



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ



ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ
им. В.С. СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РАН

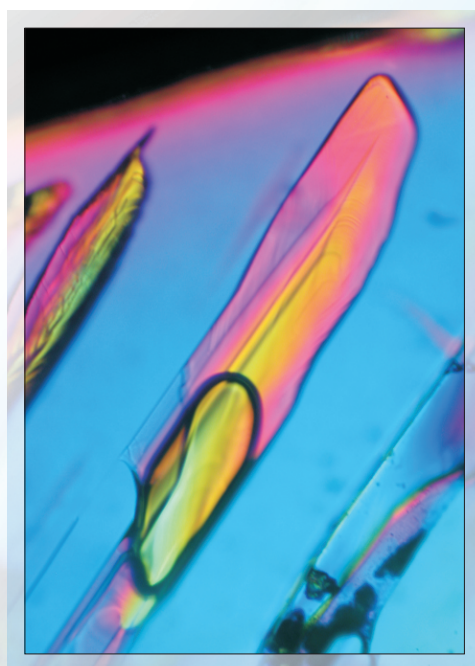


РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ
ОБЩЕСТВО



MINERALOGY
2022

ХІХ ВСЕРОССИЙСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ, ПОСВЯЩЕННАЯ ПАМЯТИ И. Т. БАКУМЕНКО



10–13 октября 2022 г., Новосибирск, Россия

Тезисы докладов



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ



ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И МИНЕРАЛОГИИ
им. В.С. СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РАН



РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ
ОБЩЕСТВО



MINERALOGY
2022



ГЕОВЕБИНАРЫ

ХІХ ВСЕРОССИЙСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ, ПОСВЯЩЕННАЯ ПАМЯТИ И. Т. БАКУМЕНКО



10–13 октября 2022 г., Новосибирск, Россия

Тезисы докладов

Новосибирск
2022

УДК 548
ББК Д 330.346
В 852

СОПРЕДСЕДАТЕЛИ: академик Похиленко Николай Петрович
Новосибирск, ИГМ СО РАН

чл.-корр. Крук Николай Николаевич
Новосибирск, ИГМ СО РАН

Ученый секретарь: Затолокина Ксения Игоревна
Новосибирск, ИГМ СО РАН

В 852 XIX Всероссийская конференция по термобарогеохимии, посвященная памяти И. Т. Бакуменко: Тез. докл. / Отв. ред. С.З. Смирнов; Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. – Новосибирск : ИПЦ НГУ, 2022. – 118 с.

ISBN 978-5-4437-1359-5

DOI 10.25205/978-5-4437-1359-5

Сборник содержит тезисы докладов XIX Всероссийской конференции по термобарогеохимии, прошедшей в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН в г. Новосибирске 10–13 октября 2022 года. Конференция посвящена памяти выдающегося новосибирского ученого, одного из разработчиков методики исследования расплавных включений в минералах кислых магматических пород, к.г.-м.н. И.Т. Бакуменко (1936–2020). Доклады конференции разделены на четыре тематические секции: расплавы и флюиды в магматических и метаморфических процессах; теоретические и экспериментальные основы изучения флюидных и расплавных включений; флюидный режим осадочных бассейнов и взаимодействие бассейновых вод с магмами; флюиды и расплавы в процессах рудообразования.

Сборник представляет интерес для студентов вузов геологических специальностей и специалистов, занимающихся фундаментальными и прикладными исследованиями в области магматической и метаморфической петрологии, геологии рудных месторождений и металлогении, минералогии и флюидного режима эволюции осадочных бассейнов, где в качестве объектов используются включения минералообразующих сред в минералах.

УДК 548
ББК Д 330.346

ISBN 978-5-4437-1359-5

© Институт геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН, 2022

Члены комитета

Акинфиев Николай Николаевич
д.х.н. (ИГЕМ РАН, Москва)
Наумов Владимир Борисович
к.г.-м.н. (ГЕОХИ РАН, Москва)
Балицкий Владимир Сергеевич
д.г.-м.н. (ИЭМ РАН, Черноголовка)
Пахомова Вера Алексеевна
к.г.-м.н. (ДВГИ ДВО РАН, Владивосток)
Борисенко Александр Сергеевич
д.г.-м.н. (ИГМ СО РАН, Новосибирск)
Перетяжко Игорь Сергеевич
д.г.-м.н. (ИГХ СО РАН, Иркутск)
Векслер Илья Владимирович
к.г.-м.н. (GFZ German Research Centre
for Geosciences, Потсдам, Германия)
Плечов Павел Юрьевич
д.г.-м.н. (Минералогический музей
им. А.Е. Ферсмана, РАН)
Гирнис Андрей Владиславович
д.г.-м.н. (ИГЕМ РАН, Москва)
Плотинская Ольга Юрьевна
к.г.-м.н. (ИГЕМ РАН, Москва)
Дамдинов Булат Батуевич
д.г.-м.н. (ГИН СО РАН, Улан-Удэ)

Портнягин Максим Владимирович
к.г.-м.н. (ГЕОХИ РАН, Москва)
Дамдинова Людмила Борисовна
к.г.-м.н. (ГИН СО РАН, Улан-Удэ)
Прокофьев Всеволод Юрьевич
д.г.-м.н. (ИГЕМ РАН, Москва)
Данюшевский Леонид Викторович
профессор (University of Tasmania, Хобарт, Австралия)
Смирнов Сергей Захарович
д.г.-м.н. (ИГМ СО РАН, Новосибирск)
Коваленкер Владимир Александрович
д.г.-м.н. (ИГЕМ РАН, Москва)
академик Соболев Александр Владимирович
д.г.-м.н., профессор (ISTerre, Université Grenoble Alpes
Гренобль, Франция)
Котельникова Зоя Анатольевна
д.г.-м.н. (ИГЕМ РАН, Москва)
Соловова Ирина Петровна
д.г.-м.н. (ИГЕМ РАН, Москва)
Кременецкий Александр Александрович
д.г.-м.н. (ИМГРЭ, Москва)
Томиленко Анатолий Алексеевич
д.г.-м.н. (ИГМ СО РАН, Новосибирск)
академик Летников Феликс Артемьевич
д.г.-м.н. (ИЗК СО РАН, Иркутск)

ОСНОВНЫЕ ТЕМЫ СОВЕЩАНИЯ

- РАСПЛАВЫ И ФЛЮИДЫ В МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ
- ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ И РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ
- ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ БАССЕЙНОВЫХ ВОД С МАГМАМИ
- ФЛЮИДЫ И РАСПЛАВЫ В ПРОЦЕССАХ РУДООБРАЗОВАНИЯ



Игорь Тимофеевич Бакуменко (19.11.1936–07.12.2020) кандидат геолого-минералогических наук, зав. лабораторией минералогии ИГиГ СО АН СССР. После окончания Львовского государственного университета Игорь Тимофеевич начал работать над изучением процессов пегматитообразования под руководством профессора Юрия Александровича Долгова – одного из основателей советской школы термобарогеохимии. Наиболее плодотворная пора его научной деятельности связана с новосибирским Академгородком и Институтом геологии и геофизики СО АН СССР, на базе которого впоследствии был создан Институт геологии и минералогии СО РАН. Сфера научных интересов Игоря Тимофеевича касалась определения параметров наиболее высокотемпературных геологических процессов – процессов магматической кристаллизации с помощью включений затвердевших расплавов в минералах. Он со своими коллегами одним из первых провел эксперименты по гомогенизации расплавных включений в магматических минералах. Среди наиболее ярких его исследований определение температур и давлений магматического этапа образования камерных гранитных пегматитов.

Будучи сотрудником лаборатории минералообразующих растворов, а затем заведующим лабораторией минералогии Института геологии и геофизики СО АН СССР, Игорь Тимофеевич внес неоценимый вклад в развитие новосибирской термобарогеохимической школы, продолжая лучшие традиции минералогов и исследователей включений минералообразующих сред Львовского государственного университета им. И. Франко. С его именем связаны разработки методов исследования расплавных включений в минералах гранитов и гранитных пегматитов. Под его руководством были заложены методические основы изучения включений флюидонасыщенных гранитных расплавов.

Игорь Тимофеевич с энтузиазмом передавал свои знания молодому поколению сибирских ученых. О его лекциях и семинарских занятиях на геолого-геофизическом факультете Новосибирского госуниверситета ходят легенды. Он воспитал не одно поколение исследователей минералов и включений в минералах, среди которых многие стали кандидатами, докторами наук и членами Российской академии наук.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ ПРОЯВЛЕНИЯ ХИТООСТРОВ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Е.Ю. Акимова

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
79052513147@yandex.ru*

Корундсодержащие породы проявлений Северной Карелии – метасоматиты (Серебряков, 2004, Акимова, Кольцов, 2022 и ссылки в них), которые известны аномально изотопно-лёгким кислородом и водородом в минералах (Bindeman et al., 2014, Крылов и др., 2011, Высоцкий и др., 2014 и ссылки в них). В связи с этим представляет интерес исследование флюидных включений в минералах корундсодержащих и вмещающих пород, в особенности – водно-солевых включений. Для этого выбрано одно из проявлений – Хитоостров, где аномалия изотопного состава кислорода и водорода в породах наиболее ярко выраженная.

Исследования проводились на оборудовании ИГГД РАН: микротермометрия – с использованием термокриометрической установки Linkam THMSG 600 и микроскопа Olympus BX51; рамановская спектроскопия – при помощи рамановского спектрального анализатора РамМикс М532 с микроскопом Olympus BX43. Для идентификации солевого состава водно-солевых флюидных включений использовалась таблица в (Борисенко, 1977). Для расчёта солёностей – программные средства (Steele-MacInnis et al., 2011, Bakker, 2018). Для идентификации фазового состава газовых включений и дочерних фаз во включениях методом рамановской спектроскопии использованы справочные данные (Frezzotti et al., 2012).

Среди вмещающих пород изучены 3 образца гнейсов чупинской толщи и 2 образца гранатовых амфиболитов. Во всех разновидностях этих пород есть кварц, поэтому именно в нём изучались флюидные включения. Как правило, это цепочки включений неправильной формы размерами 5–20 мкм.

В мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсах присутствуют цепочки первично-вторичных водно-солевых включений со средними $T_{ml} = -49\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -13\text{ }^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 15 вес.% CaCl_2 и 1 вес.% NaCl), а также менее распространённые цепочки вторичных водно-солевых включений со средними $T_{ml} = -57\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -19\text{ }^{\circ}\text{C}$ (вероятно, система $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{LiCl}$).

В мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсах на контакте с проявлением корундсодержащих пород присутствуют цепочки первично-вторичных водно-солевых включений со средними $T_{ml} = -33\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -21\text{ }^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 17 вес.% CaCl_2 и 5 вес.% NaCl), также встречены немногочисленные вторичные водно-солевые включения со средними $T_{ml} = -23\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 7% вес.% NaCl).

В мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсах на некотором удалении от проявления корундсодержащих пород присутствуют цепочки первично-вторичных водно-солевых включений со средними $T_{ml} = -51\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -21\text{ }^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 20 вес.% CaCl_2 и 1 вес.% NaCl), а также цепочки вторичных водно-солевых включений со средними $T_{ml} = -49\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -7\text{ }^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 10 вес.% CaCl_2 и 1 вес.% NaCl).

В мигматизированных гранатовых амфиболитах встречены единичные первичные водно-солевые включения со средними $T_{ml} = -44\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -25\text{ }^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 21 вес.% CaCl_2 и 2 вес.% NaCl), цепочки первично-вторичных включений со средними $T_{ml} = -40\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -9\text{ }^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 12 вес.% CaCl_2 и 1 вес.% NaCl), а также единичные вторичные водно-солевые включения со средними $T_{ml} = -12\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (что соответствует ≤ 5 вес.% экв. NaCl).

Во всех разновидностях пород с водно-солевыми включениями в ассоциации иногда встречаются мелкие газовые (азотные) включения.

В корундсодержащих породах (5 образцов) отсутствует кварц, поэтому включения изучались в других минералах. В корунде и кианите присутствуют только углекислотные флюидные включения, а в плагиоклазе и гранате, помимо углекислотных, распространены также водно-солевые включения. Водно-солевые включения в плагиоклазе чаще всего мелкие (около 5 мкм), расположены вдоль трещин спайности, в зонах серицитизации, поэтому мы предполагаем, что это вторичные включения. Для них средние $T_{ml} = -27\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -13\text{ }^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 9 вес.% CaCl_2 и 7 вес.% NaCl).

В гранате распространены водно-солевые включения вытянутой, полигональной формы размером от 1 до 20 мкм. Они расположены цепочками или небольшими группами, но вдали от трещин отдельности, поэтому мы предполагаем, что это первично-вторичные включения. Иногда в них диагностируются дочерние фазы, представленные кальцитом. Для них средние $T_{ml} = -45\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{mf} = -33\text{ }^{\circ}\text{C}$ (что соответствует 24 вес.% CaCl_2 и 2% вес.% NaCl).

Исходя из полученных данных, мы можем предполагать, что в равновесии с минералами корундсодержащих метасоматитов находился флюид, отличный по составу от порового флюида вмещающих гнейсов чупинской толщи и гранатовых амфиболитов – характеризующийся более высокой соленостью, в частности, концентрацией CaCl_2 .

Работа поддержана грантом РНФ № 22-27-00270.

Акимов Е.Ю., Кольцов А.Б. Термодинамическое моделирование процесса формирования корундсодержащих метасоматитов Беломорского подвижного пояса (Фенноскандинавский щит) // Петрология. 2022. Т. 30. № 1. С. 69–90.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И. и др. Геохимия стабильных изотопов кислорода и водорода корундоносных пород и минералов Северной Карелии как индикатор необычных условий их формирования // Геохимия. 2014. № 9. С. 843–853.

Крылов Д.П., Сальникова Е.Б., Федосеев А.М. и др. Возраст и происхождение корундсодержащих пород о-ва Хитоостров, Северная Карелия // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 80–88.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1978. Т. 1. 360 с. Т. 2. 632 с.

Серебряков Н.С. Петрология корундсодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента). Автореферат дисс. к.г.-м.н. М., 2004. 30 с.

Bakker R.J. AqSo_NaCl: Computer program to calculate p-T-V-x properties in the H_2O - NaCl fluid system applied to fluid inclusion research and pore fluid calculation. Computers & Geosciences 115. 2018. P. 122–13.

Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt A.K. et al. Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in ^{18}O Paleoproterozoic “Slushball Earth” rocks from Karelia, Russia. Geosphere. 2014. V. 10. P. 308–339.

Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. Journal of Geochemical Exploration. 2012. V. 112. P. 1–20.

Steele-MacInnis M., Bodnar R.J., Naden J. Numerical model to determine the composition of H_2O - NaCl - CaCl_2 fluid inclusions based on microthermometric and microanalytical data. Geochimica et Cosmochimica Acta. 2011. V. 75. P. 21–40.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СОСТАВ ЗОЛОТОРУДНЫХ АССОЦИАЦИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАРДАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

Н.Н. Анкушева^{1,2}, Р.В. Кужугет³, И.Р. Прокопьев⁴, А.А. Редина⁴

¹Институт минералогии ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, Миасс, Россия, ankusheva@mail.ru

²Южно-Уральский государственный университет, Миасс, Россия

³Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия, rkuzuget@mail.ru

⁴Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, prokorev_ilya@mail.ru

Тарданский рудный узел (ТРУ) расположен на юге Алтае-Саянской складчатой области в пределах Восточно-Тувинской структурно-фациальной зоны. Золоторудные объекты в скарнах (Тардан, Барсучий, Копто) и березитах (Тардан-2), приурочены к контакту Копто-Байсютского тоналит-плагиогранитного массива таннуольского комплекса ордовика с вулканогенно-карбонатными породами туматтайгинской (R-Є1tt) и тапсинской свит (Є1tp), в зоне влияния Каахемского глубинного разлома (Коробейников, 2006). Их рудные тела представлены линейными минерализованными или штокверковыми зонами. Месторождения ТРУ в скарнах имеют гидротермальный генезис и сопряжены с метасоматитами лиственит-березитового ряда, развивающимися за счет вулканитов, гранитоидов, сланцев, магнезиальных и известковых скарнов в брекчированных и тектонических зонах (Кужугет и др., 2020). Раннеордовикский возраст золотого оруденения месторождения Тардан (481 ± 6.1 млн лет) и интрузивных пород (484–479 млн лет) раннетаннуольского комплекса (O₁tn), парагенетически связанных с минерализацией золота (Гаськов, 2008; Руднев и др., 2015), предполагает то, что Тардан образовалось после завершения активной фазы кембрийско-ордовикских аккреционно-коллизийных событий в регионе.

Минералогическими наблюдениями в объектах ТРУ установлена следующая последовательность минеральных парагенезисов золота: **ранние** (кварц, кальцит, пирит, пирротин, арсенопирит, весьма высокопробное и высокопробное золото $\pm$ халькопирит $\pm$ сфалерит $\pm$ марказит) $\rightarrow$ **промежуточные** (кварц, кальцит, халькопирит, галенит $\pm$ борнит, пирит, виттихенит Cu₃BiS₃, вольтскит AgBiTe₂, теллуриовисмутит Bi₂Te₃, тетрадимит Bi₂Te₂S, сфалерит, высокопробное, среднепробное и низкопробное золото $\pm$ кобальтин), **поздние** $\rightarrow$ (кварц, кальцит, халькопирит, пирит, барит, галенит Zn-теннантит-тетраэдрит, матильдит AgBiS₂, акантит, среднепробное и низкопробное золото, электрум, ртутистый электрум $\pm$ кюстелит $\pm$ ртутистый кюстелит $\pm$ пильзенит Bi₄Te₃ $\pm$ айкинит CuPbBiS₃ $\pm$ берриит Cu₃Ag₂Pb₃Bi₇S₁₆ $\pm$ висмутин $\pm$ Bi-теллурантимон $\pm$ самородный висмут). По составу продуктивных минеральных ассоциаций объекты ТРУ относятся к золото-пирротин-пирит-халькопирит-кварцевому минеральному типу с самородным висмутом, теллуридами и сульфотеллуридами висмута.

Термобарохимическими исследованиями установлено, что образование штокверковых объектов ТРУ происходило при давлениях (P) ~ 0.73 – 0.98 кбар (~ 2.1 – 3.0 км) и температурах 380 – 120°C из водных растворов с хлоридами Na, K и Mg с концентрациями солей 1.7 – 13 мас. % NaCl-экв., содержащих CO₂ и CH₄, при вариациях fO₂, fS₂ и fTe₂. При минералообразовании происходило снижение температуры флюида: **ранние продуктивные стадии** Тардан и Барсучий – 380 – 270°C ; **промежуточные продуктивные стадии** Тардан и Барсучий – 360 – 240°C ; **поздние продуктивные стадии** Тардан – 255 – 150°C и Тардан-2 – 280 – 120°C . Узкий интервал изотопного состава серы сульфидов руд (от $+1.4$ до $+4.6$ ‰, среднее $+2.2$ ‰) и $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ флюида месторождений (от $+0.1$ до $+3.5$ ‰, среднее $+1.3$ ‰), свидетельствуют об участии магматической серы (от -3 до $+3$ ‰) (Ohmoto, Rye, 1979; Ohmoto, 1986).

По минералого-геохимическим особенностям объекты ТРУ близки месторождениям золото-висмутового типа (Гамянин и др., 1998; 2003; Горячев, Гамянин, 2006; Vikent'eva et

al., 2018), которые, согласно зарубежной классификации (Lang, Baker, 2001), отвечают к классу месторождений, парагенетически связанных с интрузиями (intrusion related deposits), т.е. плутоногенно-гидротермальному генетическому классу золоторудных месторождений.

Представителями золото-висмутового геохимического типа в России являются жильные Пограничное (Восточный Саян), Эргелях, Курумское Тугучак, Басагуньинское, Чугулук, Неннели и Галечное (СВ России) и штокверковые Лево-Дыбинское, Тэутеджак (СВ России) месторождения, которые приурочены к апикальным приконтактовым зонам гранитоидных плутонов либо к их краевым приконтактовым зонам, осложненным разломами и тектоническими зонами (Гамянин и др., 1998; Goryachev et al., 2004; Дамдинов и др., 2009; Гармаев и др., 2013; Vikent'eva et al., 2018). В Миров наиболее известные представители данного типа на Аляске (Форт-Нокс, Поро, Голден Хорн, Никсон Форк) относятся к классу месторождений «intrusion related gold deposits» [Гамянин и др., 2017].

Lang J.R., Baker T. Intrusion related gold systems: the present level of understanding // Mineralium Deposita. 2001. V. 36. P. 477–489.

Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits // Review Mineralogy. 1986. V. 16. P. 491–560.

Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N.Y.: John Wiley & Sons. 1979. P. 509–567.

Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Yu., Gamyagin G.N., Goryachev N.A., Bortnikov N.S. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids // Ore Geology Reviews. 2018. V. 100. P. 240–259.

Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю. Изотопно-геохимические особенности рудообразующего флюида золотовисмутовых месторождений Северо-Востока России // Мат. VII Всерос. науч.-практ. конф., посвящ. 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (5–7.04. 2017, Якутск). – Якутск: Изд-во СВФУ, 2017. С. 46–51.

Гамянин Г.Н., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Золото-редкометалльные месторождения Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 94–103.

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г., Колесниченко П.П., Зайцев А.И., Диман Е.Н., Бердников Н.В. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии / Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2003. 196 с.

Гармаев Б.Л., Дамдинов Б.Б., Миронов А.Г. Золото-висмутовое проявление пограничное (Восточный Саян): состав и связь с магматизмом // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 6. С. 533–545.

Гаськов И.В. Новые данные о соотношении скарновой и золоторудной минерализации на Тарданском месторождении (Северо-Восточная Тува) // Геология и геофизика. – 2008. Т. 49. № 12. С. 1227–1237.

Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения Востока России. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 50–62.

Дамдинов Б.Б., Гармаев Б.Л., Миронов А.Г., Дашинимаев З.Б. Золото-висмутовый тип оруденения в юго-восточной части Восточного Саяна // Доклады АН. 2009. Т. 425. № 2. С. 208–212.

Коробейников А.Ф., Зотов И.А. Закономерности формирования месторождений золото-скарновой формации. Томск: ТПУ. 2006. 234 с.

Кужугет Р.В., Анкушева Н.Н., Прокопьев И.Р., Редина А.А. Минералого-геохимические особенности и условия образования золото-сульфидно-кварцевого месторождения Тардан (Северо-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 2. С. 194–215.

Руднев С.Н., Серов П.А., Киселёва В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1572–1600.

СИНТЕТИЧЕСКИЕ ВОДНО-УГЛЕВОДОРОДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЯВЛЕНИЙ ВОСПОЛНЕНИЯ ИСТОЩЕННЫХ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В.С. Балицкий¹, Е.Д. Балицкая¹, Г.В. Бондаренко¹, Т.М. Бубликова¹, М.А. Голунова¹,
Т.В. Сеткова¹, А.И. Лахова², С.М. Петров², И.Н. Плотникова³

¹ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия, balvlad@iem.ac.ru

²КНИТУ, Казань, Россия

³ИПИ АН РТ, Казань, Россия

Представленный доклад связан с проблемой восполнения истощенных и отработанных нефтегазовых залежей. Особое значение это феноменальное явление приобрело в последние годы благодаря постоянному росту добычных работ во всех нефтедобывающих странах. Наглядным примером этому служат нефтегазовые месторождения Татарстана. Так, в крупнейшем из них Ромашкинском месторождении добытая нефть (более 500 миллионов тонн) существенно превышает суммарную вместимость всех известных ловушек и периодически пересчитываемых запасов нефти (Муслимов, 2018; др.). Это объясняется постоянной подпиткой залежей новыми порциями жидких и газовых углеводородов (УВ). Подобное объяснение вызывает ряд дискуссионных вопросов, основными среди которых являются: откуда и в каких количествах и формах в залежи поступают новые порции нефти и газа? Мы попытались решить поставленные вопросы на основе нового подхода и высокоразрешающих физических и физико-химических методов. Суть подхода состоит в проведении экспериментов по взаимодействию гидротермальных растворов с битуминозными породами при одновременном выращивании кварца с флюидными включениями. Подобные включения являются по-существу микропробами маточных растворов (Балицкий и др, 2016; и др.). В дальнейшем они являются основным источником информации для определения *in situ* фазового состава и состояний водно-углеводородных флюидов.

Кварц с флюидными включениями выращивали на ЗУ–затравках методом температурного градиента. В качестве исходных использовали водные растворы NaOH и NaHCO₃, концентрацией 2.0 и 3.2 мас.% соответственно. Исходные битуминозные породы и нефть для опытов отбирали в Татарстане, на Северном Кавказе и во Франции. Фазовый состав и состояния включений при повышенных и высоких температурах изучали с использованием термометрического комплекса THMSG-600 (Linkam, England). Широко применяли также методы молекулярной, в том числе, высокотемпературной (до 450°C) Фурье ИК и Рамановской спектроскопии, обычной микроскопии, особенно с использованием УФ освещения, и газо-жидкостной хроматографии.

Полученные экспериментальные данные, особенно термограммы отдельных включений, позволили получить достоверную информацию о фазовом составе и состоянии водно-углеводородных флюидов в интервале температур 240–650 °C и давлений 30–150 МПа (рис. А, Б, В). Анализ термограмм однозначно подтвердил точку зрения многих геологов-нефтяников о том, что на глубинах 12–14 км и более водно-углеводородные флюиды находятся в гомогенном суб- и сверхкритическом состоянии. В таком состоянии они могут находиться в недрах сколь угодно долгое время, вплоть до наступления гетерогенизации. Продолжительность существования отдельных фаз зависит только от температуры и скорости охлаждения флюида. В реальных опытах и термограммах зафиксировано 5 основных фаз: L1 – водная; L2 – жидкие УВ; G – газовые УВ; SB – твердые битумы, а их последовательная смена происходит через каждые 3–10 мин при принятых в эксперименте скоростях повышения и понижения температуры. В природных условиях устойчивое нахождение подобных фаз может сохраняться тысячи и миллионы лет.

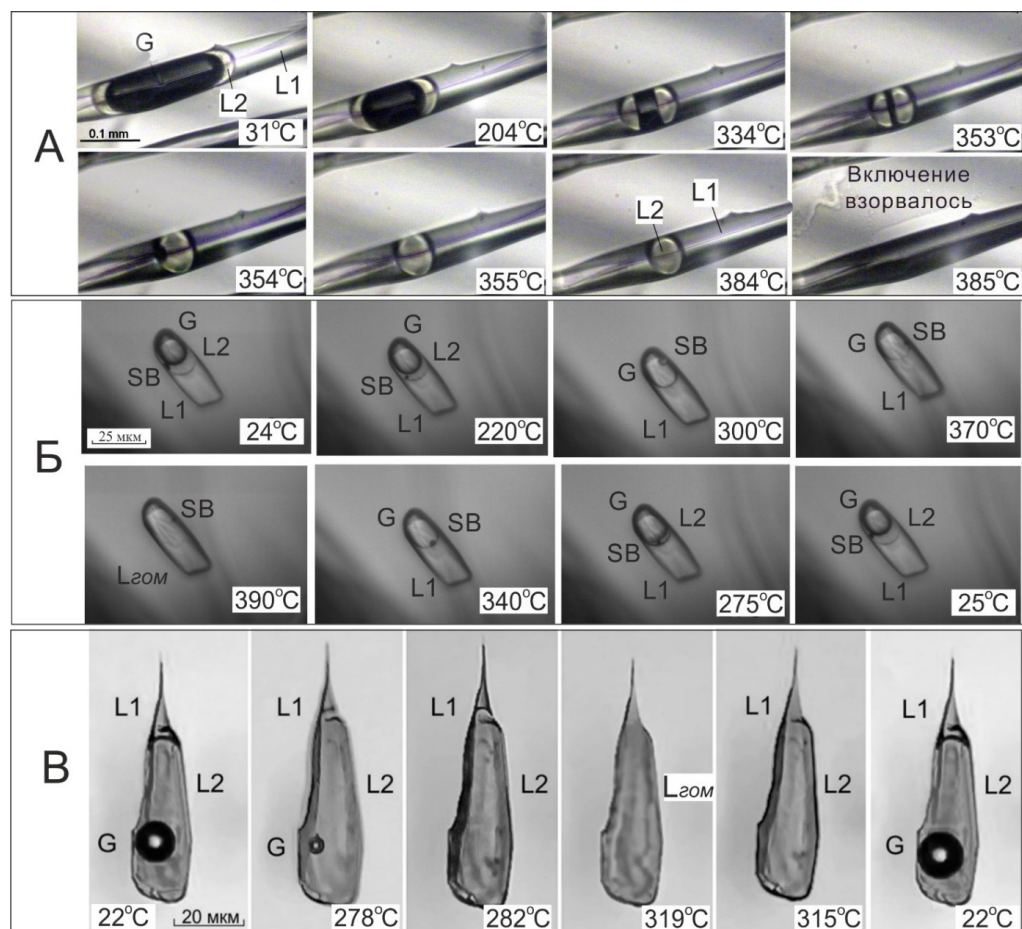


Рис. А, Б, В. Термограммы существенно водных (А, Б) и существенно нефтяного (В) водно-углеводородных включений. Во включении А при нагревании до 355 °С исчезают газовая (G) фаза с превращением флюида в двухфазную водно (L1) – нефтяную (L2) жидкость. При дальнейшем нагревании объем нефтяной фазы (L2) уменьшился; при 383 °С включение взорвалось. Во включении Б при нагревании до 370 °С исчезла (растворилась) вначале нефть (L2), а затем при 390 °С – газ (G). В случае В, когда нефть преобладает над всеми другими фазами, вначале при нагревании до 282 °С исчезает (растворяется) газовая (G) фаза; затем при 319 °С исчезает водная фаза (L1) с переходом включения в гомогенное состояние.

Охлаждение всех включений приводит к обратимому появлению фаз, но в обратном порядке. Смена фаз в прямом и обратном порядке происходит в течение 2 – 15 минут.

Взаимодействие битуминозных пород с гидротермальными растворами при повышенных и высоких температурах и давлениях приводит к генерированию жидких и газовых углеводородов. Их количество вполне достаточно для подпитки и восполнения истощенных нефтегазовых месторождений.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИЭМ РАН № FMUF-2022-0003 и при финансовой поддержке РФФИ, грант №21-55-15010 НЦНИ_а

Балицкий В.С., С. В. Пентелей, Ж. Пиронон, О. Баррес, Л. В. Балицкая, Т. В. Сеткова. Фазовые состояния водно-углеводородных флюидов при повышенных и высоких температурах и давлениях в связи с выяснением форм и максимальных глубин нахождения нефти в земных недрах // Доклады Академии наук, 466(4):454–458, 2016.

Муслимов Р.Х., Плотникова И.Н. Учёт процессов переформирования нефтяных залежей при длительной эксплуатации и глубинной подпитки при моделировании разработки нефтяных месторождений // Георесурсы. 20(3):186-192, 2018.

НЕВИДИМАЯ НЕФТЬ. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ИДЕНТИФИКАЦИЯ

В.С. Балицкий¹, Е.Д. Балицкая¹, И.Н. Плотникова², М.А. Голунова¹, Т.В. Сеткова¹¹ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия, balvlad@iem.ac.ru²ИПИ АН РТ, Казань, Россия

В докладе приводятся новые экспериментальные данные о более широком, чем это представлялось ранее, появлении среди продуктов взаимодействия гидротермальных растворов с битуминозными породами невидимых под микроскопом в обычном и поляризованном свете нефтеподобных углеводородов (УВ) (Балицкий и др. 2016). Идентификация их оказалась несложной и состояла из проведения съемки ИК – спектров поглощения в области 2800 – 3000 см⁻¹ и просмотра включений под флуоресцентным микроскопом в УФ свете. Очевидно, что для поисков и разведки нефти изучение невидимых ее разновидностей может дать новые обоснования для изучения путей миграции и формирования нетрадиционных подходов для восполнения истощенных при эксплуатации месторождений.

В настоящее время нами установлены три разновидности невидимой нефти. Первая из них обнаружена при изучении поведения нефти при нагревании и охлаждении, особенно многофазных водно–углеводородных включений. На рис. 1 показан фрагмент термограммы водно-углеводородного включения в интервале 30–305 °С. Как видно, при 30 °С в обычном и УФ свете включение характеризуется одинаковым фазовым составом. Нагрев до 286 °С приводит, принимая во внимание наблюдение только в обычном свете, к гомогенизации флюида во включении. Однако при рассмотрении этого же включения в УФ свете отчетливо видно, что нефтеподобная фаза L2 полностью сохраняется во флюиде. Это однозначно доказывает, что включение продолжает оставаться в гетерогенном состоянии. При дальнейшем нагревании нефтеподобная фаза становится видимой как в обычном, так и УФ свете. Повышение температуры на 4 °С привело к окрашиванию фазы в красновато-оранжевый цвет и взрыву. В целом было изучено 12 подобных включений. Все они продемонстрировали аналогичный результат, хотя температуры мнимой гомогенизации отличались на десятки градусов.

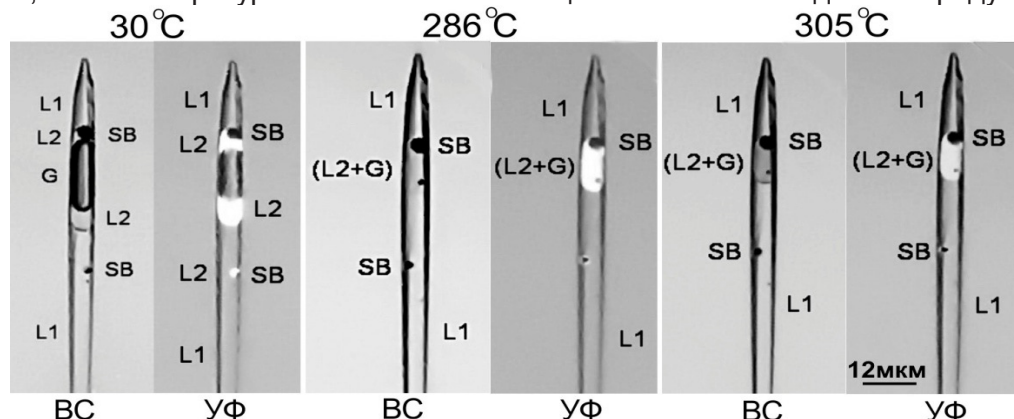


Рис. 1. Фрагмент термограммы с наблюдением изменения фаз в видимом (BC) и ультрафиолетовом (УФ) свете. Обозначения фаз здесь и ниже: L1 – водный раствор, L2 – нефтеподобные УВ, G – газ, в основном метан, SB – твердые битумы и асфальтены.

Второй и третий случаи появления во флюидных включениях невидимой нефти доказываются теми же методами, которые были использованы при рассмотрении первого случая. Примеры обнаружения подобной нефти приводятся на рис. 2 и 3. На фотографиях (рис. 2) демонстрируются попарно водно-углеводородные включения, наблюдаемые в микроскопе под обычным (слева в каждой паре) и ультрафиолетовым (справа в каждой паре) светом. В газовом пузырьке (G) определены в основном метан и реже бутан и пропан. Но при использовании УФ света в газовых пузырьках постоянно обнаруживается нефтяной конденсат, который хорошо диагностируется как ИК-спектроскопией, так и яркой флуоресцентной даже при ничтожной доли нефти в исходных гидротермальных флюидах.

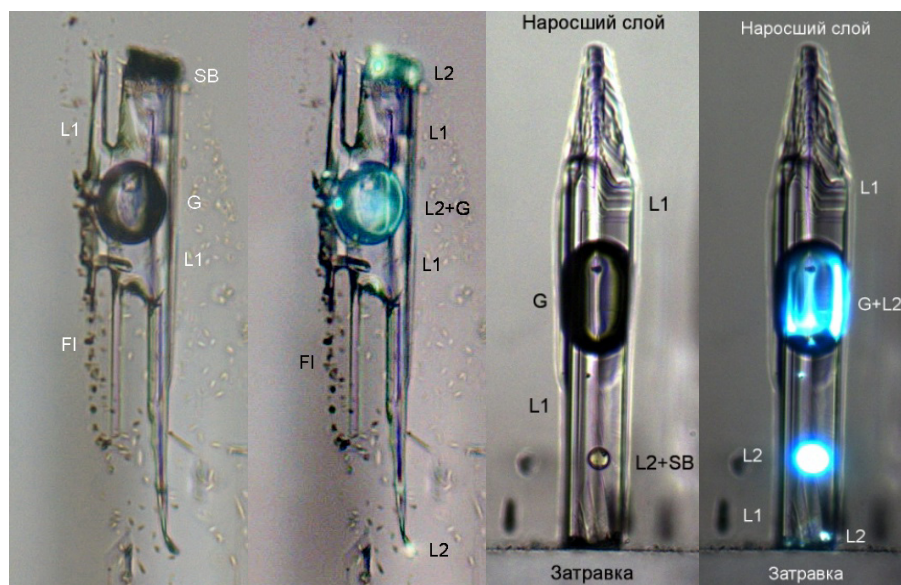


Рис. 2. Многофазные флюидные включения, образованные в кварце, выращенном при взаимодействии битуминозных пород с гидротермальными растворами.

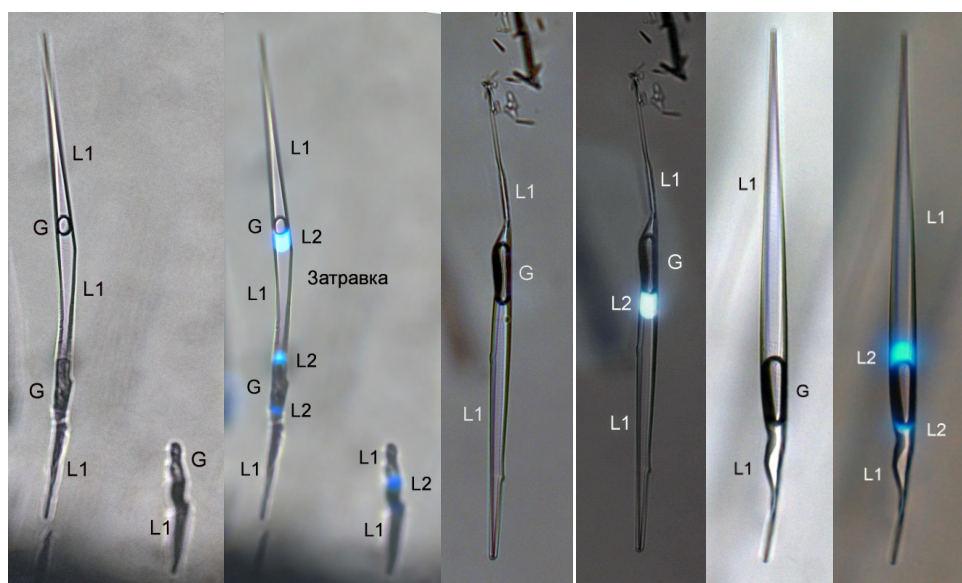


Рис. 3. Трех- и четырехфазные флюидные включения в кварце, выращенном при взаимодействии битуминозных пород с гидротермальными растворами. При наблюдении включений в обычном свете включения как будто не содержат нефтеподобных УВ. Но когда исследования ведутся под УФ светом выделения нефти фиксируются на границе водной (L1) и газовой (G) фаз.

