замена естественного почвенного покрова застроенной и заасфальтированной территорией, что исключает из водного баланса испарение с поверхности почвы, слабая работа дренажных систем; протечка водопроводных и канализационных сетей. Эти причины привели к подъему грунтовых вод и постоянному их взаимодействию с грунтами основания памятника.

Стены данного сооружения сложены известняками мячковского горизонта московской синеклизы. Это органогенно-обломочный известняк с карбонатным пелитоморфным цементом. Обломочная часть представлена как зернами кальцита, так и фауной от микро до крупных раковин.

Изучение изменения свойств породы осуществлялось на образцах, отобранных из различных мест памятника. Они были разделены на три группы. В последнюю включены образцы, полностью разрушенные до дисперсного состояния. Объективно оценить степень выветрелости известняков памятника, шесть веков находившегося в условиях крупного города, достаточно сложно в связи с тем, что трудно выбрать эталон невыветрелой породы. В качестве последней использовался образец с минимальной пористостью. Степень выветрелости рассчитывался по показателю K_{wr} (отношение плотности скелета выветрелого образца к плотности скелета невыветрелого).

Выявлено, что содержание CaO (54.25 %) резко снижается до 18.93 % у образцов, полностью потерявших структурную устойчивость. Для них характерно увеличение содержания SO_3^- (до 1.54 %), сухого (до 6.58 %) и минерально-нерастворимого (до 57.32 %) остатков. Отличительной чертой этих образцов является появление в минеральном составе кроме кварца (до 56.9 %), солей (до 44.7 %), микроклина (до 9.4 %).

На стенах белокаменного подвала, самой древней части памятника (XV в.), где экспонируются исторические ценности, происходит регулярное выделение новообразований в виде белых кристаллов солей, что нарушает его экспозиционный вид. В составе новообразований выделено 15 минералов, подразделяющихся на 4 группы: карбонаты, сульфаты, хлориды и нитраты (6 из них — кристаллогидраты). Преобладающими являются такие минералы, как галит, гипс, селитра. Механизм кристаллизации солей в белокаменном подвале памятника проявляется с помощью двух процессов — эфлоресценции и субфлоресценции. Эфлоресценция протекает на поверхности известняковой кладки в связи с выходом солевого порового раствора наружу. Второй процесс кристаллизации солей осуществляется внутри каменной кладки в связи с тем, что часть порового раствора не достигает внешней поверхности камня. В этом случае происходит отслаивание корочек породы. На обнаженной поверхности известняка вновь наблюдаются кристаллические новообразования. Рост кристаллогидратов (гипс и др.) способен развить огромную силу, чтобы раздвинуть зерна кальцита.

Пюрингер (I. Pühringer) считает, что формирование соляных кристаллов достигает макси-

мума в условиях критического уровня влажности. Соляные кристаллы формируются на границе воздушной и водной среды, где концентрация соли максимальна. Как только соляные кристаллы сформировались, они становятся источниками впитывания влаги из воздуха, увеличивая таким образом рост кристаллов.

Проведенные исследования показали, что данный исторический памятник подвергся воздействию как природных, так и техногенных процессов, которые способствовали частичному разрушению каменной кладки. Изменение водного баланса — один из основных факторов. Следствием этого явилось усиление агрессивного воздействия воды, содержащей ионы SO_4^-, NO_3^-, Cl^-, солей и микроорганизмов на карбонатную породу. Вред, причиняемый строительному камню, вызван: растворением и выщелачиванием известняков, кристаллизацией и гидратацией солей.

Минеральный состав красок палитры ложечника из фондов Усть-Цилемского историко-мемориального музея А. В. Журавского

И. С. Астахова

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

Естественно-научные методы исследования находят все более широкое применение в гуманитарных науках, особенно в археологии и искусствоведении. В XX веке большое число искусствоведческих публикаций посвящено разным видам народного художественного творчества, среди которых одно из первых мест занимают работы по дереву [1—3]. Изобразительное бытовое искусство и художественно-рукописное старообрядческое наследие Нижней Печоры изучены слабо, но большинство исследователей указывают на культурную взаимосвязь населения рр. Мезени и Печоры [2, 3, 6]. В бытовой росписи Печоры искусствоведы выделяют две традиции: усть-цилемскую и пижемскую. Первое название дано по названию Усть-Цилемской волости, куда входили и селения по р. Пижме. Под «пижемской» подразумевается только роспись, которая происходила из пижемских деревень, входивших в округу бывшего Великопоженского скита. Мотивы, стилистика и цветовая гамма усть-цилемской росписи (красный, зеленый, желтый, черный) растительного орнамента ассоциируются, с одной стороны, с северодвинской росписью. Пижемской росписью покрывалась только посуда (солонки, миски, чашки, ложки). В пижемской росписи использовались три цвета (красный, зеленый, черный) эффектно оттенявшиеся светло-золотистым фоном. На роспись В. А. Шелег указывает влияние иконописного ремесла, что следует из технологии и манеры письма [7].

В конце XIX — начале XX в. ведущее место в народных промыслах занимала роспись ложек, сосредоточенная в деревнях Замежное и Степановская Усть-Цилемского района. По воспоминаниям старожил в росписи в этнографических и искусствоведческих работах XX в. указывается использование обычной акварели, разведенной на смоле. Раньше, со слов ложкаря из с. Замежной П. А. Мяндина, черную краску готовили из сажи и добавляли «таючую серу» (смола лиственницы). Позднее стали использовать черные ручки. Узор наносили птичьим пером или кисточкой, в советские времена перешли на металлические перья. После расписывания ложки она покрывалась олифой и высушивались на печи [1, 2].

В д. Скитской известны многие ремесленники-ложочники, мастерство которых передавалось из поколения в поколение. Так, в фондах Усть-Цилемского историко-мемориального музея А. В. Журавского находится палитра (У-ЦРКМ КП-936) Федота Осиповича Аншукова (1874—1946), дедушка которого был переписчиком, владельцем сохранившихся рукописей из Великопоженского скита [5]. Палитра представляет собой деревянный брусок длиною около 40 см с округлыми углублениями диаметром 5 см. Визуально установлено пять цветов: красный, бурый, синий, белый и зеленый. Для изучения минерального состава были отобраны кусочки краски размером около 2 мм. Также в фондах Музея им. А. В. Журавского хранится фарфоровый стаканчик с зеленой краской (У-ЦРКМ

КП-937), из которого были дополнительно отобраны пробы краски.

На рентгенограммах краски красного цвета присутствуют линии дифракционного отражения, характерные для кварца (межплоскостные расстояния (d) — 4,25; 3,34; 2,23; 1,97; 1,81Å) и сурика (d — 3,38; 2,90; 2,79; 1,75 Å). Минералы в составе краски коричневого цвета трудно диагностированы. Установлены кварц (d — 4,25; 3,34; 2,46; 2,23; 2,11; 1,81; 1,67 Å), кальцит (d — 3,89; 3,03; 2,28; 2,20; 2,11; 1,91; 1,86 Å) и гематит (d — 3,67; 2,70; 2,51; 2,20; 1,84; 1,69 Å), циркон (d — 3,31; 2,66; 2,32; 2,05; 1,54 Å). Рентегофазовый анализ краски белого цвета позволяет говорить о углецинковых белилах, в которых установлено соединение по составу близкому к гидроцинкиту (d — 6,82; 3,70; 2,73; 2,69; 2,48; 2,17 Å). Минеральный состав красок зеленого цвета из палитры и фарфорового стакана достоверно не установлен, отмечено наличие кварца, каолинита, кальцита.

Высокая фоновая люминесценция, связанная с примесью органического вещества во всех красках, не позволила произвести идентификацию минералов по КР-спектрам. Лишь в спектре краски красного цвета установлены линии крокоита. Однако искусственный красный пигмент отвечающий такому составу имеет более сложный состав и называется красный хром [4]. Дальнейшими исследованиями данное соединение не было обнаружено.

Микрозондовые исследования уточнили минеральный состав красок. Краска красного цвета представляет собой плотный агрегат сурика, отвечающему составу Pb_3O_4, свинецсодержащих комочков и округлых выделений кварца, размером до 100 мкм. Состав краски коричневого цвета отличается примесью гипса $(Ca_{0.94}K_{0.03}Na_{0.03})_{1.00}(S_{0.98}P_{0.03})_{1.01}O_4$, а также присутствием окислов железа (FeO — до 63 мас. %). Краска зеленого цвета из фарфорового стакана и палитры различны по составу. В фарфоровом стакане краска представлена смесью зерен кварца неправильной формы размером до 10 мкм, угловатой формы окисными соединениями цинка и округлыми выделениями размером до 7 мкм соединениями состава (мас. %): As_2O_3 37.48; ZnO 30.94; P_2O_5 5.65; K_2O 2.67. По химическому составу данную краску назвать не удалось. В зеленой краске из палитры ложечника установлены свинцовые белила и комковатые выделения шееловой зелени — синтетической краски с составом $Cu_2As_2O_5$ [4]. Краска сине-зеленого цвета из палитры ложечника представлена смесью комковатых зерен округлой или неправильной формы размером от 2 мкм до 10 мкм. В данной краске меньше всего содержится свинцовых белил, а основная масса состоит из гипса $(Ca_{0.99}Na_{0.04}\ K_{0.01}Fe_{0.01})_{1.05}S_{0.99}O_4$ и соединение близкое к глаукониту (мас. %): FeO — 18.4; Al_2O_2 —11.3; SiO_2 — 45.2; K_2O — 1.24; PbO — 9.12; CaO — 2.79; Na_2O — 3.45.

Таким образом, по результатам проведенного анализа палитры можно сделать вывод об использовании в росписи ложек в основном синтетических красок (сурика, умбры?, шееловой зелени), а также природных пигментов — глауконита. В большинстве случаев пигменты замешивались на свинцовых белилах с примесями кварца и гипса. Зеленый пигмент в фарфоровом стакане замешан на цинковых белилах, что позволяет говорить о более позднем происхождении пигмента в отличие от палитры Ф. О. Аншукова.

Автор благодарит сотрудников Усть-Цилемского историко-мемориального музея А. В. Журавского, предоставивших образцы для исследования, а также С. И. Исаенко и Б. А. Макеева за выполнение аналитических работ.

Литература.

1. Арбат Ю. А. Русская народная роспись по дереву. М., 1970. 200 с.

2. Бернштам Т. А. Старообрядцы и крестьянская бытовая роспись на Севере и в Поволжье: XVIII—XX вв. // Коллекции отдела Европы: Выставочные проекты. Каталоги. Исследования. СПб., 2008. С. 144—202.

3. Грибова Л. С. Декоративно-прикладное искусство народов Коми. М., Наука. 1980. С. 240.

4. Лавров Н. И. Описание красок, употребляемых и предложенных для употребления по жидкостям в картинах и декорационной живописи и при окраске зданий. СПб. 1869. 287 с.

5. Тарановская Н. В. Мастера народных росписей по дереву на Печоре // Памятники культуры. Новые открытия. Ежегодник-1975. М., 1976. С. 346—355.

6. Шарапов В. Э., Земцова И. В. Традиция росписи по дереву верхневычегодских коми в конце XIX — первой четверти XX века // Археология, этнография и антропология Евразии. 2014. 2 (58). С. 119—125.

7. Шелег В. А. Севернорусская резьба и роспись по дереву: ареалы и этнические традиции. Арханг. центр Рус. Геогр. о-ва. Архангельск, 2015. 136 с.

Выставка «Минералы магматических сульфидных руд» в Минералогическом музее им. А. Е. Ферсмана Российской академии наук

Ю. Д. Гриценко[1,2]

[1] Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана РАН, Москва; *Ygritsenko@rambler.ru*
[2] Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

Выставка, созданная в Музее в 2019 г. совместно с Эрнстом Максовичем Спиридоновым, и получившая название «Минералы магматических сульфидных руд», построена в основном на материале из Норильского рудного поля, однако характеризует и другие месторождения как богатых сульфидных Pt-Pd-Cu-Co-Ni руд (Мончегорское месторождение на Кольском полуострове, Садбери и Стилуотер в Канаде), так и малосульфидных руд (месторождения Рифа Меренского, Бушвельд, ЮАР). В экспозиции показаны наиболее характерные сульфидные минералы руд и минералы элементов платиновой группы (PGM), наиболее типичные и характерные структуры и текстуры руд, а также охарактеризован сложный процесс кристаллизации сульфидного расплава, многоступенчатый распад твердых растворов.

В результате процесса ликвации сульфидный расплав в силикатном образует отдельные капли, прожилки, жилки, крупные скопления — залежи в интрузивах и в их ореолах. Также сульфидный расплав может пропитывать окружающие роговики и скарны. На выставке представлены все эти типы руд.

При застывании сульфидных Ni-Cu-Fe расплавов ведущий процесс — кристаллизационная дифференциация, т. е. разделение, расслоение минеральных агрегатов при кристаллизации. Ранние продукты кристаллизации богаты Fe, поздние богаты Cu и платиноидами.

В начале из сульфидного расплава кристаллизуется железистый (никелево-железистый) моносульфидный твёрдый раствор Mss (Monosulfide Solid Solution) состава FeS-Fe,Ni,Cu,S (температура кристаллизации Mss 1200—1000 °C). При понижении температуры состав следующих зарождений Mss становится более медистым. Далее, обычно при температуре <1000 °C, из сульфидного расплава, который в достаточной степени обогатился Cu, начинает кристаллизоваться Cu-Fe (Ni-Cu-Fe) промежуточный твёрдый раствор — Iss (Intermediate Solid Solution) состава (Fe,Cu,Ni)S. При T ~ 950 °C состав Iss может приближаться к кубанитовому ($CuFe_2S_3$) = ($Fe_{2/3}Cu_{1/3}$)S. При дальнейшем понижении температуры из сульфидного расплава кристаллизуются следующие зарождения всё более медистыхIss, вплоть до состава халькопирита ($CuFeS_2$) со значительной примесью Ni. Температура кристаллизации позднего Iss — 760 °C. Обособлению медистого расплава способствует то, что более тяжёлый Mss опускается на дно сульфидного скопления (капли, жилы или залежи), в результате чего они выглядят расслоенными. В эволюционирующем сульфидном Ni-Cu-Fe расплаве предшествующие зарождения Mss или Iss иногда образуют вкрапленники в остаточном более медистом расплаве. Реконструированный ход дифференциации сульфидных расплавов в залежах и жилах иллюстрируют образцы нижней витрины (слева направо увеличивается степень дифференциации).

Над сульфидными «каплями» часто образуются «шапочки» — ореолы флюидного воздействия, состоящие из хлор- и водосодержащих минералов (амфиболов, слюд, апатита). Подобные образцы Вы можете видеть на витрине.

При остывании сульфидные твёрдые растворы испытывают сложные твердофазные превращения — многократный распад твёрдых растворов. Mss превращается в минералы группы пирротина (моноклинный и гексагональный пирротины, троилит) с тем или иным количеством телец распада пентландита. Iss в зависимости от состава превращается в кубанит $CuFe_2S_3$, кубанит с халькопиритом, халькопирит $CuFeS_2$ с пентландитом.

Iss, недосыщенные серой, превратились в минералы группы халькопирита с избытком металлов — талнахит $Cu_9Fe_8S_{16}$, моихукит $Cu_9Fe_9S_{16}$, и в их срастания с халькопиритом и/или кубанитом и с пентландитом.

Графические эвтектические срастания Iss и PbSss — продукты кристаллизации легкоплавких (≈600—550 °C) сульфидных Ni-Fe-Cu-Pb расплавов, представлены в образцах как в нижней, так и в верхней частях витрины. PbSss — твердый раствор на основе галенита, при остывании превратился в матрицу галенита с массой мелких ламелей алтаита PbTe.

Распад PbSss происходит при температуре от 490 °С до 420—415 °С.

При застывании сульфидного расплава элементы платиновой группы находятся в нем в виде твердого раствора. При перекристаллизации с участием флюидов образуются метакристаллы PGM — минералы элементов платиновой группы. Пневматолитовые минералы Pd и Pt представляют собой интерметаллиды — станниды, висмутиды, плюмбиды, куприды и близкие теллуриды, арсениды, антимониды. С ними ассоциируют минералы Au-Cu и Au-Ag.