Таким образом, проведенные исследования впервые показали, что обычные флюидные включения могут содержать ценную информацию о нахождении в них нефти, которая может находиться в невидимом (скрытом) состоянии. Установлено также, что выявить эту невидимую нефть представляется возможным двумя простыми методами: ИК-спектроскопией по характерным полосам поглощения и еще проще – используя яркое флуоресцентное свечение.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИЭМ РАН № FMUF-2022-0003 и при финансовой поддержке РФФИ, грант № 21-55-15010 НЦНИ_а

Балицкий В.С., С. В. Пентелей, Ж. Пиронон, О. Баррес, Л. В. Балицкая, Т. В. Сеткова // Доклады Академии наук, 466(4):454–458, 2016.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА И ПЛОТНОСТИ ФЛЮИДА В СИСТЕМЕ $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2$ МЕТОДАМИ КРИОМЕТРИИ И КР-СПЕКТРОСКОПИИ

Е.М. Берковский, С.Г. Кряжев
ФГБУ «ЦНИГРИ», Москва, Россия, s34@mail.ru

Углекислотно-азотно-метановые флюиды являются обязательным компонентом золотоносных систем в углеродисто-терригенных комплексах, т.к. именно они обеспечивают возможность эффективной миграции рудного вещества на значительные расстояния в условиях глубинного гидродинамического режима (Кряжев, 2018). Состав и плотность включений таких флюидов в кварце являются главными показателями, которые можно использовать при типизации золоторудных проявлений, определении последовательности рудообразования и прогнозе скрытого оруденения. Это определяет необходимость совершенствования методов их анализа.

Состав поликомпонентных газообразных включений может быть количественно определен методом КР-спектроскопии. Однако точная оценка их плотности (а следовательно, и давления при рудообразовании) методом криометрии по температурам фазовых переходов в области низких температур принципиально невозможна по правилу фаз. Поэтому решение данной проблемы возможно только путем комплексирования обоих методов.

В качестве примера в таблице (табл.1) приведены результаты комплексных исследований трех генераций газообразных включений в кварце золоторудного месторождения. Включения были захвачены на разных стадиях минералообразования и характеризуются широкими вариациями состава и плотности.

Табл.1. Результаты комплексных исследований газовых включений в золотоносном кварце

Тип ФВ - группа (число анализов)	Состав по данным КР-спектроскопии, мольн. %			Температуры гомогенизации, °С (фаза)		Расчетные параметры		
	CH_4	N_2	CO_2	CH_4+N_2	$\text{CH}_4+\text{N}_2+\text{CO}_2$	Твердая CO_2 об. %	V, см ³ / моль	
							CH_4+N_2	$\text{CH}_4+\text{N}_2+\text{CO}_2$
CN-1 (5)	1.1	42.4	56.5	-147.5 (ж)	-45.5 (ж)	32.5	75	49
CN-2 (7)	0.8	21.3	77.9	-148.0 (г)	-11.5 (ж)	42.5	135	51
H (15)	94.9	4.6	0.5	-86.0 (ж)	-	<1	80	80
NCH-1 (10)	25.6	28.6	45.8	-112.5 (г)	-33.5 (к)	20	95	64
NCH-2 (5)	28.0	57.9	14.1	-125.0 (ж)	-	6	70	64

Калибровка КР-спектрометра. По общепринятой методике (Burke, 2001; Frezzotti et al., 2012; Hurai et al., 2015) мольная доля каждого компонента в газовой смеси рассчитывается как отношение нормированной площади соответствующего пика в КР-спектре (азот ~ 2331 см⁻¹, метан ~ 2917 см⁻¹, углекислота ~ 1388 см⁻¹) к сумме нормированных площадей трех пиков. Для нормирования используют F-фактор, равный произведению сечения комбинационного рассеяния и приборной эффективности КР-спектрометра. Сечение комбинационного рассеяния зависит от длины волны лазера и в нашем случае (лазер 532 нм) составляет 1.0 для N_2 , 7.47 для CH_4 и 1.54 для CO_2 . Приборная эффективность на частоте пика соответствующего компонента зависит от конструкции конкретного прибора и определяется путем его калибровки по стандартам (синтетическим газовым смесям) или природным включениям известного состава. Нами для калибровки использованы включения, которые содержат практически чистые двухкомпонентные системы, параметры которых могут быть определены по температурам гомогенизации с использованием соответствующих диаграмм (Kerkhof, 1988; Thiery et al., 1994). Удовлетворительная сходимость данных криометрии и КР-спектроскопии достигнута в случае использования значений приборной эффективности 0.8 для CH_4 и 1.2 для CO_2 . (рис. 1).

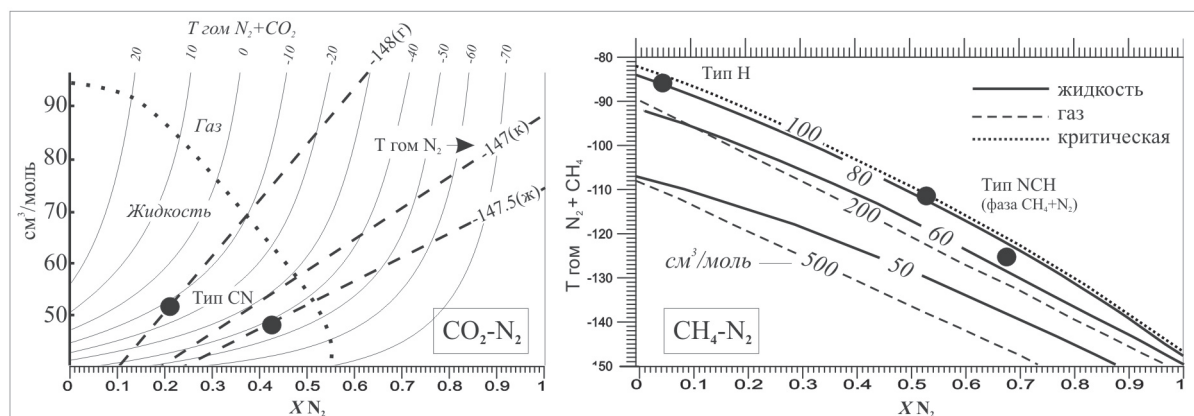
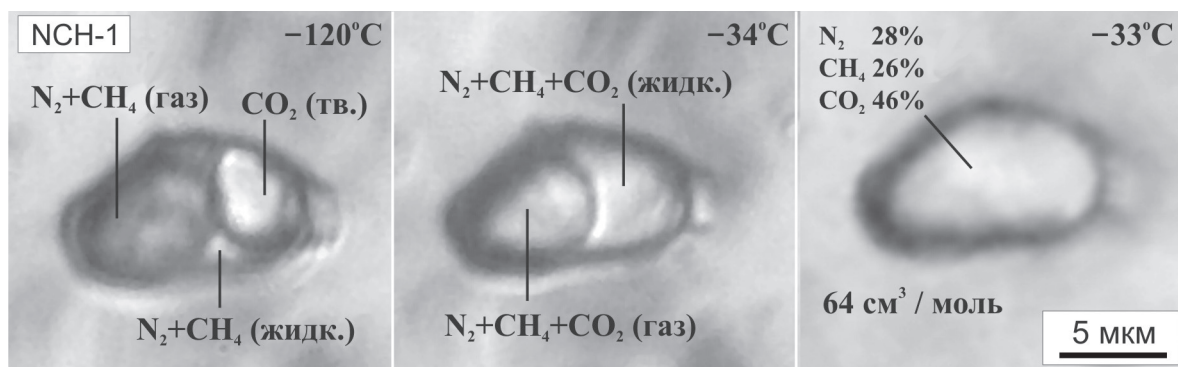


Рис. 1. Положение фигуративных точек изученных включений на VXT-диаграммах

Анализ системы $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2$. Мольный объем V ($\text{см}^3/\text{моль}$) трехкомпонентных включений рассчитывается по формуле: $V = 1 / (v_{\text{CO}_2} / 28.2 + (1 - v_{\text{CO}_2}) / V_{\text{CH}_4+\text{N}_2})$, где v_{CO_2} – объемная доля твердой CO_2 ($28.2 \text{ см}^3/\text{моль}$) в момент гомогенизации фазы CH_4+N_2 (рис. 2), рассчитанная с учетом мольной доли CO_2 во включении (по данным КР-спектроскопии), $V_{\text{CH}_4+\text{N}_2}$ – мольный объем фазы CH_4+N_2 , определенный по температуре и типу ее гомогенизации с учетом отношения CH_4/N_2 (по данным КР-спектроскопии) по диаграмме системы $\text{CH}_4\text{-N}_2$ (рис.1).


 Рис. 2. Трехкомпонентная система $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2$ в области низких температур.

Как свидетельствуют расчеты (табл. 1), при значительных вариациях состава и, соответственно, криометрических параметров, включения одной генерации имеют строго определенную плотность, т.е. были захвачены при одинаковых PT -условиях. Причины подобных вариаций, которые являются характерной чертой гетерогенных многокомпонентных флюидных систем, были рассмотрены нами ранее (Кряжев, 2018).

Необходимо отметить, что включения в группе NCH-1 (рис.2) гомогенизируются путем исчезновения мениска в критическую фазу при -33.5°C , что точно соответствует критической температуре для флюида данного состава и плотности (Свердлова и др., 1999). Это служит дополнительным свидетельством правильности калибровки КР-спектрометра и определения параметров включений, содержащих трехкомпонентные газовые смеси.

Кряжев С.Г. Флюидный режим формирования золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах // Материалы XVIII Всероссийской конференции по термобарогеохимии. – Москва: Изд-во Первого МГМУ, 2018. С.71–73.

Hurai V., Huraiova M., Slobodnik M., Thomas R. Geofluids: Developments in Microthermometry, Spectroscopy, Thermodynamics, and Stable Isotopes. Elsevier, 2015, 486 p.

Thiery R., Kerkhof A.M., Dubessy J. vX properties of $\text{CH}_4\text{-CO}_2$ and $\text{CO}_2\text{-N}_2$ fluid inclusions: modeling for $T < 31^\circ\text{C}$ and $P < 400$ bars // Europ. J. Mineral. 1994. №6. P. 753–771.

ПАРАМЕТРЫ И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ФЛЮИДОВ ДЛЯ КВАРЦ-АНКЕРИТОВОГО МЕТАСОМАТОЗА В ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ СРЕДНЕГО РИФЕЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.А. Гараева¹, М.Т. Крупенин¹, С.В. Мичурин², Н.Г. Солошенко¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, *mkrupenin@mail.ru*

²Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия, *s_michurin@mail.ru*

В терригенно-карбонатных толщах типового разреза рифея общей мощностью более 15 км на западном склоне Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) известны многочисленные залежи метасоматических анкеритов в среднерифейских отложениях и крупнейшие в мире скопления метасоматических тел сидеритовых руд в нижнерифейских (Бакальская группа месторождений [Крупенин и др., 2021]). При этом сидериты в пластах вмещающих известняков всегда содержат зону (конверт) метасоматического анкерита. Физико-химические параметры образования карбонатных руд, источники флюида для гидротермального метасоматоза и время формирования до сих пор слабо изучены, причины отсутствия сидеритов в среднерифейских толщах неизвестны. Нами выполнено изучение газово-жидких включений (ГЖВ) в препаратах из двухсторонних полированных пластинок в метасоматических сидеритах, а также в кварце из сингенетичных среднерифейским анкеритам гнезд, с целью уточнения параметров минералообразования.

Изучение ГЖВ в метасоматическом перекристаллизованном сидерите Бакальского рудного поля показало (см. тезисы Крупенин, Гараева, в этом же сборнике), что температуры минералообразования не ниже 110–150 °С, соленость флюидной фазы составляет от 10 до 34 % NaCl экв., солевой состав по низкотемпературной эвтектике ($T_{\text{эв}}^{\circ}$) представлен преимущественно CaCl_2 с примесью хлоридов Mg, Na, отмечено присутствие среднетемпературного (120–135 °С) флюида с преобладанием в растворе хлоридов Mg, Fe, K.

При изучении ГЖВ в 2 образцах жильно-гнездового кварца с признаками сингенетичного образования в залежи метасоматических анкеритов в известняках авзянской свиты среднего рифея (разрез в северной части п. В.Авзян) обнаружены три одинаковых кластера первичных и первично-вторичных двухфазных включений размером 4–14 мкм (всего 45 включений), приуроченных к зонам роста в приальбандовой части гнезд.

1) Высокотемпературные, $T_{\text{гом}}^{\circ}$ варьирует от 237 до 443 °С, с неизвестным составом газовой фазы, не замерзающей при охлаждении до -150 °С, $T_{\text{эв}}^{\circ}$ варьирует от -38 до -24.8 °С, что указывает на преобладание в растворе хлоридов Mg, Fe, K (Борисенко, 1977), соленость составляет от 2 до 12 % NaCl экв. Включения имеют форму отрицательных кристаллов (с преобладанием ромбоэдров). Таким образом, в первой группе ГЖВ предполагается присутствие низкокипящих газов (азот, метан и другие углеводороды, сероводород...), которые не идентифицированы при изучении рамановской спектроскопией.

2) Среднетемпературные, $T_{\text{гом}}^{\circ}$ варьирует от 186 до 343 °С, содержащих CO_2 ($T_{\text{тр}}^{\circ}$) -57...-58°, чуть ниже классической тройной точки углекислоты -56,6°, что предполагает незначительную примесь низкокипящих газов), редко такие включения имеют $T_{\text{тр}}^{\circ}$ в интервале -57 °С ... -68 °С), температура начала таяния твердой фазы $T_{\text{эв}}^{\circ}$ варьирует от -54 до -48 °С, что указывает на преобладание во флюиде CaCl_2 с примесью NaCl, соленость составляет от 3 до 10 % NaCl экв.

3) Относительно низкотемпературные (раствор-пар), $T_{\text{гом}}^{\circ}$ составляет 148–237 °С, $T_{\text{эв}}^{\circ}$ варьирует от -54 до -49 °С, что указывает на аналогичный второй группе состав флюида, соленость составляет от 4 до 11 % NaCl экв., форма неправильно-овальная.

По температуре частичной гомогенизации углекислоты из относительно среднетемпературных включений выполнен расчет плотности CO_2 , которая используется для расчета давления флюида (Вакулович, Алтунин, 1965). Давление оценено как сумма парциаль-

ных давлений воды и CO_2 (Прокофьев, Кига́й, 1999), варьирует в интервале 1.0–2.1 кбар при среднем значении 1.6 кбар.

Для метасоматического образования залежей анкерита предполагается сложная природа флюида, в котором выделяется два основных компонента: катагенетический и ювенильный. Источником железа для анкеритов явились катагенетические растворы из глинистых толщ зигазино-комаровской свиты, но их миграция на этапе тектоно-термальной активизации осуществлялась с участием высокотемпературных глубинных растворов, вероятно, связанных с образованием **Ау-рудных месторождений Авзянского рудного района**. Подток глубинных флюидов подтверждается относительно высокими для осадочного бассейна температурами гомогенизации первичных ГЖВ в кварце (до 300–400 °C) и их низкой соленостью (2–12 % NaCl экв.), солевым составом флюида с участием хлоридов Mg, K и Fe, а также и относительно высоким расчетным давлением 1.6–2 кбар, (возможные глубины минералообразования до 4–6 км). Кроме того, на ювенильную составляющую флюида указывают некоторые минералого-геохимические особенности **Fe-Mg карбонатных метасоматитов**: образование скелетных кристаллов аутигенного гиалофана (до 15% BaO, зональность прямая), барита и сульфосолей, повышенные концентрации Ba, As, Sb, Bi, Ag в пиритах из анкеритов, широкие вариации значений $\epsilon\text{Nd(t)}$ для анкеритов (-21...-2) по сравнению с вмещающими осадочными терригенными и карбонатными (-22) породами.

Широкое развитие кварц-анкеритовых метасоматитов в осадочных толщах среднего рифея при отсутствии сидерита может объясняться низкими концентрациями железа в поровых водах песчано-глинистых толщ, имеющих основой захороненные морские воды с низким содержанием хлоридов. Присутствие хлора резко усиливает мобилизацию железа из глинистых минералов при повышенной температуре (Yardly, Bodner, 2014), как это наблюдается на Бакальских сидеритовых месторождениях, где флюид был представлен захороненным в осадочных породах нижнего рифея эвапоритовым рассолом, испытывавшим интенсивное взаимодействие с терригенно-глинистыми породами с мобилизацией железа и формированием гидротермального рудного раствора (Крупенин и др., 2021). В отложениях среднего рифея в метасоматозе участвовал как осадочный катагенетический, так и глубинный относительно высокотемпературный, но слабо минерализованный флюид, что не способствовало интенсивной экстракции железа из глинистых пород и остановило процесс на стадии образования только анкерита. В процессе метасоматоза с образованием анкерита состав флюида менялся с относительно высокотемпературного железистого хлоридного (примесь Mg, K, Na) на начальном этапе на высококальциевый хлоридный (примесь Mg, Na) в конце рудного процесса.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977. № 8. С. 16-27.

Вакулович М.П., Алту́нин В.В. Теплофизические свойства двуокиси углерода. М.: Атомиздат. 1965. 455 с.

Крупенин М. Т., Кузнецов А. Б., Червяковская М. В., Гуляева Т. Я., Константинова Г. В. Источник рудных флюидов и Sm–Nd возраст сидеритов крупнейшего Бакальского месторождения, Южный Урал. Геология рудных месторождений. 2021.63(4), 334–363.

Прокофьев В.Ю., Кига́й И.Н. Практическая термобарогеохимия. Современные методы изучения флюидных включений в минералах. М. ИГЕМ; МГГА, 1999. 62 с.

Yardley W.D., Bodnar R.J. Fluids in the Continental Crust // Geochemical Perspectives. 2014. V. 3 (1). P. 1–127.

СОСТАВ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ КИМБЕРЛИТОВ МИРА: ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.В. Головин¹, В.С. Каменецкий²

¹ ИГМ РАН, Новосибирск, Россия, avg@igm.nsc.ru

² ИЭМ РАН, Московская обл., Россия, dima.kamenetsky@hotmail.com

Одной из важнейших проблем петрогенезиса кимберлитов является определение вариаций первоначального состава кимберлитовых расплавов и трендов их эволюции при подъеме к поверхности, а также при кристаллизации магмы. Этот вопрос широко дискутируется научным сообществом и при применении «традиционных подходов» приводит к доминированию слабо обоснованных моделей петрогенезиса этих пород. К сожалению, до начала 21 века, исследований состава расплавных включений в минералах кимберлитов не проводилось, что привело к доминированию подходов, заявляющих о тождественности состава кимберлитовых ультраосновных пород и кимберлитовых расплавов или некоторых масс-балансовых оценок. При этом необходимо отметить, что расплавные включения в минералах кимберлитов являются единственным прямым источником информации о составе кимберлитовых жидкостей на разных этапах их эволюции в пространстве и времени. В данной работе представлено обобщение пока немногочисленных результатов исследований расплавных включений в минералах разновозрастных кимберлитов, располагающихся на территориях четырех древних кратонов: Сибирского, Северо-Американского, Восточно-Европейского и Каапвааль.

Все включения в разнообразных минералах кимберлитов полностью раскристаллизованы и состоят из дочерних минералов и пузырьков, в которых иногда фиксируется низкоплотная углекислота. Отдельных водосодержащих флюидных фаз во включениях не установлено, также, как и каких-либо стекол. Среди дочерних фаз во включениях было выявлено более 50 минералов, в числе которых идентифицированы практически все минералы, характерные для магматического этапа кристаллизации кимберлитов: флогопит, тетраферрифлогопит, оливин, монтчеллит, минералы группы шпинели, перовскит, ильменит, рутил, кальцит, доломит, апатит, группа сульфидов (напр., Mitchell, 1995). С другой стороны, расплавные включения содержат «экзотические» для кимберлитов Na-K-Ca-Mg-содержащие карбонаты: ньеререит, шортит, эйтелит, грегориит, фэйрчильдит, натрит; Na-Mg-содержащие карбонаты с дополнительными анионами Cl⁻, SO₄²⁻, PO₄³⁻: нортупит, беркеит, брэдлит; щелочные сульфаты: афтиталит, арканит, тенардит; хлориды: галит и сильвин. В некоторых группах включений присутствует арагонит, что однозначно свидетельствует о глубинах формирования таких включений более 120 км. Следует отметить, серпентин или хлорит, которые характерны для гидротермальной стадии преобразования пород, не обнаружены ни в одном из расплавных включений. Среди 50 минеральных видов во включениях, порядка 30 представляют собой обогащенные щелочами (Na и/или K) минералы. В целом, состав минеральных ассоциаций в раскристаллизованных включениях расплава из минералов кимберлитов всех четырех кратонов фактически идентичен или очень близок. Во всех включениях карбонаты всегда преобладают над силикатами и их содержание варьирует от ~30 до 85 об.%, при содержаниях силикатов от 0 до 18 об.%. В составе всех включений также присутствуют хлориды (галит/сильвин) в концентрациях от 2 до 55 об.%. В случаях относительно низкого содержания карбонатов во включениях (от 30 до 50 об.%), главенствующее положение занимают не дочерние силикаты, что следовало бы ожидать из традиционной парадигмы обогащения SiO₂ кимберлитовых расплавов, а хлориды, концентрации которых в этих случаях составляют от 18 до 55 об.%.

Результаты исследований расплавных включений из минералов разных проявлений кимберлитов мира показывают, что все расплавные включения, вне зависимости от составов

и соотношений вмещающих кимберлиты на поверхности пород, обогащены Na_2O , K_2O , CaO , CO_2 , Cl , содержат умеренные концентрации MgO и существенно обеднены SiO_2 и H_2O относительно валового состава кимберлитов. Это указывает на то, что кимберлитовые расплавы генерировались и далее эволюционировали только в пределах Na-K-Ca-Mg-карбонатитово-хлоридных составов. Соотношения фаз в расплавных включениях свидетельствует о том, что содержания SiO_2 в кимберлитовых расплавах не превышали 10 мас.%. Таким образом, кимберлитовые расплавы в любой промежуток цикла их существования/эволюции никогда не были ультраосновными или даже силикокарбонатитами (расплавами с $\text{SiO}_2 > 20$ мас.%). Вероятно, что суммарное содержание Na_2O , K_2O , CaO в кимберлитовых жидкостях всегда было выше SiO_2 или MgO , что противоречит традиционным взглядам на ультраосновные преимущественно кремний-магнезиальные составы кимберлитовых расплавов. Среди летучих в кимберлитовых расплавах преобладала CO_2 , при существенных концентрациях $\text{Cl} > \text{S}$, $\text{F} \geq \text{H}_2\text{O}$. Содержания H_2O , ранее считающейся одним из основных летучих компонентов в кимберлитовых расплавах, во включениях оцениваются как не более ~ 1 мас.%. Существенные концентрации воды, от 2 до 12 мас.%, присваиваемые кимберлитовым расплавам по данным изучения валового состава серпентинизированных кимберлитовых пород и различными расчетными моделями (напр., Kjarsgaard et al., 2009), по нашим оценкам, не имеют никакого отношения к генерации кимберлитовых расплавов и эволюции кимберлитовых магм. Именно карбонатитовые/карбонатно-хлоридные составы кимберлитовых расплавов, по нашему мнению, обуславливают ожидаемые необычные реологические свойства кимберлитовых магм, такие, как низкая вязкость и плотность, высокая скорость подъема и мобильность. Хлор также может играть одну из ключевых ролей в реологии кимберлитовых магм, поскольку существенно понижает вязкость расплавов.

Из-за повсеместной вторичной серпентинизации кимберлитов наши представления о первично-магматической минералогии этих пород существенно ограничены. Взаимодействие внешних водных флюидов с кимберлитовыми породами, помимо повсеместной серпентинизации, приводит к разрушению хорошо растворимых в воде первично-магматических щелочных карбонатов, сульфатов и хлоридов, которые играли существенную роль в первично-магматической минералогии кимберлитов. Очевидно, что процесс уничтожения водорастворимых карбонатов, сульфатов и хлоридов развивается повсеместно в кимберлитах при серпентинизации, даже на начальных стадиях серпентинизации пород. Это приводит к удалению из кимберлитовых пород Na_2O , Cl , сульфатной S , в меньшей степени K_2O и к значительному привносу H_2O , то есть к существенному изменению в породах содержаний основных компонентов относительно друг друга.

Суммируя вышесказанное, при использовании традиционных подходов изучения кимберлитов, роль таких компонентов, как Na_2O , CO_2 , Cl , в меньшей степени K_2O , S и F в петрогенезисе кимберлитов недооценена, в то время как содержания SiO_2 , MgO и H_2O в первичных/примитивных расплавах значительно завышены. Мы полагаем, что исследования расплавных включений в минералах кимберлитов и мантийных ксенолитов приводят к более достоверным оценкам составов кимберлитовых расплавов и их эволюции, по сравнению с другими применяемыми подходами, поэтому мы рекомендуем включать такие исследования в любые научные проекты, посвященные петрогенезису кимберлитов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-15-50105).

Головин А.В., Каменецкий В.С. Составы кимберлитовых расплавов: обзор исследований расплавных включений в минералах кимберлитов // Петрология, 2022 (в печати).

Mitchell R.H. Kimberlites, orangeites and related rocks. New York: Plenum Press, 1995. 410 p. Kjarsgaard B.A., Pearson D.G., Tappe S., Nowell G.M., Dowall D.P. Geochemistry of hypabyssal kimberlites from Lac de Gras, Canada: Comparisons to a global database and applications to the parent magma problem // Lithos. 2009. V. 112. P. 236-248.

IN SITU КР-ИССЛЕДОВАНИЕ МОДЕЛЬНОГО КАРБОНАТНО-ФЛЮИДНОГО ВКЛЮЧЕНИЯ ПРИ ВЫСОКИХ Р–Т-ПАРАМЕТРАХС.В. Горяйнов¹, А.С. Крылов², У.О. Бородин¹, С.Н. Гришина¹, С.Н. Крылова², А.Ю. Лихачева¹¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, svg@igm.nsc.ru²ИФ КНЦ СО РАН», Красноярск, Россия, shusy@iph.krasn.ru, slanky@iph.krasn.ru

Целью настоящей работы является экспериментальное изучение системы карбонат-вода, моделирующей карбонатно-флюидное включение, при высоких Р–Т-параметрах, соответствующих холодной геотерме коры и верхней мантии Земли. Шортит $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$ – распространенный карбонат, который образуется при различных условиях, в том числе в кимберлитовой породе при Р–Т-параметрах коры и верхней мантии. Считается, что шортит возникает как постмагматический минерал в карбонатной породе, сопутствующей кимберлиту. Недавно показано, что поведение шортита в водном флюиде (Goryainov et al., 2021) радикально отличается от поведения в сухой среде (Vennari et al., 2018) при высоких Р–Т-параметрах.

В представленной работе поставлена задача по *in situ* изучению шортита: определить Р–Т-область стабильности шортита, находящегося в водном флюиде, и проследить за состоянием флюида, который во включении может выступить в качестве индикатора ранних Р–Т-трендов. Аналогичные задачи поставлены при изучении карбонат-алюмосиликата гидроканкринита $\text{Na}_6\text{Ca}_2[(\text{OH}, \text{CO}_3)_2\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и гидрокарбоната натрия – нахколита NaHCO_3 . Экспериментальное моделирование с использованием *in situ* КР спектроскопии в аппарате с алмазными наковальнями DAC (до 6 ГПа, 450 °С) проведено на примере указанных карбонатных минералов.

КР-спектры были записаны на спектрометрах Horiba Jobin Yvon T64000 и LabRam HR800. Использовались аппараты (μ Scope, EasyLab, UK) с алмазными наковальнями с резистивным нагревом и металлической прокладкой (материал: нержавеющая сталь или вольфрам) (Goryainov et al., 2021). Температура измерялась термпарой, давление определялось по R1-люминесценции рубина. Кристаллы шортита были отобраны из силикатной и галитовой кимберлитовой породы (трубка Удачная). Изучен синтетический гидроканкринит, сжатый в водной среде. Кристаллы гидроканкринита были выращены гидротермальным автоклавным методом. Для экспериментов также использовался нахколит NaHCO_3 .

Данные КР-спектроскопии показывают, что шортит стабилен и не претерпевает полиморфных превращений вплоть до Р–Т-параметров, ~2 ГПа и ~250 °С, когда наблюдаются преимущественно исходная фаза и первые признаки появления продуктов распада. Шортит распадается на простые карбонаты, в результате образуются кристаллы арагонита CaCO_3 , тогда как Na-карбонаты не были обнаружены методом КР. Известно, что Na-карбонаты могут быть представлены рядом сухих и гидратированных фаз (Goryainov et al., 2021). Вероятно, это связано с их повышенной растворимостью в воде при высокой Т (100–400 °С). Кроме образования кристаллов арагонита, также наблюдалось появление органических молекулярных кристаллов Na- и Ca-формиатов (HCOONa и $\text{Ca}(\text{HCOO})_2$).

Флюид в системе шортит-вода расслаивался при некоторых соотношениях карбонат/вода при высоких Р–Т-параметрах. Активное расслоение с образованием подвижных (изменяющихся за время ~1 с., рис. 1) пузырей наблюдалось при Р = 3–5 ГПа и Т = 250–450 °С. Имеется несмесимость по водно-газовому ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$), карбонатному и органическому флюидам. При этом флюид не расслаивался при низком соотношении карбонат/вода (при объемном соотношении <0.1).

Карбонат нахколит NaHCO_3 в водном флюиде распадается с образованием Na-формата. Начало формирования формиата обнаружено при Р = 3 ГПа и Т = 250–350 °С. Отметим, что большая часть нахколита не растворялась в насыщенном карбонатном флюиде

Рис. 1. Микрофотография образца (темная часть вверху) и флюида (прозрачная часть) в эксперименте шортит–вода при 4.8 ГПа и 350 °С.

и сохраняла свою фазу при воздействии этих условий в течение 3 часов.

Гидроканкринит распадается на гидросодалит и шеелитовую фазу, а также образуются формиаты. Шеелитовая фаза возникала в экспериментах с использованием W-прокладки в результате ее частичного растворения. Сопоставляя спектры КР, было установлено, что вдоль



цилиндрической поверхности в объеме DAC образуется шеелито-подобный вольфрамат $(\text{Na,Ca})_2\text{WO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, где $n \sim 2$. В некоторых экспериментах в системе карбонат–вода (в дополнение к формиатам) иногда наблюдались другие органические кристаллы (неотожествленные по базам данных).

Выводы. In situ изучение системы карбонат–вода, моделирующей поведение карбонатно–флюидного включения при воздействии высоких P–T-условий, выявило закономерности, которые могут быть использованы как индикаторы ранних P–T-трендов включения. Карбонаты (шортит, нахколит, гидроканкринит) частично распадаются с образованием простых карбонатов и формиатов при умеренных P–T-параметрах (выше 2 ГПа, 250 °С). Гидроканкринит распадается на гидросодалит, шеелито-подобную фазу и формиаты.

Флюид в системе шортит–вода расслаивается при некоторых соотношениях карбонат/вода (>0.3) при высоких P–T, причем наблюдается образование подвижных пузырей. Расслоение возникает за счет несмешиваемости по карбонатному, водно-газовому ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$) и органическому флюидам. Активное расслоение карбонатного флюида способствует большему выходу органических молекул (формиатов).

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и ИФ СО РАН.

Vennari C., Beavers C., Williams Q. High-pressure/temperature behavior of the alkali/calcium carbonate shortite ($\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$): Implications for carbon sequestration in Earth's transition zone. J. Geophys. Res. Solid Earth. 2018. V. 123. P. 1-18.

Goryainov S.V., Krylova S.N., Borodina U.O., Krylov A.S. Dynamical immiscibility of aqueous carbonate fluid in the shortite–water system at high-pressure–temperature conditions.// J. Phys. Chem. C. 2021. V. 125. Art. 33. P. 18501–18509.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НИЗКИХ КОЛИЧЕСТВ КАРБОНАТОВ В ПОЛИФАЗНЫХ СУЛЬФАТНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ С ПОМОЩЬЮ КР-КАРТИРОВАНИЯ

Гришина С.Н.¹, Корсаков А.В.¹

ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, grishina@igm.nsc.ru

Маловодные полифазные включения, найденные в галите зональных хлоридных сегрегаций трубки Удачная-Восточная, состоят из нескольких кристаллических фаз и деформированного газового пузырька. Молекулярная вода не обнаружена ни оптически, ни с помощью КР-спектроскопии. Включения представляют собой преимущественно крупные глобулы размером 200–300 микрометров с деформированным газовым пузырьком. Методами СЭМ-ЭДС и КР-спектроскопии определен существенно сульфатный (афтиталит - $K_3Na(SO_4)_2$, чезанит - $Ca_2Na_3[(OH)(SO_4)_3]$, тенардит - Na_2SO_4) состав включений с небольшой примесью силикатов (тетрафлогопита) (Grishina et al., 2022).

Методом СЭМ-ЭДС не удалось определить карбонаты в полифазных включениях. Дочерние фазы включений плохо различимы как в проходящем, так и в отраженном свете (рис. 1, Е), что затрудняет применение целенаправленных точечных анализов методом КР-спектроскопии. Во включениях часто наблюдаются субмикронные структуры распада, поэтому наблюдаемые спектры КР представляют собой наложение спектров. Мы использовали КР-картирование с помощью автоматической системы Аругон (WITec), наиболее эффективное для изучения микропримесей в гетерогенных системах. 3D-картирование показало присутствие кальцита (см. рис.1, G, H), а также позволило уточнить КР-спектр дочерней фазы тенардита - высокотемпературного полиморфа Na_2SO_4 в полифазных включениях.

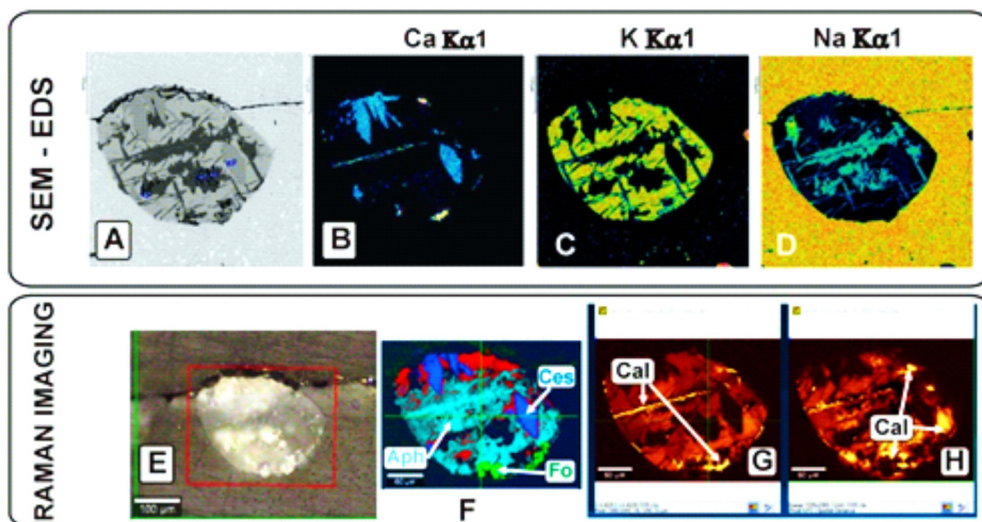


Рис. 1. Карбонатно-сульфатное включение в галите из краевой зоны хлоридного ксенолита в кимберлите: А – изображение в обратно-рассеянных электронах; В и D – СЭМ-ЭДС картирование; Е – оптическое изображение; F – карта распределения различных фаз (кодированных разными цветами), диагностированных методом КР-картирования; G, H – распределение кальцита в первом и третьем слоях.

Grishina S., Goryainov, S., Oreshonkov, A., & Karmanov, N. (2022). Micro-Raman study of cesanite ($Ca_2Na_3(OH)(SO_4)_3$) in chloride segregations from Udachnaya-East kimberlites. // Journal of Raman Spectroscopy. Volume 53, 3, p.497-507

РЕАКЦИОННАЯ ЗОНА НА ГРАНИЦЕ ХЛОРИДНОГО КСЕНОЛИТА И КИМБЕРЛИТА ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ

Гришина С.Н., Яковлев И.В., Смирнов С.З., Томиленко А.А., Горяйнов С.В.

ИГМ СО РАН, grishina@igm.nsc.ru

Удачная-Восточная – единственная кимберлитовая трубка, где наряду с многочисленными хлор-содержащими минералами найдены обособленные хлоридсодержащие объекты. Они имеют различный состав от существенно хлоридных до хлоридно-карбонатно-силикатных. Крайние типы детально изучены и предположено магматическое происхождение для хлоридно-карбонатных нодулей (Kamenetsky et al., 2014) и коровое для существенно-хлоридных ксенолитов (Гришина и др., 2014). В настоящей работе представлены результаты изучения флюидных и минеральных включений в крупном хлоридном ксенолите с реликтами реакционной зоны, позволяющими установить связь между изученными ранее объектами

Резкое различие ассоциаций включений в краевой и центральной зонах хлоридного ксенолита УВ-1-05 позволило выделить две генерации галита. Присутствие карбонатных включений – самый важный признак их отличия. В центральной части карбонатные включения не обнаружены, минеральная ассоциация представлена сильвином, хлорокальцитом (KCaCl_3) и ангидритом, а флюидные включения имеют углекислотный состав с небольшой примесью азота. Индивидуальные включения хлорокальцита имеют ограниченную форму или входят в состав кристаллофлюидных включений с CO_2 и сильвином. Водосодержащие включения не обнаружены.

Карбонаты в краевой встречаются в виде минеральных включений кальцита в ассоциации с щелочными сульфидом (расвумитом, джерфшеритом) а также флюидными и полифазными включениями. Состав полифазных включений преимущественно сульфатный, с небольшим содержанием силикатов и газовой фазы (рис. 1).

По результатам КР-спектроскопии состав газовой фазы включений изменяется от чисто углекислотных в центральной части ксенолита до CH_4 - N_2 - CO - CO_2 в его краевых частях (рис. 2, Г).

Состав полифазных включений и ассоциирующих минералов не противоречит обеим гипотезам образования хлоридов и щелочных сульфатов. Однако эволюция состава газов от углеводородно-водородной смеси на периферии ксенолита до углекислотного в центре позволяет предположить скорее частичное плавление и кристаллизацию галита из гибридного расплава, а не из остаточного кимберлитового расплава при магматической дифференциации.