Риф Меренского — горизонт огромной интрузии Бушвельд, богатый минералами платиновой группы (PGM), и Волковский интрузивы — представители малосульфидных типов месторождений. Кристаллизация PGM происходила напрямую из расплава. Прежде всего, в них развиты сульфиды Pd и Pt — бреггит и высоцкит.

Русская полярная экспедиция: цель — Берингов пролив

А. Я. Докучаев, Ф. В. Кулаков

Рудно-петрографический музей ИГЕМ РАН, Москва; *alexandre-dokuchayev@yandex.ru*

Приближается 120-летие даты (8 июня 1900 года), когда яхта «Заря» Русской Полярной экспедиции (РПЭ) снялась с якоря в Санкт-Петербурге с 20 членами экипажа на борту и направилась в Карское море. РПЭ Э. В. Толя (Толля) была последней экспедицией XIX века, вошедшей в довоенное (1940 г.) издание Трудов Архива АН СССР под номером 142: *«В заседании Физико-математического Отделения АН от 16 декабря 1898 г. адъюнкт Академии Ф. Н. Чернышев представил отчет бар. Э. В. Толя о его двукратных экспедициях на Новосибирские острова и произведенных им исследованиях на пространстве от р. Яны до р. Анабары (<…> экспедиции №№ 131, 134 <…>). Свой отчет Толь заканчивает кратким проектом организации новой экспедиции для открытия и исследования лежащего к северу от Новосибирских островов архипелага и установления местонахождения существующей, по его убеждению, земли Санникова. <…> Для дальнейшей детальной разработки всех связанных с организацией экспедиции вопросов была образована «Комиссия по снаряжению Русской Полярной экспедиции» под председательством акад. Ф. Б. Шмидта.* [С 1887 по 1896 гг. Эдуард Васильевич Толь (Толль) служил Ученым хранителем в Минералогическом музее Императорской Академии наук; Фёдор Богданович (Фридрих Карл) Шмидт был директором этого музея до 1900 г.] *<…> По представлению Министерства народного просвещения Государственный совет утвердил отпуск средств на организацию экспедиции в размере 180 000 рублей <…>. Было также получено разрешение и отпущено 60000 рублей на покупку в Норвегии подходящего для нужд экспедиции судна, получившего впоследствии* [там же в Норвегии] *наименование «Заря».*

По окончательному проекту Толь предполагал провести в экспедиции две зимовки — 1900—1901 и 1901—1902 гг.; первую — на восточном берегу п-ова Таймырского, а вторую — на островах к северу от Новосибирского архипелага, после чего он намеревался пройти вдоль побережья Восточной Сибири через Берингов пролив и по северной части Тихого океана во Владивосток и этим закончить маршрут экспедиции к зиме 1902—1903 г.» [4].

Почему перед РПЭ стояла задача пройти через Берингов пролив и достигнуть берегов Чукотки? В 1895—1897 гг. по поручению Министерства земледелия и государственных имуществ Карл Иванович Богданович, выдающийся русский и польский геолог, ученик академика Ф. Н. Чернышёва, возглавлял экспедицию для изучения геологического строения и золотоносности Охотского побережья и Камчатки: *«Весною 1898 года, когда я находился в Петропавловске на Камчатке, заканчивая свои работы по исследованию на золото Камчатки, до меня дошли первые слухи об открытии Клондайка. <…> я обратил внимание на сходство некоторых пород на берегах Чукотскаго полуострова…с породами в золотоносной области верхняго Юкона…»* [2]. *«Впервые золото в Аляске было найдено близко от области Юкона около залива Кука (Cook Inlet) русским горным инженером Дорошиным в 1849 г.; будь это от-*

крытие правильно понято, может быть, оно повлияло бы на всю дальнейшую политику России в С. Америке; к сожалению в 1867 г. Аляска была продана Россией С. Штатам за 7.200.000 долларов. В 1879 г. были открыты кварцевыя жилы около Ситки, а в 1880 г. розсыпи золота в области Джюно (Juneau region) привели к открытию известных месторождений Аляска-Тредвелл. Собственно в области Юкона золото было открыто впервые в Канаде в 1869 г., именно на вершинах Юкона около границ с Британской Колумбией <…>, но к действительной разработке приступили только с 1881 г. <…> р. Сикстимиль (Sixtymile river) <…> давала главную массу золота области Юкона до 1897 г. когда были открыты знаменитыя розсыпи Клондайка уже на правой стороне Юкона.» [2].

В 1900 г. К. И. Богданович участвовал в экспедиции полковника В. М. Вонлярлярского на Чукотский полуостров, так как *«В лондонских газетах в январе 1900 г. стали появляться статьи, описывающия невероятныя богатства Номе; очевидно, что движение не могло не захватить и лондонских капиталистов. <…> Стала назревать необходимость скорейшаго изследования полуострова в виду все усиливающихся слухов, получивших и официальное подтверждение, о намерении сотен и тысяч американцев перейдти при первой возможности Берингов пролив и приступить к поискам на нашей стороне.»* [2]. *«Людской поток, что американцы называют rush, нахлынувший в Номе в 1900 году, сделал то, что при других условиях создается годами, именно быстро и прочно создал базу для дальнейших операций на отдаленном и диком севере. <…> Положение Номе в 180 милях от ближайшаго берега Чукотскаго полуострова позволяет разсчитывать, что сфера влияния этого необычайнаго оживления на севере Берингова моря не задержится Беринговым проливом, и нам предстоит умело и своевременно воспользоваться выгодой такого положения вещей.»* [1].

Освоение дальневосточных рубежей было жизненно необходимым для интересов России: *«Эскимосы, по свидетельству Богдановича, неплохо знали английский, но не знали ни слова по-русски, ибо ближайшим русским поселением на побережье был пост Ново-Мариинск, нынешний Анадырь. Сильная степень американского влияния (они фактически были здесь хозяевами достаточно долгое время) объяснялась тем, что крейсерство русских военных судов, охранявших восточные границы, было отменено еще в 1861 году как «слишком обременительное для бюджета Морского ведомства». <…> В 1899 году в городе Номе на Аляске имелось около тридцати тысяч человек без работы. Этих людей привлек золотой бум Клондайка, но они опоздали к дележу золотых участков. Все хотя бы мало-мальски перспективные на золото земли давно были застолблены, поделены и переделены. Ожидалось, что летом корабли доставят из Сан-Франциско еще около десяти-двадцати тысяч человек, продавших все, чтобы добраться до Аляски.*

В этих условиях в Номе и возник неплохо сформулированный слух: на Аляске лишь голова золотого тельца, сам золотой телец находится на Чукотке. Около десяти тысяч наиболее отчаянных старателей решили выйти к берегу Берингова пролива, чтобы перебраться на неведомый, неизученный, никем на застолбленный русский берег, тем более что побережье не охранялось. Американских старателей будоражили сведения, которые доставляли в Ном агенты — скупщики оленей, плававшие вдоль побережья Чукотки в последние годы. По слухам выходило, что в районе мыса Сердце-Камень, в бухте Провидения, в Колючинской губе и в губе Святого Лаврентия золото можно грести лопатой. Вторжение старателей с Аляски намечалось на будущий, 1900 год. Слухи достигли Петербурга и взбудоражили его» [3].

РПЭ в исторической литературе обычно рассматривается как экспедиция по поиску Земли Санникова. Но она была также важна с точки зрения геополитических интересов России и находилась под Высочайшим покровительством президента Императорской Академии наук Великого князя Константина Константиновича.

Литература

1. Богданович К. И. Очерки Номе. С.-Петербург: Тип. А. С. Суворина, 1901. 116 с.

2. Богданович К. И. Рудныя месторождения. Т. I. С.-Петербург: Изд. Горнаго Института Императрицы Екатерины II, 1912. 475 с.

3. Куваев О. М. Два цвета земли между двух океанов. Избранное. Повести (1964—1966).

4. Материалы для истории экспедиций Академии наук в XVIII и XIX веках: хронологические обзоры и описание архивных материалов. Труды Архива. Вып. 4. Сост. В. Ф. Гнучева. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1940. 310 с.

Минералогические коллекции Кунгурского музея-заповедника и их использование в выставочной и культурно-образовательной деятельности

Л. А. Долгих

МБУК «Кунгурский историко-архитектурный и художественный музей-заповедник», Кунгур
miladolgikh@yandex.ru

Кунгурский историко-архитектурный и художественный музей-заповедник — один из старейших музеев Пермского края, отметивший в 2019 году 110-летний юбилей. В фондах нашего музея имеется собрание минералов и горных пород. Начало его формированию было положено в первые десятилетия XX века. Коллекция продолжает пополняться и на сегодняшний день насчитывает более 1000 единиц хранения. В ее составе имеются не только образцы из Кунгурского и близлежащих районов Пермского края, но и экземпляры из различных регионов России, а также ближнего и дальнего зарубежья. В постоянной экспозиции представлена весьма незначительная часть этого собрания. Тем не менее экспонаты такого рода активно используются в выставочной деятельности Кунгурского музея-заповедника. Минералогические образцы находят применение при создании внутримузейных и внемузейных выставок.

Внемузейной формой демонстрации фондовых коллекций стали выставки под открытым небом, которые традиционно проводятся у нас в День города. На площадке у Краеведческого музея и Музея истории купечества выставляются экспонаты из музейных хранилищ, проводятся конкурсы, викторины, мастер-классы, организуются фотозоны. В 2019 году в программу музейного Open-air была включена выставка «В удивительном мире камня». Она состояла из двух разделов. Один из них знакомил кунгуряков и гостей города с минералами и горными породами, открытыми на Урале, другой — с коллекцией агатов. На основе собрания минералов были сформированы передвижные выставки «Каменная радуга» и «Подземные сокровища Урала», которые демонстрировались во многих муниципальных музеях Пермского края. Ежегодно в Кунгурском музее-заповеднике создаются и стационарные тематические выставки с использованием фондовых коллекций минералов.

В целях расширения аудитории и популяризации минералогических знаний все чаще нашим музеем организуются выставки, сочетающие в себе показ минералов и коллекций иного типа: художественных, предметов быта, редких книг и др. В числе крупных проектов последних лет — выставка «Камень, рождающий металл» (2018 г.), созданная на основе фондовых коллекций. Здесь демонстрировались образцы руд чёрных и цветных металлов. Посетители музея могли увидеть разнообразные рудные минералы из месторождений России и сопредельных стран. Минералогические экспонаты дополнялись образцами изделий из чугуна и стали, медных и алюминиевых сплавов, старинными гравюрами и книгами, отражающими страницы истории российской металлургии, индустриальными пейзажами известных художников-графиков XX в. А. Самойловских и А. Зырянова.

Помимо фондовых выставок в Кунгурском музее-заповеднике реализуются выставочные проекты с привлечением минералогических экспонатов из других музеев или частных коллекций. Выставка «Тайные сказы Урала» (2019 г.) была посвящена 140-летию со дня рождения П. Бажова. Произведения писателя стали символом Урала, его природных богатств. На выставке были показаны минералы, упоминавшиеся в сказах, а также демонстрировались работы кунгурских камнерезов, ювелиров, художников росписи по эмали и живописцев, изделия мастеров каслинского художественного литья, палехской лаковой миниатюры, Дулевского фарфорового завода, созданные по мотивам произведений писателя. Использовались экспонаты из фондов нашего музея, а также Кунгурского государственного художественно-промышленного колледжа (филиал МГХПА им. С. Г. Строганова), Центральной библиотечной системы г. Кунгура, частных собраний художников и коллекционеров С. Кривощекова, А. Тютикова, Т. Нелюбиной, Н. Колиной, М. Блиновой.

Временные выставки дают возможность не только показать то, что находится в запасниках музея, но и организовать культурно-образовательную работу, а также привлечь новых посетителей в музей. Выставочные проекты сопро-

вождаются специальными мероприятиями, интерактивными образовательными программами, целью которых являются вовлечение посетителей в процесс увлекательного получения знаний и стимулирование интереса к теме выставки. Программа работы с посетителями на выставке «Тайные сказы Урала» включала викторину «Волшебные сказы Урала» и конкурс костюмов по мотивам сказов П. Бажова. Для выставки была создана тантамареска (стенд для фотосъёмки с отверстием для лица) с изображением Хозяйки Медной горы. Проводились экскурсии, во время которых посетителям предоставлялась возможность самостоятельной работы с минералами. Знакомство школьников с выставкой «Тайные сказы Урала» завершались практическими заданиями. Выполняя их, юные экскурсанты познакомились с такими физическими свойствами минералов, как цвет, блеск, твердость, узнали, какие минералы вступают в реакцию с соляной кислотой. Посетители выставки «Камень, рождающий металл» также выполняли практические задания: при помощи магнита находили среди образцов магнетит, а по цвету черты — гематит и лимонит. А 18 мая 2019 г., во время проведения акции «Ночь в музее», подобные задания с удовольствием выполняли не только дети, но и взрослые.

Каталоги научного фонда Геологического музея им. А. А. Чернова

Л. Р. Жданова

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

Превращение музейного собрания в стройную систему научно организованных коллекций является довольно сложной задачей. Только полноценная научно-учетная документация может обеспечить создание этой системы, которая делает музейные фонды доступными для разнообразного использования. Система научно-организованных коллекций создается постепенно, по мере осуществления классификации и систематизации музейных предметов. Проведение работы по объединению музейных предметов или коллекций в новые или включению в уже существующие тематические или типологические группы позволяет приступить к созданию каталогов музейного фонда.

Первая публикация, касающаяся монографических палеонтологических коллекций музея Института геологии, была подготовлена к печати в 1980 г. Д. М. Томовой. Каталог содержал сведения о 83 палеонтологических коллекциях, а в 51 из них имелись сведения о новых видах фауны и флоры фанерозоя СССР. В систематический перечень также были включены сведения об обменных палеонтологических коллекциях из США [2].

В 1997 г. опубликован «Каталог монографических коллекций» всего научного музейного фонда геологического музея им. А. А. Чернова. Каталог содержал информацию о 424 монографический изученных коллекциях с общим объемом 48409 единиц хранения. Данная работа состоит из двух частей. Первая часть состоит из авторского каталога, который составлен в алфавитном порядке авторов монографий с указанием музейного номера коллекций, названия работы, места и года издания. Вторая часть представляет собой книгу учета коллекций. Она состоит из списка научных и выставочных коллекций с данными о номере коллекции, Ф. И. О. автора коллекции, содержании коллекции, возрасте, месте сбора коллекции и подробная информация об объеме коллекции (кол-во образцов, препаратов, шлифов и аншлифов). В каталоге также имеется подраздел, где весь фондовый материал сгруппирован по типам коллекций публикация [3].

В 2014 г. каталог монографических коллекций дополнен новыми сведениями и была издана работа «Фонды Геологического музея им. А. А. Чернова». В каталоге имеется информация о 591 монографических коллекциях. В новом каталоге приведена более подробная информация по типам коллекций, чем в предыдущем выпуске.

Проведенная инвентаризация минералогического монографического фонда музея и анализ опубликованных материалов, содержащих новые данные о минералогических исследованиях, позволили уточнить и расширить кадастр минералов Северо-востока европейской

части России. В изданной 2003 г. работе приведен сводный региональный кадастр минеральных видов и разновидностей, изложены результаты анализа его кристаллохимической и симметрийной организации. В работе также выделены минералы, имеющиеся в музейном фонде. В минералогическом фонде содержится не более 40 % минералов регионального кадастра, крайне неравномерно отражающих их кристаллохимические типы [1].

На данный момент подготовлен и сдан в печать каталог голотипов фауны и флоры, хранящихся в Геологическом музее им. А. А. Чернова, который содержит сведения о типовых экземплярах видов, являющихся международными таксономическими эталонами. В работе приведены результаты изучения материалов палеонтологического фонда Геологического музея им. А. А. Чернова, состоящего из 370 коллекций фанерозойской флоры и фауны, собранные в разные годы сотрудниками ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН на территории северо-востока европейской части России. Дано краткое описание истории формирования монографически изученных коллекций. Составлен список (каталог) голотипов всех групп ископаемых организмов, находящихся в Геологическом музее им. А. А. Чернова с указанием наименований таксонов, названных в честь ученых, и кратким представлением деятельности каждой персоны. Каталог содержит сведения о 96 монографический описанных коллекциях, в которых находятся 401 голотипов новых видов.

Надеемся, что музейные каталоги сделают более доступной геологическую информацию и будут способствовать популяризации материалов, хранящихся в фондах Геологического музея им. А. А. Чернова.

Литература

1. Кадастр минералов европейского Северо-Востока России как отражение минеральной организации геологических комплексов / В. И. Силаев, П. П. Юхтанов, С. И. Плоскова и др. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2003. 76 с.

2. Томова Д. М. Каталог монографических палеонтологических коллекций музея Института геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1980. 32 с.

3. Чумакова А. И., Плоскова С. И. Каталог монографических коллекций. Сыктывкар: Геопринт, 1997. 92 с.

Научное наследие в музее Института земной коры: Г. Ф. Уфимцев — геоморфолог

Л. А. Иванова, Т. М. Сковитина

ИЗК СО РАН, Иркутск; *liva@crust-irk.ru*

К Дню геолога 2016 г. в музее Института земной коры была открыта выставка, посвященная замечательному человеку д. г.-м. н., профессору, специалисту в области геоморфологии, новейшей тектоники и геологии кайнозоя — Геннадию Феодосьевичу Уфимцеву (1940—2013 гг.). С 1981 по 2013 г. его жизнь и научная деятельность были очень тесно связаны с Институтом земной коры СО РАН [1], хотя Институт он знал уже давно, так как в семидесятые годы, работая на Дальнем Востоке, учился здесь в заочной аспирантуре. Был первым аспирантом Н. А. Логачева, будущего академика АН СССР и директора Института. С 1981 по 1986 г. был старшим научным сотрудником Лаборатории неотектоники и геоморфологии, затем главным научным сотрудником, а с 2006 по 2010 г. — заведующим этой лаборатории. С 2011 по 2013 г. занимал пост главного научного сотрудника-консультанта Лаборатории кайнозоя. Круг его научных интересов был широчайшим — от глобальных неотектонических построений до новейшей тектоники, геоморфологии отдельных регионов Внутренней Азии, проблем теоретической геоморфологии. Им выполнены монографические исследования по новейшей тектонике Дальнего Востока, Байкальской рифтовой зоны, горных поясов континентов и структуре тектонического рельефа Земли, морфотектонике Евразии. Г. Ф. Уфимцев — один из инициаторов нового научного направления — эстетической геоморфологии [2], рассматривающей сложные многогранные связи между человеком и рельефом земной поверхности, в том числе

воздействие рельефа на элементы культуры этносов, на национальный характер и устойчивое развитие общества.

Особое направление деятельности ученого — популяризация научных знаний, каталогизация и описание геоморфологических памятников — объектов Всемирного наследия ЮНЕСКО. Он являлся членом Бюро Геоморфологической комиссии РАН, председателем Ассоциации геоморфологов России, руководил Иркутским геоморфологическим семинаром. Г. Ф. Уфимцевым были разработаны курсы и читались лекции в ИГУ по теоретической геологии, геоморфологии, жизни Человека и общества в природе и ее влиянию на культуру и здоровье человека.

29 февраля 2020 г. исполнилось бы 80 лет со дня рождения Г. Ф Уфимцева. Посвященная ему выставка с дипломом Русского географического общества о присуждении геологу, геоморфологу, путешественнику золотой медали имени Н. М. Пржевальского за выдающиеся научные работы в области географии, пополнилась новыми экспонатами, подаренными музею его семьей. Среди экспонатов первой выставки, вызывал восхищение полевой дневник, первая страница которого гласила: «1960 год Северное Предуралье, 1-я производственная практика в Чевертичном отряде № 1 УКСЭ УГУ». В данный момент экспонируется полевой дневник 2-ой производственной практики: «1961 год Восточное Забайкалье; 1962 год Мамаканская поисково-съемочная партия, Бодайбинский район». Дневники действительно вызывают восхищение своей аккуратностью и оформлением. В качестве иллюстраций к полевым наблюдениям почти на каждой странице авторские штриховые черно-белые рисунки. В дальнейшем такие рисунки будут сопровождать все его работы: научные, научно-популярные статьи и монографии. Еще одно из любимых занятий Геннадий Феодосьевича — резьба по дереву, изображения различных фигур, «вырезанных из сосны и березы, верченных всеми байкальскими ветрами» [3]. На выставке экспонируются самые разные деревянные изделия: вазы, «карандашницы», разнообразные существа и фигурки. Полевая сумка, геологический молоток, палки-посохи, которые сопровождали его в работе на геолого-геоморфологических объектах в Китае, Непале, Тайланде, Египте, Индии, Индонезии, Иордании, Перу, Боливии, Гоа, на Шри-Ланке. Несколько образцов из коллекции: голубой кальцит с Перевала, кальцитовая жеода, письменный гранит, щетка кварца и бледноокрашенного аметиста, небольшой валунчик нефрита. Три удивительных каменных будды, привезенные Геннадием Феодосьевичем из разных стран, украшают одну из витрин. Это смеющийся Будда Хотей — бог богатства, веселья и счастья. Бог мудрости, знания и благополучия, покровитель торговцев и путешественников — Ганеша. Один из пяти Будд Мудрости — Амогхасидхи. Представлен на выставке один из самых знаменитых символов Древнего Египта — Скарабей — символ импульса, который получает душа для небесного полета, символ бессмертия. Большой интерес вызывают папка и два переплетенных тома с вырезками из газет и журналов с различной научной и научно-популярной информацией, собранной Геннадием Феодосьевичем и собственноручно принесенной в музей в 2012 г.: «Авось на что-нибудь сгодится?!». Сгодилось! Это наша память! А еще 12 монографий, 63 научно-популярных статьи в различных изданиях. Всего около 700 работ. Страстный коллекционер значков и открыток, которые ждут своего часа. «Видеть мир и переводить виденное в знание! Создание волшебного Мира Знания!» — девиз жизни Г. Ф. Уфимцева.

Литература

1. Гладкочуб Д. П., Дорофеева Р. П. Институт земной коры. Страницы истории 1949—2019. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. 795 с.

2. Русинек О. Т. Геннадий Феодосьевич Уфимцев — геолог, ты ветра и солнца брат / Исследователи Байкала. Иркутск: Байкальский музей ИНЦ, 2017. 80 с.

3. Уфимцев Г. Ф. Очерки теоретической геоморфологии. Новосибирск: Наука, 1994. 123 с.

Изучение металлургических железосодержащих шлаков и изделий из раскопок поселения Югорская сопка (Ненецкий автономный округ)

А. М. Мурыгин [1], И. С. Астахова [2], Е. М. Тропников [2]

[1] ИЯЛИ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *alek-murygin@yandex.ru*
[2] ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; *astakhova@geo.komisc.ru.*

В 2019 г. были изучены металлические предметы культового литья, шлаки, металлические пластины и тигель с включением металла из раскопки на поселении Югорская сопка. Археологический объект находится в 17 м к юго-западу от г. Нарьян-Мар, в 5.5 км к юго-востоку от с. Устье и в 4.5 км к юго-востоку от Пустозерского городища. По результатам радиоуглеродного анализа наиболее вероятное время существования памятника (по ± 2δ) лежит в пределах четвертой четверти IV — третьей четверти VII вв. нашей эры.

На макроскопическом уровне шлаки представляют собой образцы неправильной формы от овальной до лепешковидной. Размер составляет до 6-10 см. Шлаки отличаются по содержанию металлической составляющей. Цвет варьирует от темно-бурого до темно-серого, причем бурый оттенок встречается значительно чаще. Края лепешек имеют обычно валиковое, закругляющееся утолщение. Поверхность шлака редко гладкая, чаще неровная, кавернозная. В образцах зафиксированы множество мелких косточек, а иногда мелкие кусочки кальцита. Все это позволяет сделать вывод об использовании этих компонентов в качестве флюсов, чтобы привнести в шихту карбонат, способствующий созданию более жидкотекучего шлака [2].

Микрозондовыми исследованиями установлено, что минеральный состав шлаков схож. В образцах обнаружены барит $(Ba_{0.89}Sr_{0.06})_{0.95}S_{1.01}O_4$, вюстит $(Fe_{0.99}Mn_{0.01})_{1.00}O$ с решетчатым строением, апатит $(Ca_{4.12}Fe_{0.27}Mg_{0.23}K_{0.23}Na_{0.17})_{5.02}P_{2.95}O_{12}(OH,F,Cl)$. Встречены отдельные выделения фаялита с неоднородной структурой, что отражается в составе от более железистого до карбонатсодержащего фаялита. Интерстиции между выделениями также представлены фаялитовым составом с вариацией карбонатой составляющей. В интерстициях между зернами фаялита или в раскристаллизованной матрице установлены калиевый полевой шпат $(K_{1.19}Fe_{0.16}Na_{0.03}Ba_{0.01})_{1.39}Al_{1.33}Si_{2.60}O_8$. Обнаружены округлые выделения размером до 50 мкм самородного железа с содержанием Fe до 97.45 мас. % с примесью никеля (менее 1 мас. %) и титана (до 0.63 мас. %). Вокруг самородного железа развивается вюстит FeO (до 98.56 мас. %) с примесью менее 0.5 мас. % алюминия и кремния. Округлые или удлиненные выделения вюстита имеют размер от 1 мкм до 50 мкм. Они создают скопления в виде цепочек или рассеяны по всему шлаку.

Для выявления особенностей металлургии железа с использованием местной минерально-сырьевой базы на поселении Югорская сопка были исследованы конкреция и металлический клинышек. Конкреция была обнаружена в раскопе. Конкреция эллипсоидной формы, бурого цвета размером по удлинению до 10 см, края неровные с раковистым изломом. Микрозондовые исследования показали, что состав конкреции однороден и состоит предположительно из сидерита (FeO до 49.62 мас. %) с примесями MgO до 4.00; CaO 3.90; MnO 0.81 (мас. %). Обнаружено одно единичное включение бадделеита ZrO_2. Корочка на конкреции представлена гидроокислами железа с содержанием FeO до 70.00; MnO 1.10; SiO_2 1.24 (мас. %). Металлический клинышек размером 2.2 см по удлинению, толщиной до 0,4 см имеет темно-серый цвет, металлический блеск. Данная поверхность неровная, с ямочками и углублениями с небольшими капельками металла размером до 0.05 мм. Кончик клинышка довольно сильно ожелезнен, частично разрушен, поверхность неровная. Для микрозондового исследования клинышек полностью помещался в аппарат и зачищался торец изделия для свежего скола. Установлено, что в составе присутствует FeO до 86.04; MgO 1.35; SiO_2 0.79; CaO 0.45; Al_2O_3 0,52 (мас. %), что близко по химическому составу к вюститу. В более окисленной части содержание FeO уменьшается до 74.19 мас. %, возможно это связано с вхождением воды и с образованием лимонита.

Проведенные исследования и полученные результаты поднимают вопросы о рудной базе, на котором базировалась как черная, так и цветная металлургия в поселении Югорская сопка. Многочисленные археологические материалы по освоению человеком железа и меди демонстрируют приуроченность добычи руды

вблизи поселений. Исходя из этого, железорудное производство в пределах поселения могло быть основано только лишь на легкодобываемой руде, которая непосредственно выходила на поверхность либо залегала неглубоко под землей. Труднодоступность, удаленность от поселения и условия залегания магнетитовых руд Полярно-Уральских проявлений не позволяет говорить об использовании магнетита в местной металлургии. Преимущественно магматогенные проявления связаны с магнетитовыми и пиритовыми рудами. Использование сульфидных магматогенных железных руд в плавке ведет к образованию фаялитового шлакового расплава, в котором вюстит распадается на магнетит (Fe_3O_4) и металлическое железо (Fe) [1, 2]. Отсутствие магнетита в исследованных шлаках позволяет сделать вывод об использовании оксидных железных руд в виде лимонита, сидерита или гематита.

Фаялитовый состав шлаков является классическим. Его образование можно описать двумя формулами [4]:

$Fe_2O_3 + CO \rightarrow 2FeO + CO_2$ — реакция гематита с моноксидом углерода и образованием вюстита и диоксида углерода.

$2FeO + SiO_2 \rightarrow 2FeO{\cdot}SiO_2$ — реакция вюстита с кварцем с образованием фаялита.

По результатам исследования можно говорить, что вюстит, образуясь, расплавляется. Часть вюстита формируется за счет кристаллизации из расплава, образуя крупные оплавленные дендриты. Судя по всему, в интервале кристаллизации фаялита и вюстита (1205—1360 °С) шлак остывал очень медленно [3]. Видимо, и время плавки было достаточно продолжительным, так как без продолжения дутья температура упала бы очень быстро. Атмосфера плавки была восстановительной. В шлаке присутствуют частицы восстановленного железа. Восстанавливается оно либо из вюстита, либо непосредственно из какого-то гидроокисла [3].

Сравнение химического состава железистой конкреции и клинышка не позволяет сделать вывод об использовании местной минерально-сырьевой базы. В клинышке отсутствуют микропримеси, установленные в конкреции, в частности марганец. Однако, использование сидеритовых конкреций или так называемых «болотных» руд в пределах Большеземельской тундры позволяют рассматривать эти объекты как основные источники железа. По небольшим объемам шлаков на поселении Югорская сопка можно предположить о мелком железоделательном производстве и металлообработке.

Литература

1. Бирюков А. В., Завьялов В. И., Савельева Э. А. Технология кузнечного производства перми вычегодской // Российская археология. 2009. № 3. С. 42—49.

2. Григорьев С. А. Металлургическое производство в Северной Евразии в эпоху бронзы. Челябинск: Цицеро, 2013. 660 с.

3. Кудрин В. А. Теория и технология производства стали: Учебник для вузов. М.: Мир, ООО «Издательство АСТ», 2003. 528 с.

Коллекция гипса в музее карста и спелеологии ГИ УрО РАН

Д. В. Наумкин, О. И. Осетрова

Горный институт ПФИЦ УрО РАН, Пермь; *calliope28@mail.ru*

Город Кунгур расположен в зоне интенсивного развития сульфатного карста. В административных границах Кунгурского района насчитывается около 140 гипсовых пещер. С 1948 г. в городе существует карстовый стационар, являющийся в настоящее время лабораторией Горного института УрО РАН. С 2004 г. ведутся организационные работы по созданию при лаборатории ведомственного музея карста и спелеологии. Неудивительно, что гипс занимает особое место в минералогическом собрании музея (405 ед. хр., 18 % всего каменного материала). Больше половины коллекции приходится на пещерные образцы из различных гипсовых пещер (220 ед. хр., 54.5 %).

В минеральном мире Кунгурской пещеры гипс абсолютно преобладает над всеми прочими минералами, включая другие сульфаты. В настоящее время в фондах музея хранится 90 образцов гипса из Кунгурской пещеры. Из них

31 образец выставлен в постоянной экспозиции, в соответствующем разделе. Образцы для этого подбирались в первую очередь по эстетическим критериям и размеру. Среди них наиболее аттрактивны крупные кристаллы прозрачного гипса и ажурные агрегаты мелких кристаллов из заповедной части пещеры.

Остальные гипсовые пещеры Пермского края (сосредоточенные в его юго-восточной части, т. е. в окр. г. Кунгура) представлены в коллекциях меньшим числом образцов. Это Ординская подводная пещера (7 обр.), Малая Кунгурская (6 обр.), Яма Миллионная (6 обр.), Зуятская (4 обр.), Личердинская (2 обр.), Новая Подкаменская, Закурьинская, Уинская ледяная, им. В. А. Варсанофьевой, Бабиногорская подводная и Андроновский грот — по 1 образцу. Всего, таким образом, в фондах музея представлен 121 образец гипса из пещер Пермского края, включая Кунгурскую ледяную пещеру.

Гипсовые пещеры распространены на земном шаре значительно уже, чем карбонатные. Помимо Пермского края, относительно масштабные сборы пещерных образцов гипса в музее представлены только из двух регионов — Архангельской области (Пинего-Кулойское плато) и Западной Украины (Подолия). В первом регионе мы осуществляли самостоятельные сборы, кроме того, образцы нам дарила Е. В. Шаврина, с. н. с Пинежского заповедника. Обследованные нами пещеры расположены на территории и в охранной зоне Пинежского заповедника. Это Голубинский провал (21 обр.), Певческая Эстрада (10 обр.), Китеж (7 обр.), Кулогорская-Троя (4 обр.), Хрустальная и им. В. С. Высоцкого — по 2 обр. Всего, таким образом, из семи пещер Пинего-Кулойского плато в музее имеется 50 образцов, включая 4 из длиннейшей гипсовой пещеры России — Кулогорской.