Включения в центральной части хлоридного ксенолита подобны включениям, обнаруженным ранее в галите термально метаморфизованных эвапоритов хлор-кальциевого

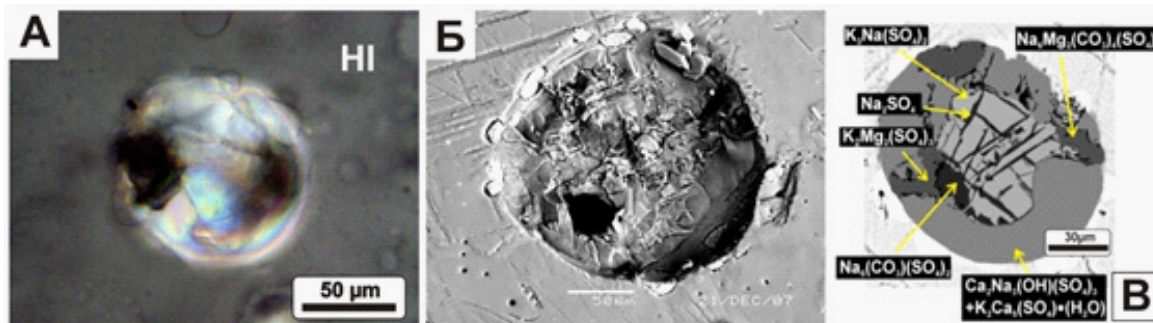


Рисунок 1. Морфология полифазных включений в галите на периферии хлоридного ксенолита (УВ-1-05): А - в скрещенных николях, проходящий свет; Б- изображение вскрытого включения в отраженных электронах, В- полированное поперечное сечение включения в отраженных электронах

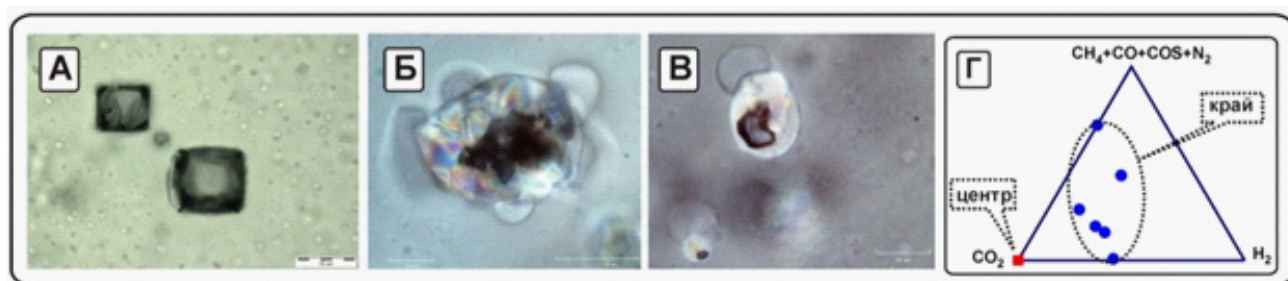


Рисунок 2. А - включения газов в галите центральной части хлоридного ксенолита (УВ-1-05) и Б, В - внутри сульфатных включений на периферии ксенолита (УВ-1-05); Г - Состав летучих во

типа на контактах с долеритами (Grishina et al., 1992), и из галит-магнетитовых пород диатрем, прорывающих кембрийские эвапоритовые толщи юга Сибирской платформы.

В осадочных породах вблизи трубки Удачная обнаружены нафтиды (Зубков, 2006). Наряду с конденсированными нафтидами в кимберлитах трубки Удачная и ее экзоконтактов документировано выделение свободных газов с широким интервалом вариаций содержания отдельных компонентов (H_2 , CH_4 , CO_2) (Зубков, 2006). Компонентный состав газов во включениях из периферийной части хлоридной сегрегации соответствует валовому составу свободных газов.

Характер изменения минеральных ассоциаций включений от простых сульфатов и сульфидов до образования двойных щелочных солей свидетельствует в пользу высокотемпературного преобразования галита краевой зоны. Воздействие носит как тепловой характер, так и обмен веществом, что позволяет считать краевую зону – зоной взаимодействия с кимберлитом.

Образование хлоридных сегрегаций с различным содержанием карбонатов может быть связано с разной степенью локального плавления галита с последующей кристаллизацией хлоридных сегрегаций из гибридных расплавов при ассимиляции осадочных отложений, содержащих нафтиды.

Гришина С.Н., Полозов А.Г., Смирнов С.З., Мазуров М.П., Горайнов С.В. Включения в хлоридных ксенолитах кимберлитовой трубки Удачная-Восточная. // ГЕОХИМИЯ, 2014, № 7, с. 654–662

Зубков В.З. Постмагматическая гипотеза генезиса нафтидов в кимберлитовых трубках Сибирской платформы. // Отечественная геология, 2006, №6, с 45-51

Grishina S., Dubessy J., Kontorovich A., Pironon J. //Europ. J. Mineral. 1992. № 4. P. 1187–1202.

Kamenetsky V.S et al., Towards a new model for kimberlite petrogenesis: Evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals // Earth-Science Reviews, 2014, V., P. 139: 145-1674.

LA-ICP-MS-АНАЛИЗ СИНТЕТИЧЕСКИХ И ПРИРОДНЫХ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Б. Б. Дамдинов¹, А. Р. Котельников², Л. Б. Дамдинова¹, Н. В.Брянский³

¹ФГБУН Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия,
damdinov@mail.ru, ludamdinova@mail.ru

²ФГБУН Институт Экспериментальной минералогии РАН им. Ак. Д. С. Коржинского,
Черноголовка, Россия, kotelnik@iem.ac.ru

³ФГБУН Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, tridigron@yandex.ru

Одной из основных проблем гидротермального рудообразования является определение концентраций металлов в законсервированных растворах флюидных включений (ФВ). LA-ICP-MS-анализ ФВ в настоящее время один из доступных методов, позволяющих определять содержания химических элементов в ФВ/рудообразующих растворах. Поэтому применение этого метода имеет высокую научную и практическую значимость. В то же время такой анализ имеет ряд методических проблем, главнейшая из которых – отсутствие стандартов, имеющих одинаковый фазовый состав с анализируемым веществом (в данном случае – это газowo-водно-солевая смесь), и как следствие – трудности пересчета результатов ICP-MS-анализа. Также одной из проблем является разделение полезного сигнала и фонового. В результате все имеющиеся аналитические данные по содержаниям металлов в ФВ считаются полуколичественными. Первые публикации, посвященные результатам LA-ICP-MS анализа флюидных включений, появились в 90-х годах XX века (Audetat et al., 1998; Gunther et al., 1998; Shepperd, Chenery, 1995; и др.). Позднее, появились и другие публикации, посвященные исследованиям содержаний металлов в ФВ методом LA-ICP-MS, однако их количество невелико. В России такие исследования также немногочисленны.

Для проверки метода и уточнения алгоритма расчета концентраций элементов во включениях, была поставлена задача проанализировать методом LA-ICP-MS искусственные ФВ с заданными составами растворов. Такая идея была реализована на базе трех институтов: ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ), ИЭМ РАН (г. Черноголовка) и ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Были синтезированы искусственные флюидные включения путем залечивания термодураженного кварца при температуре 650 °С и давлении 2 кбар. Для синтеза искусственных ФВ были приготовлены четыре водно-солевых раствора с добавлением таких металлов как Zn, Cu и Ni. В одном случае в качестве главных солевых компонентов использовалась смесь одномолярных растворов хлоридов Na и K. Во всех остальных случаях использовался 1М раствор хлорида K.

Предварительно все полученные ФВ были изучены методами термодатиметрии. Значения общей солености, рассчитанные по криометрии (3.6–5.4 мас.% экв. NaCl) несколько занижены по сравнению с общей соленостью исходных растворов (6.6–7.2 мас.%). Такое несоответствие обусловлено по-видимому разницей в составе солевых систем – расчет по криометрии идет в эквиваленте NaCl, тогда как реальная солевая система – преимущественно калий-хлоридная. Общий интервал температур гомогенизации составляет 350–395 °С, что значительно ниже реальной температуры синтеза ФВ. По программе HokieFlincs_H₂O-NaCl, опубликованной в работе (Steele-MacInnis et al., 2012), был рассчитан интервал температур захвата ФВ, на основе данных по температурам гомогенизации и давлению при синтезе искусственных включений (2 кбар). Общий интервал расчетных температур захвата почти соответствует истинным температурам – 611–717 °С, причем наиболее соответствуют реальным условиям ФВ в обр. 7293 (1М раствор KCl с примесью CuSO₄).

Вскрытие флюидных включений и анализ металлоносности рудообразующих растворов проводилось методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре NexION 300D с платформой

лазерной абляции NWR-213 в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Расчет содержаний элементов в рудообразующих растворах по данным LA-ICP-MS проводился по методике, описанной в работе (Боровиков и др., 2016). Первым шагом в расчете явилось нормирование концентраций по внешнему стандарту NIST-610 (стекло), согласно которому были рассчитаны условные концентрации элементов.

Полученные условные концентрации нормировались по внутреннему стандарту, в качестве которого использовался калий. Были проведены расчеты двумя способами:

1. Содержание калия в исходном растворе известно, и оно было использовано в расчете концентраций других элементов.

2. В другом случае, содержание калия было определено по криометрии, расчетом по значениям общей солености и соотношениям главных солевых компонентов (в данном случае, K и Na) по данным LA-ICP-MS.

Расчетное значение содержания калия использовалось в качестве внутреннего стандарта, по которому производился пересчет концентраций других элементов.

При сравнении данных LA-ICP-MS с данными по исходным растворам установлено, что значения K/Na отношений в ФВ (2.493–2.663) немного завышены по сравнению с этим отношением в исходном растворе (1.715), хотя значения находятся в одном порядке. При анализе примесных металлов установлено, что содержания Ni – практически соответствуют (0.06–0.082 в ФВ, 0.0594 – в исходном растворе) содержания Cu – немного занижены (0.011–0.028 в ФВ, 0.067 – в исходном растворе), а Zn – завышены (0.213–0.447 в ФВ, 0.0655 в исходном растворе). Однако в логарифмическом масштабе эта разница находится в пределах одного порядка.

В качестве примера использования LA-ICP-MS анализа при исследовании металлоносности природных месторождений является изучение содержаний металлов в ФВ из руд XVIII рудной зоны Ермаковского F-Be месторождения, опубликованные в работе (Дамдинова и др., 2018).

Таким образом, проведенными исследованиями установлено, что содержания как главных солевых, так и примесных компонентов (металлов), определенные методом LA-ICP-MS в целом соответствуют данным исходных растворов. Для более достоверной оценки металлоносности растворов необходимо максимально точно определять тип солевой системы и общую соленость раствора.

Исследования выполнены при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проекты ГИН СО РАН № АААА-А21-121011390003-9 и ИЭМ РАН №АААА-А18-118020590151-3).

Боровиков А.А., Говердовский В.А., Борисенко А.С., Брянский Н.В., Шабалин С.И. Состав и металлоносность рудообразующих флюидов Mo-W(Be) месторождения Калгутинское (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2016. Т. 57, №4, с. 647–662.

Дамдинова Л. Б., Дамдинов Б. Б., Брянский Н. В. Процессы формирования флюорит-лейкофан-мелинофан-эвдидимитовых руд Ермаковского F-Be месторождения (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, №8, с. 1271 - 1291.

Audetat, A., Gunther, D., Heinrich, C.A., 1998. Formation of a magmatic-hydrothermal ore deposit: insights with LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions // Science 279, 2091 – 2094.

Gunther D., Audetat A., Frischknecht R., Heinrich C.A. Quantitative analysis of major, minor and trace elements using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry // J. Anal. Atomic Spectrometry, 1998, v. 13, p. 263–270.

Shepherd, T.J., Chenery, S.R., 1995. Laser-ablation ICP-MS elemental analysis of individual fluid inclusions - an evaluation study // Geochem. Cosmochim. Acta 59, 3997 – 4007.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ РАСТВОРОВ ВОЛЬФРАМОВЫХ РУД ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

Л.Б. Дамдинова¹, Б.Б. Дамдинов¹, Н.В. Брянский², Т.И. Сажина¹

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ludamdinova@mail.ru

²Институт геохимии им. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, tridigron@yandex.ru

На территории Юго-Западного Забайкалья известны W-Mo месторождения Джидинского рудного поля. Это уникальные геологические объекты, характеризующиеся высокой концентрацией оруденения на относительно небольшой площади и одни из крупнейших в России месторождений W и Mo. В состав рудного поля входят Первомайское молибденовое, Инкурское и Холтосонское вольфрамовые месторождения. В качестве примесных компонентов в рудах присутствует также ряд других полезных компонентов - Be, Cd, Pb, Zn, Au и др. Объектом настоящего исследования является вольфрамовое оруденение Джидинского рудного поля, представленное Инкурским штокверком и жилами Холтосонского месторождения.

Гюбнерит является главным рудным минералом на обоих месторождениях, кроме него в рудах идентифицировано более 20 видов рудных минералов. Их набор в обоих месторождениях сходен, что свидетельствует о близком химизме рудообразующих флюидов. Впервые в рудах Инкурского месторождения установлен редкий минерал из класса галогенидов – гидрофторид алюминия, по составу близкий розенбергиту, в рудах Холтосонского месторождения диагностированы редкие минералы из класса сульфосолей – ализонит, шапбахит.

Результаты исследования первичных двухфазовых (Ж>Г) флюидных включений (ФВ) обоих месторождений показали, что минимальные температуры отложения кварца варьируют в интервале ~195–344 °С. Большинство определений на Инкурском месторождении попадают в интервал ~200–250 °С, на Холтосонском – 250–300 °С. Интервалы температур гомогенизации ФВ в гюбнеритах месторождений очень близки ~278–245 °С (Инкур) и ~290–250 °С (Холтосон). В относительно среднетемпературный интервал попадают ФВ из флюорита – 265–195 °С (Инкур), несколько более высокие температуры характерны для ФВ из флюорита (Холтосон) – 272–260 °С.

Распределение температур гомогенизации ФВ обоих месторождений свидетельствует о существовании как минимум двух стадий минералообразования – высокотемпературной (>300 °С), где отлагались кристаллы раннего кварца, и относительно низкотемпературной (≤200–300 °С), где происходило отложение позднего кварца, гюбнерита и флюорита.

Общая соленость растворов обоих месторождений также имеет сходные диапазоны по данным большинства включений. Интервал значений общей солености для ФВ из руд Инкурского месторождения – 5.1–14.6 мас. % экв. NaCl, для Холтосонского – 4.8–10.7 мас.% экв. NaCl. Судя по близким температурам эвтектики (-55...-49 °С), основные солевые компоненты растворов двух месторождений являются практически идентичными, что подтверждается данными по водным вытяжкам. Главные солевые компоненты представлены хлоридами кальция и натрия, примесью хлоридов калия. Наличие фторсодержащих минералов (флюорит, топаз, мусковит, розенбергит) свидетельствует о присутствии соединений фтора в составе флюида. Газовая фаза включений, по данным КР-спектроскопии, представлена CO₂ и N₂.

Результаты исследования ФВ свидетельствуют о сходном составе рудообразующих флюидов, формировавших оба месторождения. Наличие сингенетичных существенно водных и существенно газовых включений в кварце из руд Холтосонского месторождения позволяет оценить истинную температуру минералообразования как 413 °С – 350 °С. Появление включений гетерогенного захвата в жилах Холтосонского месторождения свидетель-

ствуется о падении давления в процессе минералообразования, вызванного, по-видимому, появлением крупных трещин, в которых формировались рудные жилы. В отличие от жильных руд Холтосонского месторождения, в участках развития штокверковой минерализации (Инкурское месторождение), признаки гетерогенизации не отмечаются, что может говорить об относительно высоком давлении при рудоотложении. Допустив, что температуры минералообразования на Инкурском и Холтосонском месторождениях близки, можно провести расчет давления на основе фазовых отношений в системе $\text{NaCl-H}_2\text{O}$. Расчет проводился по разнице между максимальными температурами гомогенных (343°C) и гетерогенных (413°C) ФВ, на основе расчетной программы HokieFlincls_ $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ (Steele-MacInnis et al., 2012). Полученное значение давления – 785 бар, отражает минимальное давление захвата ФВ на Инкурском месторождении. На Холтосонском месторождении давление можно оценить примерно в 300 бар, исходя из положения критической кривой системы $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ (Steele-MacInnis et al., 2015). Поскольку критическая кривая системы $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ имеет более крутой наклон на фазовой диаграмме, то истинные давления, могли быть выше чем значения, полученные для системы $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, но разница находится в пределах одного порядка.

Таким образом, данные по минералогии руд и термобарогеохимические исследования позволяют сделать вывод о том, что оба месторождения были сформированы в ходе существования единой рудообразующей системы. Рудоотложение происходило в близких физико-химических условиях, отличающихся лишь по давлениям минералообразования. Разница в давлениях (785 и 300 бар) обусловлена разными структурными условиями рудоотложения.

Результаты анализа индивидуальных ФВ из кварца обоих месторождений методом LA-ICP-MS показали, что выше предела обнаружения в растворах присутствовали следующие элементы: Li, Be, B, Na, Mg, Al, K, Ca, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Nb, Mo, Zr, Sn, Sb, Te, W, Pb, Bi и др. Содержания W в растворах Инкурского месторождения варьируют от 0.8 до 1449 ppm, в растворах Холтосонского месторождения от 15 до 1022 ppm.

Экспериментально установлено, что в щелочной гидротермальной среде растворимость гюбнерита нечувствительна к температуре и солёности раствора, тогда как в кислых растворах снижение температуры способствует осаждению этого минерала [Li et al., 2018]. Растворимость гюбнерита в растворах повышенной кислотности выше растворимости ферберита практически на порядок [Liu, Xiao 2020]. Высокое содержание мусковита в составе жил и прожилков исследуемых месторождений свидетельствует о повышенной кислотности рудообразующих растворов, что объясняет отложение W в форме гюбнерита. Наличие газовых включений в гюбнеритах и сфалеритах говорит о том, что отложение, скорее всего, происходило при участии газовой фазы.

Исследования выполнены при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект ГИН СО РАН № АААА-А21-121011390003-9).

Steele-MacInnis M., Lecumberri-Sanchez P., Bodnar R. J. HokieFlincls_ $\text{H}_2\text{O-NaCl}$: A Microsoft excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$. Computers & Geosciences. 2012, 49, 334-337.

Steele-MacInnis M., Lecumberri-Sanchez P., Bodnar R.J. Synthetic fluid inclusions XX. Critical PTx properties of $\text{H}_2\text{O-FeCl}_2$ fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta. 2015, 148, 50-61.

Li J, Liu Y, Zhao Z, Chou IM. Roles of carbonate / CO_2 in the formation of quartz-vein wolframite deposits: insight from the crystallization experiments of hubnerite in alkali-carbonate aqueous solutions in a hydrothermal diamond-anvil cell. Ore Geology Reviews. 2018; 95:40–48. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.02.024>.

Liu X, Xiao C. Wolframite solubility and precipitation in hydrothermal fluids: insight from thermodynamic modeling. Ore Geology Reviews. 2020; 117:103289. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103289>.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ТЕПЛООБМЕНА В ТОНКОМ ПОРИСТОМ СЛОЕ

Р.А. Дехтярь, В.В. Овчинников

Институт теплофизики СО РАН, Новосибирск, Россия, dekhtyar@itp.nsc.ru

Для верификации физико-геологических моделей очень важным является наличие надежных данных о распределении температуры в объеме, где происходит формирование рудоносных структур. Одним из важных параметров необходимых для расчета нестационарного теплообмена в неоднородных и пористых средах является эффективная радиальная и продольная теплопроводность λ_e . Несмотря на достаточно большое число экспериментальных и теоретических работ (Дехтярь и др., 2002, Antwerpen et al, 2010, Минко и др., 2011, Дехтярь, 2021) в настоящее время нет надежных зависимостей для расчета радиальной теплопроводности для засыпки в слое неподвижной жидкости. Задачей данного исследования является изучение особенностей нестационарного теплообмена для одного слоя шаров одинакового размера в неподвижном слое жидкости.

Теплопроводящие характеристики единичного слоя шаров одинакового диаметра в неподвижной жидкости исследовались в режиме прогрева/охлаждения слоя при изменении температуры теплоносителя в оболочке цилиндрического термостата диаметром 129 мм высотой 300 мм. Значения эффективной радиальной теплопроводности λ_e определялось после сопоставления экспериментальных данных с известными решениями для задачи об изменении температуры бесконечного цилиндра при ступенчатом изменении температуры окружающей среды (Исаченко и др., 1975). Опыты проводились с шарами из различных материалов (стекло, полиоксиметилен, сталь) и диаметром от 3 до 40 мм. Шары укладывали на горизонтальную фторопластовую пластину. Количество шаров в исследуемых засыпках было близко к максимально возможному числу для цилиндра диаметром 129 мм. Координаты центров шаров в каждой упаковке определялись по фотографиям. Высота уровня воды в засыпке контролировалась с помощью игольчатого щупа с точностью 0,05 мм. Использование высокого термостата и тепловых экранов позволило уменьшить количество факторов, которые влияют на точность измерения температуры с помощью пирометра. Температура жидкости, подаваемой в термостат, поддерживалась постоянной с точностью 0,2 °С. Теплофизические свойства упаковок измерялись непосредственно либо рассчитывались на основе справочных данных.

Исследование показало, что для некоторых перепадов температур и диаметров шаров в засыпке наблюдается сильная зависимость времени установления температуры в центре пористого слоя от направления теплового потока на стенке термостата. Для примера на рисунке (рис. 1) приведены данные по изменению температуры в центре засыпки из 165 шаров диаметром 9 мм в различные моменты времени, когда изменение температуры теплоносителя в термостате для режимов нагрева и охлаждения составило 21 °С. Характерное время прогрева τ - 300 с, охлаждения – 1150 с. Соответственно, в этом случае значение коэффициента эффективной радиальной теплопроводности λ_e при прогреве слоя более чем в три раза больше, чем в режиме охлаждения. При этом в расчетах по известной корреляции для эффективной теплопроводности λ_e никак не учитывается влияние направления теплового потока. Например, корреляция Zehner - Schlünder (Antwerpen et al., 2010):

$$\frac{\lambda_e}{\lambda_w} = (1 - \sqrt{1 - \varepsilon}) + \kappa \cdot \frac{2 \cdot \sqrt{1 - \varepsilon}}{\kappa - B} \cdot \left[B \cdot \kappa \cdot \frac{\kappa - 1}{(\kappa - B)^2} \cdot \ln\left(\frac{\kappa}{B}\right) - \frac{B + 1}{2} - \kappa \cdot \frac{B - 1}{\kappa - B} \right]$$

где $B = 1,25 \cdot \left(\frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon}\right)^{10/9}$ или $B = 1,25 \cdot \left(\frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon}\right)^{10/9}$, $\kappa = \frac{\lambda_s}{\lambda_w}$, λ_w – теплопроводность воды, λ_s – теплопро-

водность сферы, ε – пористость. Видно, что в формуле λ_e зависит только от параметра k – соотношения между теплопроводностью шара и воды, а параметр ε не меняется при нагреве и охлаждении. То есть в жидкостных ячейках между шарами реализуются различные режимы теплопередачи. Так для засыпки из 1432 стеклянных шаров диаметром 3,05 мм для перепадов температур меньше 15 °С времена прогрева и охлаждения слоя совпадают (характерное время τ – 1520 с и 1580 с соответственно). Можно предположить, что в этом случае теплопередача в слое соответствует режиму молекулярной теплопроводности, соответственно и при нагреве, и при охлаждении нет различий при теплопередаче. Для шаров диаметром больше 6 мм теплопередача в жидких ячейках между шарами возможна, как в режиме молекулярной, так и конвективной теплопроводности. Однако пока не ясно, какие именно параметры оказывают влияние на переход от одного режима к другому. Значения коэффициента эффективной радиальной теплопроводности λ_e в режимах прогрева/охлаждения различаются от 1,5 до 3,5 раз.

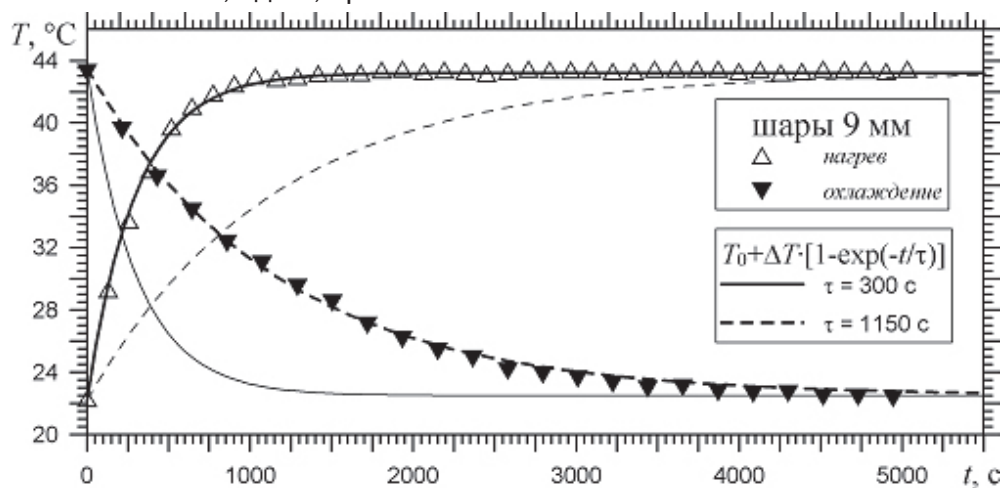


Рис. 1. Скорость прогрева засыпки из 165 полиоксиметиленовых шаров залитой водой

Для шаров диаметром 40 мм, несмотря на относительно большие размеры жидкостных ячеек, времена прогрева и охлаждения слоя не совпадают (для перепада температур 18 °С характерное время при прогреве τ – 240 с и при охлаждении – 460 с). В этом случае режим теплопередачи в пористом слое определяется конвективными течениями в ячейке между стенкой термостата, дном и нижней частью сферы.

Исследование показало, что во время установления стационарных значений температуры в тонком пористом слое с неподвижной жидкостью после изменения температуры на границе, режим теплопередачи зависит от направления теплового потока. Для некоторых режимных параметров отмечается сосуществование разных режимов теплопередачи в жидкостных ячейках между сферами. Полученные данные могут быть использованы для верификации кодов при расчете полей температур.

Работа выполнена в рамках государственного контракта ИТ СО РАН.

Дехтярь Р.А. Теплообмен при фильтрации жидкости в кольцевом канале, заполненном пористой средой // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 8. С. 126–134.

Дехтярь Р.А., Сиковский Д.Ф., Горин А.В., Мухин В.А. Теплообмен в зернистом слое при умеренных числах Рейнольдса // ТВТ. 2002. Т. 40. № 5. С. 748-755.

Исаченко В.П., Осипова В.А., Сукомел А.С. Теплопередача. М.: Энергия, 1975. 488 с.

Минко К.Б., Артемов В.И., Яньков Г.Г. Гидравлическое сопротивление и эффективная теплопроводность засыпок из сферических частиц // Вестник МЭИ. 2011. № 4. С. 47-55.

Van Antwerpen W., du Toit C.G. and Rousseau P.G. A review of correlations to model the packing structure and effective thermal conductivity in packed beds of mono-sized spherical particles // Nuclear Engineering and Design. 2010. V. 240. N 7. P. 1803-1818.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ШАХТАМИНСКОГО МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.А. Доломанова-Тополь¹, Г.Д. Киселева¹, В.А. Коваленкер¹, Т.Л. Крылова¹,
Г.А. Юргенсон²

¹ИГЕМ РАН, Москва, Россия, arij.msu@mail.ru

²ЧИПР СО РАН, Чита, Россия

Шахтаминское молибденовое месторождение расположено на территории Восточного Забайкалья. Пространственно и генетически оруденение связано с массивами габбро-диорит-монцодиорит-гранодиоритов Шахтаминского комплекса (J_2-J_3). Параметры минералообразования месторождения изучены на основании исследования флюидных включений (ФВ) (THSMG 600 Linkam) в минералах (кальците, кварце) основных рудных минеральных комплексов: кварц-молибденитового и карбонат-полиметаллического.

По соотношению фаз при комнатной температуре первичные включения в кварце и карбонате подразделены на четыре основных типа: 1) многофазные ФВ, содержащие газ, водный раствор, жидкую CO_2 и кристалл прозрачной твердой фазы; 2) трехфазные ФВ, газ, раствор, жидкая CO_2 ; 3) трехфазные ФВ, содержащие газ, раствор и кристалл прозрачной твердой фазы; 4) двухфазные ФВ, содержащие газ и раствор.

Результаты изучения ФВ позволили охарактеризовать особенности изменения параметров флюидов для различных стадий минералообразования. Жильное кварц-молибденитовое оруденение отлагалось из относительно высокотемпературных флюидов – для ФВ характерен общий интервал температур гомогенизации от 460 до 220 °С. Флюиды, формировавшие более позднюю карбонат-полиметаллическую минерализацию, отличались более низкими температурами гомогенизации: 269–130 °С.

Включения захваченные на ранней кварц-молибденитовой стадии минералообразования характеризуются более высокой концентрацией солей. Полученные результаты свидетельствуют о фазовой сепарации флюида с разделением на низкоплотную паровую фазу с концентрацией солей от 9.7 до 1.0 мас. % экв. NaCl и водно-солевой рассол с концентрацией до 49.7 мас. % экв. NaCl. Концентрация Na-хлоридных флюидов, захваченных во включения более поздней карбонатно-полиметаллической стадии минералообразования варьировала в пределах 7.5–1.5 мас. % экв. NaCl. В изученных ФВ карбонатно-полиметаллической стадии углекислота методами микротермометрии не обнаружена.

Полученные данные указывают на понижение температуры и изменение состава и концентрации флюидов на протяжении всего процесса минералообразования. Различия в температурах и составе формировавших минерализацию флюидов, вероятно, обусловлены особенностями развития флюидно-магматической системы при кристаллизации гранитоидной магмы (Рябчиков, 1975; Audetat, 2000). Водно-углекислотный флюид мог образоваться в результате взаимодействия магматического флюида с породами, образовавшимися при контактовом метаморфизме (декарбонатизации) вмещающих пород (Крылова, 2012). Снижению температуры и концентрации рудообразующих растворов на завершающих стадиях минералообразования также могла способствовать трещиноватость вмещающих пород, обуславливающая высокую проницаемость для метеорных вод, их смешение с поднимающимися магматическими флюидами и охлаждение последних.

Следует отметить, что на Шахтаминском месторождении редуцирован кварц-пирит-сфалеритовый минеральный комплекс хорошо проявленный на близлежащих месторождениях (Новоширокинское, Бугдаинское). На Новоширокинском месторождении (Али А.А., 2014) ему отвечает главная полиметаллическая стадия, сформировавшаяся в температур-

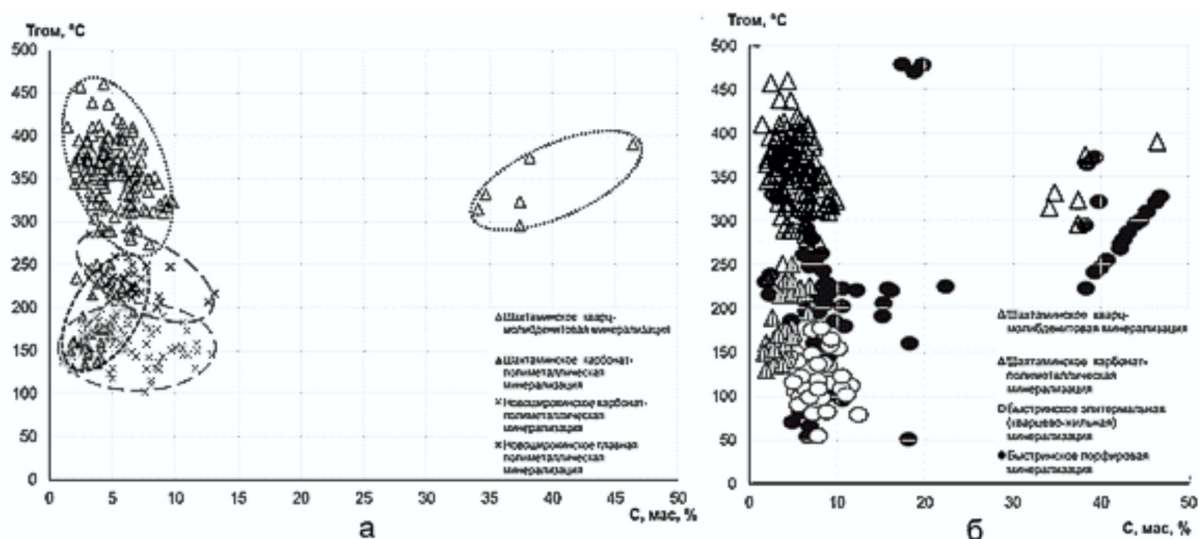


Рис.1. Температура гомогенизации и концентрация растворов, захваченных флюидными включениями в минералах Шахтаминского, Новоширокинского (а) и Быстринского (б) месторождений (Kovalenker et al., 2019)

ном диапазоне между кварц-молибденитовой и карбонат-полиметаллической стадией. Однако флюид сформировавший минерализацию Новоширокинского месторождения отличается несколько более высокими концентрациями солей.

На соседних месторождениях, ассоциирующих с Шахтаминским интрузивным комплексом, рудная минерализация формировалась из более высококонцентрированного флюида, часто более сложного состава в близком температурном интервале. Так, порфировая минерализация Быстринского месторождения сформированная в температурном интервале (500–<250 °C), а кварцево-жильная – относительно низкотемпературным Нахлоридными флюидами с соленостью не выше 10–12 мас. % (Коваленкер В.А и др., 2016). Флюид, участвующий в образовании порфировой минерализации Быстринского месторождения также подвергся фазовой сепарации с разделением на низкоплотную паровую фазу и водно-солевой рассол с концентрацией до 47 мас. % NaCl экв. (рис. 1).

В совокупности с другими признаками это указывает на схожесть процессов минералообразования на месторождениях приуроченных к Шахтаминскому интрузивному комплексу.

Али А.А, Прокофьев В.Ю, Кряжев С.Г. Геохимические особенности и условия формирования Ново-Широкинского золото-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2014. № 2. С. 15-21.

Крылова Т.Л., Pandian M.S., Бортников Н. С., S. Vijay Anand S., Гореликова Н.В., Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г. Вольфрамовые и оловянно-вольфрамовые месторождения Дегана (Раджастан, Индия) и Тигриное (Приморье, Россия): состав минералообразующих флюидов и условия отложения вольфрамит. //Геология руд. Месторождений – 2012 – том 54 – № 4 – С. 329–349.

Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. // М.: Наук – 1975 – 232 с
Audetat A., Gunter D.G., Heinrich C.A. Magmatic-hydrothermal evolution in a fractionating granite: a microchemical study of the Sn-W-F-mineralized Mole Granite (Australia) // Geochim. et Cosmochim. Acta – 2000 – V. 64 – № 19 – P. 3373–3393.

Kovalenker V.A., Krylova T.L., Luptakova J., Kiseleva G.D., Yazykova Yu.I. Factors of high productivity of the Bystrinsky skarn-porphyry Cu-Au deposit fluid-magmatic system (Eastern Transbaikalia, Russia): constraints from fluid inclusions // Acta mineralogica-petrographica. Abstracts series. 2019. V.10. P.65. HU ISSN 0324-6523, HU ISSN 1589-4835

ФЛЮИДНЫЕ КОМПОНЕНТЫ В КОРДИЕРИТАХ СУТАМСКОГО БЛОКА АЛДАНСКОГО ЩИТА: НОВЫЕ ДАННЫЕ ГАЗОВОЙ ХРОМАТО-МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ

К.И. Затолокина, А.А. Томиленко, Т.А. Бульбак, Н.В. Попов.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,
zatolokina@igm.nsc.ru

Одной из главных проблем современной метаморфической петрологии является оценка состава минералообразующего флюида. Перспективными пробоотборниками минералообразующего флюида могут быть не только флюидные включения, но и минералы, в структурные полости и каналы которых входят и удерживаются флюидные компоненты. К таким минералам относится микропористый каркасный алюмосиликат кордиерит. Он довольно широко распространен в природе и устойчив в широком интервале температур и давлений (Seifert,

Таблица 1. Состав летучих компонентов, выделившихся при механическом разрушении кордиеритов из Алданского щита, р. Сутам, по данным GC-MS анализа (отн. %).

Название	MW	Номер образца			
		99-77	173-77	174-77	194-77
Алифатические углеводороды:		0.19	0.78	1.24	3.07
Парафины (C_nH_{2n+2})	16-240	0.10	0.22	0.53	1.71
Олефины (C_nH_{2n})	26-224	0.09	0.56	0.72	1.36
Циклические углеводороды:		0.10	0.24	0.30	1.16
Нафтенy (C_nH_{2n-6})	42-112	0.01	0.02	0.08	<0.01
Арены (C_nH_{2n-10})	78-218	0.09	0.21	0.19	1.11
ПАУ ($C_{10}H_8$ - $C_{13}H_{18}$)	128-174	0.01	0.01	0.03	0.04
Кислородсодержащие углеводороды:		0.69	1.48	3.06	11.24
Спирты ($C_nH_{2n+2}O$)	32-250	0.05	0.08	0.34	0.83
Эфиры ($C_nH_{2n}O$)	84-212	0.09	0.13	0.16	0.84
Альдегиды ($C_nH_{2n}O$)	30-226	0.14	0.35	1.37	4.36
Кетоны ($C_nH_{2n}O$)	58-226	0.14	0.24	0.44	2.84
Карбоновые кислоты ($C_nH_{2n}O_2$)	60-228	0.27	0.68	0.75	2.36
Гетероциклические соединения:		0.01	0.02	0.03	0.21
Диоксаны ($C_8H_{16}O_2$)	88	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
Фураны (C_4H_4O - $C_{15}H_{10}O$)	68-222	0.01	0.02	0.03	0.20
Азотсодержащие компоненты (N_2 - $C_{12}H_{25}NO$)	28-222	0.14	0.35	0.88	2.28
Серосодержащие компоненты (H_2S - $C_9H_{14}S$)	34-154	0.04	0.09	0.14	0.51
Аргон	40	<0.01	<0.01	<0.01	0.03
CO₂	44	97.55	92.97	88.59	70.91
H₂O	18	1.28	4.08	5.75	10.50
Общее количество компонентов		226	237	261	249
CO ₂ /(H ₂ O+CO ₂)		0.99	0.96	0.94	0.87
Алканы/Алкены		1.17	0.39	0.73	1.26

Примечание: MW – номинальная масса.