На территории Подолии сосредоточены самые длинные гипсовые пещеры мира. Здесь мы лично не работали, но в фондах музея есть сборы, сделанные в 1960-е гг. нашими коллегами — сотрудниками Кунгурского стационара Л. И. Крапивиным и Е. П. Дорофеевым. 19 образцов отсюда числятся на музейном учете. Семь из них, в т. ч. очень крупные и аттрактивные, происходят из длиннейшей гипсовой пещеры на планете — Оптимистической. Пещера Кривченская Кристальная представлена 8 обр., Млынки — 2, Озерная и Золушка (Попелюшка) — по 1 образцу.

Остальные гипсовые пещеры России и мира представлены в фондах музея немногочисленными или единичными образцами. Из регионов России это Самарская обл. (Сокские штольни, пещера Серноводская — 7 обр.), Оренбургская обл. (пещеры Кзыладырского карстового плато Подарок и Конфетка — 7 обр.), Краснодарский край, пещера Попова-2 — 1 обр., пещеры Западного Казахстана Александровская и Ледяной Папоротник — 4 обр., Ново-Афонская пещера (Абхазия) — 3 обр., пещера Спипола (Италия) — 3 обр., пещера Найка (Мексика) — 2 обр., пещеры Польши (2 обр.) и Индии (1 обр.).

Остальной объем гипса в фондах музея (185 ед. хр., 45.5 %) приходится на образцы, происходящие из обнажений и карьеров. Их география включает регионы России (по убыванию) — Пермский край (75 обр.), Татарстан (21), Архангельская обл. (11), Башкирия (11), Красноярский край (5), Оренбургская обл. (5), Челябинская обл. (4), Республика Коми, Омская обл., Самарская обл. — по 2, Краснодарский край, Крым, Ульяновская, Тульская и Иркутская обл. — по 1 образцу. Иностранные коллекции наиболее представительны из Германии (15 обр.) и Норвегии (Шпицберген, 10 обр.). Из прочих стран образцы единичны: Украина — 6 обр., Туркмения и Словакия — по 3, Иран, Марокко, Тунис, Киргизия и Македония — по 1 образцу.

Всего, таким образом, в собрании музея представлен гипс из 15 регионов России и 15 иностранных государств.

Наиболее эффектные и крупные образцы демонстрируются в выставочном зале музея в составе минералогической коллекции. Это замечательный красный гипс из Татарстана, черный — из Германии, крупнокристаллический желтый — из Архангельской обл., гипсовые «розы» из Туниса и Оренбуржья, селенит из Марокко, Германии, Подмосковья, Пермского края, прозрачный гипс различных оттенков из Македонии, Ирана, Туркмении, Украины. Образцам из Кунгурской пещеры и прочих гипсовых пещер Пермского края в постоянной экспозиции выделены отдельные витрины.

Учебный геологический музей УГТУ

А. М. Плякин, М. И. Фомин
УГТУ, Ухта; *aplyakin09@yandex.ru*

Первый учебный геологический музей был открыт при кафедре Общей геологии УИИ в 1992 г. В его создании принимали участие заведующий кафедрой О. С. Кочетков, доцент А. М. Плякин, учебный мастер К. Х. Музафаров, ставший первым заведующим музеем, и доцент Н. П. Бородина. Музей разместили в двух залах: Минералогическом и Общем. Коллекции для музея были приобретены в г. Первоуральск.

В музее проводились учебные занятия со студентами. В Общем зале заседал совет Ухтинского отделения ВМО, работали секции Международной геологической конференции «Севергеоэкотех» и Государственная Аттестационная комиссия по защите дипломных работ, проводились экскурсии школьников и гостей УГТУ и города.

В 1998 г. в связи с приближением 100-летия инициатора создания УИИ — А. Я. Кремса. решением Совета Ухтинского отделения ВМО музею было присвоено его имя [1].

В 2017 г. ректор УГТУ Н. Д. Цхадая привлёк к решению о преобразовании музея руководство ООО «Севергазпром трансгаз Ухта», которое приняло на себя финансовое обеспечение предстоящих работ и выделило на эти работы целевой сертификат.

В течение 2017—2018 гг. была выполнена огромная работа по подготовке к преобразованию музея, подготовке материалов для оформления залов музея и коллекций минералов, горных пород и полезных ископаемых. Строительные работы выполнялись по проекту архитектора Н. В. Дереглазовой ООО «Ухта — найди». Материалы по содержанию панелей и стендов, уборке и размещению коллекций каменного материала выполнялись Ю. В. Михайленко, М. И. Фоминым, А. М. Плякиным, Л. П. Бакулиной и Е. Г. Довжиковой с привлечением студентов.

Президент УГТУ Н. Д. Цхадая присвоил преобразованному музею имя О. С. Кочеткова — заведующего кафедрой Общей геологии — Минералогии и геохимии, геологии.

Открытие музея прошло 7.02.2019 г. с участием Главы РК С. А. Гапликова, А. В. Гайворонского (Газпром трансгаз Ухта), В. Е. Ипполитова (Нерудпром), И. С. Астаховой (научный геологический музей им. А. А. Чернова) и др.

Преобразованный музей, как и прежде, занимает 2 зала: Общий и Минералогический.

В Общем зале расположены на одной стене световые интерактивные панели (рис. 1) с информацией о палеонтологии и стратиграфической (геохронологической) шкале, эндогенных (тектоника, магматизм, метаморфизм) и экзогенных геологических процессах. В расположенных под панелями витринах размещены коллекции палеонтологическая, магмато-



Рис. 1. Панель «Палеозой»



Рис. 2. Классификация самоцветов



Рис. 3. Аметист

генных, метаморфогенных и осадочных горных пород.

У противоположной стены витрины содержат коллекции полезных ископаемых Тимано-Уральского и других регионов страны.

В Минералогическом зале на стенах вывешены портреты выдающихся геологов России: М. В. Ломоносова, Е. С. Фёдорова, В. И. Вернадского, В. А. Обручева, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, А. Е. Ферсмана, А. Н. Заварицкого, А. Г. Бетехтина и Н. П. Юшкина.

В витринах зала размещены коллекции минералов.

В левой части зала демонстрируются морфологические формы кристаллов, а также друзы, жеоды, секреции и конкреции. Здесь же показаны физические свойства минералов, коллекция агатов Тимана, ювелирно-поделочные и облицовочные камни в виде срезов и полировок, классификация минералов-самоцветов (рис. 2).

Правая часть зала посвящена классификации минералов, в соответствии с которой в витринах выставлены коллекции минералов всех классов. В классе самородных элементов представлены алмазы и золото полиминеральной россыпи Среднего Тимана Ичетъю.

В Общем и Минералогическом залах на специальных тумбах выставлены крупные штуфы аметиста (рис. 3), горного хрусталя, гипса, цитрина, жадеита, гранита, скарна, яшмы и других минералов и горных пород.

Сразу после открытия музея в нём начались занятия студентов и экскурсии для школьников, гостей университета и города.

Литература

1. Кочетков О. С., Плякин А. М. Путеводитель по учебному геологическому музею имени А. Я. Кремса. Ухта: УГТУ, 2004. 68 с.

Музей геологии докембрия ИГ КарНЦ РАН — источник геологических знаний о древнейшей истории Карелии

А. В. Рахманова

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск; *tarare@yandex.ru*

Музей геологии докембрия (г. Петрозаводск) основан 18 мая 1961 года. Он является своеобразной «библиотекой природного камня», позволяющей посетителям приоткрыть еще неразгаданную до конца страницу геологической летописи, повествующую о древнейшем этапе истории нашей планеты — криптозое (периоде скрытой жизни) или докембрии. В стенах музея осуществляется экспозиционная, фондовая, научно-просветительская и информационная деятельность. Ежегодно его посещают более двух тысяч человек, среди них школьники и студенты г. Петрозаводска и других городов, специалисты, гости Карелии.

Музейная коллекция насчитывает 5155 единицы хранения, из них 2417 образцов располагаются в постоянной выставочной экспозиции и 2738 — в запасниках. Среди экспонатов музея представлены предметы археологии (23 образца), минералы и горные породы (4506 образцов, из которых 1936 находятся в постоянной экспозиции и 2570 хранятся в запасном фонде), палеонтологические находки (226 образцов: из них 137 составляют экспозиционный и 89 запасной фонд), а также изделия из природного камня, фарфора и военная продукция (ядра, ружейный ствол и пушка, изготовленные из озерной и болотной железной руды — лимонита) — 400 предметов. Ежегодно в музейные фонды поступают около сотни образцов минералов, руд, горных пород и окаменелостей из различных районов Карелии и других регионов.

Музей располагает 34-мя экспозициями, включающими следующие тематические коллекции: «Региональная геология», «Строматолиты Карелии и мира», «Палеонтология», «Рельеф и четвертичные отложения Карелии», «Минералогия», «Полезные ископаемые и минерагения» «Строительный и облицовочный камень Карелии», «Изделия из камня», «История геологических исследований Карелии», а также археологическую экспозицию «Каменный век Карелии». Кроме того, имеется 19 частных (ав-

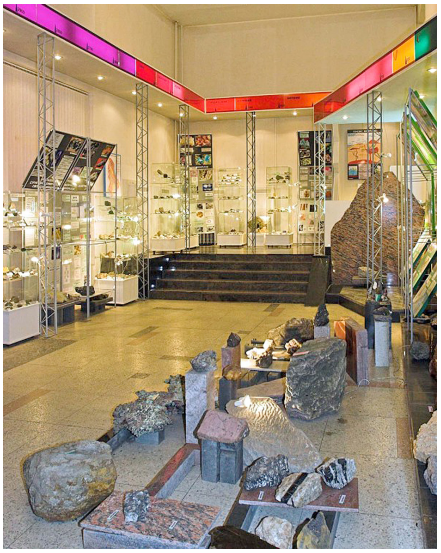


Рис. 1. Нижний зал
музея геологии докембрия



Рис. 2. Верхний зал
музея геологии докембрия

торских) коллекций, основная часть которых находится в запасном фонде музея.

Каждый образец, поступающий в музейную коллекцию, заносится в электронный каталог, выполненный в программе Microsoft Office Access, где указывается его порядковый и музейный номер, название, место отбора и фамилия автора, предоставившего образец, а также положение в витрине. В минералогической базе данных дополнительно обозначен класс минералов, их химическая формул, размер образцов, дано краткое их описание. При характеристике палеонтологической коллекции в базе указывается родовое и видовое название (на латыни), возраст окаменелости и краткое описание образца. На частные (авторские) коллекции, безвозмездно переданные в музей, заведены отдельные электронные каталоги.

Экспозиция размещена в двух залах (рис. 1, 2). В нижнем зале находятся разделы, посвященные рельефу и четвертичным отложениям Карелии, эволюции жизни на Земле, минералогии, а также строительному и облицовочному камню. Особого внимания заслуживает коллекция «Строматолиты Карелии и мира», являющаяся прекрасной иллюстрацией ранних этапов развития земной биосферы (строматолиты — это продукты жизнедеятельности цианобактерий). Экспозиции верхнего зала освещают основные вопросы геологического освоения недр Карелии, металлогению, полезные ископаемые и их применение.

Многочисленные стенды с геологическими картами, разрезами, схемами, диаграммами и фотографиями помогают представить картину длительной эволюции докембрийских структур на территории Карелии и всего Фенноскандинавского щита, объясняют, что такое палеовулканология, как зарождалась жизнь на Земле, какие условия определили формирование железных руд, золота, платины, алмазов и других полезных ископаемых.

Музей располагает собственным сайтом, где дается подробное описание его экспозиций и наиболее интересных образцов минералов, руд и горных пород, находящихся в музейном фонде. На сайте можно узнать о планируемых музейных мероприятиях и заказать экскурсию. Посетители музея имеют возможность познакомиться с геологией Карелии не только в его стенах, но и принять участие в выездных экскурсиях: посетить палеовулкан Гирвас, Шокшинское месторождение малиновых кварцитопесчаников, карьер Каменный бор и некоторые рудопроявления. По городу предлагается пеший маршрут «Строительный и облицовочный камень в архитектуре Петрозаводска». Музей не оставит равнодушным всех тех, кто желает приобщиться к геологии Карелии, ее природными богатствам, а также истории освоения недр нашего края.

Сбережение объектов геологического наследия России минералогического типа в современном мире: парадоксы действительности и реальные возможности

О. Г. Столова

ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», Казань; *olga_stolova@bk.ru*

Данная конференция посвящена в основном рассмотрению и обсуждению актуальных проблем экспериментальной, теоретической и прикладной минералогии, хотя в перечень её программного плана включены вопросы о *музееведение и основах сохранения геологической информации,* в которых также кроется немало проблем современного мира. Парадоксальность при сбережении объектов геологического наследия минералогического типа ($ОГН_М$) на современном этапе жизни сообщества заключена в том, что они стали предметом финансового интереса разного рода предпринимателей или, так называемых, бизнесменов, которым необходима по возможности полная информация об этих объектах (состав, свойства, ценность и места их нахождения). Имеются факты, что указанные лица даже платят специалистам за неё, чтоб отыскать эти минеральные достопримечательности в местах их коренного залегания и, присвоив себе, сделать предметом частных коллекций или товаром.

Если учесть такой факт, что часть $ОГН_М$ находится в «музеях под открытым небом», т. е. в рамках особо охраняемых природных территорий (ООПТ) в качестве геологических памятников природы (ГПП): в отработанных карьерах и заброшенных штольнях, на проявлениях, обнажениях, пляжных отмелях и др. местах, то понятна их особая уязвимость. Обычно там они никем не охраняются, поэтому рано или поздно перекочуют к новоиспечённым владельцам, лишившись своего геоинформационного потенциала и способности служить в качестве учебного наглядного пособия для учащихся специализированных учебных заведений. В этом смысле $ОГН_М$ — один из самых уязвимых среди других ГПП. Именно поэтому в перечне ГПП разных регионов Российской Федерации всё чаще появляется отметка «упразднён» [1].

Проанализировав имеющуюся на данный момент информацию обо всей совокупности уникальных геологических объектов (УГО) в 83-х административных регионах РФ, собранную в упомянутом источнике [1], и учитывая их типовое разнообразие (всего 9 типов), удалось выявить, что из 3028 их суммарного числа, в наличие имеется лишь 152 объекта именно минералогического типа. Это оставляет около 5 %, и при чём: типовое разнообразие их — относительно не велико. В то же время, в $ОГН_М$ присутствует вся гамма нашего отечественного величия и богатства минерального мира. Например, якутский недавно открытый минерал — чароит, или карельские — шунгит и шокшинский кварцит. Последний из перечисленных, кстати сказать, был использован для изготовления саркофага Наполеона Банапарда и таким своеобразным способом всему миру демонстрирует богатство наших российских недр. Перечисление же перечня всех имеющихся разновидностей отечественных $ОГН_М$ здесь не приводится из-за установленного регламента тезисов доклада и от наличия в РФ весьма значительного количества их разнообразия.

Помимо «музеев под открытым небом», в которых сосредоточена информация об условиях образования и нахождении в природе $ОГН_М$, в нашем Отечестве существует сеть стационарных музеев, в которых хранятся и демонстрируются и сами минералы, и изделия из них в разных регионах РФ. Таких музеев в РФ — 74, и они выполняют скорее культурную миссию, чем функцию наглядного учебно-познавательного пособия для специалистов и учащихся. И там не менее, оба вида этих музеев должны служить одному важному и актуальному делу: сбережению природного in situ и культурно-исторического наследия минеральных богатств России.

Однако надо не забывать, что музей — это не только собранная богатая коллекция значимых интересных экспонатов и коллектив единомышленников. Без пригодного помещения и, особенно без специального оборудования и охраны, никакой музей состояться не может. Хотелось бы здесь вспомнить о людях геологах-профессионалах и далеких от геологии, сознательно вложивших душу в общее дело. Всегда были люди, понимающие, что «не хлебом единым» жив человек, видящие смысл своей жизни и работы в просвещении и поддержке нау-

ки. Минералогический музей возникает тогда, когда пересекаются общечеловеческие принципы: идея поиска нового в минеральном мире и сохранения его информационного потенциала, глубокие знания природных процессов и осознанного научного подхода в исполнении задуманного, кругозор и широта взглядов человека, как правило — чиновника или мецената, призванного принимать решения о финансировании этого мероприятия. Такой(ие) музей(еи) только начинает(ют) свою деятельность, но все лучшие находки, все встречи, экскурсии и экспедиции ещё впереди. В настоящее время музеи испытывают острую нехватку в финансировании, наличии пригодных помещений и научно-аппаратурном обеспечении.