Schreyer, 1970; Seifert 1970; Newton, 1972; Бульбак, Шведенкова 1998; Бульбак и др., 2005; Bul'bak, Shvedenkov 2005; Likhacheva et al., 2012, 2013; Miletich et al., 2014).

Методом капиллярной газовой хромато-масс-спектрометрии определены компонентный состав и относительные концентрации (отн.%) флюидных компонентов кордиеритов Сутамского блока р. Сутам Алданского щита. Экстракция газовой смеси произведена без пиролиза при ударном разрушении образца в потоке инертного газа.

Исследованные кордиериты отобраны из двух районов Алданского щита, которые соответствуют разным субфациям глубинности (в основном по давлению и в меньшей мере по температуре). Наиболее глубинные условия (повышенных давлений) охарактеризованы пробами 99-77 (р. Тас-Юрях), 173-77 и 174-77 (р. Колбокон) из Сутамского блока. Субфация средней глубинности (умеренных давлений) представлена пробой 194-77 (низовье Сутама) (Попов Н.В., 1987).

Установлено, что кордиериты формировались при участии преимущественно углекислотно-водного флюида (CO_2 – от 97.55 до 70.91 отн.%, H_2O – от 1.28 до 10.50 отн.%). От верховья реки к ее низовью мольная доля углекислоты ($\text{CO}_2/(\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2)$) в кордиеритах уменьшается от 0.99 до 0.87 (табл.1). Среди выявленных летучих компонентов, помимо воды и углекислоты, обнаружены представители не менее 12 гомологических рядов органических соединений. В их число вошли бескислородные алифатические и циклические углеводороды (парафины, олефины, циклические алканы и алкены, арены, полициклические ароматические углеводороды-ПАУ), кислородсодержащие и гетероциклические углеводороды (спирты, эфиры, фураны, альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты).

Таким образом, помимо CO_2 и H_2O в исследованном кордиерите присутствуют другие флюидные компоненты. На их долю приходится от 1.17 отн.% – в верховье реки, до 18.59 отн.% - в низовье реки Сутам.

Бульбак Т.А., Шведенков Г.Ю., Рипинен О.И. Кинетика молекулярного обмена вода- CO_2 в каналах структуры (Mg, Fe²⁺)-кордиерита // Геохимия. 2005. № 4. С. 429-437.

Бульбак Т.А., Шведенкова С.В. Зависимость содержания воды в каналах структуры от состава Fe-Mg-твердых растворов кордиерита // Доклады Академии Наук. 2008. Т. 419. № 5. С. 661-664.

Попов Н.В., Модели эволюции процессов метаморфизма на щитах и в складчатых областях: Оперативно-информ. материал // АН СССР, Сиб. Отделение, Институт геологии и геофизики: - Новосибирск: ИГиГ, 1987. – 70 с.

Bul'bak T.A., Shvedenkov G.Yu. Experimental study on incorporation of C-H-O-N fluid components in Mg-cordierite // European Journal of Mineralogy. 2005. V. 17. № 6. P. 829-838.

Likhacheva A.Y., Goryainov S.V., Bul'bak T.A. An X-ray diffraction study of the pressure-induced hydration in cordierite at 4-5 GPa // American Mineralogist. - 2013. - Vol. 98. - № 1. - P. 181-186.

Likhacheva A.Y., Goryainov S.V., Krylov A.S., Bul'bak T.A., Prasad P.S.R. Raman spectroscopy of natural cordierite at high water pressure up to 5 GPa // Journal of Raman Spectroscopy. - 2012. – V. 43, № 4, P. 559–563.

Miletich R., Gatta G.D., Willi T., Mirwald P.W., Lotti P., Merlini M. Cordierite under hydrostatic compression: Anomalous elastic behavior as a precursor for a pressure-induced phase transition // American Mineralogist, 2014, V. 99, P. 479–493.

Newton R.C. An experimental determination of the high-pressure stability limits of magnesian cordierite under wet and dry conditions // Journal of Geology. 1972. V. 80. № 4. P. 398-420.

Seifert F. Low-temperature compatibility relations of cordierite in haplopetites of the system K_2O -MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O // Journal of Petrology. 1970. V. 11. № 1, P. 73-99.

Seifert F., Schreyer W. Lower temperature stability limit of Mg cordierite in the range 1-7 kb water pressure: a redetermination // Contr. Mineral. Petrol. 1970. V. 27. P. 225-238.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ФЛЮИДНЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

Многолетними исследованиями кимберлитов древних платформ мира показано, что их петрогенез является многоэтапным. Обычно этот процесс начинается с разогрева и уплотнения мантии (Ермаков, 1972). В верхней мантии нижней части коры происходили всплески мантийного диапиризма, осуществлялся плутонический подъем кимберлитовой магмы, сменившийся гипабиссальным (дайковым) периодом её жизни и заканчивался эксплозивным (диатремовым). После выхода кимберлитов на дневную поверхность осуществлялось их гипергенное изменение и формирование коры выветривания (КВ) с возникновением вторичных породообразующих и жильных комплексов. Магматические и внутри-кимберлитовые физико-химические процессы формирования кимберлитов восстанавливаются по составу глубинных ксенолитов, алмазам и их парагенетическим спутникам – ИМК (пиропам, пикроильменитам, оливинам, хромшпинелидам и клинопироксенам). Исследования последних подтвердили геологические данные о различиях в физико-химическом составе формировавших их магм. Экспериментальные исследования последних лет показали, что пикроильменит, являющийся характерным минералом кимберлитов, кристаллизуется из базальтовых расплавов в интервале 10–50 кбар при температуре до 1500 °С, создавая ассоциацию гранат+клинопироксен+пикроильменит. Дополнительные сведения о физико-химических условиях формирования кимберлитов получают по результатам исследований флюидных включений в кимберлитах, нодулях в мантии, алмазах и ИМК. Предполагается, что на границе кора-мантия (Мохо) происходило кипение расплавов и консервация во включениях силикатного и сульфидного расплава, а также отделившейся от них двуокиси углерода при давлении 6,5–7,5 кбар (глубина 22–25 км) при 1250 °С. На неоднородность мантийного вещества и многоэтапность формирования кимберлитов указывалось исследователями на многих древних платформах мира. Очень важным аспектом генезиса отдельных типов включений в минералах является исследование *вскипавших* растворов, которое способствовало отделению от растворов CO₂, H₂O, HCl, изменению pH, состояния, ионного соотношения в растворах и разрушению комплексных соединений. Анализ схемы многократного кипения кимберлитовых магм и формирования флюидизатов показывает (Зинчук, Пизнюр, 2003) возможность вскипания алмазоносных глубинных компонентов на самых глубоких горизонтах. Важную роль в познании природы минералов имеют *форма и размер включений вскипающих флюидов*. Форма их обычно изометрическая, удлиненная, амёбовидная, реже отражает облик минерала-хозяина, в котором они заключены.

Проведенными исследованиями показан широкий диапазон температур, приводящих как к кристаллизации, так и к переходу в другие фазы минеральных фаз, причем аналогичные процессы осуществляются и во включениях магматогенных минералов. При их нагревании вначале исчезает CO₂ (до 31,4 °С критической температуры), легкорастворимые KCl (выше 100 °С) и NaCl (выше 200 °С), при 600 °С начинают оплавляться силикаты (оливин и пироксен), а при 700–800 °С растворяется чкаловит, который кристаллизовался из хлоридно-силикатного расплава. При 1140–1170 °С исчезает апатит, при 1170 °С нефелин, при 1210 °С – меллилит, при 1104–1206 °С – пироксены, при 1280–1450 °С – форстерит – конечный член ряда оливина. Дальнейшее нагревание таких включений приводит к расслоению (разделению) гомогенного магматического расплава на две части – силикатную и сульфидную. Последняя дает начало образованию сульфидных магматических медно-никелевых и следующих за ними постмагматических пневматолитовых и разнометальных (скарновых, грейзеновых, плутогенных и вулканогенных) гидротермальных место-

рождений. Доказательством кристаллизации упомянутых минералов следуют не только лабораторные исследования, а и полевые наблюдения. Кристаллизация чкаловита осуществляется из хлоридно-силикатного расплава, в то время как лейцита из лейцитовых базальтов в широком температурном интервале – 1400–1100 °С во время вскипания базальтовой магмы. Раскристаллизованные включения в оливине из нефелиновых базальтов гомогенизируются при 1290–1250 °С, хотя при таких определениях не учитываются значения давления при вскипании магм, которые обычно повышают температуру гомогенизации включений и кристаллизации минералов из магм.

Составной и наиболее важной частью пневматолитово-гидротермального изменения кимберлитовых пород являются серпентинизация и карбонатизация. С серпентинизацией тесно связаны процессы хлоритизации, оталькования, образования брусита и других магнезиальных силикатов. Серпентинизация оливиновых пород происходит при температурах не выше 500 °С (Зинчук, 1998; Хитров и др., 1987). Серпентин образуется даже при самых низких температурах гидротермального процесса. Второй особенностью массовой серпентинизации является обычно отсутствие в заметных количествах брусита, который должен был бы возникнуть в процессе серпентинизации оливина. Судя по изометрическим сечениям диаграммы фазовых равновесий системы $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, образование парагенезиса серпентина с карбонатами (но без брусита) возможно в довольно узких интервалах парциальных давлений H_2O и CO_2 , которые должны быть для воды сравнительно высокими, а для углекислоты – соответственно низкими. При постоянном соотношении компонентов с повышением температуры область данного парагенезиса смещается в сторону увеличения содержания обоих компонентов. В случае сравнительно небольшого парциального давления углекислоты во флюиде в зависимости от соотношения MgO:CaO:SiO_2 в твердых фазах и $\text{H}_2\text{O:CO}_2$ во флюидах при температуре 300–400 °С могут возникать следующие парагенезисы: серпентин + кальцит, тальк + кальцит и тремолит + кальцит. Для образования серпентина хорошо подходит соотношение $\text{MgO:SiO}_2=2:1$ (такое же, как в оливине). В случае повышения содержания углекислоты во флюиде магний связывается в карбонат, а вместо серпентина отлагается тальк (Зинчук и др., 1982). Это позволяет утверждать, что серпентинизация больших масс кимберлитов проходила под воздействием на них флюида с довольно узким диапазоном значений отношения $\text{H}_2\text{O:CO}_2$. При образовании позднего серпентина с офитовой структурой могли возникать различные соотношения главных компонентов. Тальк здесь не формировался, поскольку выделения серпофита появились еще при более низких температурах. При избытке магнезии получали развитие доломит и брусит, а также другие магнезиальные минералы или магний выносился. Серпентины представлены лизардитом и хризотилом, которые образуются при температурах значительно меньших верхнего предела серпентинизации. Лизардит, отличающийся заметным количеством изоморфных примесей (железа и алюминия), формировался из офитового аморфного или слабо раскристаллизованного вещества при более высоких температурах, чем хризотил. В результате кристаллизации (или перекристаллизации) происходило очищение новообразований от примесей. Возникали параллельно слоистые агрегаты, растущие за счет кристаллизации или перекристаллизации вещества из раствора, находящегося в пористом основании. Возникновение аморфных веществ, основу которых составляют кристаллиты слоистых силикатов (куда входят и субизотропный серпентин, и серпофит) возможно при низком давлении. Увеличение давления содействует образованию кристаллических веществ, поскольку при этом уменьшается объем породы. С увеличением давления уничтожается также реликтовая структура породы. Сохранившаяся кимберлитая реликтовая структура в значительной мере связана со сравнительно низким давлением в процессе серпентинизации. Образование серпентиновых минералов нельзя объяснить с точки зрения магматического происхождения и тем более выделения их из остаточного расплава.

Важнейшим этапом изменения кимберлитов является карбонатизация, представленная новообразованиями кальцита, доломита, арагонита, стронцианита, а также гидрокарбонатами – гидромагнезитом и пироауритом. Жильный кальцит преобладает над всеми остальными карбонатами как в плане трубок, так и на разведанную их глубину (до 1200 м). Характерной особенностью этих образований является отсутствие существенных количеств карбонатов на основе Fe^{2+} и Mg – сидерита и магнезита, что позволяет сделать определенные выводы о характере среды вторичного минералообразования в целом. Источниками CO_2 для формирования различных генераций кальцитов были вмещающие породы, глубинные эманации и углекислота, выделившаяся при окислении органических веществ. Вторичный кальцит слагает друзы, сферические почковидные выделения и зернистые агрегаты. Среди кристаллов позже всех образовались скаленоэдры. Приток слабокислых растворов затем привел к частичному растворению поверхностей кальцита с последующей регенерацией граней. Для сферических выделений кальцита характерно лучистое и концентрически-зональное строение. Серия концентрических сфер возникает в результате резкого пересыщения раствора на определенном этапе роста кристаллов и образования множества дополнительных центров кристаллизации, из которых идет дальнейший выборочный рост лучистых индивидов. Арагонит находится в парагенезисе с доломитом, образованию которых содействует магний, концентрация которого в растворе повышена. Соотношение между карбонатами кальция и магния в стандартных условиях есть функция парциального давления CO_2 поле кальцита сменяется областью доломита и арагонита, которые затем переходят в хантит и магнезит. Стронцианит редок и обычно ассоциирует с целестином, при частичном растворении которого высвобождается стронций, образующий впоследствии карбонат. Особого внимания заслуживают гидрокарбонаты (гидромагнезит и пироаурит), относительно широко распространенные в измененных кимберлитах. Гидромагнезит широко развит в условиях низкого кальций-магниевого соотношения и пониженного парциального давления CO_2 . Пироаурит образуется в аналогичных условиях с той разницей, что здесь в реакции принимают участие Fe^{2+} в виде растворимых сульфатов и хлоридов. Тесная ассоциация пироаурита с жильным скаленоэдрическим кальцитом и его неустойчивость в условиях современного выветривания позволяют предположить, что он также мог возникнуть в широком диапазоне температур.

Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах.- М.: Наука. 1972. 376 с.

Зинчук Н.Н. Влияние вторичных минералов на облик и состав кимберлитовых породах // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. №-12. С. 1704-1715.

Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н. Преобразование минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. 1982. №-2. С. 42-53.

Зинчук Н.Н., Пизнюр А.В. О новом генетическом типе флюидных включений в минералах // Сб.: Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века.-Воронеж: ВГУ. 2003. С. 209-212.

Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // ДАН СССР. 1987. Т.296. №-5. С. 1228-1233.

ГЕНЕЗИС ДУНИТОВ ГУЛИНСКОГО ПЛУТОНА: ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ ГОМОГЕНИЗИРОВАННЫХ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНЕ

А.Т. Исакова, Л.И. Панина, Е.Ю. Рокосова
ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, *atnikolaeva@igm.nsc.ru*

Щелочно-ультраосновные карбонатитовые массивы относятся к зональным интрузивным комплексам внутриплитного магматизма. Состоят они из трех магматических серий - ультраосновной (дуниты, перидотиты, пироксениты, мелилитовые породы), щелочной (якупирангиты-уртиты) и карбонатитовой. Большинство исследователей полагает, что породное разнообразие подобных массивов образовалось в результате дифференциации и фракционирования одной родоначальной магмы – щелочно-пикритовидной (Егоров, 1991), меймечитовой (Соболев и др., 2009; Васильев, Гора, 2012) или меланефелинитовой (Veksler et al, 1998), считая, что дуниты являются первой фазой гомодромной последовательности их формирования. Другие исследователи допускают участие в формировании таких массивов высококальциевой щелочно-ультраосновной и меймечитовой (Расс, Плечов, 2009) или ларнит-нормативной щелочно-ультраосновной и щелочно-пикритовидной (Панина, Усольцева, 2009) магм. Выявление конкретного состава и количества материнских магм необходимо как для объективного построения модели формирования рассматриваемых массивов, так и установления связи конкретных расплавов с определенным типом полезных ископаемых.

Для выяснения состава материнской магмы нами были изучены с помощью методов термобарогеохимии дуниты Гулинского плутона (Маймеча-Котуйская провинция). Дуниты слагают до 60 об.% обнаженной части массива и прослеживаются в виде дуги на 40 км. Среди дунитов отмечаются шпирообразные обособления перидотитов, тела рудных пироксенитов, на юго-западе дуниты перекрыты толщей меймечитов, а в центре – оливиновыми и мелилитовыми меланефелинитами и щелочными пикритами. Среди последних отмечаются штокообразные тела и дайки ийолитов, якупирангитов, мелилитовых пород и карбонатитов. Для изучения были взяты образцы дунитов из центральной юго-западной части массива.

Дуниты имеют мелко-, среднезернистую, часто неравномернозернистую порфировидную структуру и массивную текстуру. Состоят они из оливина (90–95 об.%), клинопироксена (0–10 об.%), рудных минералов (2–4 об.%). Среди рудных отмечаются хромшпинелиды и титаномagnetит. В дунитах иногда отмечается флогопит и роговая обманка. Порода часто серпентинизирована. В составе оливина отмечается 88.6–90 мол.% Fo, 0.27–0.40 мас.% CaO, 0.27–0.46 мас.% NiO, 0.01–0.03 мас.% Cr₂O₃. Клинопироксен относится к диопсиду. Содержит 1.5–1.8 мас.% TiO₂. В флогопите отмечается (мас.%) до 4–5 TiO₂, 0.3–0.4 BaO.

Расплавные включения были обнаружены в оливине и очень редко – клинопироксене. Среди включений в оливине отмечаются первичные и вторичные. Размер первичных включений от первых микрон до 30–50 мкм. Вторичные включения более мелкие, тонкораскристаллизованные. Среди дочерних фаз в первичных включениях отмечены клинопироксен, флогопит, амфибол, нефелин, перовскит, магнетит. Прогрев включений осуществлялся на совмещенной с микроскопом микротермокамере Н.Ю. Осоргина, А.А. Томиленко (1990) в атмосфере инертного газа (аргоне). Начало плавления фаз отмечалось при 835–950 °С. Около 1100 °С во включениях оформлялся газовый пузырь. Полное плавление дочерних фаз происходило при 1200–1225 °С, гомогенизация содержимого включений – при 1250–1300 °С. Вторичные включения гомогенизовались при 1095–1100 °С. В клинопироксене включения первичные, тонкораскристаллизованные, гомогенизация их содержимого отмечалась при 1220–1230 °С. Химический состав прогретых застеклованных включений в оливине содержит (мас.%): 39–44 SiO₂, 4,2–7,6 TiO₂, 11–15,3 Al₂O₃, 11,9–12 FeO, 11–12,7 MgO, 5,6–10,6 CaO, 3,2–6 Na₂O, 2–3,1 K₂O, 1,4–1,9 P₂O₅, ~0,2 BaO, 0,1–0,3 SrO, 0,5–0,6 SO₃. На бинарной диаграмме на основе SiO₂ (рис. 1) они образуют обособленное поле среди подобных включений в других ультрабазитах Гулинского плутона. Состав включений в оливи-

не дунитов отличаются от таковых в меймечитах (Соболев и др., 2009) и пикритах (Панина, Моторина, 2013) по более высокому содержанию Al, Na и низкому Mg и Fe, перекрываясь с ними по Ca, K, Ti. Состав включений в хромшпинелидах дунитов (Симонов и др., 2016) содержит гораздо больше Si и меньше Al, щелочей, Ti, Mg. Наиболее близкий состав включения в оливине дунитов имеют с таковыми в оливине гулинских мелилитовых меланефелинитов: они перекрываются с ними по щелочам, Al, Ti, Fe, отличаясь от них лишь по более высокому содержанию Mg. Близкий состав по K, Al, Fe, Ti включения в оливине имеют с включениями в оливине гулинских кугдитов. Полученные результаты свидетельствуют о том, что формирование оливина в дунитах происходило из меланефелинитовой магмы при некотором участии меймечитовых и пикритоидных расплавов в связи с их вероятным подтоком по рифтовым разломам и последующего некоторого смешения.

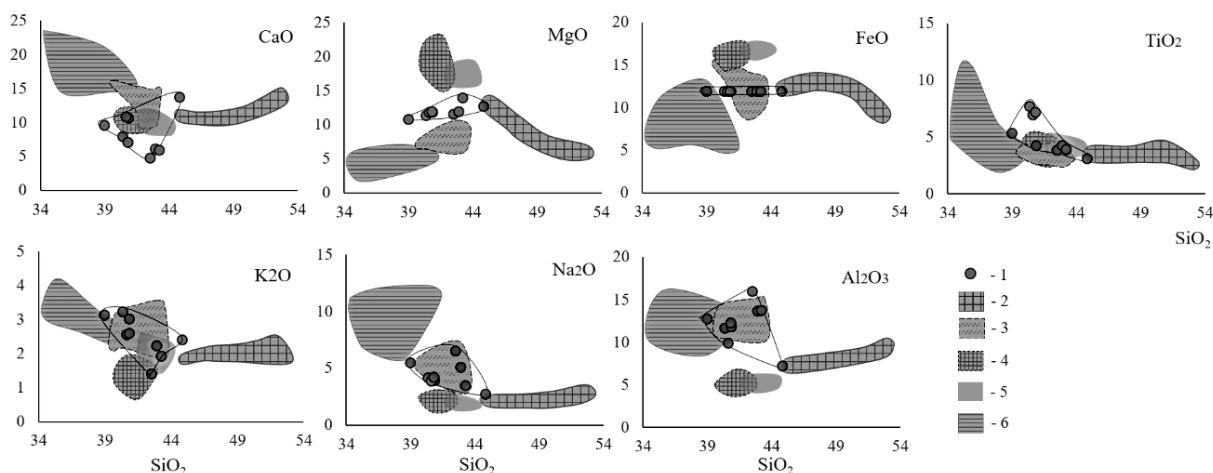


Рис. 1 Бинарные диаграммы на основе SiO_2 для составов расплавных включений из минералов ультрабазитов Гулинского массива. 1 – состав включений в оливине дунитов (наши данные). Поля составов включений из: 2 – хромшпинелидов дунитов (Симонов и др., 2016), 3 – оливина мелилитовых меланефелинитов (Васильев и др., 2017), 4 – оливина меймечитов (Соболев и др., 2009), 5 – оливина пикритов (Панина, Моторина, 2013), 6 – оливина кугдитов (Расс, Плечов, 2000).

Васильев Ю.Р., Гора М.П. Природа дунитов и оливинитов в щелочно-ультраосновных интрузивных комплексах Сибирской платформы // ДАН. 2012. т. 442. № 3. с. 356-359.

Васильев Ю.Р., Гора М.П., Кузьмин Д.В. Меймечит-фойдитовый вулканизм Полярной Сибири. Новосибирск. Из-во СО РАН. 2017. 78 с.

Егоров Л.С. Йолит-карбонатитовый магматизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, 1991. 260 с.

Осоргин Н.Ю., Томиленко А.А. Микротермокамера. Авт.Св. №1562816 СССР от 7.05.1990.

Панина Л.И., Моторина И.В. Меймечиты, щелочные пикритовые порфиры и меланефелиниты Сибири: условия кристаллизации, родоначальные магмы, источники // Геохимия. 2013. № 2. с. 122-144.

Панина Л.И., Усольцева Л.М. Пироксениты Крестовской щелочно-ультраосновной интрузии: состав родительских магм и их источники // Геохимия. 2009. № 4. с. 378-392.

Расс И.Т., Плечов П.Ю. Включения расплавов в оливинах оливин-мелилитовой породы, массив Гули, северо-запад Сибирской платформы // ДАН. 2000. т. 375. № 3. с. 389-392.

Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. Петрогенезис дунитов Гулинского ультраосновного массива (север Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2016. т. 57. с. 2153-2177.

Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. т. 50. № 12. с. 1293-1334.

Veksler I.V., Nielsen T.F.D., Sokolov S.V. Mineralogy of crystallized melt inclusions from Gardiner and Kovdor ultramafic alkaline complexes: implications for carbonatite genesis // J. Petrol. 1998, v. 39 (11-12), p. 2015-2031.

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ
СПОКОЙНИНСКОГО УЗЛА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)**

В.Н. Кардашевская¹, Л.А. Кондратьева¹, Г.С. Анисимова¹, Е.О. Шапаренко²

¹ИГАБМ СО РАН, Якутск, Россия, kardashevskaya92@mail.ru

²ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, shaparenkoe@gmail.com

Авторами изучен кварц Спокойнинского рудного узла (рудные поля Спокойное, Майское, Бурундук), расположенного в истоках правого притока р. Тимптона – р. Улахан-Тараканда на северном склоне Алдано-Станового щита. В тектоническом отношении узел находится в центральной части Тыркандинской зоны тектонического меланжа и приурочен к одноименному глубинному разлому. Оруденение представлено сульфидно-кварцевыми жилами в березитах по гнейсам и гранито-гнейсам и связано с мезозойскими магматитами субщелочных формаций. Выделено три типа минерализации: 1) широко развитая полисульфидная с типоморфными пиритом, халькопиритом и галенитом, а также наложенные 2) редкометаллная с минералами Bi (теллуровисмутит, бурсаит, купробисмутит, висмутин и самородный висмут) и 3) серебро-теллуридная с индикаторными петцитом, гесситом, волинским и сервеллеитом (Анисимова и др., 2022). Редкометаллная минерализация более развита в Майском рудном поле, а Ag-Te в Спокойном. Содержание золота варьирует от 0,14 до 17,3 г/т для Спокойного рудного поля, а для Майского 0,2–4,85 г/т.

Исследование флюидных включений (ФВ) в кварце проводилось методами оптической микроскопии, крио-, термометрии, барометрии и рамановской спектроскопии. Микро-термометрия выполнялась в термокамере Linkam THMSG-600 с диапазоном измерений температур от -196 до +600 °С (ИГМ СО РАН). Состав водной фазы включений определялся по температуре эвтектики (Борисенко, 1977), соленость растворов – по температуре плавления льда (Bodnar, Vityk, 1994). Давление рассчитывалось по сингенетичным газовой-жидким и водно-углекислотным включениям с использованием программ BULK и FLINCOR (Brown, 1989; Bakker, 2003). Состав включений проанализирован методом рамановской спектроскопии на КР-спектрометре Horiba Lab Ram HR800 (Dubessy et al., 1989; Frezotti et al., 2012).

При оптическом исследовании в 9 двустороннеполированных пластинках кварца были обнаружены флюидные включения размером 1–60 мкм. Среди них были выделены первичные, первично-вторичные и вторичные включения (Реддер, 1987). Первичные ФВ равномерно распределены по зонам роста кварца, первично-вторичные – приурочены к трещинам внутри кристаллов и по фазовому составу аналогичны первичным включениям. Ко вторичным относятся включения, приуроченные к залеченным трещинам, секущим границы кварцевых зерен. Изучению подверглись первичные и первично-вторичные ФВ.

По фазовому составу при комнатной температуре первичные и первично-вторичные включения делятся на два типа: 1) двухфазные - газовой-жидкие ($J_{H_2O} + \Gamma_{CO_2}$); 2) трехфазные – водно-углекислотные ($J_{H_2O} + J_{CO_2} + \Gamma_{CO_2 \pm N_2}$) (рис. 1).

В кварце Спокойного рудного поля температура гомогенизации ($T_{гом}$) ФВ в жидкую фазу происходит от 205 до 350 °С, с максимальным количеством значений в интервале 230–250 °С. Температура эвтектики ($T_{эвт}$) водной фазы включений составляет (-15.0...-42.5 °С), что указывает на присутствие хлоридов Na и Mg. Температура плавления льда ($T_{пл.льда}$) колеблется от -2.3...-6.5 °С, что соответствует солености 4–10 мас.% экв. NaCl. Давление флюида варьирует от 0.1 до 0.2 кбар. Исследование газовой фазы включений показало, что газовая составляющая флюидов представлена преобладанием CO_2 (86 мол.%) и примесью N_2 (14 мол.%).

В кварце рудного поля Бурундук интервал температур гомогенизаций включений составляет 210–325 °С, с максимумом при 210–270 °С. Температура эвтектики водной фазы ФВ меняется в диапазоне от -19.0 до -37.0 °С, что указывает на присутствие хлоридов Na и Mg. Температуры плавления льда меняются от -3.5 до -5.3 °С, соответствуя солености от 6 до 8 мас.% экв. NaCl. Давление флюида 0.2 кбар. Газовая составляющая флюидов представлена CO_2 (81 мол.%) и N_2 (19 мол.%).

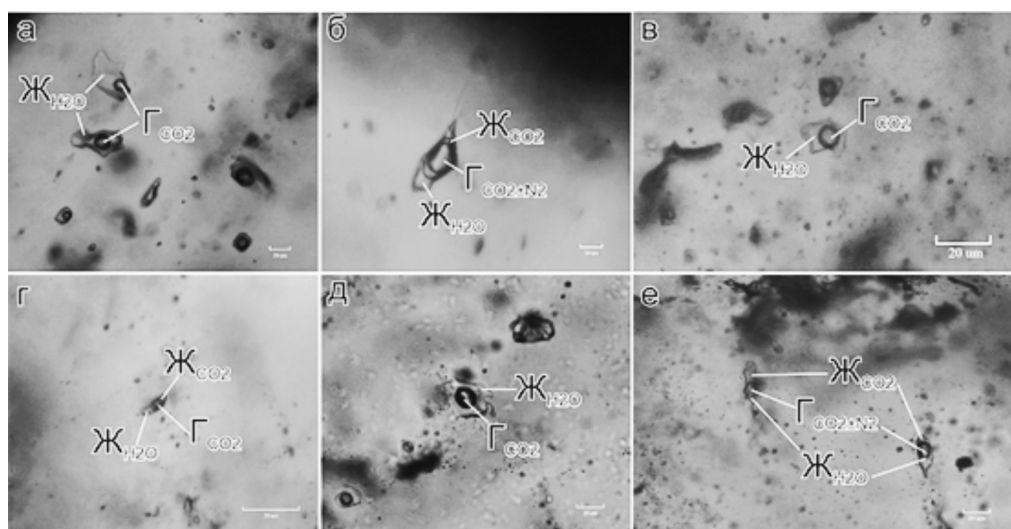


Рис. 1. Первичные и первично-вторичные флюидные включения в кварце Спокойнинского рудного узла: (а-б) – рудное поле Спокойное; (в-г) – рудное поле Майское; (д-е) – рудное поле Бурундук. Г – газ, Ж – жидкость.

Для кварца Майского рудного поля температура гомогенизации ФВ в жидкость колеблется от 230 до 330 °С, с максимальным количеством определений в диапазоне 290–310 °С. На наличие хлоридов Na указывают замеренные температуры эвтектики, которые меняются в пределах -18.0...-23.0 °С, а солёность составляла 2–6 мас.% экв. NaCl. Давление флюида составляет 0.8 кбар. Газовая фаза ФВ состоит из CO₂ (100 мол.%).

Проведенные первые исследования флюидных включений показали, что кварцевые жилы рудных полей Спокойный и Бурундук кристаллизовались в низко-, среднетемпературных (210–270 °С) условиях из умеренно концентрированных растворов (до 10 мас.% экв. NaCl), где присутствуют хлориды Na и Mg. В Майском рудном поле кварц, несущий редкометалльную минерализацию формировался при более высоких значениях (290–310 °С) температур, понижении солёности растворов (2–6 мас.% экв. NaCl) и преимущественной роли CO₂ в газовой фазе.

Авторы выражают благодарность А.А. Томиленко и Н.А. Гибшер (ИГМ СО РАН) за помощь в проведении аналитических исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 18-45-140018 и по плану НИР ИГАБМ СО РАН.

Анисимова Г., Кондратьева Л., Кардашевская В. Минеральные типы золотого оруденения Спокойнинского рудного узла Тыркандинского района / Геология и минерально-сырьевые ресурсы СВ России. Матер. XII Всеросс. науч.-практ. конф. Якутск, 2022. С. 161–165.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. №8. С.16–27.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т.1, 2. 560 с.

Bakker R.J. Fluids: new software package to handle microthermometric data and to calculate isochores // Eds. F. Noronha, A. Doria, A. Guedes, Abstr. Facul. de Cienas do Porto, Depart. de Geologia, Memoria, V.7. P.23–25.

Brown P.E., FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // Amer. Miner. 1989. V.74. P.1390–1393.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions. In: Fluid inclusions in minerals: methods and application. Pontignano: Siena, 1994. P.117–130.

Dubessy J., Poty B., Ramboz C. Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions // Eur. J. Miner., 1989, №1, p.517–534.

Frezotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. J. Geochem. Explor. 2012. V.112. P. 1–20.

ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИ ХРОМИТИТОВ – ИНДИКАТОРЫ РАЗНООБРАЗИЯ РУДОГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Е.В. Кислов^{1,2,3}, В.С. Каменецкий⁴, Д.В. Вурмс^{1,2}, А.В. Трофимов^{1,2}

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru

²Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ, Россия

³Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

⁴Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Россия, Dima.Kamenetsky@hotmail.com

Считается, что промышленные месторождения хромовых руд образовались в магматическую фазу формирования гипербазитовых массивов. «Раннемагматические» хромититы образуют шпиреы вкрапленных руд в дунитах и пластообразные залежи массивных руд, считающиеся результатом гравитационной дифференциации расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов. «Позднемагматические» хромититы - линзы и жилы с резкими контактами, связываются с остаточными рудоносными расплавами, богатыми летучими компонентами. Выделяются также элювиальные и делювиальные россыпи.

Хромитовый расплав не возможен. Кристаллизационно-гравитационная дифференциация не обоснована, незначительная концентрация хрома в магме не позволяет получить хромитовый кумулус. Офиолитовые гипербазиты по определению не кристаллизовались из магмы. Тем не менее, многие исследователи некритически интерпретируют вещественные характеристики хромититов, исходя из магматических парадигм. С целью понимания процессов формирования хромититов нами были изучены включения в хромшпинели стратформных хромититов нескольких расслоенных и концентрически-зональных комплексов.

1. Концентрически-зональный позднепротерозойский островодужный Маринкин массив в Средне-Витимской горной стране. Хромититы в вершинной части гольца. Хромшпинель по составу отвечает хромит-герциниту $(\text{Fe}_{0.4-0.95}\text{Mg}_{0.05-0.6})(\text{Al}_{0.3-1.3}\text{Cr}_{0.3-1.3}\text{Fe}_{0.2-1.3})\text{O}_4$, характерны участки разного состава вплоть до чистого хромита. Включения проанализированы в 98 зернах хромшпинели, представлены клинохлором (56 анализов), магнезиогорнблендитом (37), галитом (21), доломитом (15), магнетитом (15), диопсидом (13), пентландитом (10), оливином (7), апатитом и хлорапатитом (7), халькопиритом (7), магнезитом (7), флогопитом (6), пирротинотом (5), анкеритом (5), аспидолитом (4), хромшпинелью иного состава (4), бруситом (4), энстатитом (3), эденитом (3), кальцитом (3), глаголевитом (2), паргаситом (2), эпидотом, ильменитом, хлоридами Ca, Mg, Fe. Особенности массива свидетельствуют о многократной перекристаллизации при изменении геологических и термодинамических условий и значительном термальном и флюидном воздействии поздних гранитов. В результате ультраосновные породы были регенерированы, а основные – изменены. Хромитовое оруденение сформировалось в процессе регенерации дунитов.

2. Рифтогенный верхнепротерозойский Йоко-Довыренский расслоенный массив в Северном Прибайкалье. Хромититы приурочены к зоне развития магнезиальных скарнов в дунитах. Хромшпинель по составу - шпинель $(\text{Mg}_{0.6-0.8}\text{Fe}_{0.2-0.4})(\text{Al}_{0.2-1.2}\text{Cr}_{0.02-0.9}\text{Fe}_{0.1-0.4})\text{O}_4$. Включения в 48 зернах хромшпинели образуют клинохлор (27), диопсид (25), магнетит, титано-, хроммагнетит (21), пентландит (17), гроссуляр (17), кальцит (9), серпентин (7), везувиан (7), паргасит (6), флогопит (6), нефелин (6), куспидин (5), апатит, хлор-, фторапатит (4), оливин (3), хромшпинель (3), мелилит (2), халькопирит (2), перовскит, галит, джерфишерит, галенит. Хромититы представляют собой высокохромистые скарны магматического этапа, формирование которых связано с реакцией пикрито-базальтового расплава с CO_2 флюидом и избыточным Ca, экстрагированными при декарбонатизации доломитовых ксенолитов.

3. Центральное рудное тело Главного Сарановского месторождения (Пермский край) в Северном Сарановском массиве, считающемся расслоенным. Хромшпинель отвечает

по составу хромит-магнезиохромиту $(\text{Fe}_{0.45-0.6}\text{Mg}_{0.45-0.6})(\text{Cr}_{1.2-1.3}\text{Al}_{0.5-0.6}\text{Fe}_{0.15-0.2})\text{O}_4$. Проанализированы включения в 69 зернах. Идиоморфные силикатные включения сложены хлоритом (22), амфиболами (эденит 8, керсутит 4, антофиллит 3, рихтерит, гастингсит), аспидолитом (16), рутилом (12), энстатитом (8), апатитом и хлорапатитом (5), Cr глаголевитом (5), ильменитом (4), кальцитом (3), халькозином (3), оливином (2), доломитом (2), флогопитом, серпентином, альбитом, тальком, уваровитом, халькопиритом, талнахитом, борнитом, Mn сфалеритом, цирконом. Хромититы Главного Сарановского месторождения имеют гидро-термальное происхождение, а сам массив схож с офиолитами.

4. Бушвельдский комплекс в ЮАР. Проанализированы образцы из восточного, северного и западного лимбов: 2 из Рифа Меренского, 4 из UG-2, 3 из UG-1, 2 из MG-3, 1 из LG-6. Состав хромита постоянный $(\text{Fe}_{0.55-0.6}\text{Mg}_{0.35-0.4})(\text{Cr}_{1.1-1.2}\text{Al}_{0.5-0.55}\text{Fe}_{0.15-0.2})$. В силикатных включениях в 24 зернах хромита зафиксировано 7 зерен флогопита (во всех горизонтах), а также энстатит, аспидолит (5), амфибол, халькопирит, хлорит (4), плагиоклаз (3), рутил, тальк (2), диопсид, пирротин, бадделеит, апатит, кварц. Кварц, флогопит, аспидолит обнаружены во включениях в хромите в горизонте LG-6 среди ультраосновных пород, что не может быть объяснено контаминацией. Предположено, что горизонты хромититов представляют собой метаморфизованные россыпи, образовавшиеся более 2 млрд. лет назад.

5. Кивельевский концентрически-зональный массив в Северном Прибайкалье: во включениях в 13 зернах хромшпинели обнаружены хлорит (8), актинолит (3), серпентин (2), ортопироксен (2), флогопит и глаголевит. Состав включений не соответствует магматическому парагенезису.

6. Нижнетагильский концентрически-зональный массив, Средний Урал. Месторождение Крутой лог: в 14 зернах хромшпинели обнаружены хлорит (7), серпентин (5), флогопит (3), миллерит, гроссуляр (2), оливин, хроммагнетит, хизлевудит, кобальтпентландит, сидерит, апатит. Месторождение Александров лог: в 12 зернах хромшпинели обнаружены хлорит (4), диопсид (3), серпентин, пентландит (2), хроммагнетит, магнетит, хромит, хизлевудит, флогопит, бетехтинит, уваровит, полидимит, апатит, миллерит. Пестрота и своеобразие парагенезиса позволяют предполагать метасоматическое происхождение хромититов.

7. Иовское дунитовое тело Кытлымского концентрически-зонального комплекса, Северный Урал: в 26 зернах хромшпинели обнаружены диопсид (9), оливин (8), серпентин, хлорит, амфибол, флогопит (5), биотит и андрадит. Пестрота и своеобразие парагенезиса позволяют предполагать метасоматическое происхождение хромититов.

8. Южный Сарановский массив (Пермский край). Бисертский рудник - 17 зерен: амфибол (12, часто два разных амфибола в одном включении), хлорит (6), альбит (4), ортопироксен, аспидолит (2), серпентин, жадеит, миллерит, пентландит, флогопит, глаголевит. Рудник Малый Пестерь – 36 зерен: хлорит (21), амфибол (13), ортопироксен (11), аспидолит (10), альбит (7), фтор-, апатит, диопсид (3), глаголевит, флогопит, оливин (2), рутил, ильменит, серпентин, миллерит. Набор сходен с минералами включений в хромшпинели Главного Сарановского месторождения.

Минеральный состав включений в хромшпинели хромититов исключительно разнообразный даже в пределах одного объекта. Многие минералы включений не могут кристаллизоваться из магмы. В исследованных комплексах нет ни одной находки остаточного кислого стекла во включении. Не смотря на различия в геодинамической позиции, строении и составе комплексов для включений в хромшпинели характерны флюид- и Na-содержащие минералы. Состав включений несет информацию о разнообразном немагматическом происхождении хромититов. При этом он не отвечает никакому «исходному расплаву». Поэтому остается критически относиться к попыткам реконструировать состав родоначальной магмы по включениям в хромшпинели.

Авторы благодарны за помощь В.В. Вантееву и А.В. Малышеву. Исследование выполнено в рамках госзадания ГИН СО РАН, № гос. рег. AAAA-A21-121011390003-9.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТ-ПОРФИРОВ – ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНАЛОГОВ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ, САЛМИНСКИЙ БАТОЛИТ, КАРЕЛИЯ

А.А. Конышев^{1,2}

¹ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, icelora@gmail.com

²ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия

Введение. Биотит-амфиболовые граниты с текстурой «рапакиви» входящие в анортозит-рапакивигранитсодержащие комплексы (далее – АРГК) относятся к гранитам А-типа, они характеризуются высокой температурой образования, относительной сухостью и низкой фугитивностью кислорода. В данной работе будут рассмотрены новые данные по дайковым телам гранит-порфиров ассоциирующие с подобными гранитами.

Геологический очерк. Изучаемые гранит-порфиры ассоциируют с Салминским батолитом относящимся к анортозит-рапакивигранит содержащим комплексам. Время становления батолита – мезопротерозой, 1547–1538 млн лет (Amelin et. al., 1997; Neymark et. al., 1994). Ранее, исходя из геохимии пород их относили к дайковой серии биотит-амфиболовых гранитов (Свириденко, 1968), возраст этих пород 1541 ± 9 млн (Konyshev et. al., 2020). Время формирования гранит-порфиров укладывается в интервал формирования Салминского батолита, но в связи с большой погрешностью определения возраста сложно определить их возрастное положение. В виде ксенолитов в этой породе присутствуют как выборгиты, так и более поздние биотитовые граниты (Konyshev et. al., 2020). Вероятно, эти породы появились в результате нового магматического импульса, также начавшегося с внедрения примитивных гранитоидов, что характерно для АРГК (Ларин, 2011).

Методика. Путём растворения породы во фтористоводородной кислоте были выделены минеральные фракции: циркона и сульфидных минералов, а также, путём периодического соскабливания с поверхности растворяемого каменного материала с последующей нейтрализацией кислоты - кварца. В кварце и цирконе были обнаружены многочисленные силикатные расплавные включения (далее – РВ), а также расплавные сульфидные в цирконе.

Выделенные минеральные зерна с РВ прогревались в аппарате высокого газового давления УВГД 10000 (ИЭМ РАН) при температуре 1000°C при 150 МПа в течении 6 часов в атмосфере аргона с последующей быстрой закалкой. Закалка осуществлялась путем пережигания проволоки на которой подвешена платиновая ампула с материалом, с последующим её падением в холодную зону.

Эксперименты по прогреву зёрен кварца проводились в герметичных платиновых ампулах с добавлением дейтериевой воды для последующего определения герметичности включений согласно (Смирнов и др., 2011). Зональность минералов изучалась при помощи метода катодOLUMИНИСценции, Mira3 (ГЕОХИ РАН). Элементный состав минералов во включениях и породе изучался при помощи локальных методов: Mira3 с энергодисперсионным спектрометром X-MAX (ГЕОХИ РАН), а также в РВ на Jeol JXA 8200 с волновым спектрометром (ИГМ СО РАН). Микроэлементный состав силикатных РВ и Ti в цирконе изучался при помощи метода SIMS на Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН РАН). Микроэлементный анализ сульфидных РВ в цирконе проводился при помощи метода LA-ICP-MS на масспектрометре Thermo X-Series II с установкой точечного лазерного пробоотбора NWR213 (ИГЕМ РАН).

Результаты и их обсуждение. В захваченных включениях (РВ и минеральных) в цирконе обнаружены фаялит (Fa 96,54, Fo 1,71, Tef 1,75), магнетит-ульвешпинель-ганит (Zn 0,5 мас. %, Al 1–1,2 мас.%), флюорит, апатит, ильменит, единичные зерна рутила, альбит, кварц, карбонаты, амфибол, слюда, сульфидные минералы. Размер силикатных РВ в цирконе 10–15 мкм, редко до 20, в кварце 15–20, редко 30–40 и более. Флюорит в виде тонковкрапленного материала 1–2 мкм в поперечнике обнаружен в расплавных силикатных включениях в кварце, в цирконе обнаружены выделения до 15–20 мкм. Сульфиды представлены, главным образом включениями пирротина, однако присутствуют включения сульфидных расплавов – пирротин-халькопиритового состава и сфалерит-халькопиритового.

Размер сульфидных РВ до 10–20 мкм, однако обнаружены единичные включения до 100 мкм. В раскристаллизованных сульфидных РВ встречены: молибденит, арсенопирит, сугакиит - подобная фаза. Включения пирротин-халькопиритового состава часто встречаются совместно с силикатными минералами (гетерогенный захват) таким образом, что между ними всегда присутствует последовательность во взаиморасположении по плотностям фаз: пирротин→халькопирит→силикатные минералы, что можно интерпретировать как захват в жидком состоянии (Schlegel and Schüller, 1952). Также было обнаружено одно зерно циркона с сульфидным включением состава сфалерит-халькопирит, при этом отделение халькопирита происходило в результате распада твердого раствора. Вероятно, при образовании этой породы имели место процессы анатектического плавления сульфидной минерализации образованной на постмагматической стадии (сфалерит) предыдущего магматического импульса, так как отсутствуют составы промежуточных составов.

Температуры образования циркона по (Watson et. al., 2006) от 925 °С в центральных зонах, до 775 в краевых. Активность Ti принималась при расчетах = 1. Для зерна циркона со сфалеритовым включением температуры получились несколько ниже 785–762 °С, что соответствует значениям температур в краевых зонах других зерен. Изучено таким образом 10 зерен циркона (33 анализа).

Составы расплавных силикатных включений соответствуют по диаграмме TAS главным образом полю трихитацитов-трахириолитов с незначительным захватом области дацитов-риолитов. В процессе кристаллизации расплава формирующего эту породу наблюдается его обогащение К в РВ в ряде Циркон→крупные кристаллы кварца→мелкие идиоморфные кристаллы кварца.

Содержание летучих компонентов составило, в среднем, для гомогенизированных силикатных РВ в крупных (до 8 мм) кристаллах кварца: F 0,1–0,2 мас.%, Cl 0,19 мас.%; в цирконе: F 0,23 мас.%, Cl 0,09–0,1 мас.%. В мелких идиоморфных кристаллах кварца (200–300 мкм) Cl 0,2 мас.%, а F выше 1, причём часто выше 3–4, что, вероятно является следствием гетерогенного захвата флюорита. Также, до 3/4 РВ в мелком идиоморфном кварце чрезвычайно богаты калишпатом и не гомогенизируются. В породе вокруг кристаллов кварца развивается зона обогащённая этим минералом, т.е. причиной повышенного F и К могут быть некоторые артефакты кристаллизации зерен кварца. Количество включений в выборке: в цирконе - 22, в кварце - 30. РВ в кварце обогащены Zn, до 380 ppm в среднем, около 150, по сравнению с Ni и Cu, которые составили, в среднем, 2,9 и 5,8 ppm соответственно. Количество анализов РВ в выборке: 12. К сожалению, к написанию этого материала не все результаты методом SIMS были получены, поэтому в дальнейшем некоторые значения могут претерпеть изменения.

Работа выполнена за счет НИР ИГ КарНЦ РАН, на ранних этапах за счёт грантов РФФИ: 15-05-03393 и 18-05-01101

Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы (Наука, Санкт-Петербург, 2011), 406 стр.
Свириденко Л.П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (Карелия). Петрозаводск.: Карельское. 1968. 116 с.

Смирнов С.З., Томас В.Г., Соколова Е.Н., Куприянов И.Н. Экспериментальное исследование герметичности включений водосодержащих силикатных расплавов при внешнем давлении D₂O при 650 °С и 3 кбар // Геология и геофизика, 2011, т.52, No5, сс. 690–703

Amelin Yu.V., Larin A.M., and Tucker R.D., *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997, 127, pp. 353–368. <https://doi.org/10.1007/s004100050285>

Konyshov A.A., Anosova M.O., Rusak A.A., Alekseev I.A., Yakushev A.I., Shapovalov Y.B., *Doklady Earth Sciences*. 2020, Vol. 491, Part 1, pp. 127–130. <https://doi.org/10.1134/S1028334X20030083>

Neymark L.A., Amelin Yu.V., and Larin A.M., *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994, 50, 173–193. <https://doi.org/10.1007/BF01160146>

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib Mineral Petrol*, 2006, 151: 413–433

КР-КАРТИРОВАНИЕ ФЛЮИДНЫХ И «ЧЕРНЫХ» ВКЛЮЧЕНИЙ В ТУРМАЛИНАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМДЫ-КОЛЬ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

А.В. Корсаков, С.П. Демин

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,
korsakov@igm.nsc.ru*

Реконструкция состава флюидной фазы, генерируемой на разных глубинах в зоне субдукции, является одной из важных проблем современной метаморфической петрологии. Наиболее глубинные минеральные парагенезисы субдуцированных пород формировались в поле стабильности алмаза при P – T параметрах >4 ГПа и 900 – 1000 °C (Dobretsov et al., 1995; Hermann et al., 2001; Sobolev, Shatsky, 1990). При этих параметрах прямой переход графита в алмаз до сих пор не был реализован в экспериментальных исследованиях, тогда как в присутствии флюидной фазы образование алмаза успешно реализовано при 1100 °C и 5.7 ГПа (Pal'yanov et al., 1999). Следует отметить, что большинство минералов, стабильных при высокobarическом метаморфизме, являются номинально безводными, а, следовательно, не могут быть использованы для оценки состава минералообразующих сред, в особенности флюида. Находки включений кристаллов алмаза в калийсодержащем турмалине (маруямаита) месторождения Кумды-Коль (Северный Казахстан) позволило предположить, что данный минерал мог также формироваться в поле стабильности алмаза при 6 ГПа и 1000 °C (Shimizu, Ogasawara, 2005; Shimizu, Ogasawara, 2013). На сегодняшний день информация о составе среды кристаллизации турмалина в породах Кокчетавского массива отсутствует.

Поэтому в одном из образцов высокobarических турмалиносодержащих пород нами выполнено КР-картирование флюидных включений, а также сосуществующих с ними включений непрозрачных в проходящем свете («черных») включений (Рис. 1, 2), которые по предварительной диагностике интерпретировались как включения графита. КР-картирование выполнено на автоматической системе Аругон (WITec) в ИГМ СО РАН. Данная система оснащена лазером с длиной волны 488 нм, который был подключен к спектрометру

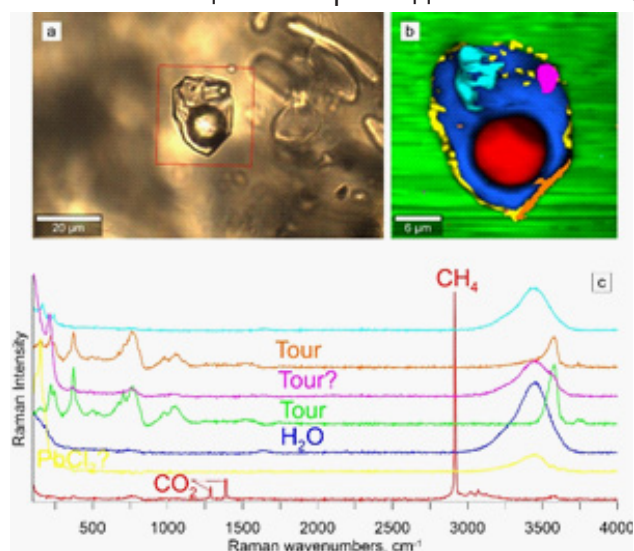


Рис. 1. Фото (а), КР-карта (b), индивидуальные КР-спектры (с) флюидного включения в турмалине, сосуществующего с «черными» включениями.

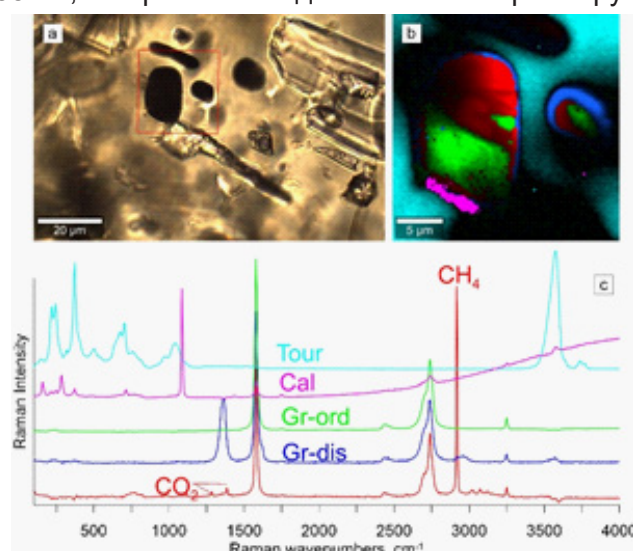


Рис. 2. Фото (а), КР-карта (b), индивидуальные КР-спектры (с) «черного» включения в турмалине.

по оптоволоконному кабелю. Объектив 100× (NA 0.9) использовали для возбуждения и детектирования. Во всех измерениях использовался лазер мощностью 50 мВт. Размер пучка лазера на поверхности образца может быть аппроксимирован как $0,51 \times 488 / 0,9 = 277$ нм, но внутри образца, вероятно, размер пучка был немного больше. Многомодовое волокно с диаметром сердцевины 50 мкм служило отверстием для конфокальности и входной щелью в спектрометр. В качестве спектрометра использовался UHNS600, оснащенный ПЗС-камерой с задней подсветкой и пиковой квантовой эффективностью ~90 % в диапазоне обнаружения. Для рассеивания света использовались две решетки (300 г/мм и 1800 г/мм). Образцы сканировали по осям X–Y с помощью высокоточного пьезоэлектрического сканера, а движение в направлении Z осуществлялось с помощью шагового двигателя (один шаг <1 нм). Для обработки данных использовалось программное обеспечение WITec Project Plus.

КР картирование флюидных включений позволило установить присутствие в них воды, метана, CO₂ и кальцита. КР-картирование «черных» включений позволило выявить графит с различной степенью упорядоченности, метан и CO₂. Таким образом, в одной ростовой зоне сосуществуют два типа углеродсодержащих включений, различающихся содержанием воды. Для объяснения образования этих необычных включений может быть предложено две модели (i) разложение и преобразование органического вещества, захороненного в процессе образования осадка или (ii) абиогенное происхождение метана в условиях зоны субдукции путем водного восстановления карбонатов. Вне зависимости от модели образования этих включений, наши находки свидетельствуют о присутствии углеводородсодержащих флюидов в метаморфических породах сверхвысоких давлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ 18-17-00186.

Dobretsov N. L. и др. Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses of the Kokchetav complex, Northern Kazakhstan - the geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within Phanerozoic foldbelt // The Island Arc. 1995. Т. 4. С. 267–279.

Hermann J. и др. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2001. Т. 141. С. 66–82.

Pal'yanov Y. N. и др. Diamond formation from mantle carbonate fluids // Nature. 1999. Т. 400. С. 417–418.

Shimizu R., Ogasawara Y. K-Tourmaline in diamond-bearing rock from Kokchetav // Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft. 2005. Т. 150.

Shimizu R., Ogasawara Y. Diversity of potassium-bearing tourmalines in diamondiferous Kokchetav UHP metamorphic rocks: A geochemical recorder from peak to retrograde metamorphic stages // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. Т. 63. С. 39–55.

Sobolev N. V., Shatsky V. S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // Nature. 1990. Т. 343. С. 742–746.

**ПРИРОДА УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ОЧАГА ДАЦИТОВЫХ МАГМ
ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО КАЛЬДЕРНОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВЛК. МЕНДЕЛЕЕВА
(О. КУНАШИР, ЮЖНЫЕ КУРИЛЫ)**

А.А. Котов¹, С.З. Смирнов², И.Р. Низаметдинов², М. Уно¹, Н. Тсучия¹

¹Университет Тохоку, Сендай, Япония

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Кальдерные извержения в зонах субдукции представляют большой интерес как геологическое явление, благодаря их крупным масштабам и катастрофическим последствиям. Наиболее дискуссионным остается вопрос о природе и способах аккумуляции большого количества флюидонасыщенной магмы в верхнекоровых очагах, питающих эти извержения. Генерация кислых островодужных магм, с извержениями которых в большинстве случаев связано образование кальдер, обусловлена двумя основными процессами: фракционированием более основных глубинных магм и/или частичным плавлением пород островодужной коры. В данной работе мы приводим результаты детального изучения минералов и содержащихся в них расплавных включений из пемз кальдерного извержения вулкана Менделеева (о. Кунашир, Южные Курилы). Возраст образования кальдеры оценивается в 39–41 тыс. ¹⁴С лет (Braitseva et al., 1995). **Объем пирокластического материала извержения составляет 60 км³ (Bazanov et al., 2016).**

Пемзы кальдерного извержения влк. Менделеева относятся к низкокалиевым (K₂O <1,2 мас. %) дацитам (SiO₂ 66–74 мас. %). Стекловатая основная масса занимает от 73 до 78 % от объема пемзы в пересчете на твердый эквивалент. В ассоциации вкрапленников доминирует плагиоклаз (65–70 % вкрапленников), орто- и клинопироксен составляют около 10–15 % каждый. Оксиды Fe-Ti (Ti-магнетит и ильменит) менее распространены (~4-5 %). Кварц встречается редко (около 1–3 %).

Плагиоклаз имеет сложную комбинированную зональность. Его состав варьирует от An₅₀ до An₉₄. Клиннопироксен и ортопироксен образуют одиночные хорошо ограненные кристаллы без отчетливой зональности и сростки с другими минералами. Клиннопироксен относится к авгиту (Mg# 71–78). Ортопироксен отвечает по составу гиперстену (Mg# 65–74). Амфибол не встречается в виде самостоятельных вкрапленников, однако, повсеместно обнаружен в виде реликтов в пироксенах, а также в ядрах вкрапленников плагиоклаза. Составы амфиболов соответствуют магнезиальной роговой обманке с Mg# 63–74, Al₂O₃ 6,52–11,52 мас. %, и Na₂O 1,27–2,19 мас. %.

Все вкрапленники в пемзах кальдерного извержения вулкана Менделеева содержат расплавные включения (РВ). РВ расположены по зонам роста или азональными группами, что подтверждает их первичность. В данном исследовании использовались только первичные полностью стекловатые включения или включения, содержащие прозрачное стекло и усадочный пузырь. В плагиоклазах РВ часто комбинированы с кристаллами авгита, апатита и Fe-Ti оксидов. **В пироксенах встречаются РВ, комбинированные с реликтами амфибола.** Составы стекол РВ были изучены методами рентгено-спектрального микроанализа и масс-спектрометрии вторичных ионов.

Составы стекол РВ во всех изученных минералах соответствуют низкокалиевому риолиту, с содержанием Na₂O+K₂O от 4,2 до 6,2 мас. %, Al₂O₃ от 12,2 до 14,5 мас. % и SiO₂ 74,0–78,4 мас. %. Важной особенностью является то, что составы РВ варьируют в узких пределах и не зависят от состава минерала-хозяина или расположения в кристалле. Составы РВ близки к составам стекла основной массы, которое также имеет риолитовый состав. Наиболее значимые вариации составов стекол наблюдаются по CaO и Al₂O₃. Наблюдается обеднение по этим компонентам от включений в пироксенах к включениям в кварце и стеклу основной массы.

Стекла РВ содержат 3,3–5,8 мас. % H_2O , 2–17 ppm CO_2 , 69–179 ppm S, 383–483 ppm F, 0,15–0,25 мас. % Cl, 0,025–0,065 P_2O_5 . Содержание воды и серы максимальное в РВ в плагиоклазе и пироксенах, снижается к РВ в кварце и достигает минимума в стекле основной массы.

Результаты минералотермобарометрии показали, что становление очага происходило при 840–880 °C и 1–2 кбар при фугитивности кислорода, соответствующей буферу $NNO+1$. Таким образом, результаты исследования позволяют утверждать, что очаг кислой магмы формировался в близповерхностных верхнекоровых условиях в диапазоне глубин от 2 до 6 км. Кристаллизация плагиоклаза происходила из насыщенных водой расплавов в обстановке слабой дегазации. Кварц кристаллизовался на фоне более интенсивной дегазации. Наиболее высокая интенсивность дегазации связана с кальдерным извержением, что подтверждается низким содержанием воды в стекле основной массы.

Реликты амфибола во вкрапленниках пемз кальдерного извержения вулкана Менделеева и его тесная ассоциация с пироксенами и плагиоклазом свидетельствует том, что образование расплава связано с реакцией дегидратационного разложения при частичном плавлении амфиболсодержащих субстратов (Smirnov et al., 2019). В этом случае два пироксена и наиболее ранний плагиоклаз имеют реакционную природу и должны рассматриваться как остаточные фазы (рестит). На основании термобарометрии по амфиболу можно сделать вывод, что генерация расплавов происходила при температурах, не превышающих 900 °C и давлениях около 3 кбар.

Полученные данные позволяют сделать заключение, что формирование очага крупного кальдерного извержения вулкана Менделеева, произошедшего около 40 тыс. лет назад, связано с частичным плавлением верхнекоровых субстратов на глубинах менее 9 км и аккумуляцией мамы на глубинах 2–6 км с формированием крупного очага. Дацитовый состав магм обусловлен тем, что в нем участвуют расплавы риолитового состава, смешанные с достаточно большим количеством реститовых фаз. Высокий эксплозивный потенциал очага объясняется высоким содержанием воды в расплаве, достигшем насыщения уже на ранних стадиях кристаллизации.

Braitseva O.A., Meleketstsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Ages of caldera, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia, *Bulletin of Volcanology*, V. 57, P. 383–402, 1995.

Bazanov L.I., Meleketstsev I.V., Ponomareva V.V., Dirksen O.V., Dirksen V.G., Late Pleistocene and Holocene volcanic catastrophes in Kamchatka and in the Kuril Islands. Part 1. Types and classes of catastrophic eruptions as the leading components of volcanic catastrophism, *Journal of Volcanology and Seismology*, V. 10, P.151–169, 2016

Martynov A.Y., Martynov Y.A., Pleistocene basaltic volcanism of Kunashir Island (Kuril island arc): Mineralogy, geochemistry, and results of computer simulation. *Petrology* V.25, P. 206–225, 2017.

Smirnov S.Z., Rybin A.V., Kruk N.N., Timina T.Yu, Sokolova E.N., Kuzmin D.V., Maksimovich I.A., Kotov A.A., Shevko A. Ya, Nizametdinov I.R., Abersteiner A., Parental Melts and Magma Storage of a Large-volume Dacite Eruption at Vetrovoy Isthmus (Iturup Island, Southern Kuril Islands): Insights into the Genesis of Subduction-zone Dacites, *Journal of Petrology*, V.60, Iss. 7, P. 1349–1370, 2019.

ГЕНЕЗИС ВТОРИЧНОГО ДОЛОМИТА В КАРБОНАТНЫХ НЕФТЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДЕВОНА СЕВЕРО-ОСТАНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ: ДАННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Л.А. Краснощекова, А.С. Гарсия, В.Б. Белозёров

Томский политехнический университет, Томск, Россия, krasnl@tpu.ru

Северо-Останинское нефтегазоконденсатное месторождение, расположенное в Нюрольской впадине Западной Сибири, относится к «неструктурному» (не связанному с эрозионно-тектоническими выступами) типу залежей в палеозойском пласте М1 на территории Томской области. Аналогов данного типа в пределах впадины пока не установлено. Анализ его строения – это ключ к поиску подобных залежей. Соответственно, возникает задача сформировать определённую последовательность исследований для поисковых объектов такого типа, включающую комплексную работу по изучению вещественного состава карбонатных отложений.

Объектом исследования являлись карбонатные породы кровли фундамента Северо-Останинского месторождения. Учитывая, что формирование продуктивных коллекторов в кровельной части связано с процессом доломитизации известняков, поэтому определение газово-жидких включений (ГЖВ) в девонских доломитах позволило бы установить возможный генезис доломитизирующей жидкости и понять механизм процесса замещения известняков доломитом на месторождении.

Для определения ГЖВ использовались 15 двуполированных пластин, изготовленных из доломитов и доломитизированных известняков. Микротермометрия включений выполнялась в лаборатории отделения геологии ТПУ на поляризационном микроскопе Axio Scope.A1 с термокамерой Lincam THMS600 (диапазон от -180° до 600 °С). Нагрев и замораживание ГЖВ проводилось при минимальной скорости охлаждения / нагревания 1 °С / мин. При изучении включений определялись температуры: эвтектики, плавления льда и гомогенизации. Концентрация солей для включений рассчитывалась по температуре плавления льда с использованием данных из работы (Bodnar, 1993). Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектики (Борисенко, 1977).

Включения в доломитах при комнатной температуре имеют две фазы – жидкую и газовую, размеры включений колеблются от 3 до 5 мкм и иногда могут достигать 10 мкм, их форма – от правильной ромбической (при локализации вдоль направления роста кристаллов) до удлинённой и вытянутой.

При исследовании первичных ГЖВ в девонских доломитах Северо-Останинского месторождения установлена температура минерализации в диапазоне 90–120 °С. Среднее значение солёности составляет 4,5 % экв. NaCl. Наличие жидкостей с низкой минерализацией <5 NaCl мас. % экв. NaCl свидетельствует о более активном участии метеорной воды в процессе минерализации (Bodnar, 1999). В составе растворов флюидных включений в доломите присутствуют солевые системы: $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$; $\text{MgCl}_2\pm\text{KCl}\pm\text{NaCl-H}_2\text{O}$, которые соответствуют эвтектическим температурам в интервалах (-48...-44) и (-38,8...-36) соответственно.

Спектроскопия комбинационного рассеяния (КР) также использовалась для определения состава ГЖВ. Снимались спектры отдельно для газовой и жидкой фаз и доломитовой матрицы породы (Рис. 1). Спектры КР газовой фазы ГЖВ для различных образцов доломитов показывают очень слабую структурную организацию углеродистого материала, типичную для незрелого органического вещества – керогена.

Полученные значения изотопного состава кислорода -7,5 ‰ (VSMOW) ниже референсного значения морской воды девона, что указывает на то, что образование доломитов происходило при участии метеорной воды.

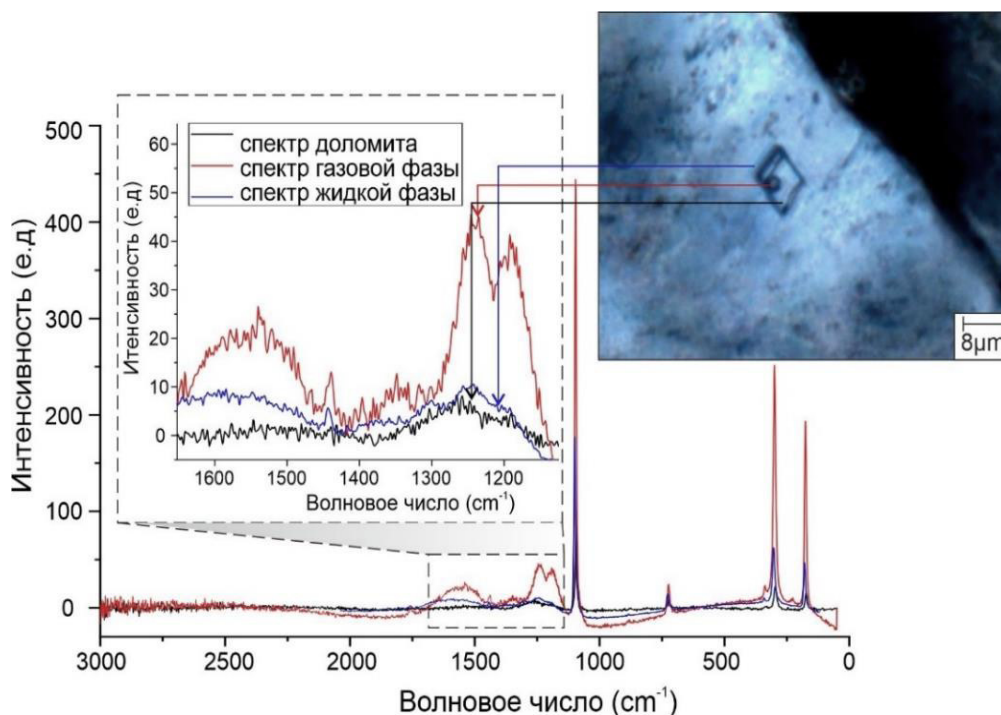


Рис. 1. Спектры КР ГЖВ: газовой и жидкой фаз и доломитовой матрицы пород Северо-Останинского месторождения

В нефтегазоносном отношении промышленная продуктивность разреза месторождения связана с биогермом. В среднем и верхнем девоне биогерм формировался в условиях активной разломной тектоники. После формирования толщи среднего девона-нижнего карбона территория испытала складчатость смятия и частичную инверсию. В конце этого периода произошла денудация складчатой системы, что способствовало формированию коры выветривания верхнего каменноугольного возраста. Проявление вертикальных движений триасового периода, вероятно, вновь активизировало трещиноватость и размыв отложений основных эффузивов с образованием триас-нижнеюрских кор выветривания. Трещины способствовали «просачиванию» метеорных вод, обогащенных ионами магния в кровельную часть биогерма, где впоследствии и происходила доломитизация пород.

Изотопные характеристики, температуры гомогенизации и протекание процессов растворения (полости, поры и каверны) указывают на процессы доломитизации органогенных карбонатов, происходивших под влиянием метеорной воды при смешении ее с гидротермальными растворами. Основным источником поступления магния, который участвовал в процессах доломитизации, являлись метеорные воды, дренирующие кору выветривания основных эффузивов, и поступающие по ослабленным тектоническим зонам. Доломиты имеют площадное развитие и выявлены в скважинах Северо-Останинского месторождения, где органогенная постройка выведена на эрозионно-тектоническую поверхность фундамента. При этом доломитизации подвержена лишь верхняя её часть, вовлечённая в процесс «просачивания» стоковых вод.

Борисенко, А.С. Изучение солевого состава газовой-жидких включений в минералах методом криометрии / А.С. Борисенко // Геология и геофизика. – 1977. – №8. – С. 16-27.

Bodnar, R.J. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions / R.J. Bodnar // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1993. – V.57. – №3. – pp. 683–684.

Bodnar, R.J. Hydrothermal solutions / R.J. Bodnar // C.P. Marshall & R.W. Fairbridge (eds.), Encyclopedia of geochemistry. Kluwer Academic Publishers, Lancaster. – 1999. – pp. 333–337.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Н.А. Кривоуцкая¹, А.А. Конышев², Д.В. Кузьмин³, Н.М. Свирская¹, Б.И. Гонгальский⁴

¹ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, nakriv@mail.ru

²Институт геологии, Карельский научный центр, Петрозаводск, Россия, icelopa@gmail.com

³ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, kuzmin@igm.nsc.ru

⁴ИГЕМ РАН, Москва, Россия, brgon@mail.ru

Норильский рудный район расположен на северо-западе Сибирской трапповой провинции и характеризуется присутствием в нем разномасштабных PGE-Cu-Ni месторождений (Дюжиков и др., 1988): гигантских Октябрьского, Талнахского, Норильска 1 и ряд более мелких месторождений (Масловского, Вологодчанского, Черногорского и др.). Все они связаны с телами габбро-долеритов норильского комплекса, характеризующимися отчетливой дифференциацией. Их состав близок к составу главных свит трапповой формации – моронговской-мокулаевской, – отличаясь от них повышенным содержанием MgO (до 12 мас.%). Роль состава первичных магм рудоносных интрузивов и их связь с траппами обсуждается на протяжении нескольких десятков лет (Золотухин и др., 1978, Naldrett, 1992; Wooden et al., 1993). Оценка их состава выполнялась с помощью подсчета средневзвешенного состава интрузивов (Годлевский, 1959) и методом математического моделирования (Днепровская и др., 1978). Однако эти методы не позволяют оценить важную составляющую магм – содержания летучих компонентов, – которым часто отводится решающая роль в формировании руд (Дистлер и др., 1999; Barnes et al., 2019) и образования провинции в целом (Ivanov, 2007), хотя конкретные их содержания не приводятся.

Для решения этой задачи мы использовали составы расплавных включений в оливинах и пироксенах ряда рудоносных интрузивов. В оливинах из пикритовых габбро-долеритов Талнахского, Южно-Масловского и Зеленогровского массивов, содержащих вкрапленные руды и бедную сульфидную минерализацию соответственно, установлены стекловатые, частично и полностью раскристаллизованные расплавные включения, а также флюидные и твердофазные (Рис.1, а-в). В пироксенах Южно-Масловского массива обнаружены частично раскристаллизованные включения (стекло+Ti-содержащий магнетит) (Рис.1, г-е). Концентрации летучих компонентов были определены в природно закаленных стекловатых включениях и раскристаллизованных включениях, гомогенизированных при T=1190–1200 °C в печи с регулируемой фугитивностью в ГЕОХИ РАН (г. Москва). Содержания главных компонентов в них, включая хлор, были измерены с помощью микрорентгеноспектрального анализа, а редких элементов, воды, фтора, и бора – с помощью вторичной ионной масс-спектрометрии в ЯФ ФТИФАН РАН (г. Ярославль).

Полученные составы расплавов отвечают составам типичных внутриплитных магм с несколько повышенными концентрациями MgO (до 10–11 мас.% в оливинах Fo₈₀₋₈₂), спектры распределения редких элементов в них близки к породам моронговской-мокулаевской свит. Концентрации хлора меняются от 0.09 до 0.2 мас.%, воды – от 0.5 до 1.1 мас.% в стекловатых негретых включениях, а в экспериментально полученных стеклах – в диапазоне 0.2–0.4 мас.% (время выдержки 5 минут при T_{гом}). Включения в пироксенах Южно-Масловского интрузива с богатыми рудами имеют размер от 30 до 80 мкм, они гомогенизируются полностью в стекло при T=1170–1190 в зависимости от магнезиальности минерала. Состав стекол отражает состав продвинутого расплава (5.8–6.8 мас.% MgO), т.к. они расположены в минералах оливинсодержащих габбро-долеритов в верхней части разреза (1/3 мощности от кровли массива). Содержания хлора меняются от 0.12 до 0.22 мас.%, серы – в диапазоне 0.08–0.12 мас.%, воды – от 0.19 до 0.45 мас.%. Среднее содержание бора – 4.5 ppm. %

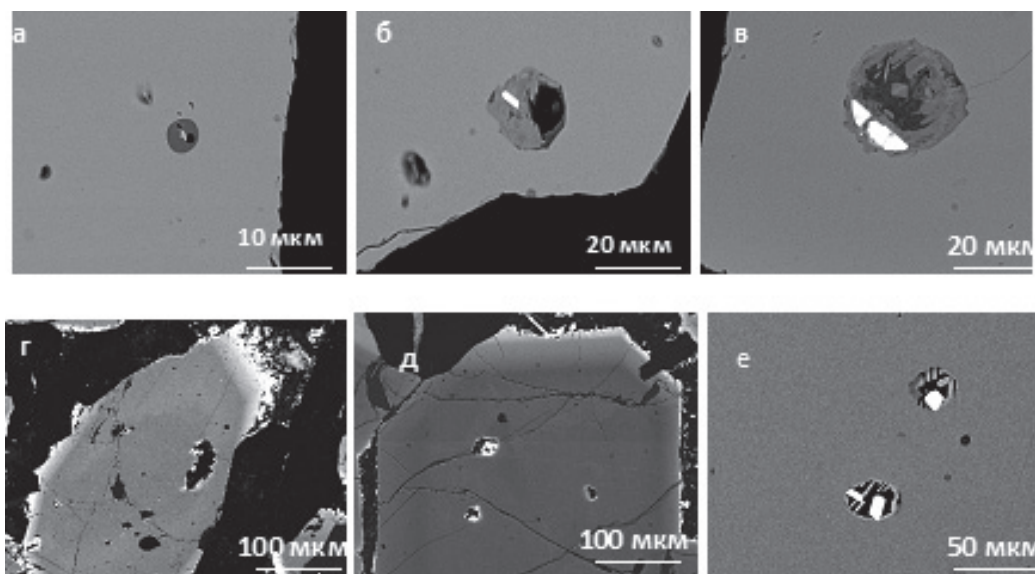


Рис.1. Расплавные включения в оливинах (а-в) и пироксенах (г-е) в породах норильских интрузивов: **а** – стекловатое включение, Талнахский интрузив; **б** – раскристаллизованное включение, Талнахский интрузив; **в** – частично раскристаллизованное включение, Южно-Масловский интрузив; **г** – стекловатое включение, Южно-Масловский интрузив; **д** – частично раскристаллизованные включения, Южно-Масловский интрузив; **е** – частично раскристаллизованные включения с магнетитом, Южно-Масловский интрузив.