А почему бы не узаконить определённую налоговую ставку от нефте- и горно-добывающих компаний на содержания отечественных музеев геологического профиля?

Литература

1. Уникальные геологические объекты России. Геологические памятники природы. Справочно-поисковая система. http://www: geomem.ru.

Лемезиты Челябинской области — уникальные строматолитовые известняки рифея

Т. И. Таранина

ЮУрГУ, Челябинск; *taraninati@susu.ru*

Обнаруженные в 1975 году лемезиты восхитили геологов своими неповторяющимися рисункамив полировках (см. рисунок) и появились в коллекциях многих геолого-минералогических музеев и любителей камней [1]. После утверждения их запасов в 1995 г. очень активно началось освоение Лемезинского месторождения, Красивые высокодекоративные лемезиты нашли широкое использование в камнерезном мастерстве, в качестве облицовочных камней при строительстве метро в Москве и других сооружений и зданий. Изделия из лемезита экспонировались на международных выставках и специалистами была признана уникальность уральского камня [2]. Однако к настоящему моменту на рынке строительных материалов преобладают вмещающие их кирпично-красные известняки и мергелистые известняки плитчатой текстуры и практически отсутствуют настоящие узорчатые лемезиты. Поэтому актуализируются работы по сохранению лемезитов в музеях и знаний об их уникальности.

Свое название эти горные породы получили по месту находки в долине реки Лемезы, которая протекает на Южном Урале в удаленном районе Челябинской области на границе с Башкортостаном. Лемезиты — строматолитовые известняки, органогенные карбонатные породы, сложенные колониальными формами строматолитов, которые сцементированы, как правило, песчано-карбонато-глинистым цементом (см. рис). Сами строматолиты представляют собой карбонатные наросты, которые сформировались благодаря жизнедеятельности и фоссилизации цианобионтов, живших в симбиозе с бактериями и водорослями [3, 6] в позднем протерозое. Они диагностируются поморфологии и сложной внутренней структуре.

Описанные в 1877 г. впервые И. В. Мушкетовым на Южном Урале [2], а также в других регионах [4] строматолитовые известняки имеют обычно серый цвет разных оттенков, из-за чего сами строматолитовые постройки диагностируются с трудом и, прежде всего, на поверхностях выветривания. Лемезиты в отличие от многих строматолитовых пород Урала и мира имеют различную окраску: коричневатую, вишневато-коричневатую, серую и зеленовато-серую, из-за изменчивого содержания гидрооксидов и оксидов железа, отличаются своей узорчатостью, столбчато- и концентрически-полосчатыми текстурами, за счет чего на сколах, спилах и особенно полировках хорошо видны как морфология, так и внутренняя структура самих строматолитовых столбиков и построек (см. рисунок).

Лемезиты были открыты юными геологами Дома детского творчества г. Саткипод руководством В. И. Юровского — учителя истории по образованию и геолога по призванию (руководил геолкружком более 35 лет), которому за это открытие было присвоено звание



Полировка лемезита: хорошо объемно видны морфология и строение строматолитов

«Первооткрыватель месторождения», вручены Почетная грамота Роскомнедр и премия [1, 2].

Известняки со строматолитами Inzeriatjomusi и Inzeriasp. и, в частности, лемезиты залегают на контакте зильмердакской (R_3zl) и катавской (R_3kt) свит (~1050+50 млн лет) каратауской серии. Они отличаются особенностями своего состава (в разрезе преобладают известняки и их глинистые разности), облика и строения (пестрая окраска, узорчатость, тонкая ленточная слоистость, «струйчатость» и др.) и являются одними из лучших маркирующих горизонтов каратауской серии и всего рифея — стратотипами Южного Урала [5].

Перечисленные особенности лемезитов имеют определенное палеогеографическое значение. Считается, что цианобионты как и водоросли способны синтезировать биогенный молекулярный кислород [6], который мог активизировать окисление железосодержащих минералов и образование оксидов и гидрооксидов железа. Последние вместе с глинистыми минералами с суши поступали в неглубокий морской бассейн и заполняли пространство между карбонатными корочками уже сформировавшихся индивидов цианобионт. Климат в это время был теплый и влажный, способствовал процессам химического выветривания на суше и накоплению столбчатых и ветвящихся строматолитов на дне водоема с периодической сменой солености воды. Таким образом, лемезиты уникальны в разных аспектах.

В учебном геологическом музее ЮУрГУ сохраняются коллекции лемезитов, а также постер об их первооткрывателе [1]. Лемезиты прекрасно иллюстрируют и богатства недр, и историю ранних этапов эволюции биосферы, и палеогеографию Южного Урала, а также служат просветительским, учебным и воспитательным целям.

Литература

1. Таранина Т. И., Камендровская Е. А. Лемезиты Южного Урала: история открытия // Материалы Международной научной конференции, посвященной 300-летию Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН. М., 2016. С. 177—180.

2. Попов В. А. Лемезит. // Челябинская область: энциклопедия / гл. ред. К. Н. Бочкарев. Челябинск: Камен. пояс, 2008. Т. 3. С. 356.

3. Данукалова Г. А. Палеонтология в таблицах. Тверь: Изд-во ГЕРС, 2009. С. 58—60.

4. Рахманова А. В. «Строматолиты Карелии» — уникальная коллекция музея геологии докембрия Института геологии КарНЦ РАН // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2018). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. С. 256—257.

5. Маслов А. В., Крупенин М. Т., Гареев Э. З., Анфимов Л. В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Том П. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 48—53.

6. Михайлова И. А., Бондаренко О. Б. Палеонтология. М.: Изд-во МГУ, 2006. С. 92—97.

Сохранение и популяризация книжной коллекции Императорского минералогического общества в фонде Национальной библиотеки Республики Коми

Л. А. Холопова

ГБУ РК Национальная библиотека Республики Коми, Сыктывкар; *minil995@mail.ru*

В 2013 г. в фонд редкой книги Национальной библиотеки поступило 53 экземпляра литературы со штампами «Императорское минералогическое общество. Санкт-Петербург» и штампами библиотеки Императорского минералогического общества. На 26-ти книгах имеются дарственные надписи авторов изданий библиотеке Императорского минералогического общества.

Тематика коллекции в большинстве своем представлена геологией и частично петрографией.

Видовая структура коллекции весьма разнообразна, это монографии, труды общества естествоиспытателей, отчеты геологических исследований, известия геологических комитетов, отчеты земств, труды статистических комитетов и материалы экспедиций.

Хронологический период коллекции охватывает даты с 1829 по 1937 г.

Идет активная работа над изучением, описанием, сохранением и популяризацией книжной коллекции со штампами «Императорское минералогическое общество. Санкт-Петербург» и штампами библиотеки Императорского минералогического общества. Организуются книжные экспозиции, виртуальные выставки с привлечение изданий коллекции. Коллекция отражена на сайте «Книжные памятники Республики Коми» в разделе «Книжные памятники — коллекции», издания коллекции хранятся в условиях особого режима (в коробах из бескислотного картона, в хорошо вентилируемом помещении).

Глобальная база данных по физико-химическим свойствам нефтей Музея ИХН СО РАН

И. Г. Ященко

Институт химии нефти СО РАН, Томск; *sric@ipc.tsc.ru*

Необходимость изыскания новых путей поиска, разведки и разработки месторождений углеводородов в связи с ростом нефтепотребления и увеличения запасов трудноизвлекаемой (тяжелой, вязкой, высокосмолистой и парафинистой) нефти определяет актуальность изучения физико-химических свойств и состава нефти. В музее Института химии нефти СО РАН разработана и развивается мировая база данных (БД) по физико-химическим свойствам нефти. К настоящему времени в базе данных (БД) представлено 33636 образца из 6350 месторождений в 195 нефтегазоносных бассейнах на территории 94 стран мира.

Известно, что в последние годы прирост нефтяных запасов в мире обеспечивается за счет вовлечения в нефтедобычу ресурсов трудноизвлекаемых нефтей, к которым относятся прежде всего тяжелые, вязкие, высокосмолистые и парафинистые нефти и мировые запасы трудноизвлекаемых значительно превышают запасы легких нефтей. Так, мировые запасы вязких нефтей значительно превышают запасы нефтей малой и средней вязкости (162 млрд т) и составляют по оценкам специалистов около 1 трлн т. Наиболее крупные запасы этих нефтей находятся в Канаде, Венесуэле, Мексике, США, России, Кувейте и Китае. В России также большую часть запасов составляют трудноизвлекаемые нефти, в частности, в России в 2019 г. добыто 560.2 млн т нефти, из них более 70 % составили трудноизвлекаемые нефти.

Многолетний опыт использования БД показал, что ее применение позволяет проводить комплексный анализ пространственного и временного распределения нефтей по их физико-химическим характеристикам в зависимости от географического местоположения, геологиче-

Таблица 1. **Число описаний вязкой, тяжелой, высокосмолистой и парафинистой нефти в БД**

Класс нефти	Объем выборки из БД	Количество НГБ	Количество месторождений
Тяжелая (плотность более 0.88 г/см^3)	7206	130	2034
Вязкая (вязкость более 35 мм^2/с)	4188	68	1041
Высокосмолистая (содержание смол более 13 %)	2423	58	798
Парафинистая (содержание парафинов более 6 %)	2737	60	909

Таблица 2. **Число описаний вязкой, тяжелой, высокосмолистой и парафинистой нефти по НГБ России**

Нефтегазоносный бассейн	Объем выборки из БД	Количество образцов из БД по классу нефти			
		тяжелая	вязкая	высокосмолистая	парафинистая
Волго-Уральский	9666	2822	2257	1446	392
Западно-Сибирский	6428	502	198	162	515
Лено-Вилюйский	223	30	—	9	45
Лено-Тунгусский	1114	53	60	109	7
Охотский	753	142	49	19	8
Тимано-Печорский	1107	361	140	101	211

ского возраста вмещающих пород и глубины залегания, тектонических и термобарических условий залегания, уровня теплового потока, как для конкретных месторождений, так и для нефтеносных территорий регионального или планетарного масштабов. Использование БД позволяет прогнозировать физико-химические свойства нефтей вновь открываемых месторождений. С использованием информации из БД проведены исследования взаимосвязи эволюции биосферы и цикличности нефтеобразования и нефтенакопления в фанерозое.

Как видно из табл. 1, объем информации о трудноизвлекаемых нефтях значителен и составляет более 50 % всего объема БД. Поэтому, созданная база данных по химии нефти и компьютерный комплекс, включающий ГИС с отображением результатов анализа информации из БД на цифровых картах, позволяют создавать карты распределения тяжелых и вязких нефтей, карты распределения нефтей по содержанию в нефтях серы, смол, асфальтенов, парафинов и карты распределения нефтей по качеству, которые являются основой для решения практических задач в самых различных областях нефтяной геологии и геохимии.

БД и компьютерный комплекс на основе ГИС-технологий позволяют установить географические закономерности распределения тяжелых, вязких, высокосмолистых и парафинистых нефтей. В частности, показано, что количество нефтегазоносных бассейнов, на территории которых есть парафинистые нефти, значительно и составляет примерно 1/3 общего количества основных бассейнов мира. Расположены эти бассейны на нефтегазоносных территориях Евразии, Африки и Америки, однако на территории Евразии они составляют большинство. По средне-бассейновому содержанию парафинов нефти 29 бассейнов относятся к классу парафинистых нефтей. Более 80 % мировых запасов парафинистых нефтей сосредоточено на территориях России, Казахстана и Китая. Показано, что Россия обладает значительными запасами вязкой нефти — более 6 млрд т, основные ресурсы (более 90 % запасов) находятся в Волго-Уральском, Западно-Сибирском и Тимано-Печорском нефтегазоносных бассейнах. В табл. 2 представлена информация о распределении количества трудноизвлекаемых нефтей по основным НГБ России.

Современное состояние и перспективы развития российского нефтегазового комплекса в основном связаны с недрами Западной Сибири, Восточной Сибири и Северо-Западного региона. Выявление географические закономерности распределения тяжелых, вязких, высокосмолистых и парафинистых нефтей, их компонентного состава и физико-химических свойств могут быть использованы при совершенствовании геохимических методов поиска месторождений, определении оптимальных и эффективных технологий их добычи и транспортировки.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИХН СО РАН (проект V.46. 2.3), финансируемого Министерством науки и высшего образования Российской Федерации.

Авторский указатель

А

Абзалилова А. В. ... 276
Абрамова Т. Т. ... 77, 371
Августинчик И. А. ... 175
Азовскова О. Б. ... 238
Алёхин А. А. ... 324
Амосова О. Е. ... 137
Андреичева Л. Н. ... 25
Аникин Л. П. ... 43, 61
Антипович Я. В. ... 176
Антонова Т. А. ... 78
Антоновская Т. В. ... 177
Антошкина А. И. ... 144
Астахова И. С. ... 372, 381
Асхабов А. М. ... 7, 80
Афанасьев В. П. ... 161, 179
Афиногенова Н. А. ... 262

Б

Баданина И. Ю. ... 49
Бакакин В. В. ... 82
Балицкий Д. А. ... 318
Баранов В. А. ... 180
Баскаков П. С. ... 276
Безродных А. А. ... 263
Белишева Н. К. ... 138
Белобородов Д. Е. ... 262
Белоусова А. А. ... 304
Белый В. А. ... 121, 122
Белых Д. В. ... 128
Беляев И. М. ... 264
Березнев М. В. ... 194
Блоков В. И. ... 181
Богданова А. Р. ... 27
Богуш И. А. ... 182
Борисов С. В. ... 83
Борисовский С. Е. ... 208
Боцман Л. Н. ... 290
Бражникова А. С. ... 162
Бугаева А. Ю. ... 121, 122, 123
Буравская М. Н. ... 25
Бурдельная Н. С. ... 266
Бурцев И. Н. ... 32, 34, 266, 287
Бушнев Д. А. ... 266

В

Валиев Ф. Ф. ... 184
Валяева О. В. ... 266
Ван К. В. ... 52, 326
Вантеев В. В. ... 186, 196, 210
Варламов Д. А. ... 187, 189, 243, 252, 326
Василюк П. А. ... 234
Веливецкая Т. А. ... 49
Викентьев И. В. ... 181
Винакова А. Ю. ... 317
Власенко Н. С. ... 307
Вовчина Т. А. ... 29
Возняковский А. П. ... 287
Войтеховский Ю. Л. ... 19, 85, 86, 99
Волчек Е. Н. ... 69
Воробьев Н. Н. ... 25
Вотяков С. Л. ... 107

Г

Гаврюшкин П. Н. ... 102
Гаркави М. С. ... 267
Глухов Ю. В. ... 30
Голованова О. А. ... 88, 89
Головатая О. С. ... 339
Голубев Е. А. ... 124
Голубева И. И. ... 32, 34
Горбатова Е. А. ... 36, 268, 279, 304
Горбунова Е. В. ... 324
Горобец С. А. ... 184
Гребенкин Н. А. ... 111
Гринвелл К. ... 90
Гриценко Ю. Д. ... 374
Гришканич А. С. ... 184
Громова Н. К. ... 300
Губарев И. А. ... 241

Д

Данакин Д. Н. ... 270
Даньщикова И. И. ... 37
Дбар Р. С. ... 233
Делицын Л. М. ... 215
Дементьев С. Н. ... 162
Деревесникова А. А. ... 266
Джуманиязов Д. И. ... 191
Добрецова И. Г. ... 38, 41
Докучаев А. Я. ... 375
Долгих Л. А. ... 377
Дроздов О. И. ... 318
Духанина У. Н. ... 318

Е

Евдокимов Ф. А. ... 156
Егоров Н. А. ... 262
Емельяненко Е. А. ... 268
Ермолаева В. Н. ... 326
Ефанова Л. И. ... 192

Ж

Жданова Л. Р. ... 378
Желонкин Р. Ю. ... 78
Житова Е. С. ... 43, 90
Жукова В. Е. ... 271, 272
Жунёв Н. В. ... 194

Журавлев А. В. 140, 147

З

Зарецкий М. В. 268
Землянский В. Н. 274, 291
Земнухов А. Л. 78
Зинчук М. Н. 45
Зинчук Н. Н. 43, 45
Зиппа А. И. 184
Зобенько О. А. 125

И

Иванова Л. А. 168, 379
Игнатович О. О. 155
Игнатьев А. В. 49
Игнатьев В. Д. 276
Игнатьев Г. В. 249, 310
Изатулина А. Р. 138
Илгашева Е. О. 60
Иоспа А. В. 279, 320
Исаенко С. И. 34, 336, 335
Исмагилова Р. М. 43
Истомин П. В. 264
Истомина Е. И. 264
Ишмухаметов Э. М. 276

К

Кажева О. Н. 326
Камашев Д. В. 126
Каменецкий В. С. 196
Капитанова В. А. 243
Каримова Ф. Б. 191
Карманов А. П. 154, 287
Карпов Г. А. 61
Карпова А. Г. 324
Каткова В. И. 141
Кетрис М. П. 257
Кидалов С. В. 287
Кидяров Б. И. 91, 92
Кикалишвили Е. Н. 298
Киселев А. А. 36
Киселева Г. Д. 112
Киселёва Д. В. 61
Кислов Е. В. 186, 196, 210, 278
Климовская Е. Е. 245
Кобзев В. А. 317
Коваленкер В. А. 112
Ковальчук Н. С. 198, 337
Козырева И. В. 241
Кокин А. В. 200
Кокшарова Ю. А. 201
Колкова М. С. 279
Колодежная Е. А. 267
Кондратьева М. А. 324
Конилов А. Н. 52
Копейкин В. А. 274, 280
Корекина М. А. 204
Корнейчик О. Е. 283
Королева М. С. 107
Королюк В. Н. 221
Котова О. Б. 285
Кочева Л. С. 154, 287
Краснов А. Г. 107
Краснова М. А. 262
Красоткина А. О. 208
Кржижановская М. Г. 90
Кривовичев С. В. 94, 307
Кряжев А. А. 163, 169
Ксенофонтов И. А. 271
Кузнецов С. К. 205, 227
Кузьмин Д. В. 266, 287
Кузьмин Е. О. 289
Кузьминых Е. Н. 50
Кулаков Ф. В. 375
Кулешевич Л. В. 207
Кульков С. Н. 314
Купчиненко А. Н. 43
Куратов В. В. 344, 346, 351, 354
Кушкоева А. С. 324

Л

Ладыгин В. М. 77
Лакетич А. 290
Лакетич Н. 298
Лакетич С. К. 290
Лаптев Н. Н. 184
Лебедев В. А. 274, 291
Лебедев В. И. 165, 294
Леденева Н. В. 111
Леонова Л. В. 142
Леонова Л. В. 144
Леснов Ф. П. 46, 221
Липашова А. Н. 78
Лихачева А. Ю. 162
Лихникевич Е. Г. 296
Лоухина И. В. 128
Лукашева М. В. 125
Лунев Р. С. 298
Лысюк А. Ю. 339
Лютоев В. П. 107, 339

М

Магарилл С. А. 83
Майорова Т. П. 48, 205
Макарова И. Р. 184
Макеев А. Б. 17, 208
Макеев Б. А. 34, 61, 243, 347
Максименко Н. И. 341, 343
Малич К. Н. 49
Малышев А. В. 210
Мальков Б. А. 344, 346, 351, 354
Маметова Л. Ф. 211
Марин Ю. Б. 11, 50
Марков А. Ю. 299

Маркова И. Ю. 263, 299
Мартиросян О. В. 13
Масанин О. О. 289
Матвеев М. А. 262
Матвеева Т. Н. 300
Мацук М. А. 15
Машина Е. В. 137, 145
Медведев В. Я. 168
Мелентьев Г. Б. 213, 215
Мирошкин В. Н. 320
Митюшева Т. П. 146
Монгуш А. А. 221
Морохин А. И. 219
Мурзин В. В. 49, 189
Мурыгин А. М. 381
Мясникова О. В. 229

Н

Назарова Л. Ю. 121, 122, 302
Наумкин Д. В. 382
Нелюбова В. В. 263, 290
Неровная С. В. 289
Николенко Е. И. 161
Никулина М. В. 276
Никулова Н. Ю. 339, 347
Новосёлов А. А. 142

О

Ожогина Е. Г. 272, 303, 304
Ойдуп Ч. К. 221
Ойдуп Ч. К. 46
Округин В. М. 125
Онищенко С. А. 223
Оносов Д. В. 129
Осетрова О. И. 382

П

Павлова Л. М. 306
Панасьян Л. Л. 77
Паникоровский Т. Л. 307
Пархачева К. Г. 225, 227
Пархачёва К. Н. 30
Паршина Н. В. 233
Пащенко П. С. 309
Первунина А. В. 228, 229
Первухина Н. В. 83
Перовский И. А. 307, 310
Петраков А. П. 110
Петракова О. В. 213
Петров Д. А. 50
Пийр И. В. 107
Пирогов Б. И. 36, 230, 279, 313
Пискунова Н. Н. 169, 287
Плотицын А. Н. 147
Плякин А. М. 384
Погребной В. Т. 232
Пожиленко В. И. 52
Помазанский Б. С. 78
Попов Ю. В. 53
Потапов С. С. 233, 339
Похиленко Н. П. 179
Прокопьев Е. С. 324
Прокопьев С. А. 324
Прокофьев В. Ю. 112
Пустовит О. Е. 53

Р

Радаев В. А. 169
Радомская В. И. 306
Размахнин К. К. 234
Размыслов И. Н. 314
Ракин В. И. 95
Раков Л. Т. 111, 112
Рассулов В. А. 194
Расцветаева Р. К. 96
Рахманова А. В. 385
Рачкова Н. Г. 287
Рашидов В. А. 43
Ращенко С. В. 162
Ремизов Д. Н. 61
Ровнушкин М. Ю. 238
Рогожин А. А. 303
Рождествина В. И. 55
Ружицкий В. В. 271
Ручьев А. М. 213
Рыбина Н. В. 257
Рябинкин С. В. 150
Рябинкина Н. Н. 152
Рябков Ю. И. 122, 123, 302
Рябов Г. В. 182

С

Савицкий А. И. 245
Садыков С. А. 233
Салихов В. С. 236, 237
Светов С. А. 57, 58, 198
Светова Е. Н. 58
Седаева К. М. 153
Секушин Н. А. 316
Селезнев А. А. 60
Сергеев В. О. 184
Сергеева А. В. 43
Сереткин Ю. В. 82, 162
Сибелев О. С. 245
Сивальнева М. Н. 317
Силаев В. И. 17, 61
Симакова Ю. С. 142, 146
Сковитина Т. М. 379
Скрибано В. 61
Скублов С. Г. 50, 208
Сметанников А. Ф. 129
Смолева И. В. 34
Соболева А. А. 63
Сокерин М. Ю. 30, 225, 227

Соколов В. Н. 77
Соколов С. В. 65
Солошенко Н. Г. 238
Сорока Е. И. 144, 238
Спиридонов Э. М. 77
Спицин Г. С. 324
Спицин С. В. 324
Степаненко М. А. 263, 299
Степенщиков Д. Г. 97, 99
Стефанко С. В. 113
Столова О. Г. 387
Строкова В. В. 318
Суханов Н. А. 184
Сухарев А. Е. 171
Сычева Н. А. 271, 272, 320

Т

Таранина Т. И. 388
Тарасов К. В. 61
Тарбаев М. Б. 205
Тельнова О. П. 154
Тентюков М. П. 100
Терещенко В. А. 53
Тимонина Н. Н. 240
Тихонова Т. В. 321
Томас В. Г. 102, 115
Тропников Е. М. 48, 155, 381
Тукусер В. И. 324

У

Удоратина О. В. 187, 241, 243, 252
Уляшев В. В. 349

Ф

Файзиев А. Р. 66
Файзиев Ф. А. 66
Филиппов В. Н. 17, 32, 34, 61, 347
Фишер Х.-Б. 267
Фомин М. И. 384
Франк-Каменецкая О. В. 138
Фролов П. В. 245
Фурсенко Д. А. 102, 115

Х

Хазов А. Ф. 17
Харитонов А. Л. 247
Хозяинов М. С. 328
Холопова Л. А. 390
Холопова М. Л. 351, 354
Худяева И. С. 128
Худякова Л. И. 278

Ч

Чаженгина С. Ю. 57
Червонная Н. А. 326
Червяковская М. В. 69
Червяковский В. С. 69
Червяцова О. Я. 233
Чередов В. Н. 103
Чернев И. И. 125
Чернов М. С. 77
Чертов А. Н. 324
Чикилева Е. Н. 298
Чикишева Т. А. 324
Чубаров В. М. 43
Чуканов Н. В. 96, 326
Чуркин Н. С. 320

Ш

Шайбеков Р. И. 30, 249
Шанина С. Н. 61, 137, 141, 145, 155
Шмакова А. М. 252
Шмакова А. М. 70
Шувалова Ю. Н. 271, 272
Шуйский А. С. 34, 48, 155, 241, 243, 252, 347
Шумилов И. Х. 253, 255
Шумилова Л. П. 306
Шумилова Т. Г. 198, 336, 337, 349, 356, 358

Щ

Щапова Ю. В. 107
Щипцов В. В. 19

Ю

Юдович Я. Э. 257
Юневич В. С. 210
Юричев А. Н. 72
Юхтанов П. П. 17

Я

Якушина О. А. 156, 272, 328
Якушина О. И. 20, 156
Яничева Н. Ю. 307
Янцен А. А. 324
Яфясов А. М. 184
Ященко И. Г. 390

A

Anchugova E. M. 330
Arsentyev A. V. 329

B

Bauer F. 359

D

Daneu N. 115
Dong F. 132

E

Eremina O. V. 329
Ernstson K. 359, 361, 363, 365

G

Géber R. 134

Gerasimov A. M. 329
Golubev Ye. 132
Gömze L. A. 116, 117, 133, 134, 130

H

Harja M. 330
Hiltl M. 359, 365

I

Ibrahim J. F. M. 116

K

Kocserha I. 134
Kotov L. N. 130
Kotova O. B. 130, 132, 330
Kurovics E. 117

P

Ponariadov A. V. 130

R

Rappenglück B. 365
Rappenglück M. A. 359
Rečnik A. 115

S

Shabalin I. 130
Shchemelinina T. N. 330
Shumilova T. G. 363
Shushkov D. A. 330
Sun S. 130, 132

T

Tihtih M. 133

U

Udvardi B. 134
Ustinov I. D. 332

V

Vaisberg L. A. 332

W

Wang Y. 130

Содержание

О пятых Юшкинских чтениях и памятных датах 2020 года. *А. М. Асхабов* 7

I. История, философия и методология минералогии

Теоретические и эмпирические подходы в минералогии и использование минералогических законов и правил при решении проблем петро- и рудогенеза. *Ю. Б. Марин* 11

Место веществ органического происхождения в общей систематике минералов. *О. В. Мартиросян* ... 13

Академик Н. П. Юшкин как историк геологической науки и горного дела на Европейском Северо-Востоке России. *М. А. Мацук* 15

Система черновита: новый взгляд через полвека после открытия минерала *В. И. Силаев, В. Н. Филиппов, А. Ф. Хазов, А. Б. Макеев, П. П. Юхтанов* 17

История и уроки освоения промышленных минералов Карело-Кольского региона *В. В. Щипцов, Ю. Л. Войтеховский* 19

Создание отечественной минерально-сырьевой базы в 1918—1934 гг. и значение научно-исследовательских и технологических работ ВИМСа в ее формировании. *О. И. Якушина* 20

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

ZrO_2/HfO_2-отношения в цирконах из средненеоплейстоценовых морен Тимано-Печоро-Вычегодского региона. *Л. Н. Андреичева, М. Н. Буравская, Н. Н. Воробьев* 25

Распределение главных и редкоземельных элементов в амфиболитах массива Рай-Из (Полярный Урал). *А. Р. Богданова* 27

Хромсодержащие клинопироксены из базальтоидов морозовской свиты Северо-Западного Пай-Хоя. *Т. А. Вовчина* 29

Особенности внутреннего строения золота Кыввожского района (Средний Тиман) *Ю. В. Глухов, М. Ю. Сокерин, Р. И. Шайбеков, К. Н. Пархачёва* 30

Метасоматический марганцевый ильменит в флюидоэксплозивных щелочных ультрамафитах Среднего Тимана. *И. И. Голубева, В. Н. Филиппов, И. Н. Бурцев* 32

Редкоземельная и титановая минерализации в метасоматизированных карбонатных породах быстринской серии (Средний Тиман). *И. И. Голубева, А. С. Шуйский, В. Н. Филиппов, С. И. Исаенко, Б. А. Макеев, И. В. Смолева, И. Н. Бурцев* 34

Эволюция продуктов вторичного изменения оливина в габброидах массива Гремяха-Вырмес *Е. А. Горбатова, Б. И. Пирогов, А. А. Киселев* 36

Пустотное пространство в карбонатных породах силура гряды Чернышева и восточного борта Хорейверской впадины. *И. И. Даньщикова* 37

Минералы группы атакамита со дна Атлантического океана. *И. Г. Добрецова* 38

Образование карбонатов в серпентинизированных перидотитах Срединно-Атлантического хребта. *И. Г. Добрецова* 41

Палеофумарольное проявление фольбортита и атакамита на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова, Россия). *Е. С. Житова, Л. П. Аникин, А. В. Сергеева, Р. М. Исмагилова, В. А. Рашидов, В. М. Чубаров, А. Н. Купчиненко* 43

Минералогические особенности алмазов в различных типах кимберлитов. *Н. Н. Зинчук* 43

Об особенностях постмагматического и гипергенного изменения слюдяных кимберлитов *Н. Н. Зинчук, М. Н. Зинчук* 45

О проявлении хризотил-асбестовой минерализации в ультрамафитах Мажалыкского мафит-ультрамафитового массива (Южная Тува) и вопросы его генезиса. *Ф. П. Леснов, Ч. К. Ойдуп* 46

Редкие минералы в золоторудных проявлениях Манитанырдского района (Полярный Урал)
Т. П. Майорова, Е. М. Тропников, А. С. Шуйский 48

Изотопный состав серы минералов платиновой группы из россыпей
Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива на Среднем Урале
В. В. Мурзин, И. Ю. Баданина, К. Н. Малич, А. В. Игнатьев, Т. А. Веливецкая 49

Результаты датирования циркона из трахитоидных гранитов Выборгского массива
Д. А. Петров, С. Г. Скублов, Ю. Б. Марин, Е. Н. Кузьминых 50

Минералы проградного и ретроградного метаморфизма эклогитов северо-восточной части
Ёнского сегмента Беломорского террейна (Кольский регион Фенноскандинавского щита)
В. И. Пожиленко, А. Н. Конилов, К. В. Ван 52

Состав хромшпинелидов как критерий геодинамической типизации серпентинитов
тектонического меланжа северо-западного фланга Большого Кавказа
Ю. В. Попов, О. Е. Пустовит, В. А. Терещенко 53

Рассеяние и концентрирование золота в контактных взаимодействиях
В. И. Рождествина 55

Зональность и морфология пироксенов как отражение эволюции открытых магматических систем
С. А. Светов, С. Ю. Чаженгина 57

Кристаллохимия турмалина из реликта палеопротерозойского Гирвасского палеовулкана
(Центральная Карелия). *Е. Н. Светова, С. А. Светов* 58

Техногенные образования в составе современных антропогенных отложений
на урбанизированных территориях. *А. А. Селезнев, Е. О. Илгашева* 60

Вулкан Этна: тефра катастрофического извержения 1669 г. «минералого-геохимический аспект»
В. И. Силаев, Л. П. Аникин, Г. А. Карпов, В. Скрибано, Д. Н. Ремизов,
В. Н. Филиппов, Д. В. Киселёва, Б. А. Макеев, С. Н. Шанина, К. В. Тарасов 61

Результаты U-Pb (SIMS)-датирования циркона из гранитов и риолитов хр. Малдынырд,
Приполярный Урал. *А. А. Соболева* 63

Природа кальцитовых гнёзд в фоскоритах массива Ковдор. *С. В. Соколов* 65

Гидротермальный доломит — важный типоморфный минерал серебряных
и серебросодержащих месторождений Таджикистана. *Ф. А. Файзиев, А. Р. Файзиев* 66