В результате проведенных исследований установлено, что рудоносные интрузивы были сформированы из магм, характерных для внутриплитных обстановок, не содержали повышенных концентраций летучих компонентов, как это предполагалось и предполагается в настоящее время (Дистлер и др., 1999; Barnes et al., 2019). Таким образом, их рудоносность должна объясняться другими факторами.

Авторы признательны С.Г. Симакину, Н.Н. Кононковой за анализ минералов и включений. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 22-27-00387).

Годлевский М.Н. 1959. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат. 68 с.
Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. 1988. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Недра. 279 с.

Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кабри Л.Дж. и др. Платиновые руды норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология рудных месторождений. 1999. Т.41. № 3. С.241–265.

Днепровская М.Б., Френкель М.Я., Ярошевский А.А. 1987. Количественная модель формирования расслоенности Талнахского интрузива // Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск: Наука. С.96–106.

Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А. 1978. Многообразие траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы). Новосибирск: Наука. 248 с.

Barnes S.J., Le Vaillant M., Belinda Godel B., Leshner C.M. Droplets and Bubbles: Solidification of Sulphide-rich Vapour-saturated Orthocumulates in the Norilsk-Talnakh Ni–Cu–PGE Ore-bearing Intrusions // J. Petrology. 2019. V.60. P.269–300.

Ivanov A.V. Evaluation of different models for the origin of the Siberian traps. In: Plate, plumes and planetary processes. Spec. Pap. - Geol. Soc. Am. 2007. V. 430. P.669–691.

Naldrett A.J. 1992. A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalts // Econ.Geol. Vol.87. P.1945–1962.

Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al. 1993. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Norilsk area, Siberia // Geochim. et

ОГРАНИЧЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА СИДЕРИТОВОГО МЕТАСОМАТОЗА НА БАКАЛЬСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

М.Т. Крупенин, А.А. Гараева,

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, mkrupenin@mail.ru

Крупнейшее в мире скопление сидеритовых железных руд с запасами более 1 млрд т приурочено к Бакальскому рудному полю на западном склоне Южного Урала. Сидериты (сидероплезит с изоморфной примесью магния до 10–20 % и марганца до 2 %) образуют пластообразные залежи и секущие штоки во вмещающих известняках бакальской свиты нижнего рифея. Возраст вмещающей толщи – 1430 ± 30 млн лет (Pb-Pb по известнякам), сидеритового метасоматоза – 970 ± 40 млн лет (Sm-Nd по сидеритам) [Крупенин и др. 2021]. Данные Rb-Sr и Sm-Nd систематики указывают на коровую природу рудного флюида, представлявшего собой захороненный эвапоритовый рассол (по данным хроматографии Cl-Br-Na системы [Prochaska, Krupenin, 2013]), испытывший длительное катагенетическое взаимодействие с глинистыми породами рифея. Температурные ограничения метасоматоза основаны только на данных сидерит-анкеритового термометра [Annovitz, Essene, 1987] и варьируют в интервале 180–250 °С от периферии к центру рудного поля [Крупенин, 2017]. Дополнительную информацию по условиям сидеритообразования может дать изучение состава газовой-жидких включений (ГЖВ), однако, оно затруднено из-за мелкого размера включений (3–12 мкм) и их малого количества, высокого двупреломления, низкой прозрачности сидерита (примесь тонкодисперсной органики и бурого оксида). Предшествующие попытки изучения состава и параметров образования ГЖВ в сидеритах Бакала содержали неоднозначные результаты (Генетические типы ..., 1984).

В Бакальском рудном поле были исследованы сидериты из 4 месторождений, расположенных с запада на восток и от периферии к центру рудного поля: Петлинское, Новобакальское, Сидеритовое, Центральный Иркускан). Всего было просмотрено 22 двусторонних полированных пластинки перекристаллизованных относительно крупнокристаллических сидеритов, но подходящие для исследования ГЖВ были обнаружены лишь в 5. Всего изучено 71 включение на термокриостатике Linkam THMSC-600, установленном на микроскопе Zeiss Axiolab с дальноточными объективами Olympus LMPLFLN50x, LMPLFLN100x с измерением температур фазовых переходов внутри включений в диапазоне температур -196 - +600 °С. Для включений в сидерите Бакала впервые изучены совместно солёность и гомогенизация в каждом включении.

Включения представлены отрицательными кристаллами в форме ромбоздров, реже имеют неправильную форму, газонасыщенность составляет 10–30 % и находится в грубой прямой зависимости от температуры гомогенизации, варьирующей в интервале 110–243 °С.

В Петлинском месторождении обнаружено 28 ГЖВ, из них 2 включения с температурой гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) 225–243 °С, 26 – с $T_{\text{гом}}$ 104–164 °С; солёность в первой группе составила 21–23 % NaCl экв., во второй – 13–21, но 6 ГЖВ содержали твёрдую фазу, по гомогенизации которой расчетная солёность (Bodnar, Vityk, 1994) составила 31–34 % NaCl экв. Все включения имеют значение низкотемпературной эвтектики ($T_{\text{эв}}$) в интервале -55...-49 °С, что предполагает присутствие в солевом составе флюида преимущественно хлоридов кальция с примесью магния и натрия, согласно (Борисенко, 1977).

В Новобакальском месторождении в двух полированных пластинках выделены две одинаковые совокупности (17 и 5 ГЖВ), имеющие $T_{\text{гом}}$ (112–125 °С и 147–161 °С), солёности (5–8 и 7–10 % NaCl экв.) и $T_{\text{эв}}$ в интервале -53...-52 °С. Более высокотемпературные включения отличаются расположением по зонам роста, кристаллографически правильной ромбической формой и относительно высокой наполненностью газом, что предполагает их первичную природу.

В Сидеритовом месторождении обнаружено 6 мелких включений (4–7 мкм) с $T_{\text{гом}}^{\circ}$ 118–135 °С, соленостью 14–22 % NaCl экв. Начало плавления низкотемпературной эвтектики $T_{\text{эв}}^{\circ}$ измерить не удалось.

В месторождении Центральный Иркускан обнаружено 15 включений с $T_{\text{гом}}^{\circ}$ 118–145 °С, соленостью 10–13 % NaCl экв., $T_{\text{эв}}^{\circ}$ в интервале -32...-26 °С, что предполагает присутствие в солевом составе флюида хлоридов железа и калия, согласно (Борисенко, 1977).

Выводы: 1) раствор 2-фазных включений имеет соленость от средней (9–14 % NaCl экв.) до высокой (21–34 % NaCl экв.), что подтверждает рассольную природу рудного флюида; 2) температуры гомогенизации включений отражают, в основном, последние стадии метасоматической перекристаллизации и поэтому являются относительно низкотемпературными по сравнению с данными сидерит-анкеритового термометра и колеблются в интервале 110–240 °С; 3) предполагается эволюция состава флюида от относительно высокотемпературного высокожелезистого хлоридного (примесь Mg, K, Na) на начальном этапе сидеритового метасоматоза на высококальциевый хлоридный (примесь Mg, Na) в конце рудного процесса.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977. № 8. С. 16–27.

Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита / П.П. Смолин, А.И. Шевелев, Л.П. Урасина и др. М.: Наука, 1984. 317 с.

Крупенин М.Т. Температурные ограничения метасоматоза Бакальских сидеритовых месторождений по геохимическим данным // Вестник Пермского Университета. Геология. 2017. Т. 16. № 2. С. 167–178.

Крупенин М. Т., Кузнецов А. Б., Червяковская М. В., Гуляева Т. Я., Константинова Г. В. Источник рудных флюидов и Sm–Nd возраст сидеритов крупнейшего Бакальского месторождения, Южный Урал. Геология рудных месторождений. 2021. **63**(4), 334–363.

Annovitz L.M. & Essene E.J., 1987. Phase equilibria in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$. Journal of Petrology. 28(2):389–414.

Bodnar R.J., Vityk M.O., Interpretation of microthermometric data for $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ fluid inclusions // Fluid inclusion minerals: methods and applications. Pontignano, Siena. 1994/ P. 117–130.

Prochaska W., Krupenin M.T., 2013. Evidence of Inclusion Fluid Chemistry for the Formation of Magnesite and Siderite Deposits in the Southern Urals. Mineralogy and Petrology. 107(1):53–65.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ ЖИЛ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ БАЙКАЛО-МУЙСКОЙ И БАРГУЗИНО-ВИТИМСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Э.Н. Кунгулова¹, А.А. Томиленко², П.А. Тишин¹, Д.В. Лычагин¹, О.В. Бухарова¹

¹Томский государственный университет, Томск, Россия, elvirakungulova@mail.ru

²ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, tomilen@igm.nsc.ru

Изучены флюидные включения из кварца трех жильных систем, приуроченных к разрывным нарушениям надвиговой и сдвиговой природы Саяно-Байкальской складчатой области. Кварцевые жилы характеризуются разными боковыми породами и структурной ориентировкой [Kungulova et al., 2019]. Исследования проводились с целью анализа последовательности деформационного развития региона на основе параметров флюидных включений в жильном кварце.

В кварце исследуемых жил обнаружены первичные и вторичные флюидные включения, среди которых по фазовому составу при комнатной температуре выделяются четыре типа. Двухфазные водно-солевые включения ($\text{ЖН}_2\text{О}+\text{ГН}_2\text{О}$) – Тип I, двухфазные водно-углекислотные ($\text{ЖН}_2\text{О}+\text{ЖСО}_2$) – Тип II, трехфазные водно-углекислотные ($\text{ЖН}_2\text{О}+\text{ЖСО}_2+\text{ГСО}_2$) – Тип III, однофазные включения жидкой углекислоты – Тип IV.

Анализ флюидных включений методами микротермометрии, рамановской спектроскопии и газовой хромато-масс-спектрометрии показал, что в гидротермальной системе присутствовали среднетемпературные водно-углекислотные флюиды хлоридного калий-натриевого состава низкой и средней солености (2–15 мас. % NaCl экв.). Отношение $\text{CO}_2 / (\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$ во включениях варьируется от 0.10 до 0.84. Отличительной особенностью кварца разных жильных систем выступает состав газовой фазы включений. Во флюидных включениях кварца жил системы Отвесной, наблюдаемой среди субвулканических пород, фиксируются повышенные значения азотсодержащих соединений относительно кварца других систем. Для кварца жил участка Береговой, где боковыми породами являются терригенные отложения, характерны повышенные, относительно остальных жил, содержания метана. Для жил из системы Кривой, секущих граниты, характерны незначительные количества углеводородов и азотсодержащих соединений.

Оценка плотности CO_2 захваченных флюидов демонстрирует наличие трех диапазонов: 0,88–0,92 г/см³, 0,7–0,8 г/см³, 0,3–0,6 г/см³, что говорит о смене давления во флюидной системе. Анализ параметров включений из кварцевых жил свидетельствуют в пользу эволюции единой флюидной системы в пределах изученных жильных систем. Локальное влияние развития гидротермальной системы на вмещающие породы находит отражение в вариациях состава флюида. Исследуемые кварцевые жилы формировались на разных этапах и сложены агрегатами трех генераций.

Первый этап связан с началом становления надвиговой системы в результате субширотного сжатия на фоне тектономагматической активизации в раннем палеозое [Гордиенко, 2019]. В это время в условиях повышенного давления ($P > 2,5$ кбар) из высокоплотного диффузионно-мигрирующего флюида, отделившегося при дегидратации и декарбонатизации в ходе метаморфического процесса кристаллизовался кварц I генерации. Для него характерны повышенные содержания парафинов, олефинов и кислородсодержащих углеводородов.

Второй этап формирования жильных систем фиксируется кристаллизацией кварца II генерации при температурах 370–180 °С и давлении 1,9–0,7 кбар. Такие включения присутствуют в жилах всех трех систем, что указывает на их одновременное проявление и соотносится с представлениями Кирмасова [Кирмасов, 1997] о синхронном становлении жильных образований региона в результате преломления поля напряжений и раскрытия ранних трещинных систем в условиях СВ-ЮЗ сжатия и сдвига (транспрессии) в среднем палеозое, что привело к разгрузке метаморфогенно-гидротермальных флюидов.

Третий этап характеризуется процессами рекристаллизации кварца и образованием самостоятельных зерен размером более 1 мм, содержащих вторичные углекислотные и водные включения высокой плотности. По сохранившимся редким первичным включениям образование таких зерен происходило при минимальных температурах 430-450 °С при давлении флюида 1,9-1,5 кбар. Процессы рекристаллизации маркируются изменением формы и плотности флюидных включений, что указывает на миграцию жидкости в результате частичной декрепитации ранних водно-углекислотных образований в следствие механического искажения кристаллической решетки кварца [Bakker 2017].

Вероятно, флюидная разгрузка произошла в результате подъема блока литосферы ближе к поверхности в ходе становления гранитоидного магматизма Ангаро-Витимского батолита в позднепалеозойское время [Гордиенко, 2019]. В этом случае, резкая смена напряжения и, как следствие, внутреннее избыточное давление жидкости провоцирует гидроразрыв [Tarantola, 2010]. Во время подъема блоков деформация кварца сменяется с пластической на хрупкую, что провоцирует развитие микротрещин, вдоль которых при восстановлении равновесия системы осуществляется повторный захват гетерогенного флюида в виде углекислотных флюидных включений низкой плотности и углекислотно-водных или водных включений высокой плотности [Alfonsvan den Kerkhof, 2014].

Таким образом, гидротермальная активность зоны сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской СФЗ сопряжена, главным образом, с эволюцией метаморфогенно-гидротермального флюида, что коррелирует с реконструкцией тектоно-деформационных процессов региона и может быть описано тремя динамическими этапами. Этапы метаморфогенно-гидротермальной флюидной активности в своих термобарометрических параметрах несут информацию о взаимном влиянии тектонических процессов и миграции жидкости. На основании чего, можно говорить о наличии трех генераций кварца, соответствующих этапам развития территории, что согласуется с предыдущими исследованиями [Lychagin et al., 2020].

На основании проведенных исследований выявлено, что сложно построенные жильные системы зоны сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской СФЗ, приуроченные к различным вмещающим породам и имеющие разную структурную ориентировку характеризуются близким составом флюида и единой термодинамической историей.

Работа выполнена в рамках Государственного задания Министерства Науки и высшего образования РФ (проект №FSWM-2020-0041), а также программы развития ТПУ и государственного задания ИГМ СО РАН.

Гордиенко И. В., Бадмацыренова Р. А., Ланцева В. С., Елбаев А. Л. Селенгинский рудный район Западного Забайкалья: структурно-минерогеническое районирование, генетические типы месторождений и геодинамические условия их образования. Геология рудных месторождений, 61(5), 2019, Р. 3-36.

Кирмасов А.Б. Надви́ги и компенсационные структурные парагенезы в пределах Келяно-Иракиндинской зоны (восточная часть Байкало-Муйского пояса). Современные проблемы шарьяжно-надвиговой тектоники. Уфа, 1997, Р. 56-58.

Alfonsvan den Kerkhof A., Kronz A., Simon K. Deciphering fluid inclusions in high-grade rocks. Geoscience Frontiers, 5(5), 2014, P. 683-695.

Bakker R. J. Re-equilibration processes in fluid inclusion assemblages. Minerals, 7(7), 2017, 117 Kungulova, E. N., Kremer, I. O., & Tishin, P. A. Structure of quartz-vein zones in south Muya Block of the Western Transbaikalia // Paper presented at the International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. 2019. 19(1.1) P. 545-552.

Lychagin D. V., Kungulova E. N., Moskvichev E. N., Tomilenko A. A., Tishin P. A. Microstructure of vein quartz aggregates as an indicator of their deformation history: An example of vein systems from western transbaikalia (Russia). Minerals, 10(10), 2020, 865.

Tarantola A., Diamond L. W., Stünitz H. Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress I: experimentally induced changes in inclusion shapes and microstructures. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160(6), 2010, P. 825-843.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО СОСТОЯНИЮ ВОДНО-СОЛЕВЫХ ФЛЮИДОВ С УГЛЕКИСЛОТОЙ ДЛЯ ЗАДАЧ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

Ю.В. Лаптев

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,
laptev@igm.nsc.ru

С позиций демонстрационных возможностей указанного подхода впервые для водно-солевой сульфатно-хлоридной системы состава 22 мас. % Na_2SO_4 – 2,2 мас. % NaCl в присутствии углекислоты и без нее экспериментально измерены изохорические зависимости в координатах Т–Р для интервалов температур 200–420 °С и давлений 200–800 бар. Сульфатсодержащие хлоридно-углекислотные флюиды представляют особый интерес в геохимии гидротермального сульфидообразования (Борисенко и др., 2011; Kokh et al., 2017; Prokoryev et al., 2017;). Данные по исследованию газовой-жидкой включений в этих статьях указывали, что при высоком обогащении этих флюидов углекислотой (мольные доли CO_2 выше 0,2) создаются условия для существования широкой области их гетерогенизации. В отсутствии справочных данных по Р-V-T зависимостям смешанных флюидов количества взятого водного раствора и жидкой CO_2 соответствовали построенным нами ранее (Лаптев, 2018, 2019) зависимостям в Р–Т-координатах.

Опыты проводились по автоклавной методике на установке УВД – 2000, разработанной и созданной совместно с Институтом экспериментальной минералогии РАН. Давление измерялось с использованием пьезодатчиков СДВ-И—160,0. Загрузка CO_2 в автоклав производилась из мини-баллона по специальной процедуре с тарированием введенных количеств газа.

Состав флюидов охарактеризован с позиций их подобия составам газовой-жидкой природных включений при их наблюдении под микроскопом в условиях комнатной температуры (Рис.1 и Табл.1).

Рис. 1. Схематическое отображение фазового состава автоклавных опытов, которое отвечает подобию состава газовой-жидкой включений с водно-солевыми жидкостями в присутствии углекислоты и без нее по данным в табл. 1: оп. 1 – а; оп. 2 – б; оп. 4 – в

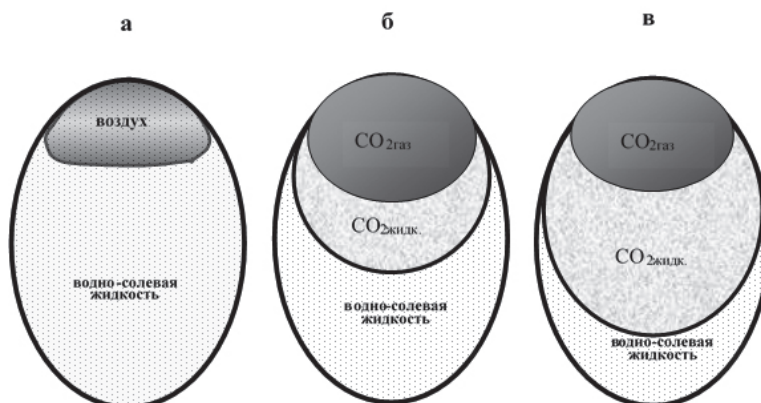


Таблица 1. Детализация исходных составов в опытах по построению термобарических зависимостей в системе с углекислотой в присутствии водно-солевой жидкой фазы состава 22 мас. % Na_2SO_4 – 2.2 мас. % NaCl

Номер опыта	X_{CO_2}	m_{CO_2}	$V_{\text{жидк.}}, \%$	$V_{\text{CO}_2, \text{жидк.}}, \%$	$V_{\text{CO}_2, \text{газ}}, \%$	$d, \text{г/см}^3$	$K_{\text{заполн.}}$
1	-	-	81.00	-	-	0.98	0.81
2	0.15	9.8	47.23	20.1	32.8	0.76	0.67
3	0.22	16.2	35.55	24.8	39.2	0.67	0.60
4	0.38	34.6	26.66	45.2	27.6	0.70	0.72

По сравнению с водой точка гомогенизации солевого раствора состава 22 мас. % Na_2SO_4 – 2,2 мас. % NaCl смещается от 250 до 290 °С при давлениях 40 и 30 бар, соответственно. При температурах 325–400 °С и давлениях до 800 бар гомогенное состояние концентрированных сульфатно-хлоридных флюидов требует уменьшения величин их плотностей до 0.7 г/см³. Охарактеризованы приведенные к комнатной температуре взятые составы сульфатно-хлоридных водных растворов в присутствии углекислоты: а) водно-углекислый тип ($X_{\text{CO}_2} = 0.15\text{--}0.22$) с валовой плотностью 0.7 г/см³, объемная доля жидкой CO_2 изменяется в интервале 20–25 %; б) углекисло-водный флюид ($X_{\text{CO}_2} = 0.38$), валовая плотность – 0.7 г/см³, содержит 45 % CO_2 . Для всех составов и валовых плотностей выбранного сульфатно-хлоридного флюида с углекислотой температура его гомогенизации оказалась недостижимой вплоть до температур 375 – 400 °С и давлений 600–800 бар.

Полученные данные показывают возможности сочетания термобарических наблюдений по поведению природных газовой-жидких включений при исследовании процессов их гомогенизации с дополнительными результатами по экспериментальному измерению Р-Т – параметров сложных по составу водно-солевых флюидов с углекислотой с фиксированными составами.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН

Лаптев Ю.В. Экспериментальное изучение параметров гетерогенизации водно-солевых флюидов с углекислотой при гидротермальном рудообразовании. В сб.: Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. Материалы третьей Всероссийской научной конференции с международным участием Ответственные редакторы Л.В. Замана, С.Л. Шварцев. 2018, с. 273-275. DOI: 10.31554/978-5-7925-0536-0-2018-273-275

Лаптев Ю.В. Экспериментальное исследование распределения золота между пиритом и сульфатно-хлоридно-углекислотным флюидом. В сборнике: Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. Материалы докладов. Ответственный редактор О.А. Луканин. 2019, с. 162-164.

Борисенко А.С., Боровиков А.А., Васюкова Е.А., Павлова Г.Г., Рагозин А.Л., Прокопьев И.Р. и Владыкин Н.В. Окисленные магматогенные флюиды, их металлоносность и роль в рудообразовании // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. с. 182-206.

Kokh M.A., Akinfiyev N.N., Pokrovski G.S., Salvi S., Guillaume D.. **The role of carbon dioxide in the transport and fractionation of metals by geological fluids** // Geochimica et Cosmochimica Acta. V. 197. 2017. P. 433–466.

Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Sergeev S.A. Mineralogy, age and genesis of apatite-dolomite ores at the Seligdar apatite deposit (Central Aldan, Russia) // Ore Geology Reviews. 2017. V. 81. с. 296–308.

ТЕМПЕРАТУРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ В СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СИБИРИ

М.П. Мазуров

ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, mik@igm.nsc.ru

Скарново-магнетитовые месторождения в складчатых областях Сибири разнообразны по формационным и минеральным типам. Они являются основой местной сырьевой рудной базы металлургической промышленности Сибири, имеют важное промышленное значение. Запасы месторождений, разведанных в прошлом веке, быстро истощаются. Поиск новых объектов, оценка глубоких горизонтов и флангов эксплуатируемых месторождений может осуществляться на основе новых знаний о рудообразующих процессах. Одним из источников такой информации является исследование флюидных включений в минералах околорудных пород и прежде всего в скарнах (Мазуров, 1991).

В количественном отношении в рудных районах юга Сибири преобладают известково-скарновые месторождения, кристаллизация метасоматических магнетитовых руд в которых осуществлялась в одну из стадий магматогенного гидротермального цикла и сопровождалась развитием и преобразованием околорудных пород. Минеральные ассоциации околорудных пород и отдельные минералы служат главным источником информации о параметрах, динамике и кинетике рудообразующих процессов. Они слагают скарново-рудные залежи, строение которых используется при оценке закономерностей размещения руд и оценке их запасов и перспектив.

Главные минералы известково-скарновых рудных залежей – гранатыgrossуляр-андрадитового ряда, пироксены диопсид-геденбергитового ряда, волластонит и скаполит, также как минералы преобразованных (гидратированных) парагенезисов – амфиболы актинолит-гастингситового ряда (актинолит, роговая обманка, дашкесанит, гастингсит), клиноцоизит, эпидот, а также биотит, хлорит, альбит, адуляр, ильваит, бабингтонит, апатит, кварц, пренит, кальцит, апофиллит, цеолиты, барит, ангидрит, флюорит и другие менее распространенные минералы содержат газовой-жидкие включения, исследование которых позволяет оценить температуру, давление и состав растворов методами термобарогеохимии.

Наиболее оригинальные результаты были получены нами при исследовании в скарнах гранатов, пироксенов, скаполитов, амфиболов, а также бабингтонита. На месторождениях Ирбинского рудного поля в Восточном Саяне (Дымкин, Мазуров, Николаев, 1975) гранаты являются самыми распространенными минералами зональных залежей биметасоматических скарнов в контактах интрузивных пород с известняками, в жильных инфильтрационных телах в магматических породах, в рудах и послерудных гидротермальных ассоциациях, изменчивы по составу и свойствам, особенно по цвету. Наиболее подробно исследованы полихромные зональные кристаллы гранатов из экзоскарнов, прослежена связь состава, цвета и распределения газовой-жидких включений, расшифрована динамика метасоматического минералообразования эволюция температуры и подвижности химических элементов на контакте диоритов с известняками. В центральных зеленых зонах гранатов отмечаются микронных размеров газовые, газовой-жидкие и жидко-газовые включения местами с частицами волластонита и диопсида. Гомогенизируются они как в газ, так и в жидкость в зависимости от соотношения жидкой и твердой фаз в интервале температур 580–630 °C. Н.П. Ермаковым такой характер гомогенизации считался признаком участия в минералообразовании пневматолитовых флюидов. В следующей зоне, в гранатах желтого цвета групповые правильной формы газовой-жидкие включения ориентированы по зонам роста. На гранях {110} и, реже {211}, они имеют причудливые очертания. Гомогенизируются преимущественно в жидкость, значительно реже – в газ в интервале 630–480 °C. В следующей, светло-коричневой зоне температура гомогенизации находится в интервале 430–380 °C, а

во внешней, красно-коричневой кайме она составляет 400–270 °С. В «остаточном» кальците газовой-жидкие включения гомогенизированы при 330–270 °С.

В Ирбинском рудном поле проявлены 3 магматических комплекса. Каждый сопровождался скарново-рудными залежами и кристаллизацией минеральных ассоциаций нескольких гидротермальных циклов. В поздних телах сиенитов есть ксенолиты первой генерации скарнов, наблюдается метаморфизм скарнов и руд предыдущего этапа, появляется относительно редкая минерализация с бабингтонитом и ильваитом. Железосодержащие кальциевые силикаты бабингтонит и ильваит встречаются в природе редко и не образуют при этом крупных скоплений. Они с трудом поддаются синтезу. В лаборатории экспериментальной минералогии ИГиГ СО РАН И.Ю. Малиновскому удалось получить ильваит при исследовании парагенетических ассоциаций магнетита в системе Ca-Al-Si-Fe в растворах хлоридов натрия и калия, а Г.Ю. Шведенков по нашим образцам исследовал устойчивость бабингтонита в системе Ca-Si-Fe-O-H. Экспериментальные данные согласуются с впервые полученными нами данными термометрии минералов по газовой-жидким включениям.

Бабингтонит-эпидот-пренит-кальцитовые гнезда слагают цемент катаклазированных и перекристаллизованных пироксен-гранатовых скарнов, образуя ветвящиеся округлые тела сечением в десятки сантиметров и длиной в несколько метров. Эпидот и бабингтонит образуют тесные сростания и вместе с кальцитом слагают интерстиции граната и пироксена. Пренит встречается в единичных игольчатых кристаллах и в виде розеток, корродирует зерна остальных минералов. Во всех минералах этой ассоциации удалось обнаружить и гомогенизировать газовой-жидкие включения. В интервале 540–600 °С гомогенизируются первичные включения в гранатах и пироксенах. Вторичные включения с температурой гомогенизации 450–500 °С расположены по прерывистым микротрещинам, по которым локализованы бабингтонит и эпидот. В бабингтоните первичные газовой-жидкие включения немногочисленны. С полной достоверностью гомогенизирована лишь группа включений при 450–480 °С в жидкость. Более многочисленны первично-вторичные включения в кристаллах из кальцитовых гнезд, гомогенизированные при 360–400 °С. В этих пределах гомогенизированы также газовой-жидкие включения в прените.

Ильваит в Ирбинском рудном поле образует вместе с кварцем кристаллы в гнездах среди сульфидно-магнетитовой руды. Ильваит – непрозрачный минерал, но в парагенном ему кварце содержатся группы включений, гомогенизация которых позволяет считать интервал 360–420 °С наиболее оптимальным для этого парагенезиса.

В известково-скарновых магнетитовых месторождениях широко распространены минералы группы амфиболов. В Табратском месторождении, уникальном по видам этих минералов, определено, что пироксен + гранат кристаллизуются в интервале 550–670 °С, пироксен + дашкесанит 540–560 °С, дашкесанит + магнетит + гастингсит 440–570 °С, дашкесанит + кварц + кальцит 440–540 °С, эпидот + актинолит + кварц 420–440 °С, актинолит + кварц 350–420 °С.

Скаполиты в альбит-скаполитовом типе известково-скарновых месторождений – одни из главных минералов регенерированных залежей. По данным гомогенизации газовой-жидких включений в минералах типичного для этого типа Таятского месторождения скаполит + пироксен кристаллизуются в интервале 560–660 °С, гастингсит + скаполит 520–560 °С, актинолит + скаполит 460–560 °С, актинолит + биотит 420–520 °С.

Полученные оценки температуры вместе с данными по составу минералов дают основу для количественной модели развития рудообразующих систем.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН,

Дымкин А.М., Мазуров М.П., Николаев С.М. Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Восточный Саян). Новосибирск: Наука, 1975. 188 с. Мазуров М.П. Минералогические критерии локального прогноза скарново-магнетитовых руд. Новосибирск, Изд-во.ОИГГМ СО РАН СССР, 1991, 108 с.

ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЗОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В НЕФЕЛИНЕ ИЗ ХИБИНСКОГО И ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ)

Ю.А. Михайлова¹, Я.А. Пахомовский², О.Д. Мокрушина³

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

¹mikhailova@geoksc.apatity.ru; ²pakhom@geoksc.apatity.ru; ³artmok@yandex.ru

Крупнейшие в мире, Хибинский и Ловозерский щелочные массивы, расположены на юго-западе Кольского полуострова и сложены, в основном, нефелиновыми сиенитами и фойдолитами. Оба массива, как показали исследования И.А. Петерсилье (Петерсилье, 1964) и С.В. Икорского с коллегами (Икорский и др., 1992), отличаются необычно высокой насыщенностью водородом и углеводородными газами, главным образом метаном.

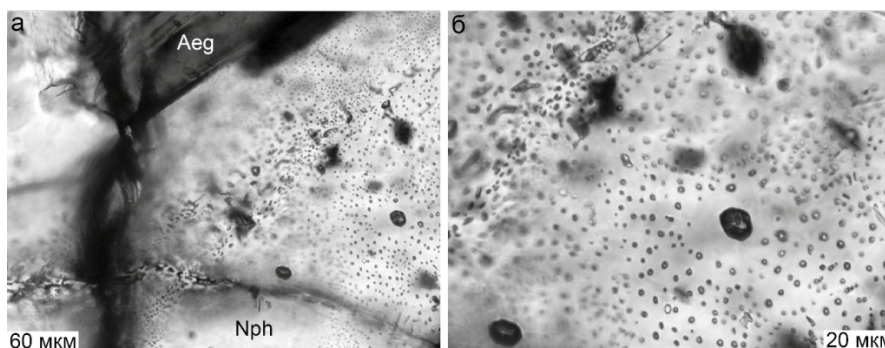
Газы находятся во включениях в породообразующих минералах, а также в системах пронизывающих породу (микро)трещин. Причем качественный состав этих двух форм нахождения газов одинаков (Икорский и др., 1992). Одним из главных минералов-концентраторов газовых включений как в Хибинском, так и в Ловозерском массивах является нефелин (Рис. 1). При этом, фактором, определяющим насыщенность нефелина газовыми включениями, является присутствие внутри этого минерала тонкоигольчатых вростков эгирина (Дорфман и др., 1973). Зерна нефелина, не содержащие иголки эгирина, почти не содержат и газовых включений, тогда как в нефелине, насыщенном эгириновыми вростками, наблюдается большое количество газовых включений. Газовые включения прикреплены к кристаллам эгирина и/или расположены по плоскостям, сконцентрированным вокруг эгирина (Икорский, 1967; Potter et al., 2004). Согласно нашим подсчетам, содержание эгирина никогда не превышает 18 % от объема зерна нефелина.

Игольчатые кристаллы эгирина внутри нефелина образовались, согласно исследованиям Икорского (Икорский, 1967) и Дорфмана (Дорфман и др., 1973), в результате распада твердого раствора изначально насыщенного железом нефелина. Действительно, по данным микрозондового анализа, содержание железа в нефелине, свободном от включений эгирина (до 2.11 мас.% Fe_2O_3), на порядок выше, чем в нефелине, насыщенном эгирином (до 0.28 мас.% Fe_2O_3). Кроме того, эгирин ($\text{Aeg}_{95-100}\text{Jd}_{0-5}$), находящийся внутри нефелина, значительно отличается по составу от эгирин-авгита в окружающей породе.

Какова же связь между образованием эгирина в результате распада твердого раствора и включениями, состоящими из метана и водорода?

По данным «мокрой» химии, до 70 % железа в чистом от эгирина нефелине находится в двухвалентной форме, тогда как нефелин, насыщенный включениями эгирина, или содержит железа вовсе или содержит только трехвалентное железо в количестве, не превышающем 0.22 мас.% Fe_2O_3 (анализ выполнен в ГИ КНЦ РАН; методика анализа исключала

Рис. 1. Газовые включения в нефелине, состоящие из H_2 и CH_4 (преобладает). Вторичные включения проходят цепочками по двум плоскостям, они мелкие, более светлые, с тонкой каймой, округлые или неправильной формы. Первичные включения более крупные, темные, с широкой каймой.



примесь железа от эгирина). Таким образом, для образования эгирина необходимо окисление железа. Многими исследователями (например, Самсонова, 1973; Henderson, 2020) установлено присутствие в нефелине воды, нами оно подтверждено на основании данных ИК-Фурье спектроскопии {анализ выполнен в университете Гренобля (Université Grenoble Alpes)}. Реакцию окисления железа в нефелине, таким образом, можно представить в виде:



или



В результате этой реакции выделяется водород, а второй компонент газовых включений, метан, образуется посредством реакций Фишера-Тропша:



Механизм образования углеводородных газов путем синтеза Фишера-Тропша широко используется для объяснения образования углеводородных газов в щелочных породах (Salvi, Williams-Jones, 1997). Данные ИК-Фурье спектроскопии подтверждают присутствие в нефелине двуокиси углерода. Таким образом, нефелин, кристаллизующийся в больших объемах при формировании Ловозерского и Хибинского массивов, содержит всё необходимое для синтеза водорода и углеводородных газов. Кроме того, по данным Дорфмана (Дорфман и др., 1973), при образовании вростков эгирина в нефелине путем распада твердого раствора, в кристаллической структуре нефелина происходит упорядочение. Это приводит к формированию большого количества дислокаций и, следовательно, микротрещин, которые могут возникать, например, на пересечении дислокаций.

В целом возможный механизм образования газовых включений в нефелине можно представить в виде следующей схемы:

- 1 – магматическая кристаллизация нефелина, содержащего двухвалентное железо, воду и диоксид углерода;
- 2 – образование внутри нефелина игольчатых кристаллов эгирина путем распада твердого раствора. Окисление железа и образование водорода (реакции 1 и 2);
- 3 – образование метана посредством реакций типа Фишера-Тропша (реакции 3 и 4);
- 4 – локализация водорода и метана в виде включений в нефелине, расположенных преимущественно вблизи иголок эгирина.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект 21-47-09010.

Дорфман М.Д., Икорский С.В., Самойлович М.И., Лебедев В.С. О природе включений эгирина в нефелине Хибинского Щелочного массива // Труды минералогического музея им. А.Е. Ферсмана. 1973. Вып. 22. С. 70-80.

Икорский С.В. Органическое вещество в минералах изверженных горных пород: на примере Хибинского щелочного массива. Ленинград: «Наука», 1967. 160 с.

Икорский С.В., Нивин В.А., Припачкин В.А. Геохимия газов эндогенных образований. СПб: «Наука», 1992. 179 с.

Петерсилье И.А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. Москва: «Наука», 1964. 169 с.

Henderson C.M.B. Nepheline solid solution compositions: stoichiometry revisited, reviewed, clarified and rationalised // Mineralogical Magazine. 2020. V. 84. №. 6. P. 813-838.

Potter J., Rankin A.H., Treloar P.J. Abiogenic Fischer–Tropsch synthesis of hydrocarbons in alkaline igneous rocks; fluid inclusion, textural and isotopic evidence from the Lovozero complex, NW Russia // Lithos. 2004. V. 75. №. 3-4. P. 311-330.

Salvi S., Williams-Jones A.E. Fischer–Tropsch synthesis of hydrocarbons during sub-solidus alteration of the Strange Lake peralkaline granite, Quebec/Labrador, Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 1. P. 83-99.

ТИПЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ ЩЕЛОЧНЫХ РУДНЫХ (NB, HREE) МЕТАСОМАТИТОВ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ОКТЯБРЬСКОЕ, СРЕДНИЙ ТИМАН

О.Д. Мокрушина¹, О.В. Удоратина²

¹ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, artmok@yandex.ru

²ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, udoratina@geo.komisc.ru

На Среднем Тимане в пределах Четласского Камня в верховьях рек Косью, Мезень, Бобровая известная группа редкометалльно-торий-редкоземельных проявлений – Косьюский рудный узел. В эту группу входят с севера на юг Октябрьское, Новобобровское, Нижне-Мезенское, Косьюские рудные поля. Октябрьское проявление выделяется практически исключительно Y (ксенотимовой) минерализацией.

Рудная минерализация связана с магматическими и жильными породами четласского комплекса и фенитами развитыми в пределах четласского метасадочного комплекса (светлинской, новобобровской и визингской свит). Октябрьское проявление известно с 60-х годов прошлого века (Ивенсен, 1964, Костюхин, Степаненко, 1987). В рудном поле распространены измененные щелочные пикриты четласского комплекса, фенитизированные кварцитопесчаники светлинской свиты четласской серии и гидротермально-метасоматические жильные породы (альбититы).

Жильные тела и дайки в пределах рудного поля имеют северо-восточное простирание. Основные рудные минералы фенитов и пород жильной серии: редкометалльные - колумбит, редкоземельные ксенотим, Th-монациты. Альбитит и кварц являются основными жильобразующими минералами. Жилы и прожилки различной мощности насыщают измененные кварцитопесчаники. Контакты кварцевых жил и прожилков резкие четкие. Кварц различной степени зернистости, прозрачности и обогащенности минералами в виде включений и сростков как правило имеет светло-серый, реже молочно-белый цвет, полу- и непрозрачный насыщен оксидами и гидроксидами железа.

Для определения состава, распределения и морфологии флюида из кварца рудного комплекса проведено исследование газово-жидких включений.

Изучение флюидных включений проводилось в двусторонне полированных пластинках толщиной 200-300 мкм с использованием криотермометрической установки Linkam (THMSG 600) ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) и портативного комплекса для измерения рамановских спектров и спектров люминесценции EnSpectr R532 ГоИ КНЦ РАН (г. Апатиты).

Флюидные включения по фазовому составу при комнатной температуре можно разделить на 4 типа.

Самый распространенный тип включений, встречающийся в зернах кварца двухфазные (Рис.1, а, б), состоящие из водно-солевого раствора и пузырька газообразной или реже жидкой углекислоты, который занимает до 40 % от объема включения. Такие включения в зернах кварца распределены равномерно и могут встречаться по одиночке или небольшими группами, а также в составе цепочек, пересекающих зерно в различных направлениях при этом не выходящих за его границы. Температура эвтектики (-30 °C) указывает на то, что помимо NaCl и KCl раствор может содержать другие соли, например, MgCl₂ (Борисенко, 1977). Соленость водного раствора, определенная по температуре плавления последнего кристаллика льда (-3,3 °C) составляет 5 мас.% экв-NaCl (Bodnar, Vityk, 1994). Гомогенизация включений происходит в жидкую фазу при температуре 350–360 °C, непосредственно перед декрипитацией.

Включения второго по распространенности типа многофазовые (Рис.1 в), содержат водный раствор высокой солености от 30 до 35 мас.% экв-NaCl, газовый пузырек в составе которого находится газовая смесь азота и углекислого газа в процентном соотношении

объемов N_2 54.3 % CO_2 45.7 %, кристалл галита и 1-2 не идентифицированных растворимых дочерних минерала. Встречаются в кристаллах кварца как в составе отдельных немногочисленных групп, так и в виде цепочек, пересекающих несколько соседних зерен. Гомогенизируются включения этого типа в жидкую фазу при температуре 266–336 °С, кристаллы галита растворяются в диапазоне температур от 180 до 250 °С.

Включения третьего типа двухфазные (Рис. 1 г) и состоят из водного раствора средне-высокой солености 12–15 мас.% экв-NaCl и жидкой углекислоты, которая занимает от 80 до 95 % объема включения. Располагаются в зернах кварца одиночно или в составе небольших групп. Температура плавления углекислоты при криотермии -56.6 °С, что указывает на отсутствие примесей других газов. Плотность углекислоты 0,76–0,85 г/см³. Полной гомогенизации для включений этого типа зафиксировано не было, т.к. при температурах 310–317°С происходит их разгерметизация.

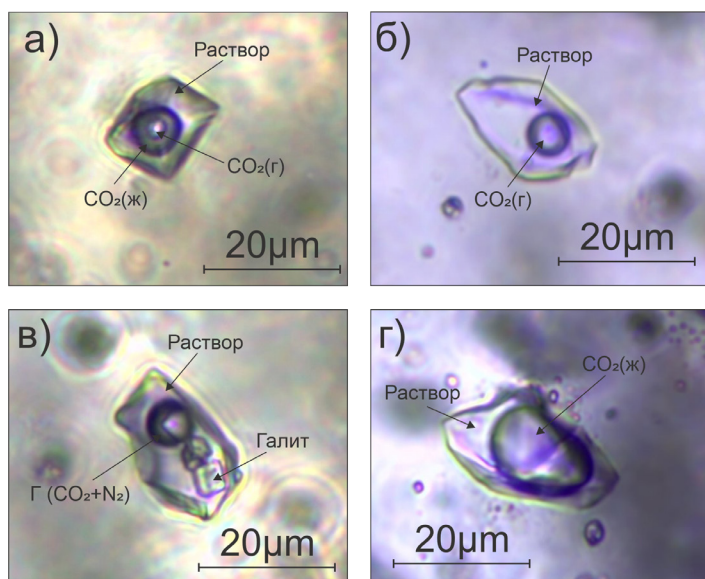


Рис. 1 Различные типы флюидных включений в кварце рудопроявления Октябрьское: а, б – примеры включений первого типа; в – включение второго типа; г – включение третьего типа.

Обобщая полученные при изучении флюидных включений данные можно охарактеризовать некоторые физико-химические параметры формирования рудопроявления Октябрьское. Кварцевые жилы были сформированы гетерогенными, преимущественно водно-углекислотными, низко-среднесолёными (5–15 мас.% экв-NaCl) флюидами в температурном диапазоне 315–360 °С. Эти па-

раметры согласуются также с температурами, рассчитанными для микроклина рудных фенинов Октябрьского рудопроявления на основании рентгенометрических данных (Куликова и др., 2022).

Вторичное изменение кварцев происходило в присутствии высокосолёных водно-хлоридных флюидов при температурах 266–330 °С.

Работа проводится в рамках проекта РФФИ и Республики Коми, № 20-45-110-010.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С.16–27.

Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.-Л.: Наука. 1964. 126 с.

Костюхин М.Н., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.

Куликова К.В., Удоратина О.В., Макеев Б.А., Шуйский А.С. Калиевый полевой шпат рудных щелочных метасоматитов (Средний Тиман) // Известия Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук №2(54). Сыктывкар, 2022 С. 41–46.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals, methods and applications. De Vivo B, Frezzotti ML (eds). Blacksburg, Virginia Tech. 1994. P. 117–130.

УГЛЕВОДОРОДЫ В МАГМАТОГЕННЫХ ФЛЮИДАХ ВУЛКАНА МЕНЬШИЙ БРАТ (КАЛЬДЕРА МЕДВЕЖЬЯ, о. ИТУРУП)

И.Р. Низаметдинов¹, Д.В. Кузьмин¹, С.З. Смирнов¹, Т.А. Бульбак¹, А.А. Томиленко¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
Россия, inizametdinov@igm.nsc.ru

Магматогенные флюиды играют важную роль в вулканических процессах – контролируют динамику извержений и являются транспортерами рудного вещества.

На сегодняшний день одними из доступных источников информации о химизме магматогенных флюидов служат выходы на поверхность фумарольных газов. Считается, что эти газы преимущественно состоят из водяного пара и углекислого газа, доля же других компонентов, как правило, крайне низка. Однако после отделения от очага, магматогенный флюид взаимодействует с вмещающими породами, метеорными водами и атмосферными газами, что может привести к его разбавлению и сильному изменению состава. Другим важным источником информации о магматогенном флюиде являются включения минералобразующих сред в магматических минералах. Вещество, захваченное во включении, изолировано от внешней среды и не претерпевает взаимодействия с ней.

В этом докладе будут обсуждаться результаты беспиролизной газовой хромато-масс-спектрометрии (ГХ-МС) расплавных и флюидных включений в минералах-вкрапленниках базальтов и риолитовых пемз вулкана Меньший Брат, расположенного в центре кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Южные Курилы). Кальдера Медвежья – крупная вулканическая депрессия размером 10×12 км, расположенная на северо-восточной оконечности о. Итуруп. Посткальдерная вулканическая активность в ней выражается в излияниях базальтовых, андезибазальтовых, андезитовых лав вулканов Медвежий, Средний, Кудрявый и Меньший Брат (МБ).

Посткальдерные лавовые потоки в. МБ, сложенные магнезиальными базальтами, образованы при смешении магм и в них присутствует 2 парагенезиса вкрапленников. Наиболее ранний из них представлен фенокристами оливина (Fo 84–90 мол. %), которые кристаллизовались из исходно пикробазальтового расплава, а поздний, представлен вкрапленниками плагиоклаза (An 75–95 мол. %), авгита и энстатита, кристаллизовавшихся в кислом расплаве. Аналогичные по составу вкрапленники плагиоклаза и пироксенов (а также по составу расплавных включений в них) обнаружены в синкальдерных риолитовых пемзах, залегающих у основания в. МБ. Эта особенность базальтов позволяет оценить химизм магматогенных флюидов синкальдерного и посткальдерного этапа вулканизма в кальдере Медвежья.

Объектами этой работы стали вкрапленники плагиоклаза и оливина из посткальдерных базальтов, а также вкрапленники авгита, энстатита и кварца из синкальдерных риолитов. Как правило, они содержат большое количество первичных стекловатых природно-закаленных расплавных включений, содержащих стекло и газовый пузырек. Находки флюидных включений единичны, они содержат малополотную газовую фазу. Таким образом магматогенные флюиды доступны для изучения в виде газовых обособлений в расплавных включениях и редких газовых флюидных включений.

ГХ-МС – это метод валового анализа состава газа, извлеченного из включений, обладающий высокой чувствительностью. В этой работе была использована методика, изложенная в (Бульбак и др., 2020). Состав механически извлеченной газовой смеси анализировался на газовом хромато-масс-спектрометре Focus GC/DSQ II MS (Thermo Scientific, США) в лаборатории термобарогеохимии ИГМ СО РАН. Количество конкретного соединения определялось как отношение площади хроматографического пика этого соединения к сумме площадей всех зарегистрированных пиков (отн. %).

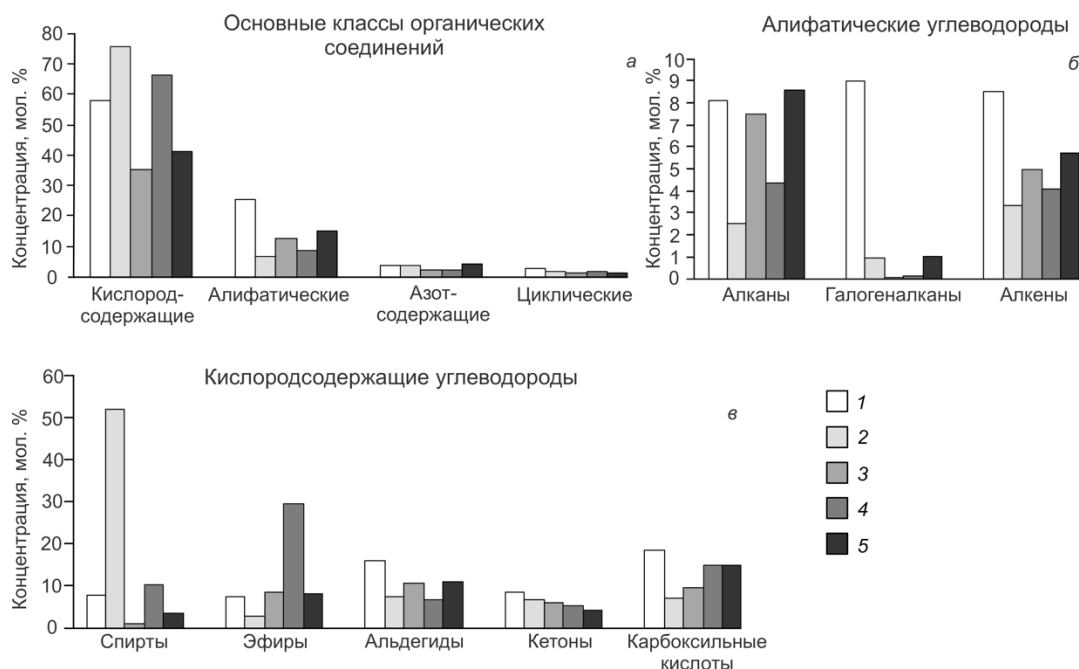


Рис. 1. Относительные содержания углеводородов во вкрапленниках плагиоклаза (1) и оливина (2) из посткальдерных базальтов, кварца (3), клинопироксена (4) и ортопироксена (5) из синкальдерных риолитов влк. Меньший Брат: а — содержания главных органических соединений, б — содержания алифатических соединений, в — содержания кислородсодержащих органических соединений.

В результате ГХ-МС анализа газовых обособлений обнаружено более 300 разнообразных соединений, среди них доля органических составляет 52–92 мол. %. Они представлены углеводородами – алканами ($C_1 - C_{17}$) и алкенами, спиртами, ПАУ, эфирами, альдегидами, кетонами, карбоновыми кислотами, а также серозамещенными, азотзамещенными и галогензамещенными органическими соединениями (Рис. 1). Неорганические вещества, среди которых преобладают CO_2 , H_2O , SO_2 и N_2 , представлены в подчиненном количестве.

Данные, полученные в настоящем исследовании, убедительно демонстрируют, что мантийные и коровые магмы могут быть транспортерами углеводородного вещества. Газы, извлеченные из расплавных и флюидных включений, обладают гораздо более сложными составами, чем предполагалось ранее. Наиболее распространенные модели флюидномагматических и рудных процессов предполагают доминирование H_2O и CO_2 в магматогенных флюидах, опираясь на результаты изучения вулканических эманацій и фрагментарные определения составов флюидных фаз индивидуальных расплавных включений методом спектроскопии комбинационного рассеяния. По-видимому, эту точку зрения следует пересмотреть с учетом того, что наиболее ранние порции магматогенных флюидов могут преимущественно состоять из компонентов, способствующих образованию органических соединений.

Бульбак Т.А., Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Сазонов А.М., Шапаренко Е.О., Рябуха М.А., Хоменко О.М., Сильянов С.А., Некрасова Н.А. Углеводороды во флюидных включениях из самородного золота, пирита и кварца месторождения Советское (Енисейский край, Россия) по данным беспирилизной газовой хромато-масс-спектрометрии // Геология и геофизика, 2020, Т. 61. № 11. С. 1535—1560.

**СОСТАВ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ХРОМИТАХ ИЗ АЙЛИКИТОВ
БОЛЬШЕТАГНИНСКОГО ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО
КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА
(УРИКСКО-ИЙСКИЙ ГРАБЕН, ВОСТОЧНОЕ ПРИСАЯНЬЕ)**

Я.Н. Нугуманова¹, А.Е. Старикова^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, nugumanovayn@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, a_sklr@mail.ru

Ксенолиты, переносимые кимберлитоподобными породами, являются источником информации о строении и составе мантии. Однако составы самих кимберлитов и родственных им пород трудно использовать для получения информации об их исходной материнской магме и мантийном источнике, так как кимберлитовые расплавы при подъеме на поверхность становятся гибридными, контаминированными магмами (Mitchell, 2008; Francis and Patterson, 2009), к тому же они после кристаллизации подвергаются значительным гидротермальным преобразованиям. Одним из возможных ключей для понимания природы материнских расплавов кимберлитов и кимберлитоподобных пород является изучение первичных расплавных включений в ранних ликвидусных минералах таких как оливин, шпинелиды. Объектом наших исследований послужили первичные расплавные включения в хромитах из айликитов Большетагнинского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. Айликиты по своему минеральному составу и текстурно-структурным особенностям схожи с кимберлитами. Отличительной особенностью айликитов является более высокое содержание Fe относительно кимберлитов. Вопрос генетической связи айликитов и кимберлитов до сих пор не решен. Фрэнсис и Паттерсон (Francis, Patterson, 2009) считают, что между этими породами есть генетическая связь, но Митчел и Таппе (Mitchell, Tappe, 2010) отвергают такую возможность.

Изученные в данной работе айликиты состоят из макрокристов оливина и полностью раскристаллизованной мелкозернистой основной массы. Оливин полностью замещен серпентином. Основная масса сложена гранатом двух генераций (до 30 об.%), перовскитом (до 10 об. %), апатитом (до 10 об. %), шпинелидами (до 5 %), единичными чешуйками хлоритизированного флогопита, серпентином и кальцитом. Также встречаются единичные зерна рутила, титанита, куратита, сидерита.

Хромиты, содержащие расплавные включения, имеют следующие вариации по основным компонентам: Cr_2O_3 40,09–45,24 мас. %, Al_2O_3 12,68–16,05 мас. %, TiO_2 2,87–3,81 мас. %, MgO 13,02–13,76 мас. %.

Нами были обнаружены единичные расплавные включения размером до 10 мкм, которые расположены азонально в зернах хромитов (рис.1). Расплавные включения полностью раскристаллизованы. Основными дочерними фазами являются флогопит (38–52 об.%) и кальцит (40–60 об.%), кроме того встречаются диопсид (до 10 об.%), амфибол (до 10 об.%), апатит (до 5 об.%), Fe-Ni сульфиды, были обнаружены единичные находки Sr-REE фаз. Часть включений, по всей видимости, была разгерметизирована и подверглась поздним гидротермальным преобразованиям, что выражается в присутствии в этих включениях хлорита, серпентина. Отсутствие оливина среди дочерних фаз может быть связано с его более ранней кристаллизацией по сравнению с Cr-шпинелидами.

Флогопит во включениях представлен таблитчатыми кристаллами с содержанием Al_2O_3 – 12,38–13,06 мас.%; MgO – 21,38–22,15 мас.%; TiO_2 – 4,97–5,59 мас.%; FeO – 4,36–5,18 мас.%, $\text{Mg\#}$ – 0,81–0,84. Кальцит характеризуется присутствием SrO до 1 мас.%. Диопсид встречается в виде небольших ксеноморфных зерен и характеризуется $\text{Mg\#}$ – 0,81–

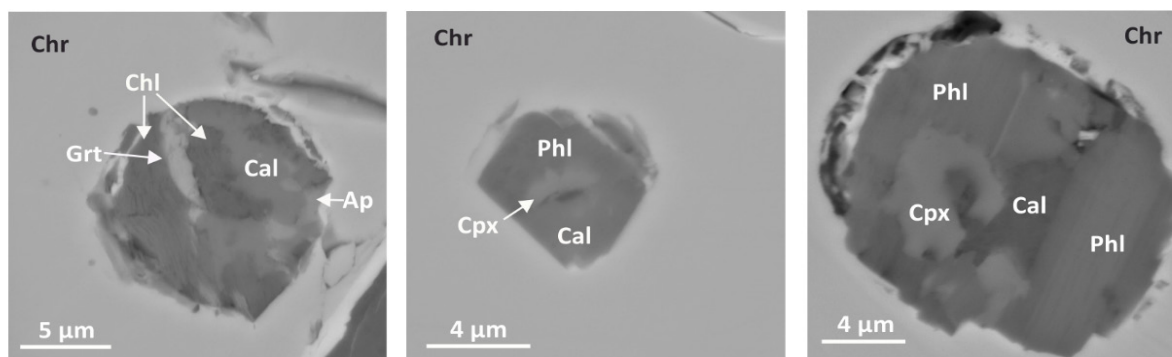


Рисунок 1. BSE-изображения расплавных включений в хромитах и айлитах Большетажнинского массива. Ap – апатит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Chr – хромит, Cpx – клинопироксен, Grt – гранат, Phl – флогопит.

0,87, Na_2O – 0,35–0,53 мас.% и Al_2O_3 – 4,57–6,03 мас.%. Амфибол по составу соответствует роговой обманке, где содержание CaO варьирует в пределах 12,48–15,07 мас.%; MgO – 14,89–19,57 мас.%; FeO – 5,83–8,19 мас.%; Al_2O_3 – 7,2–9,26 мас.%.

Рассмотренные в работе расплавные включения в Cr-шпинелидах по минеральным фазам и их соотношениям практически полностью идентичны вторичным расплавленным включениям в макрокристаллах оливина из айлитов Чадобецкого поднятия (Prokopyev et al., 2020), для которых также предполагался захват расплава на самой ранней стадии его эволюции. Однако в отличие от Большетажнинского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса расплавные включения в оливинах по составу полностью соответствуют основной массе айлитов Чадобецкого поднятия, что исключает гибридную природу их расплавов.

По данным изученных расплавных включений, основная масса айлитов, должна была состоять преимущественно из флогопита и кальцита. Однако в основной массе айлитов Большетажнинского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса встречаются только единичные зерна кальцита и редкие хлоритизированные зерна флогопита. Таким образом, до изучения расплавных включений эти породы были названы айлитами весьма условно, поскольку по современной классификации карбонаты являются основными минералами для айлитов (Tappe et al. 2005). Возможно, что причиной практически полного отсутствия карбонатов в породе послужили не только гидротермальные преобразования, но и контаминация айлитового расплава при его подъеме.

Исследования проводились за счет средств гранта РНФ 19-77-10004.

Francis D., Patterson M. Kimberlites and aillikites as probes of the continental lithospheric mantle // *Lithos*. V. 109. 2009. P. 72–80.

Mitchell R.H. Petrology of hypabyssal kimberlites: Relevance to primary magma compositions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. V. 174. 2008. P. 1–8.

Mitchell R., Tappe S. Discussion of “Kimberlites and aillikites as probes of the continental lithospheric mantle”, by D. Francis and M. Patterson (*Lithos* v. 109, p. 72–80) // *Lithos*. V. 115. 2010. P. 288–292.

Prokopyev I., Starikova A., Doroshkevich A., Nugumanova Y., Potapov V. Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres from the Terina Complex (Chadobets Upland, Russia): Mineralogy and Melt Inclusion Composition // *Minerals*. 2020. 10(5):419.

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. Integrating ultramafic lamprophyres into the IUGS classification of igneous rocks: rationale and implications // *Journal of Petrology*. V. 46. 2005. P. 1893–1900.

ГЕНЕЗИС МОНТИЧЕЛЛИТОВЫХ ПОРОД КРЕСТОВСКОЙ ИНТРУЗИИ (ПОЛЯРНАЯ СИБИРЬ)

Л.И. Панина¹, А.Т. Исакова², Е.Ю. Рокосова³

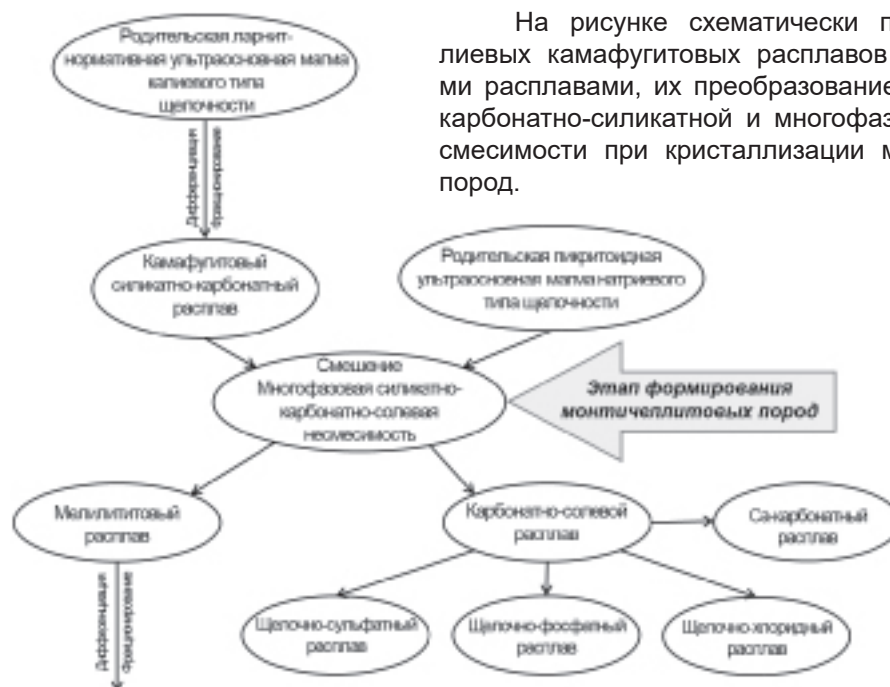
ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия,

¹panina@igm.nsc.ru, ²atnikolaeva@igm.nsc.ru, ³rokosovae@igm.nsc.ru

Методами термобарогеохимии были изучены монтичеллитовые породы Крестовского щелочно-ультраосновного карбонатитового массива. Эти породы обычно ассоциируют с мелилитовыми породами и несут структурно-текстурные признаки как интрузивных, так и метасоматических образований. Крестовский массив приурочен к пересечению Пясино-Хатангской рифтогенной системы с трансформным Котуйским разломом. Он состоит из серповидного ультрамафитового ядра (оливиниты, верлиты, пироксениты) с дайками и жилами нефелиновых и мелилитовых лампрофиров и карбонатитов, на западной границе которого с вмещающими меланефелинитами располагаются мелилитовые породы с субпластовым телом монтичеллитолитов и оливин-монтичеллитовых пород. Монтичеллитовые породы содержат (объем.%): 5–40 оливина (Ol), 35–70 монтичеллита (Mtc), 10–15 перовскита (Prv) и титаномагнетита, а также джерфишерит и единичные зерна флогопита, гидрограната и апатита.

Первичные расплавные включения обнаружены в Prv (силикатные и силикатно-солевые), Mtc (силикатно-солевые и солевые), Ol (преимущественно солевые, редко-силикатные). Силикатные и силикатно-солевые включения в Prv и Mtc содержат практически одинаковый набор дочерних фаз (клинопироксен, флогопит, гидрогранат, серпентин, нефелин, кальсилит, пектолит, гаюин, джерфишерит, магнетит, апатит, карбонаты и соли), но в разных сочетаниях и объемах при преобладании в Mtc гидроксилсодержащих силикатных и несиликатных дочерних фаз. При этом одноименные фемические минералы из включений в Prv по сравнению с таковыми в Mtc более железистые, а калийные – менее глиноземистые и более щелочные, что противоречит их образованию в процессе эволюции одной магмы. В Ol среди дочерних фаз силикатных включений удалось установить лишь кальсилит. Согласно термометрическим экспериментам кристаллизация минералов в монтичеллитовых породах происходила по схеме: Prv (1250–1200 °C) ↔ Ol (> 1200 °C) → Mtc (> 1150 °C). В Prv в силикатно-карбонатных включениях при 1250–1230 °C отмечалось обособление в силикатном расплаве солевых глобул, часть из которых при понижении температуры до 1200–1190 °C распадалась на несмешиваемые фазы. В Mtc оформление солевых глобул в силикатном расплаве силикатно-солевых включений фиксировалась до 600–700 °C.

Для выяснения состава минералообразующей среды при формировании монтичеллитовых пород наиболее информативными оказались включения в наиболее раннем высокотемпературном Prv, тогда как состав расплавных включений в Mtc и Ol показывал ее дальнейшее эволюционное преобразование. Химический состав прогретых не расслоенных силикатных включений в ядрах вкрапленников Prv был обогащен летучими и близок к составу камафугитовых расплавов калиевого типа щелочности, из которых, как ранее было установлено (Панина и др., 2018), кристаллизовались оливиниты массива. Состав же включений из кайм вкрапленников и мелких зерен Prv оказался более магниевым ($Mg\# = 0.41$ против 0.37), более глиноземистым ($Al_2O_3/MgO+FeO = 0.53$ против 0.32), натриевого типа щелочности, т.е. имел промежуточный состав между камафугитами и щелочными пикритами. Подобное изменение состава противоречит эволюционному преобразованию камафугитовых расплавов, из которых кристаллизовались ядра вкрапленников Prv и предполагает вероятный приток в магматическую камеру щелочно-пикритоидной магмы и ее смешение с камафугитовым расплавом. На стадии смешения, когда в составе летучих возросло количество воды из-за притока обогащенных водой щелочных пикритоидных расплавов (Панина, Усольцева, 2009), из силикатно-солевых расплавов начал кристаллизоваться



Mtc. Состав законсервированных в Mtc расплавов был низкокремнистый и довольно близок к составу кудитов Крестовской интрузии, отличаясь от него более высоким содержанием FeO и низким MgO. При проявлении несмешиваемости в силикатно-солевых включениях состав обособившегося силикатного расплава из включений в Prv имел мелилититовый состав. Близкий состав отмечался также в силикатных включениях из Ol, отличаясь лишь более низкими содержаниями Al и K.

Несмешиваемость расплава по экспериментальным данным (Chalot-Prat, Arnold, 1999; Сук, 2009) обычно связана с критическими содержаниями Ca, щелочей и высоким давлением летучих (CO₂, F, Cl, S, H₂O). Состав солевой составляющей в Prv расслоенных включений был щелочно-карбонатный и близок к составу карбонатитовых лав вулкана Олдньо Ленгаи 1960 г извержения. Повышенное давление летучих, особенно воды в связи с притоком в магматическую камеру щелочно-пикритоидных расплавов, и снижение температуры способствовали расширению области расслоения и проявлению многофазовой карбонатно-солевой несмешиваемости с обособлением глобул щелочно-фосфатного, щелочно-сульфатного, щелочно-хлоридного и Са-карбонатного составов. Ликвационное разделение карбонатно-солевого расплава протекало долгое время, вплоть до 780-680 °C. Нестабильная физико-химическая обстановка способствовала пространственному отделению силикатных, карбонатно-солевых и солевых фаз, которая на микроуровне отразилась в консервации в минералах силикатных, карбонатно-солевых и солевых включений, что наиболее отчетливо проявилось в Mtc и Ol.

Панина Л.И., Исакова А.Т., Сазонов А.М. Оливиниты Крестовской интрузии – продукты кристаллизации ларнит-нормативной щелочно-ультрамафитовой магмы: данные изучения расплавных включений // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 163–177.

Панина Л.И., Усольцева Л.М. Пироксениты Крестовской щелочно-ультраосновной интрузии: состав родительских магм и их источники // Геохимия. 2009. № 4. С. 378–392.

Сук Н.И. Экспериментальное изучение силикатно-карбонатных систем // Петрология. 2009. № 9. С. 547–558.

Chalot-Prat F., Arnold M. Immiscibility between calciocarbonatitic and silicate melts and related wall rock reactions in the upper mantle: a natural case study from Romanian mantle xenoliths // Lithos. 1999, v. 46(4), p. 627–659.

СОСТАВ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ АЯХТИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РАМАНОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ И МИКРОТЕРМОМЕТРИИ)

Петрова М. А.^{1,2}, Шапаренко Е. О.¹, Гибшер Н. А.¹

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, petrovama@igm.nsc.ru, shaparenko@igm.nsc.ru

²НГУ, Новосибирск, Россия

Аяхтинское рудное поле находится в средней части Центрального золотоносного пояса Енисейского кряжа, для которого характерна высокая насыщенность золоторудными объектами. В пределах пояса известны такие уникальные и крупные объекты, как месторождения Олимпиадинское, Благодатное, Эльдorado, Советское, Ведугинское, Боголюбовское и целый ряд месторождений и рудопроявлений среднего и мелкого масштабов.

В результате прогнозно-поисковых работ была подтверждена высокая перспективность Аяхтинского рудного узла на обнаружение промышленных объектов золото-сульфидно-кварцевой формации. Наряду с собственно Аяхтинским месторождением, выделены перспективные участки Кондуйский и Базисный. (Сердюк и др. 2010). Прогнозные ресурсы Au на Аяхтинском месторождении составляют 12,2 т, на Кондуйском участке – 25,6 т, на Базисном 54 т. Средние содержания золота в кварцевых жилах и метасоматитах с прожилковым окварцеванием составляет интервал 2,2-2,9 г/т.

Флюидные включения в кварце с Аяхтинского рудного поля изучены методами оптической микроскопии, раман спектроскопии и термо-криометрии. Работа происходила на одноканальном КР-спектрометре Ramanor U-100 фирмы «Jobin Yvon» с использованием аргонного лазера, расположенном в ИГМ СО РАН. Данный спектрометр оснащен объективами, включая 100 $\times$ фирмы OLYMPUS BX52, а также в микротермокамере THMSG-600 фирмы «Linkam» с микроскопом Amplival, с набором длиннофокусных объективов, в том числе 100 $\times$ фирмы OLYMPUS BX52, видеокамеры и управляющего компьютера.

Данными методами велось изучение коллекции, представленной каменным материалом в количестве 23 образцов с месторождения Аяхта и рудопроявлений Кондуйск, Базисный. Были приготовлены пластинки, полированные с двух сторон и шлифы петрографические, из кварцевых жил этих месторождений.

Методами рамановской спектроскопии и микротермометрии индивидуальных флюидных включений в кварце было установлено, что в формировании кварцевых жил Аяхтинского рудного поля принимали участие водно-углекислотный (тип А) и метан-азотный (тип Б) типы флюида (рис.1).

Методом криометрии во включениях типа А определялась температура плавления сжиженного замершего газа, которая варьирует в пределах от -58,6 до -56,6 °С. Данные вариации свидетельствуют о том, что в газовой фазе кроме CO₂ присутствуют и другие газы. Как известно, чистая углекислота имеет температуру плавления -56,6 °С, а примеси других газов понижают ее. Гомогенизация углекислоты, либо смеси CO₂+CH₄+N₂, во включениях шла как в жидкую, так и в газовую фазу в интервале температур от -5,7 до 30,3 °С (табл.1). В составе газовой фазы преобладает CO₂. Значения содержаний в мол. % в данном типе составляют интервал: CO₂ – 90,2-99,4; CH₄ – 0,0-0,4; N₂ – 0,4-9,8.

Во включениях типа Б температуру плавления сжиженного газа редко удавалось измерить. Температура гомогенизации, чаще в газовую фазу, протекала в интервале от -116 до -113 °С (табл.1). В составе газовой фазы определены в основном N₂ и CH₄ и гораздо меньше CO₂. Значения содержаний в мол. %: CO₂ – 0,0-5,5; CH₄ – 0,0-81,2; N₂ – 0,0-100,0.

В формировании разномасштабной золоторудной минерализации на данных участках принимали участие два типа флюида: водно-углекислотный и метан-азотный.

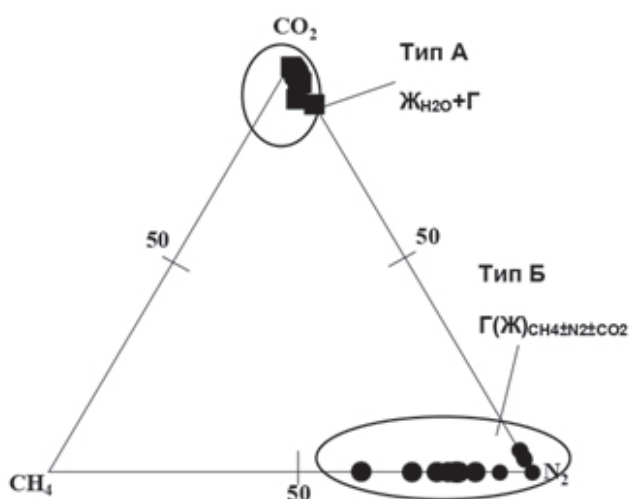


Рис. 1 Анализ газовой фазы индивидуальных флюидных включений в кварце с рудопроявлениями Аяхта, Базисный, Кондуяк (по данным рамановской спектроскопии)

Табл. 1 Термо-криометрия включений различного фазового состава с рудопроявлениями Аяхтинского рудного поля

Участок № образца	Генетический тип включений	Фазовый состав	n*	Т част. гом, °С	Вид гом. **	Т пл., °С	Сод. мол. %		
							CO ₂	CH ₄	N ₂
Кондуяк Скви.508/1	Первичные и первично-вторичные	Ж _{H₂O} +Г Тип А	13	6±6,2	Ж	-58,2÷ -57,7	90,2	0,0	9,8
							97,6	0,0	2,4
							97,1	0,1	2,8
Кондуяк Скви.508/1	Вторичные	Ж _{H₂O} +Г Тип А	5	-	-	-57,9÷ -57,7	-	-	-
Базисный Канавка К-828	Первичные и первично-вторичные	(Г, Ж) _{CO₂±CH₄±N₂} Тип Б	12	-	-	-97÷(?)	0,0	35,8	64,2
							5,2	0	94,8
							3,6	0,0	96,4
Базисный Канавка К-828	Вторичные	(Г, Ж) _{CO₂±CH₄±N₂} Тип Б	10	-113÷(?)	Г	-	-	-	-
Аяхта Скви. 728/2	Первичные и первично-вторичные	Ж _{H₂O} +Г Тип А	8	10,6±21,6	Ж	(?)÷ -57,7	96,4	0,3	3,3
							96,3	0,4	3,3
Аяхта №26	Первичные и первично-вторичные	(Г, Ж) _{CO₂±CH₄±N₂} Тип Б	20	-116÷(?)	Г	-	0,0	15,3	84,7
							0,0	15,2	84,8
							0,0	15,4	84,6
							0,0	11,8	88,2

Примечание: *n – количество определений

** - вид гомогенизации: Ж – в жидкую фазу, Г - в газовую фазу

- прочерк не определено

Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И., Оябрь В.К., Власов В.С., Бабушкин В.Е., Кириленко В.А., Землянский С.А. Модели месторождений золота Енисейской Сибири. – Красноярск. – СФУ. – 2010. - 584с.

РАЦИОНАЛЬНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

Плечов П.Ю.

МинМузей РАН, Москва pplechov@gmail.com;

Классификация включений должна быть рациональной, то есть удобной для использования. Диапазон проблем, в которых используется изучение включений очень широк, и многие исследователи создавали рациональные классификации включений в применении к решению насущных задач. Можно сказать, что практически все классификации включений были рациональны для своего времени. В докладе будет приведен обзор различных классификаций включений и предложена рациональная классификация для современного этапа развития науки, построенная на двух основных параметрах: 1) информативности включений для реконструкции условий минералообразования, 2) применимости различных методик для изучения включений различных типов.

Включением в минерале называется объект, со всех сторон окруженный кристаллом минерала (минералом-хозяином) и полностью изолированный им от других объектов. Основой классификации является их разделение на первичные и вторичные включения. Первичные включения являются прямым источником информации об условиях формирования минералов и составе минералообразующей среды. Вторичные включения отражают историю породы после формирования изучаемого минерала. Первичные включения разделены Г.Г. Леммлейном на аутигенные и ксеногенные [Леммлейн, 1973]. Аутигенные включения отражают состав минералообразующей среды из которой рос данный кристалл. Ксеногенные включения захватываются кристаллом при его росте механически.



Рис. 1. Упрощенная классификационная схема для включений в минералах

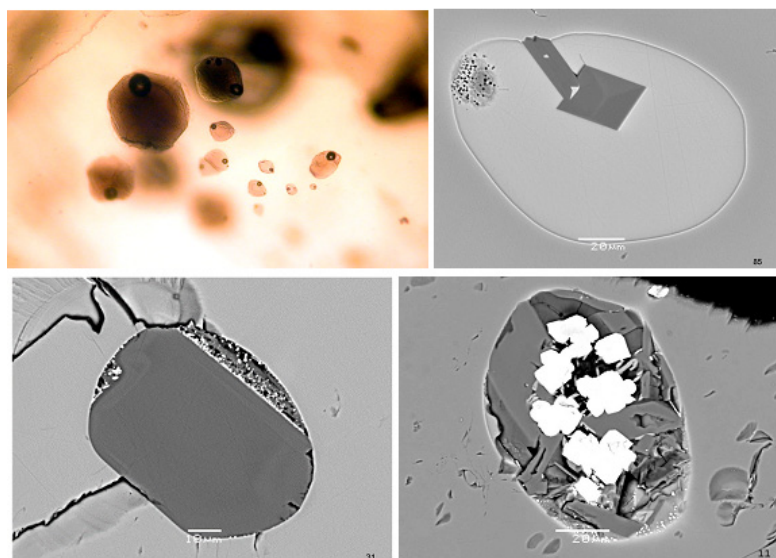


Рис. 2. Различные типы включений во вкрапленниках оливина в базальтах Седанкинского Дола (Камчатка). Верхняя левая: первичные стекловатые расплавные включения, верхняя правая и нижняя левая: первичное включение гетерофазного захвата (плагиоклаз и расплав), нижняя правая: преобразованный микроксенолит (Плечов, 2014).