Геохимические особенности цирконов из раннекаменноугольных андезитов
Восточной зоны Среднего Урала. *В. С. Червяковский, М. В. Червяковская, Е. Н. Волчек* 69

Минералогическая и петрографическая характеристика позднедевонских долеритов
центральной части полуострова Канин (рр. Горелая, Тальбей, Падлей). *А. М. Шмакова* 70

Самородные металлы из хромититов Харчерузского ультрамафитового массива (Полярный Урал)
А. Н. Юричев 72

III. Минералогическая кристаллография и кристаллогенезис

Редкие формы кальцита в минеральных образованиях Русской платформы
Т. Т. Абрамова, Л. Л. Панасьян, Э. М. Спиридонов, М. С. Чернов, В. Н. Соколов, В. М. Ладыгин 77

Особенности состава минеральных пленок на алмазах из гравелитов бассейна р. Маят
Т. А. Антонова, А. Л. Земнухов, А. Н. Липашова, Б. С. Помазанский, Р. Ю. Желонкин 78

Неклассические механизмы зарождения и роста кристаллов в современной
кристаллогенетической повестке. *А. М. Асхабов* 80

О различии цеолитов «тетранатролит» — «тетрагональный натролит»
и о разновидности «высококальциевый натролит». *В. В. Бакакин, Ю. В. Серёткин* 82

Вариации кристаллических структур минералов в рамках пространственного трафарета
с предельной кубической симметрией $Fm\bar{3}m$
С. В. Борисов, Н. В. Первухина, С. А. Магарилл 83

Алгебраические концепции, применимые к описанию горных пород: топологические и метрические пространства, пространственно распределенные случайные функции
Ю. Л. Войтеховский 85

Кристаллография икосаэдрических вирусов: систематика, номенклатура, место короновируса
Ю. Л. Войтеховский 86

Закономерности взаимодействия аминокислот с поверхностью брушита. *О. А. Голованова* 88

Особенности образования оксалата кальция в дисперсионной системе $CaCl_2$-$(NH_4)_2C_2O_4$-KH_2PO_4
О. А. Голованова 89

Термическая эволюция ряда представителей надгруппы гидротальката
Е. С. Житова, К. Гринвелл, М. Г. Кржижановская 90

Влияние перегрева на переохлаждение водных растворов 1-1 фторидов. *Б. И. Кидяров* 91

Влияние перегрева на переохлаждение водных растворов 1-3, 3-2, 1-4 электролитов
Б. И. Кидяров 92

Полиморфизм полевых шпатов: разнообразие, сложность, стабильность. *С. В. Кривовичев* 94

Термодинамика растущего кристалла. *В. И. Ракин* 95

Кристаллохимия Na-доминантных в *M*2-позиции минералов группы эвдиалита — индикаторов ультраагпаитовой обстановки. *Р. К. Расцветаева, Н. В. Чуканов* 96

Диаграммы обликов реальных форм искаженных октаэдрических кристаллов
Д. Г. Степенщиков 97

Простейшие выпуклые полиэдры кристаллографических точечных групп симметрии
Д. Г. Степенщиков, Ю. Л. Войтеховский 99

Кристаллообразование поверхностной изморози и загрязнение снежного покрова в период между снегопадами: геоэкологические аспекты. *М. П. Тентюков* 100

Исследования регенерации монокристаллических шаров: противоречия с существующими положениями. *В. Г. Томас, Д. А. Фурсенко, П. Н. Гаврюшкин* 102

Моделирование акустических солитонных волн на квадратной решетке кристалла методом молекулярной динамики. *В. Н. Чередов* 103

IV. Конституция и свойства минералов
Физика минералов

Диэлектрические свойства Na-допированных магнийсодержащих ниобатов висмута пирохлоров
М. С. Королева, А. Г. Краснов, И. В. Пийр 107

Эволюция состава парамагнитных центров в ходе авторадиационного повреждения структуры циркона. *В. П. Лютоев, С. Л. Вотяков, Ю. В. Щапова* 107

Синхротронные исследования влияния примеси на структуру воды
А. П. Петраков 110

Структурные дефекты в тонкозернистом кварце
Л. Т. Раков, Н. В. Леденева, Н. А. Гребенкин 111

Влияние окислительных условий минералообразования на структурные свойства низкотемпературного кварца. *Л. Т. Раков, Г. Д. Киселева, В. Ю. Прокофьев, В. А. Коваленкер* 112

Искрообразование в кварцевых песчаниках угольных шахт. *С. В. Стефанко* 113

Строение пирамид роста регенерационных поверхностей (на примере гидротермально выращенного корунда). *В. Г. Томас, Д. А. Фурсенко, N. Daneu, A. Rečnik* 115

Preparation of composite materials based on natural zeolite containing different minerals and their characteristics. *J. F. M. Ibrahim, L. A. Gömze* 116

Characterization of phase transformation and thermal behavior of Sedlecky Kaolin
E. Kurovics, L. A. Gömze 117

V. Микронанодисперсное состояние минерального вещества
Наноминералогия

Установление закономерностей фазовых переходов в матрице на основе диоксида циркония в зависимости от способа получения и состава прекурсоров композиционного материала
А. Ю. Бугаева, В. А. Белый, Л. Ю. Назарова ... 121

Фазовые переходы соединений железа в многокомпонентной системе в присутствии выгорающих добавок в условиях термического нагрева на воздухе
А. Ю. Бугаева, В. А. Белый, Л. Ю. Назарова, Ю. И. Рябков ... 122

Физико-химические закономерности получения железокалиево-оксидного материала с контролируемыми текстурными характеристиками. *А. Ю. Бугаева, Ю. И. Рябков* ... 123

Микро- и нанодисперсное состояние некристаллического минерального вещества: структура, свойства, методы. *Е. А. Голубев* ... 124

Наноминералогия отложений из природных растворов современных гидротермальных систем
О. А. Зобенько, В. М. Округин, И. И. Чернев, М. В. Лукашева ... 125

Надмолекулярные матрицы кремнезема как перспективные объекты для создания новых нанокомпозитных материалов. *Д. В. Камашев* ... 126

Синтез гибридного материала состава «слоистый силикат магния — производные хлорина е6» при различных способах введения порфирина. *И. В. Лоухина, И. С. Худяева, Д. В. Белых* ... 128

О распределении Au, Ag, Pd, Pt в отходах переработки K-Mg-руд. *А. Ф. Сметанников, Д. В. Оносов* ... 129

Competitive materials based on ilmenite and products of its alteration: composition, structure, properties
A. V. Ponariadov, S. Sun, O. B. Kotova, L. Gömze, L. N. Kotov, Y. Wang, I. Shabalin ... 130

Design and construction of mineral-based functional nanomaterials inspired from nature-like engineering
S. Sun, O. Kotova, Ye. Golubev, F. Dong ... 132

Effect of temperature on the structural properties of barium titanate nanopowders synthesis via sol-gel process. *M. Tihtih, L. A. Gömze* ... 133

Geopolymer preparation from aluminum dross. *B. Udvardi, R. Géber, I. Kocserha, L. A. Gömze* ... 134

VI. Биоминералогия и биоминеральные взаимодействия
Органические минералы и минералоиды

Применение статистических методов к данным по аминокислотному составу холелитов
О. Е. Амосова, Е. В. Машина, С. Н. Шанина ... 137

Отражение минерального состава пылевых частиц в элементном содержании в волосах детей, проживающих на отдельных территориях Мурманской области
Н. К. Белишева, А. Р. Изатулина, О. В. Франк-Каменецкая ... 138

Протеин-фосфатные биомиметики в тонких пленках. *А. В. Журавлев* ... 140

Келловейские аммониты: сохранность белковой составляющей. *В. И. Каткова, С. Н. Шанина* ... 141

Роль биоцементации в образовании песчаников. *Л. В. Леонова, Ю. С. Симакова, А. А. Новосёлов* ... 142

Конкреции как источник геологической информации. *Л. В. Леонова, Е. И. Сорока, А. И. Антошкина* ... 144

Стереохимия аминокислот в холелитах. *Е. В. Машина, С. Н. Шанина* ... 145

Минералогический состав грязей озера Чисвадор-ты (Республика Коми)
Т. П. Митюшева, Ю. С. Симакова ... 146

Изменения в минерализованных тканях конодонтовых элементов ранних представителей рода *Protognathodus* в процессе эволюции (поздний девон — ранний карбон)
А. Н. Плотицын, А. В. Журавлев ... 147

Сравнение значений средних арифметического и геометрического при нахождении потери угольного вещества при решении системы балансовых уравнений в процессе катагенеза углей
С. В. Рябинкин ... 150

Минеральная ассоциация битумонасыщенных пород Войского месторождения. *Н. Н. Рябинкина* ... 152

Бактериоморфный пирит и его преобразование по стадиям литогенеза и углефикации (на примере угленосных отложений Донецкого бассейна). *К. М. Седаева* ... 153

Вторичная минерализация раннекаменноугольных семян *О. П. Тельнова, Л. С. Кочева, А. П. Карманов* ... 154

Нитевидные микроорганизмы(?) в рассолах калийно-магниевых солей Якшинского месторождения. *С. Н. Шанина, О. О. Игнатович, Е. М. Тропников, А. С. Шуйский* ... 155

Патогенные минералы в организме человека: формирование и морфоструктура *О. А. Якушина, Ф. А. Евдокимов, О. И. Якушина* ... 156

VII. Экспериментальное моделирование процессов минералообразования

Генезис пикроильменита в кимберлитах: один из возможных путей (на примере кимберлитов Гвинеи). *В. П. Афанасьев, Е. И. Николенко* ... 161

Структурная эволюция стильбита при высоком давлении *А. С. Бражникова, С. Н. Дементьев, А. Ю. Лихачева, С. В. Ращенко, Ю. В. Сереткин* ... 162

Рамановское высокоразрешающее исследование колебаний аниона NO_3^- в жидкой среде, связь с предкристаллизационными кластерами. *А. А. Кряжев* ... 163

PTV-условия образования Ni-Co-As (±U-Ag), Co-S-As (±Au-W), Cu-Co-As (±Sb-Ag) гидротермальных месторождений. *В. И. Лебедев* ... 165

Исследование влияния импульсного давления на процесс аргиллизации *В. Я. Медведев, Л. А. Иванова* ... 168

Модификация поверхности кристаллов аквамарина с формированием субмикронных структур *Н. Н. Пискунова, А. А. Кряжев, В. А. Радаев* ... 169

Экспериментальное моделирование процесса синтеза алмазных микрополикристаллических агрегатов. *А. Е. Сухарев* ... 171

VIII. Минералогия месторождений полезных ископаемых Топоминералогия

Несовместимые элементы рудообразующих систем — ключ к эффективному прогнозированию месторождений (на примере Cr-Fe-Ti-V-Ni-Cu-Co-ЭПГ-оруденения). *И. А. Августинчик* ... 175

Флюидные включения в минералах как один из факторов газодинамических явлений в горных выработках. *Я. В. Антипович* ... 176

Влияние кальцита и доломита на фильтрационно-емкостные свойства карбонатных пород *Т. В. Антоновская* ... 177

Минерагения россыпей алмазов северо-востока Сибирской платформы *В. П. Афанасьев, Н. П. Похиленко* ... 179

Микродеформации кварца песчаников Донбасса как индикатор их свойств *В. А. Баранов* ... 180

Формы нахождения Au и Ag в пробах малосульфидных руд и рыхлых отложениях района Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) *В. И. Блоков, И. В. Викентьев* ... 181

Топоминералогия металлов платиновой группы на Северном Кавказе *И. А. Богуш, Г. В. Рябов* ... 182

Применение гамма-спектрометрии с германиевым детектором и ИК-спектроскопии для целей поисковой геологии *Ф. Ф. Валиев, А. М. Яфясов, В. О. Сергеев, А. И. Зинпа, С. А. Горобец, Н. Н. Лаптев, И. Р. Макарова, Н. А. Суханов, А. С. Гришканич* ... 184

Минералы тяжелого шлиха сапфироносной россыпи Нарын-Гол (бассейн реки Джида, Байкальская рифтовая система) *В. В. Вантеев, Е. В. Кислов* ... 186

Барийсодержащие калиевые полевые шпаты (массив Малый Камешек, Северный Тиман) *Д. А. Варламов, О. В. Удоратина* ... 187

Sc-V-гранаты из хлоритолитов Мулдакаевского массива (Южный Урал) *Д. А. Варламов, В. В. Мурзин* ... 189

Морфология рудных тел месторождения Гужумсай (Чармитанское рудное поле) *Д. И. Джуманиязов, Ф. Б. Каримова* ... 191

Нияюская рудная зона. Кряж Манитанырд (Полярный Урал). *Л. И. Ефанова* ... 192

Модель формирования месторождения Купол (Чукотский АО) по данным Vis-NIR-SWIR спектроскопии. *Н. В. Жунёв, М. В. Березнев, В. А. Рассулов* ... 194

Йоко-Довыренский расслоенный массив (Северное Прибайкалье): метасоматическое происхождение хромититов. *Е. В. Кислов, В. С. Каменецкий, В. В. Вантеев* ... 196

Вещественный состав черных сланцев окружения Яйюского магматического комплекса (Полярный Урал). *Н. С. Ковальчук, Т. Г. Шумилова, С. А. Светов* ... *198*

Опыт регионального минералогического картирования на примере складчатых структур Юго-Восточной Якутии. *А. В. Кокин* ... 200

Анализ современного состояния ресурсной базы пресных подземных вод южных районов Республики Коми. *Ю. А. Кокшарова* ... 201

Условия формирования кварц-золоторудного месторождения Толстиха (Южный Урал) *М. А. Корекина* ... 204

Месторождения металлических и неметаллических полезных ископаемых западного склона севера Урала, Пай-Хоя и Тимана, проблемы региональной минерагении *С. К. Кузнецов, М. Б. Тарбаев, Т. П. Майорова* ... 205

Благороднометалльные ассоциации (ЭПГ+Au), связанные с палеопротерозойским базит-гипербазитовым магматизмом (PR_1sm-ld) Лапландско-Онежской минералогической провинции Карелии. *Л. В. Кулешевич* ... 207

Результаты датирования монацита из рудопроявления Ичетъю (Средний Тиман) методом CHIME *А. Б. Макеев, С. Г. Скублов, А. О. Красоткина, С. Е. Борисовский* ... 208

Апосерпентинитовый нефрит Хуша-Гольского участка Горлыкгольского месторождения (юго-восток Восточного Саяна) *А. В. Малышев, Е. В. Кислов, В. В. Вантеев, В. С. Юневич* ... 210

Микродеформации минералов — предпосылки для образования трещин в породах. *Л. Ф. Маметова* ... 211

Новые перспективные источники скандиевого сырья и приоритеты их вовлечения в промышленное использование. *Г. Б. Мелентьев, О. В. Петракова, А. М. Ручьев* ... 213

Редкометалльный потенциал Европейского Севера России и приоритеты его реализации: редкие щелочные и рассеянные металлы *Г. Б. Мелентьев, Л. М. Делицын* ... 215

Особенности минералогии борнита промышленных сортов руд Северо-Западного участка Волковского месторождения (Средний Урал). *А. И. Морохин* ... 219

Состав и условия образования кеммererита и уваровита в рудах Агардагского хромитового месторождения (Южная Тува) *Ч. К. Ойдуп, Ф. П. Леснов, А. А. Монгуш, В. Н. Королюк* ... 221

Цинкохромит на золоторудном месторождении Чудное (Приполярный Урал). *С. А. Онищенко* ... 223

Минеральный состав аллювиальных отложений Кыввожского золотороссыпного поля Среднего Тимана и их связь с распространением шлихового золота *К. Г. Пархачева, М. Ю. Сокерин* ... 225

Геохимические особенности зон развития сульфидной минерализации Кыввожского района (Средний Тиман). *К. Г. Пархачева, С. К. Кузнецов, М. Ю. Сокерин* 227

Аутигенный источник углеводородов в шунгитсодержащих породах Онежской структуры *А. В. Первунина* 228

Минералого-геохимические исследования углеродсодержащих пород Зажогинского месторождения (Карелия) *А. В. Первунина, О. В. Мясникова* 229

Развитие идей Н. П. Юшкина по топоминералогии в связи с геолого-технологическим картированием. *Б. И. Пирогов* 230

Литиофорит в составе железомарганцевых стяжений из коры выветривания Мариупольского щелочного массива. *В. Т. Погребной* 232

Минералогия пещер сернокислотного спелеогенеза *С. С. Потапов, О. Я. Червяцова, Н. В. Паршина, С. А. Садыков, Р. С. Дбар* 233

Минералого-технологические особенности золотосодержащих руд месторождения «Дельмачик» *К. К. Размахнин, П. А. Василюк* 234

От «генома человека» к «геному месторождений» — это реально. *В. С. Салихов* 236

Генетический код (геном) эндогенных месторождений — основа их локального прогнозирования. *В. С. Салихов* 237

Sm-Nd-изотопия даек Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) *Е. И. Сорока, О. Б. Азовскова, М. Ю. Ровнушкин, Н. Г. Солошенко* 238

Глинистые минералы в цементе триасовых граувакк Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. *Н. Н. Тимонина* 240

Особенности химического состава ксенотима метасоматических пород (Октябрьское рудное поле, Четласский Камень, Средний Тиман) *О. В. Удоратина, И. В. Козырева, И. А. Губарев, А. С. Шуйский* 241

Ti-Fe-Nb-минеральные фазы из бокситоносной коры выветривания Верхне-Щугорского месторождения (Средний Тиман) *О. В. Удоратина, Д. А. Варламов, Б. А. Макеев, А. С. Шуйский, В. А. Капитанова* 243

Характеристика вещественного состава талькового камня месторождения Озерки (Костомукшское рудное поле). *П. В. Фролов, О. С. Сибелев, Е. Е. Климовская, А. И. Савицкий* 245

Анализ физики и свойств минералов мантийной среды при различных давлениях и температурах в недрах. *А. Л. Харитонов* 247

Микроэлементы в рудоносных породах проявления уч. Первый (хребет Пай-Хой, Югорский полуостров). *Р. И. Шайбеков, Г. В. Игнатьев* 249

Минералы ультраосновных пород Новобобровского рудного поля (Средний Тиман). *А. М. Шмакова, О. В. Удоратина, Д. А. Варламов, А. С. Шуйский* 252

Карбонатные конкреции в девонских отложениях Цилемской площади (Средний Тиман) *И. Х. Шумилов* 253

Фосфатная минерализация карбонатных конкреций. *И. Х. Шумилов* 255

Титановый барьер в геохимии фосфора. *Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис, Н. В. Рыбина* 257

IX. Геоматериаловедение
Рациональное использование минерального сырья

Фазовые превращения минералов сопочной брекчии в процессе нагрева *Н. А. Афиногенова, Д. Е. Белобородов, Н. А. Егоров, М. А. Краснова, М. А. Матвеев* 262

Влияние химико-минеральных особенностей грунтов на их свойства *А. А. Безродных, И. Ю. Маркова, В. В. Нелюбова, М. А. Степаненко* 263

Карбосиликотермическое восстановление лейкоксенового концентрата Ярегского месторождения для получения соединений Ti_3SiC_2 и Ti_4SiC_3 семейства MAX фаз
И. М. Беляев, П. В. Истомин, Е. И. Истомина 264

Получение обеззоленных концентратов органического вещества на основе горючих сланцев
Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев, Д. В. Кузьмин, И. Н. Бурцев, А. А. Деревесникова, О. В. Валяева 266

Особенности кристаллизации сульфата кальция при искусственном старении
М. С. Гаркави, Х.-Б. Фишер, Е. А. Колодежная 267

Системный анализ в управлении горно-промышленными отходами с позиции минералогии
Е. А. Горбатова, Е. А. Емельяненко, М. В. Зарецкий 268

О влиянии особенностей сырья на эксплуатационные свойства геополимерного пенобетона
Д. Н. Данакин 270

Определение качества керамических кирпичей методами минералогического анализа
В. Е. Жукова, И. А. Ксенофонтов, Н. А. Сычева, В. В. Ружицкий, Ю. Н. Шувалова 271

Методические подходы к диагностике хризотил-асбеста в антропогенных экосистемах
В. Е. Жукова, Е. Г. Ожогина, Н. А. Сычева, Ю. Н. Шувалова, О. А. Якушина 272

Использование метаосадочных пород рифейско-вендского субстрата Среднего Тимана
В. Н. Землянский, В. А. Копейкин, В. А. Лебедев 274

Производство кварца высокой чистоты в Индии и Китае. *В. Д. Игнатьев* 276

К вопросу использования полимерных связующих для консолидации пылеватых частиц глинистых пород. *Э. М. Ишмухаметов, А. В. Абзалилова, М. В. Никулина, П. С. Баскаков* 276

Рациональное использование нефритсодержащего сырья. *Е. В. Кислов, Л. И. Худякова* 278

Твердофазное превращение минералов в процессе окислительного обжига титаномагнетитовых руд Медведевского месторождения
М. С. Колкова, Е. А. Горбатова, Б. И. Пирогов, А. В. Иоспа 279

Стандартная свободная энергия Гиббса ($\Delta G^o f_{298.15}$, *Дж/моль*) ионов лантана в водном растворе
В. А. Копейкин 280

Автоматизированный минералогический анализ на базе сканирующих электронных микроскопов компании Thermofisher Scientific. Развитие методов и алгоритмов анализа данных как ответ на новые вызовы технологической минералогии. *О. Е. Корнейчик* 283

Минералогическое геоматериаловедение: акценты академика Н. П. Юшкина и новые вызовы
О. Б. Котова 285

Исследование новых углеродных наноматериалов как сорбентов тяжелых долгоживущих радионуклидов. *Л. С. Кочева, Н. Г. Рачкова, А. П. Карманов, А. П. Возняковский, С. В. Кидалов* 287

Морфология химически осажденных кристаллов карбоната кальция в зависимости от условий его синтеза. *Д. В. Кузьмин, Н. Н. Пискунова, И. Н. Бурцев* 287

Способы получения стабильных эмульсий нанокремнезема
Е. О. Кузьмин, С. В. Неровная, О. О. Масанин 289

Особенности состава и свойства минеральных компонентов, применяемых в дренажных бетонах
А. Лакетич, Л. Н. Боцман, С. К. Лакетич, В. В. Нелюбова 290

Проблема освоения огнеупорного сырья Тимана. *В. А. Лебедев, В. Н. Землянский* 291

Месторождение арсенидных кобальтовых руд Хову-Аксы: перспективы и проблемы возрождения уникального гидрометаллургического производства в Туве
В. И. Лебедев 294

Прогнозные минералогические критерии выбора технологий переработки ниобий-редкоземельных руд кор выветривания. *Е. Г. Лихникевич* 296

Проблемы правового регулирования в строительстве
Р. С. Лунев, Е. Н. Кикалишвили, Н. Лакетич, Е. Н. Чикилева 298

Аспекты применения алюмосиликатного техногенного сырья при производстве дорожно-строительных материалов. *А. Ю. Марков, М. А. Степаненко, И. Ю. Маркова* 299

Новые композиции реагентов для извлечения минералов сурьмы и мышьяка при переработке упорных золотосодержащих руд. *Т. Н. Матвеева, Н. К. Громова* 300

Применение анизотропных минеральных наполнителей и модификаторов для получения композиционных материалов на основе серного вяжущего
Л. Ю. Назарова, Ю. И. Рябков 302

Позиции прикладной минералогии в современном недропользовании
Е. Г. Ожогина, А. А. Рогожин 303

Перспективы проведения межлабораторных сличительных испытаний по минералогическим методам анализа
Е. Г. Ожогина, Е. А. Горбатова, А. А. Белоусова 304

Сорбция химических элементов компонентами бурых углей
Л. М. Павлова, В. И. Радомская, Л. П. Шумилова 306

Механизм внедрения ионов Pb^{2+} и Sr^{2+} в кристаллическую структуру ситинакита
Т. Л. Паникоровский, И. А. Перовский, Н. Ю. Яничева, Н. С. Власенко, С. В. Кривовичев 307

Анализ магнитных свойств песков хвостохранилища Малышевского месторождения
П. С. Пащенко 309

Первый шаг к получению микросфер SiO_2–TiO_2 со структурой «ядро — оболочка» из продуктов переработки лейкоксеновых руд
И. А. Перовский, Г. В. Игнатьев 310

Основные черты поведения минералов в единой системе «минерагенез — техногенез руд»
Б. И. Пирогов 313

Минералогические и физико-химические основы технологий переработки высокожелезистых бокситов (Средний Тиман). *И. Н. Размыслов, С. Н. Кульков* 314

Применение низкочастотной электромагнитной спектроскопии в материаловедении
Н. А. Секушин 316

Эффективность применения интрузивных кислых пород при разработке бесцементных минеральных вяжущих систем. *М. Н. Сивальнева, В. А. Кобзев, А. Ю. Винакова* 317

Оценка влияния среды карбонатной биоминерализации на морфологию новообразований
В. В. Строкова, У. Н. Духанина, Д. А. Балицкий, О. И. Дроздов 318

Формы нахождения никеля и кобальта в рудах кор выветривания ультраосновных массивов Урала
Н. А. Сычева, А. В. Иоспа, Н. С. Чуркин, В. Н. Мирошкин 320

Оценка потери экосистемных услуг при строительстве и эксплуатации объектов недропользования на Севере
Т. В. Тихонова 321

Цифровая технология оценки качества и классификации сырья драгоценных камней
А. Н. Чертов, Е. В. Горбунова, А. С. Кушкоева, А. А. Алёхин 324

Минералого-технологические особенности песков Барун-Нарынского техногенного месторождения вольфрама
Т. А. Чикишева, С. А. Прокопьев, Е. С. Прокопьев, Г. С.Спицин, С. В. Спицин, А. А. Янцен, А. Г. Карпова, В. И. Тукусер, М. А. Кондратьева 324

Гюнтерблассит и гмелинит как природные иониты
Н. В. Чуканов, Н. А. Червонная, О. Н. Кажева, В. Н. Ермолаева, Д. А. Варламов, К. В. Ван 326

Рентгеновская микротомография геоматериалов: состояние и проблемы
О. А. Якушина, М. С. Хозяинов 328

Targeted structure modification of layered silicates. *A. M. Gerasimov, A. V. Arsentyev, O. V. Eremina* 329

Biogeosorbents for solving environmental problems
D. A. Shushkov, O. B. Kotova, T. N. Shchemelinina, M. Harja, E. M. Anchugova 330

Practical geometallurgy titanium-tantalum-niobates. *L. A. Vaisberg, I. D. Ustinov* 332

X. Минералогия астроблем и метеоритов

Рамановское картирование минеральных фаз UHPHT-стекол Карского метеоритного кратера (Пай-Хой, Россия). *С. И. Исаенко* ... 335

Особенности исследования углеродных полифазных агрегатов методом рамановской спектроскопии на примере алмазов в стеклоуглеродной оболочке *С. И. Исаенко, Т. Г. Шумилова* ... 336

Постимпактная гидротермальная деятельность в черных сланцах окружения Карской астроблемы (Пай-Хой). *Н. С. Ковальчук, Т. Г. Шумилова* ... 337

Мёссбауэровская спектроскопия ^{57}Fe свежих и выветрелых обыкновенных хондритов *В. П. Лютоев, С. С. Потапов, Н. Ю. Никулова, А. Ю. Лысюк, О. С. Головатая* ... 339

Сравнительный анализ вещественного состава литокластов разновидностей зювитов и пород мишени Карской астроблемы. *Н. И. Максименко* ... 341

Структурно-текстурные особенности и вещественный состав зювитов на р. Путью (Карская астроблема). *Н. И. Максименко* ... 343

Гомологический ряд астроблем Лаппаярви (Финляндия) — Яррабубба (Зап. Австралия) и ряда других синфазных или синхронных им объектов в системе галактической цикличности и периодичности земных и лунных импактных событий *Б. А. Мальков, В. В. Куратов* ... 344

Принадлежность уникально платиноносной кольцевой структуры Кондёр (Алданский щит) к гомологическому ряду синфазных ей астроблем Дуолунь (Китай) — Садбери (Канада) *Б. А. Мальков, В. В. Куратов* ... 346

Хромшпинелиды из хондрита SE (Атаками, Чили) *Н. Ю. Никулова, Б. А. Макеев, В. Н. Филиппов, А. С. Шуйский* ... 347

Наноструктурные особенности импактных углеродных веществ Карской астроблемы *В. В. Уляшев, Т. Г. Шумилова* ... 349

Совпадение возраста уникально крупных эндогенных рудоносных объектов с гомологическими рядами эталонных импактных событий *М. Л. Холопова, Б. А. Мальков, В. В. Куратов* ... 351

Галактическая периодичность импактных событий, сохранившаяся в родословной Каменской астроблемы (Россия) *М. Л. Холопова, Б. А. Мальков, В. В. Куратов* ... 354

Многообразие импактных алмазов. *Т. Г. Шумилова* ... 356

Минералогические особенности жильных ультравысокобарных импактных стекол Карской астроблемы. *Т. Г. Шумилова* ... 358

An eight kilogram chunk and more: evidence for a new class of iron silicide meteorites from the Chiemgau impact strewn field (SE Germany). *F. Bauer, M. Hiltl, M. A. Rappenglück, K. Ernstson* ... 359

Evidence of meteorite impact-induced thermal shock in quartz. *K. Ernstson* ... 361

Chiemite — a high PT carbon impactite from shock coalification/carbonization of impact target vegetation *K. Ernstson, T. G. Shumilova* ... 363

Artifact-in-impactite: a new kind of impact rock. Evidence from the Chiemgau meteorite impact in southeast Germany *B. Rappenglück, M. Hiltl, K. Ernstson* ... 365

XI. Музееведение
Основы сохранения геологической информации

Солевые новообразования на белом камне. *Т. Т. Абрамова* ... 371

Минеральный состав красок палитры ложечника из фондов Усть-Цилемского историко-мемориального музея А. В. Журавского. *И. С. Астахова* ... 372

Выставка «Минералы магматических сульфидных руд» в Минералогическом музее им. А. Е. Ферсмана Российской академии наук. *Ю. Д. Гриценко* 374

Русская полярная экспедиция: цель — Берингов пролив. *А. Я. Докучаев, Ф. В. Кулаков* 375

Минералогические коллекции Кунгурского музея-заповедника и их использование в выставочной и культурно-образовательной деятельности. *Л. А. Долгих* 377

Каталоги научного фонда Геологического музея им. А. А. Чернова *Л. Р. Жданова* 378

Научное наследие в музее Института земной коры: Г. Ф. Уфимцев — геоморфолог *Л. А. Иванова, Т. М. Сковитина* 379

Изучение металлургических железосодержащих шлаков и изделий из раскопок поселения Югорская сопка (Ненецкий автономный округ) *А. М. Мурыгин, И. С. Астахова, Е. М. Тропников* 381

Коллекция гипса в музее карста и спелеологии ГИ УрО РАН *Д. В. Наумкин, О. И. Осетрова* 382

Учебный геологический музей УГТУ. *А. М. Плякин, М. И. Фомин* 384

Музей геологии докембрия ИГ КарНЦ РАН — источник геологических знаний о древнейшей истории Карелии. *А. В. Рахманова* 385

Сбережение объектов геологического наследия России минералогического типа в современном мире: парадоксы действительности и реальные возможности. *О. Г. Столова* 387

Лемезиты Челябинской области — уникальные строматолитовые известняки рифея *Т. И. Таранина* 388

Сохранение и популяризация книжной коллекции Императорского минералогического общества в фонде Национальной библиотеки Республики Коми *Л. А. Холопова* 390

Глобальная база данных по физико-химическим свойствам нефтей Музея ИХН СО РАН *И. Г. Ященко* 390

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ 392

Научное издание

Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии

(Юшкинские чтения — 2020)

Материалы российской конференции с международным участием

Сыктывкар, Республика Коми, Россия
7—10 декабря 2020 г.

Modern Problems of Theoretical, Experimental, and Applied Mineralogy

(Yushkin Readings — 2020)

Proceedings of Russian conference with international participation

Syktyvkar, Komi Republic, Russia
7—10 December 2020

Компьютерный набор. Подписано в печать 29.04.2020
Бумага офсетная. Печать РИЗО.
Тираж 200. Усл. печ. л. 51. Заказ 1145.
Издательско-информационный отдел
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН
167982, ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54
geoprint@geo.komisc.ru