Будут рассмотрены примеры, основанные на многолетнем опыте изучения включений в минералах вулканических пород Камчатки. На рис. 2 только для включений на правой верхней фотографии могут быть использованы рутинные методы исследований расплавных включений. Остальные включения отражают процессы гетерофазного захвата и требуют индивидуального подхода к их изучению. Например, изучение микроксенолита хлоритовых сланцев в оливине (см. рис. 2, нижняя правая фотография) может быть использована для изучения процессов ассимиляции магмой вмещающих метаморфических пород, кинетики их плавления и преобразования в магме, но не для реконструкции условий кристаллизации магмы.

Рациональная классификация необходима для повышения достоверности информации, получаемой методами изучения включений и для развития новых методик для отдельных типов включений. Изучение различных аномальных включений дает возможность расшифровать детали механизмов формирования включений или их изменения после консервации. Если такой процесс изучен и становится понятен, то этот тип включений перестает быть аномальным и занимает соответствующее место в рациональной классификации. Надеюсь, что наше познание в скором будущем не оставит места аномальным включениям.

Леммлейн Г.Г. (1973) Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 327 с.

Плечов П.Ю. (2014) Методы изучения флюидных и расплавных включений. Москва, КДУ, ISBN 978-5-906226-70-9, 266 с.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В АМФИБОЛИТАХ ВУЛКАНА ПИК САРЫЧЕВА, о. МАТУА, ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЫ

Е.Ю. Плутахина, Е.Д. Скильская, Ш.С. Кудаева, С.В. Москалева

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия,
wideworldscience@gmail.com

Амфиболиты совместно с габброидами, алливалитами и троктилитами образуют самостоятельную группу глубинных ксенолитов довольно часто встречающихся в вулканах Курило-Камчатской островной дуги (Щека и др. 1978; Пополитов и др. 1981). Непосредственно включения амфиболового габбро и амфиболитов были найдены на активных вулканах Камчатки: Авачинский, Ключевской и Шивелуч (Пополитов и др., 1981). В докладе приводятся первые результаты исследований расплавных включений в амфиболитовом габбро вулкана Пик Сарычева, о. Матуа в отраженном свете и на сканирующем электронном микроскопе.

Вулкан Пик Сарычева с абсолютной высотой 1497 м – один из самых активных вулканов Большой Курильской гряды, можно рассматривать как вулкан типа Сомма-Везувий, где сомма – плейстоценовый вулкан Матуа с вершинной кальдерой, а молодой конус (отложения которого занимают и перекрывают кальдеру) – голоценовый пирокластический стратовулкан с вершинным кратером – Пик Сарычева. Кальдерообразующее извержение произошло, предположительно, в позднем плейстоцене (фрагменты постройки сохранились только в юго-восточной части острова, кальдера диаметром 3–3,5 км) (Горшков, 1948). Размер кратера вулкана составляет 320–400 м, глубина кратера до лавовой пробки около 150 м. Летопись извержений вулкана ведется с 1760 г. и составляет не менее 10 вулканических событий, из которых наиболее крупные относятся к 1760, 1930, 1946 и 2009 гг. (Гришин и др., 2010). Из них наиболее изучены извержения 1976 и 2009 годов, эффект от которых сильно повлиял на нынешний облик острова (Гришин и др., 2010; Дегтярев и др., 2011).

Включения полнокристаллических пород вулкана Пик Сарычева целенаправленно ранее не изучались. В 2018-19 гг. при проведении геологических работ в районе вулкана Пик Сарычева в эффузивно-пирокластических отложениях вулкана были отмечены включения пород основного состава: гранитоиды и амфиболиты (Округин и др., 2018; Округин и др., 2021).

Полнокристаллические включения (ПВ) обнаружены в пирокластических отложениях юго-восточного склона и подножия влк. Пик Сарычева на о. Матуа. Овальные и сглаженно-угловатые ПВ имеют размеры чаще до 5 см, редко до 15 см в диаметре. По петрографическому и валовому химическому составу куммуляты относятся к амфиболитовым габбро нормальной щелочности (SiO_2 55.5 %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 4.84 %). Минеральный состав представлен преимущественно плагиоклазами ($\text{An} = 84\text{--}95$) и амфиболами (саданагаит-чермакит), в отношении примерно 1:1. До 10% ПВ приходится на пироксены (авгит), магнетит, оливин.

Большинство расплавных включений во вкрапленниках амфиболов хорошо раскрыты. При комнатной температуре включения состоят из силикатного стекла, дочерних кристаллов и флюидного пузырька. Среди кристаллических фаз устойчиво диагностируется основной плагиоклаз ($\text{An} = 92\text{--}59$), магнетит. Содержания SiO_2 в стеклах меняются в узком диапазоне значений от 55-59 масс. %. В некоторых включениях установлены Cl и S в количествах 0.17–0.19 и 0.4 масс. %.

В плагиоклазах расплавные включения содержат более кислое стекло ($\text{SiO}_2 = 53\text{--}68$ масс. %), дочерние кристаллы и флюидный пузырек. Содержания Cl и S составляют 0.09–0.19 и 0.18–0.47 мас. %.

Помимо расплавных включений вкрапленники плагиоклаза и амфибола содержат множество твердых минеральных включений, представленных, преимущественно магнетитом, который также содержит включения амфибола.

На основании проведенных петрографических и микрозондовых исследований обсуждаются особенности химического состава расплава, из которых кристаллизовалось амфиболитовое габбро вулкана Пик Сарычева.

Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН В.В. Куликову, Р.Н. Куликовой, А.А. Платонову за помощь в подготовке образцов для исследований.

Гришин С.Ю., Мелекесцев И.В. Лавовые потоки (извержения 2009 г.) вулкана Пик Сарычева (Центральная Камчатка) // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2010. № 15. С. 232-239.

Горшков Г. С. Вулкан пик Сарычева // Бюл. вулк. ст. на Камчатке. 1948. № 15. С. 3–7.

Дегтярев А. В., Рыбин А. В., Разжигаева Н. Г. Исторические извержения вулкана Пик Сарычева (о. Матуа, Курильские острова) // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2011. № 1. С. 102–119.

Щека С.А., Колосков А.В., Волынец О.Н. Включения в вулканитах тихоокеанского пояса и их петрогенетическая информативность // Сборник докладов III советско-японского симпозиума «Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца». 1978. С. 68-76.

Округин В. М., Кудалева Ш.С., Плутахина Е.Ю., Витер И. В., Верещага Е. М. Новые данные о вулканизме и рудообразовании о. Матуа (Курильские о-ва) // Материалы XXXV Крашенинниковских чтений. Петропавловск-Камчатский: Камчатская краевая научная библиотека им. С.П.Крашенинникова, 2018. С. 255-258.

Округин В.М., Скильская Е.Д., Кудалева Ш.С., Плутахина Е.Ю., Философова Т.М. Включения гранитоидов в эффузивно-пирокластических породах вулкана Пик Сарычева, о. Матуа, Центральные Курилы // Материалы ежегодной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2021. С. 49-51.

Пополитов Э.И., Волынец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.

ВКЛЮЧЕНИЯ РАСПЛАВОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЛАМПРОФИРОВ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СИБИРИ: ЧАДОБЕЦКОГО И АРБАРАСТАХСКОГО

И.Р. Прокопьев^{1,2}, А.Е. Старикова^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, prokop@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет

Термин «ультраосновные лампрофиры» (*ultramafic lamprophyres*), как определение отдельной группы щелочных силикатно-карбонатных пород, введен в современную петрологию относительно недавно (Tappe et al., 2005). Типичным примером проявления всех петрографических разновидностей ультраосновных лампрофиров (айлицитов, мела-айлицитов и дамтьернитов) является Чадобецкий щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс на юге Сибирского кратона, связанный с деятельностью пермо-триасового суперплюма и содержащий ниобий-редкоземельное месторождение Чуктукон. Еще одним редкометальным объектом щелочно-ультраосновного карбонатитового типа является комплекс Арбарастах в южном обрамлении Сибирского кратона. Его образование происходило в результате плюмовой активности на рубеже 630–650 млн лет при распаде суперконтинента Родиния. В пределах комплекса были установлены дайки ультраосновных лампрофиров.

Айлициты комплекса Арбарастах содержат первично-вторичные расплавные включения в макрокристах оливина и первичные расплавные включения в фенокристах флогопита (рис. а, б). Состав кристаллических фаз включений в оливине представлен преимущественно флогопитом, клинопироксеном (ближе к диопсиду), доломитом и Na-Ca-карбонатами; также во включениях присутствуют магнетит, хромит и магматические сульфиды (пирротин, халькопирит). Включения во флогопите содержат зерна фторапатита, микрозернистый агрегат карбонатов, представленный смесью кальцита, доломита и щелочных Na-Ca-карбонатов (шортит); также во включениях присутствует рудная фаза (магнетит) и газовый пузырек. Термометрические исследования расплавных включений в оливине показали, что начало плавления кристаллических фаз происходит при температурах выше 300 °С, газовая фаза исчезает после 670 °С, и в достаточно узком диапазоне 700–720 °С происходит гомогенизация сингенетичных включений в оливине.

Айлициты Чадобецкого комплекса содержат расплавные включения в оливине и шпинелидах (рис. 1, с-е). В макрокристах оливина диагностированы первично-вторичные включения, содержащие кристаллические фазы флогопита, клинопироксена, Са-амфибола, кальцита, щелочных Na-Ca карбонатов, фторапатита, ильменита и титаномagnetита; кроме того, во включениях установлены сульфиды (пирротин и/или пентландит), сульфаты (ангидрит) и REE фторкарбонаты (синхизит); газовая фаза содержит CO₂. Первичные расплавные включения в хромшпинелидах айлицитов Чадобецкого комплекса содержат кристаллические фазы флогопита, клинопироксена, кальцита, доломита и фторапатита (рис., е). Оценки РТ-параметров генерации щелочно-ультраосновных расплавов лампрофиров Чадобецкого комплекса по минеральным термометрам составляют ~ 1000-1300 °С при давлении 20-60 кбар (Nosova et al., 2018). Среди ультраосновных лампрофиров Чадобца выделяется третья фаза внедрения комплекса, представленная трубками взрыва дамтьернитов. Породы в своем составе содержат пеллетальные лапиллии (рис. 1, f, g), генезис которых связывают с резкой кристаллизацией минеральных фаз на затравках кристаллов (обломков пород) непосредственно на глубине зарождения щелочно-ультраосновных карбонатных расплавов, и быстрым выносом данных агрегатов на поверхность порцией расплава в следствие эксплозии; что определенно несет в себе информацию о составе и условиях эволюции щелочно-карбонатитовой системы. Такие «включения» не новы для кимберлитовых систем (Gernonet al., 2012), но впервые изучаются для расплавов ультраосновных лампрофиров.

Пеллетальные лапиллии дамтьернитов Чадобецкого комплекса по составу ядра можно разделить на три типа: 1) лапиллии, сформированные вокруг крупноразмерных затравок-

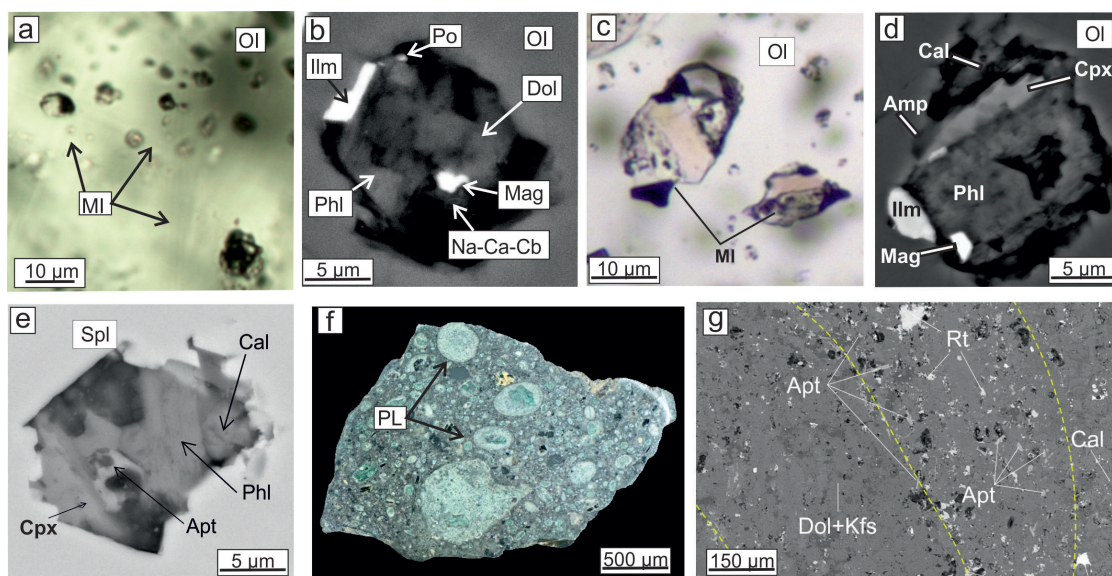


Рис.1. Расплавные включения в оливине ультраосновных лампрофиров комплекса Арбарастах (а,б); расплавные включения в оливине (с,д) и шпинели (е) айлицитов, и фотография пеллетальных лапиллей (ф) и состав их внешних зон (г) дамтьернитов Чадобецкого комплекса. MI – расплавные включения; PL – пеллетальные лапиллии.

макрокристов оливина (до 6000 мкм) и флогопита (до 800 мкм); 2) лапилли, сформированные вокруг нескольких затравок макрокристаллов небольшого размера (до 500 мкм), находящихся в «срастании»; и 3) лапилли, сформированные вокруг обломков вмещающих пород или более ранних фаз внедрения. Внешние зоны лапиллей состоят из срастания доломита и калиевого полевого шпата (рис.). В этой массе находятся вкрапленники рутила, фторапатита, магнетита и хромита. Это соответствует составу основной массы дамтьернитов. Химический состав минеральных фаз внешних зон лапиллей выдержан, что свидетельствует об едином расплаве, раскристаллизованном на затравочных ядрах. Пеллетальные лапилли первого типа имеют отчетливо выраженную зональность, в отличие от второго и третьего. Это свидетельствует о разных скоростях или условиях образования. Лапилли первого типа, имеющие хорошо сформированную зональность, по всей видимости, формировались в более глубоких условиях, и в своей структуре и текстуре они отражают этапы подъема вверх по каналу диатремы и характеризуют процесс многократного захвата расплава. Состав внешней зоны лапиллей третьего типа (с затравкой захваченных вмещающих карбонатов) соответствует составу внешней оторочки лапиллей первого типа, что свидетельствует об их сравнительно близкповерхностном генезисе. Второй тип лапиллей, вероятнее всего, формировался на глубинном или промежуточном уровнях.

Термобарогеохимические исследования выполнены по теме и за счет средств гранта Российского научного фонда № 19-77-10004-П, <https://rscf.ru/project/19-77-10004/>. Геологическая позиция объектов изучена в рамках базового проекта НИР ИГМ СО РАН (FWZN-2022-0024).

Gernon, T., Brown, R., Tait, M. et al. The origin of pelletal lapilli in explosive kimberlite eruptions // Nat Commun 3, 832 (2012). <https://doi.org/10.1038/ncomms1842>.

Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Smirnova M.D., Lapin A.V., Shcherbakov V.D. Olivine in ultramafic lamprophyres: chemistry, crystallisation, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites // Contrib. Mineral. Petrol. 2018, 173:55. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1480-3>.

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // Journal of Petrology. V. 46, Is. 9. 2005. P. 1893–1900, <https://doi.org/10.1093/petrology/egi039>.

Au-Ag НАНОЧАСТИЦЫ В ПЛОТНОМ УГЛЕКИСЛОТНОМ ФЛЮИДЕ ЗОЛОТОНОСНОГО ИНТЕРВАЛА КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ (СГ-3.0)

В.Ю. Прокофьев¹, Д.А. Бэнкс², К.В. Лобанов¹, С.Л. Селектор³, В.А. Миличко⁴,
А.А. Боровиков⁵, М.В. Чичеров¹

¹ ИГЕМ РАН, Москва, Россия, vpr@igem.ru

² University of Leeds, Лидс, Великобритания, D.A.Banks@leeds.ac.uk

³ ИФХЭ РАН, Москва, Россия, sofs@list.ru

⁴ Университет ИТМО, Санкт-Петербург, Россия, ariesval@mail.ru

⁵ ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, borovikov.57@mail.ru

Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) глубиной 12262 м является важным источником информации о процессах, происходивших в глубинных зонах континентальной коры Балтийского щита (Кольская..., 1998). Скважина вскрыла протерозойские и архейские породы с различной рудной минерализацией (Казанский и др., 1989). В интервале глубин 9.5–11 км среди амфиболитов и двуслюдяных гнейсов архейского возраста (2.6–2.8 Ga) методом нейтронной активации была обнаружена золотая минерализация с концентрациями Au от 0.01 до 6.7 ppm. Вмещающие Au минерализацию породы подверглись воздействию регионального метаморфизма при 500–650 °C и 3.5–6 кбар (Козловский и др., 1988). Золотая минерализация представлена самородным Au (до 10 мкм) в кварце и других минералах (Казанский и др., 1989).

Ранее (Prokofiev et al., 2020 и др.) были получены первые данные о флюидных включениях (ФВ) в кварцевых прожилках из керна золотоносного интервала, которые подразделяются на 4 типа: 1) газовые ФВ плотной углекислоты; 2) двухфазовые ФВ водно-солевых растворов; 3) трехфазовые ФВ хлоридных рассолов, содержащие кубический кристалл NaCl, и 4) включения углекислотно-водно-солевых флюидов. Данные анализа индивидуальных ФВ методом LA ICP MS показали наличие высоких концентраций Au в индивидуальных ФВ всех типов во всем исследуемом диапазоне (9050–11000 м) (Prokofiev et al., 2020). Настоящее сообщение посвящено детальному исследованию ФВ типа 1 с плотной углекислотой, которые распространены на всем золотоносном интервале и преобладают в кварце из нижней его части.

Микротермометрические исследования ФВ проводились в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН с использованием микротермокамеры THMSG-600 фирмы "Linkam" (Англия). Изучение состава газовой фазы индивидуальных ФВ проводилось также методом КР-спектроскопии при комнатной температуре и при 140 °C в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, при помощи спектрометра Jobin Yvon LabRAM HR800. Расчет мольных долей газов в составе ФВ проводился с использованием данных (Schrötter, Klöckner, 1979). Содержание Au и Ag в индивидуальных ФВ изучались методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и с лазерным пробоотбором (LA ICP MS) в университете г. Лидс, Великобритания, используя масс-спектрометр Agilent 7500с в сочетании с лазерной системой для абляции Geolas Q Plus. Конфокальные спектры пропускания в оптическом диапазоне на разных уровнях индивидуальных ФВ были получены в университете ИТМО на специальной установке высокого разрешения.

Углекислота в газовых ФВ типа 1 гомогенизируется в жидкую фазу при температурах от –45.0 до +30.8 °C. В некоторых ФВ (образец К-10205.8) углекислота гомогенизируется в газ при температуре +30.5 °C. Температура плавления углекислоты изменяется от –56.7 до –60.3 °C, что свидетельствует о наличии в ней примеси низкокипящих газов. Изучение состава газовой фазы ФВ методом КР-спектроскопии при комнатной температуре показало наличие в углекислоте ФВ типа 1 по всему изученному разрезу небольшой примеси азота (3.3–1.9 мол. %), и отсутствие метана и сероводорода (пределы обнаружения 0.1 мол. %). Плотность углекислоты составляет 0.37–1.14 г/см³.

При температуре 140 °С в тех же газовых ФВ с плотной углекислотой при КР-спектроскопических исследованиях появились пики воды, что позволило оценить концентрацию воды в плотном газовом флюиде (0.11–0.44 мол. %). Основным компонентом флюида является углекислота (98.2–99.5 мол. %), в которой также обнаружен азот (0.43–1.80 мол. %).

Исследование методом LA ICP MS показало наличие высоких концентраций золота (1–2611 ppm, 62 определения) и серебра (1–4389 ppm, 58 определений) в однофазовых ФВ с плотной углекислотой в пробах с глубин 9052–10744 м.

Доказательство того, что **Au и Ag находятся в ФВ в форме наночастиц, было получено** при регистрации конфокальных спектров пропускания в оптическом диапазоне в разных частях ФВ с шагом 1 нм по глубине. При записи спектра в плотной углекислоте вблизи границы ФВ типа 1 было обнаружено, что эти спектры имеют выраженную полосу в области около 440 нм. Такая полоса характерна для плазмонного поглощения наночастиц сферической формы диаметром около 10 нм, содержащих около 75 % Ag (Mallin, Murphy, 2002). В спектрах других областей раствора ФВ и во вмещающем кварце такая полоса не наблюдается. Однотипные данные были получены для 3 ФВ, имеют одинаковые тренды и однозначно доказывают наличие наночастиц **Ag-Au в растворе ФВ. Скопление наночастиц вблизи** границы жидкая углекислота-кварц также является характерным для наносистем. Некоторое несоответствие данных ICP MS и конфокальных спектров пропускания относительно соотношения **Au и Ag в наночастицах могут объясняться обогащением поверхности наночастиц серебром.**

ФВ, заполненные плотной углекислотой, часто интерпретируют как свидетельства гетерогенизации углекислотно-водного флюида. Однако обобщения данных по составу и плотности флюидов во включениях в минералах коровых и мантийных пород (Реддер, 1978; Наумов, Коваленко, 1986; и др.) показали, что для пород верхней мантии характерен безводный газовый флюид, который состоит главным образом из плотной углекислоты. Для минералов из верхов земной коры, напротив, характерны водные растворы. Поскольку значительная часть природных вод концентрируется на поверхности Земли и вблизи нее, глобальная дегазация (миграция газов) из мантии в верхние оболочки не может не сопровождаться взаимодействием глубинных газовых флюидов с водными флюидами.

Золотая минерализация СГ-3 формировалась на глубинах средней коры (17 км и более) и, по современным представлениям, отвечает уровню мобилизации флюидов орогенных месторождений золота (Goldfarb, Groves, 2015 и др.). Полученные данные о наличии наночастиц Au и Ag в разных типах флюидов доказывают принципиальную возможность переноса Au и Ag плотным углекислотным флюидом глубинного происхождения в виде наночастиц из глубинных зон в область средней коры, и перераспределения наночастиц при взаимодействии газового флюида с водным флюидом.

Кольская сверхглубокая: Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. 260 с.

Казанский В.И., Новгородова М.И., Смирнов Ю.П., и др. // Геология рудных месторождений. 1989. Т. 31. № 6. С. 75–82.

Козловский Е.А., Губерман Д.М., Казанский В.И., и др. // Советская геология. 1988. № 9. С. 3–11.

Наумов В.Б., Коваленко В.И. Характеристика главных летучих компонентов природных магм и метаморфических флюидов по данным изучения включений в минералах // Геохимия 1986. Т. 24. № 5. С. 590–600.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 1. М.: Мир, 1978. 360с.

Goldfarb, R. J., Groves, D. I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. 233. P. 2–26.

Mallin M.P., Murphy C.J. // Nanoletters. 2002. V. 2. № 11. P. 1235–1237

Prokofiev V., Banks D., Lobanov K., Selektor S., Milichko V., Borovikov A., Akinfiev N., Lüders V., Chicherov, M. Exceptional Concentrations of Gold Nanoparticles in 1,7 Ga Fluid Inclusions From the Kola Superdeep Borehole, Northwest Russia // Scientific Reports. 2020. 10. 1108.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ, СВЯЗАННОЙ С КАРБОНАТИТОВЫМ МАГМАТИЗМОМ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (НА ПРИМЕРЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ЮЖНОЕ, АРШАН И УЛАН-УДЭНСКОЕ)

А.А. Редина

ИГМ СО РАН, Новосибирск Россия, redina@igm.nsc.ru

Объекты исследования локализуются в пределах Западно-Забайкальского района Позднемезозойской карбонатитовой провинции, развитой в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Развитие карбонатитового магматизма в пределах ЦАСП связывают с рифтогенным процессом, спровоцированным внедрением мантийного плюма (Никифоров и Ярмолюк, 2004; Добрецов и др., 2010; Кузьмин и Ярмолюк, 2014). Возраст карбонатитовых комплексов в данном Западно-Забайкальском районе соответствует раннему мелу и составляет 130–118 млн лет. (Рипп и др., 2009; Doroshkevich et al., 2010; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019). Флюорит-содержащие породы проявлений пространственно и генетически связаны непосредственно с карбонатитами. Кроме флюорита в них обнаруживаются кальцит, бастнезит-Се, монацит и альбит.

Петрографическое исследование двусторонне полированных пластинок флюорит-содержащих пород позволили выделить два типа включений: многофазные высококонцентрированные включения (VLS-тип) и газовой-жидкие флюидные включения (VL-тип). Включения VLS-типа являются первичными и отличаются наличием минеральных фаз, которые занимают от 40 до 80 об. %. Минеральные фазы установлены при помощи Раман-спектроскопии и представлены сульфатами $\text{Na}\pm\text{Ca}\pm\text{Sr}$, карбонатами $\text{Ca}\pm\text{Na}\pm\text{REE}\pm\text{Sr}$ и хлоридами. В составе газовой фазы определены $\text{CO}_2\pm\text{N}_2\pm\text{H}_2$. Полученные температуры гомогенизации данных включений составляют 360–560 °С. Включения VL-типа являются вторичными и отражают более поздние наложенные процессы. Для них характерны более низкие температуры гомогенизации (90–250 °С) и умеренная соленость (11,7–16 мас.% NaCl-экв.). Газовая фаза содержит CO_2 .

В целом состав флюидных включений во флюорите является присущим для ортомагматических флюидов, сепарированных от карбонатитовой магмы (Palmer and Williams-Jones, 1996; Santos et al., 1996; Bühn et al., 2002; Smith et al., 2004; Xu et al., 2012). Высокие температуры гомогенизации и высокие концентрации солей показывают, что источником подобных растворов являются щелочные расплавы. Аналогичные включения были описаны для месторождений Окорусу (Намибия, Bühn et al., 2002) и Карасуг (Тува, Прокопьев и др., 2014). По литературным и полученным данным характерными особенностями минералообразующих флюидов флюорит-содержащих пород, связанных с карбонатитами являются карбонат-сульфатно-хлоридный состав и высокие температуры (>500 °С).

Работа выполнена в рамках базового проекта ИГМ СО РАН.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 9. – С. 1159–1187.

Никифоров А.В., Ярмолюк В.В. Позднемезозойская Центрально-Азиатская карбонатитовая провинция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Кузьмин М. И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 2. – С. 153–184. – 2004. – Т. 2. – С. 47–49. Прокопьев И.Р., Боровиков А.А., Павлова Г.Г., Борисенко А.С. Роль хлоридно-карбонатных расплавов в формировании сидеритовых карбонатитов Fe-F-REE месторождения Карасуг (Республика

- Тува, Россия) // Доклады академии наук. – 2014. – Т. 455. – № 5. – С.572-575.
- Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. – 2009. – Т. 17. – №. 1. – С. 79-96.
- Bühn B., Rankin A.H., Schneider J., Dulski P. The nature of orthomagmatic, carbonatitic fluids precipitating REE, Sr-rich fluorite: fluid-inclusion evidence from the Okorusu fluorite deposit, Namibia // Chemical Geology. – 2002. – № 186. – P. 75-98.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Moore K.R. Genesis of the Khaluta alkaline-basic Ba-Sr carbonatite complex (west Transbaikala, Russia) // Mineralogy and Petrology. – 2010. – V. 98. – №. 1. – С. 245-268.
- Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V. Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings // Gondwana Research. – 2019. – V. 69. – P. 56-72.
- Palmer D.S., Williams-Jones A. Genesis of the Carbonatite-Hosted Fluorite Deposit at Amba Dongar, India: Evidence from Fluid Inclusions, Stable Isotopes, and Whole Rock-Mineral Geochemistry // Economic Geology. – 1996. – V. 91. – P. 934-950.
- Santos R.V., Dardenne M.A., De Oliveira C.G. Rare earth elements geochemistry of fluorite from the Mato Preto carbonatite complex, Southern Brazil // Revista Brasileira de Geociências. – 1996. – V. 26. – № 2. – P. 81-86.
- Smith M.P., Henderson P. Preliminary fluid inclusion constraints on fluid evolution in the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit, Inner Mongolia, China // Econ. Geol. – 2004. – № 95. – P. 1371–1388.
- Xu C., Taylor R.N., Li W., Kynicky J., Chakhmouradian A.R., Song W. Comparison of fluorite geochemistry from REE deposits in the Panxi region and Bayan Obo, China // Journal of Asian Earth Sciences. – 2012. – № 57. – P. 76-89.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦ-БЕРИЛЛИЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПЕРВОМАЙСКОГО МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ДЖИДИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ, ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Т.И. Сажина¹, Л.Б. Дамдинова¹, Б.Б. Дамдинов¹, Н.В. Брянский²

ГИН СО РАН, Улан-Удэ, Россия, Skuratova.tatyana@list.ru

²Институт геохимии им. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, tridigron@yandex.ru

Джидинское рудное поле является примером комплексного Mo-W оруденения, в его состав входят три крупнейших в регионе и стране месторождения – Первомайское (Mo), Ин-курское и Холтосонское (W). В качестве примесных компонентов в рудах встречается ряд других полезных элементов, в том числе и бериллий (Be). В геологическом строении рудного поля принимают участие кембрийская хохюртовская осадочно-эффузивная свита, а также Модонкульский гранитоидный массив раннего палеозойского возраста, на контакте которого проходит субмеридиональный Джидинский глубинный разлом, и Первомайский шток гранит-порфиров, с которым связывается Mo-W оруденение (Ходанович и др., 1991).

Бериллиевая минерализация на Первомайском месторождении, входящем в состав Джидинского рудного поля (Юго-Западное Забайкалье), представлена кварц-берилловыми прожилками с молибденитом, формирование которых выделяется в качестве самостоятельной стадии минералообразования. Взаимоотношения кварц-молибденитовой минерализации с прожилками бериллиевой стадии, минеральный состав, источники формирования, металлоносность растворов, физико-химические условия образования бериллсодержащих прожилков практически не изучены, что обуславливает актуальность данного исследования.

Объектом исследования является кварц-берилловое оруденение, развитое в штоков-верковых рудах Первомайского молибденового месторождения.

Молибденовая минерализация Первомайского месторождения в основном сосредоточена в кварц-молибденитовых прожилках, обрамленных зонами вкрапленной молибденитовой минерализации в гранит-порфирах. Кварц-берилловые прожилки распространены в эндо- и экзоконтакте Первомайского штока и пересекают кварц-молибденитовые прожилки (Степьмачонок, 1995), что свидетельствует об их более позднем образовании. Кварц-берилловые прожилки, как правило, сложены зернами кварца и полевого шпата, а также шестоватыми, удлиненно-призматическими кристаллами бледно-зеленого, голубоватого берилла, реже встречается светлая слюда (мусковит). В некоторых участках прожилков отмечается мелкочешуйчатая вкрапленность молибденита. Помимо этого в некоторых образцах кварц-берилловых прожилков обнаружены редкие зерна флюорита. Кварц-берилловые прожилки имеют достаточно четкие резкие границы с вмещающими породами. Часто кристаллы берилла растут от стенок прожилков, что свидетельствует о том, что их формирование происходило путем выполнения. Мощность прожилков варьирует от ~1 до 10 см. Впервые на Первомайском месторождении, в составе кварц-берилловых прожилков идентифицирован фенакит. Рудные минералы представлены молибденитом, пиритом и редкими зернами касситерита, халькопирита, рутила, айкинита, вульфенита, колумбита, монацита и ксенотима.

Для определения источников вещества были проведены изотопные исследования кислорода в минералах – в кварце, берилле и мусковите. Все полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ соответствуют мантийному или магматогенному источнику, а разница в значениях изотопного состава кислорода между минеральными фазами соответствует изотопному фракционированию в системе кварц-берилл-мусковит (Chacko et al., 1996; Vhoet et al., 2019). Попытки расчета температур равновесной кристаллизации по изотопному геотермометру пока-

ли слишком высокие значения температур, что позволило сделать вывод о том, что изотопное равновесие при формировании прожилков не было достигнуто.

Результаты исследования флюидных включений показали, что температуры гомогенизации берилла варьируют в интервале от 191 до 265 °С. Рудообразующие растворы характеризуются относительно слабой соленостью 5,9–8,6 экв. NaCl, главные солевые компоненты представлены хлоридами кальция с примесью хлоридов натрия, калия, магния и железа. В составе газовой фазы идентифицирована углекислота. Температура гомогенизации флюидных включений из кварца оказалась выше температуры гомогенизации флюидных включений из берилла и варьирует от 250 до 281 °С. Температуры эвтектики соответствуют – 37 до – 35 °С, это говорит о том, что главные солевые системы представлены NaCl-FeCl₂-H₂O, FeCl₃-H₂O.

Вопрос о формах переноса бериллия в гидротермальных растворах изучался немногими исследователями. В работе Вуда (Wood, 1992) был сделан вывод, что хлоридные, гидроксидные и карбонатные комплексы не могут транспортировать значительное количества бериллия при температурах близких к 300°С. Важное значение, при температурах выше 200°С, имеют смешанные фтор-карбонатные комплексы.

По полученным данным анализа флюидных включений методом LA-ICP-MS в составе палеогидротерм, выше предела обнаружения установлены следующие элементы: Li, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, La, Ce, Ta, W, Au, Pb, Th, U, Be, B, Na, Mg, Al, K, Ca, Mn, Fe, Cu, Zn. Содержание Мо в ФВ варьирует от 0–559 ppm (среднее значение 182) в богатых кварц-молибденитовых прожилках, в более бедных – от 0–212 ppm (среднее значение 13). Содержание бериллия во флюидных включениях кварц-берилловых прожилков соответствует разбросу значений от 0 до 4890 ppm (среднее значение 1467 ppm). Рудообразующие растворы были обогащены бериллием, бором (среднее значение 2184 ppm. Присутствие флюорита в кварц-берилловых прожилках может свидетельствовать о повышенном содержании фтора в рудообразующих растворах.

Исследования выполнены при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект ГИН СО РАН № АААА-А21-121011390003-9).

Степмачонок К.З. О близодновременном формировании односистемных прожилков в молибденитовом штокверковом рудном теле Джидинского месторождения (Забайкалье) // Доклады Академии наук. 1995. Т. 341. № 3. С. 399–402.

Ходанович П.Ю., Смирнова О.К. Вольфрамоносные березиты и локальный прогноз оруденения. Новосибирск: Наука, 1991. 208

Chacko T., Hu X., Mayeda T. K., Clayton R. N., Goldsmith J. R. Oxygen isotope fractionation in muscovite, phlogopite and rutile // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60, №14. P. 2595 – 2608.

Vho A., Lanari P., Rubatto D. An internally-consistent database for oxygen isotope fractionation between minerals // *Journal of petrology*, 2019. Vol. 60, №11. P. 2101 – 2130.

Wood S.A. Theoretical prediction of speciation and solubility of beryllium in hydrothermal solutions to 300°C at saturated vapor pressure: Application to bertrandite/ phenakite deposits // *Ore geology reviews*. 1992. V. 7. P. 249-278.

ВКЛЮЧЕНИЯ РАСПЛАВА ВО ВКРАПЛЕННИКАХ ОЛИВИНА ИЗ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА ХАРЧИНСКИЙ

В.С. Секисова¹, С.З. Смирнов^{1,2}, Д.В. Кузьмин¹, А.Я. Шевко¹, М.П. Гора¹,

С.П. Крашенинников³

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, v_sekisova@igm.nsc.ru

²ТГУ, Томск

³ГЕОХИ РАН, Москва

Неактивный вулкан Харчинский расположен в северной части Центральной Камчатской депрессии между вулканами Ключевской и Шивелуч. Вместе указанные вулканы входят в Ключевскую группу, которая выделяется на фоне других вулканических комплексов Камчатки чрезвычайно активным вулканизмом и широкими вариациями геохимических особенностей продуктов извержений. Особый интерес к Харчинскому вулкану обусловлен примитивным составом слагающих его магнезиальных базальтов. Эти породы достаточно редко встречаются в островных дугах и позволяют реконструировать составы первичных мантийных магм.

Лавовые потоки Харчинского вулкана образованы порфировыми породами темно-серого цвета. Вкрапленники представлены оливином (рис. 1, а) и клинопироксеном, реже плагиоклазом и хромитом. Основная масса пород представляет собой тонкораскристаллизованный агрегат, сложенный клинопироксеном, плагиоклазом, магнетитом, апатитом, реже оливином, ортопироксеном, ильменитом и незначительным количеством стекла.

Лавы Харчинского вулкана формируют единый тренд от базальтов до андезибазальтов. Изученные породы относятся к известково-щелочной умеренно-калиевой низкоглиноземистой серии, содержания MgO достигают 13.7 мас.%. Они обогащены крупно-ионными литофильными и легкими редкоземельными элементами, обеднены тяжелыми высокозарядными элементами, показывая отрицательные аномалии по Ta-Nb и Ti, что в целом характерно для островодужных магм.

Оливин образует идиоморфные кристаллы размером до 2 мм с содержанием Fe-минала 90–62 мол.% (см. рис. 1, а). Наиболее железистые зерна оливина нередко окружены ортопироксеном, вероятно, реакционного происхождения. Вкрапленники оливина содержат включения хромита ($Cr\# = 0.7–0.8$). С помощью модели (Ballhaus et al., 1991; 1994) была определена фугитивность кислорода для равновесия оливин-шпинель. Она находится в диапазоне (FMQ) + 2.2–3.5 при 10 кбар. Температурные значения, оценённые по модели (Ford et al., 1983), попадают в интервал 926–1274 °C.

Во вкрапленниках оливина присутствуют одиночные первичные расплавные включения, расположенные в центральных зонах минерала-хозяина и не приуроченные к каким-либо трещинам (см. рис. 1, а). По фазовому составу включения, как правило, частично раскристаллизованные (см. рис. 1, б), тёмные в проходящем свете, что затрудняет диагностику минералов. Согласно результатам рентгеноспектральных анализов, в качестве дочерних и/или ксеногенных фаз во включениях содержатся авгит, титаномagnetит, Al-шпинель, Cr-шпинель, амфибол, реже барит, пирротин и халькопирит (Рис. 1, в). Согласно рамановской спектроскопии и криометрическим экспериментам, газовый пузырь представлен малоплотной (0.19 г/см^3) углекислотой без значимой примеси других газов. По данным КР-спектроскопии в стекле непрогретых включений присутствует вода, содержания которой были рассчитаны по избыточному кислороду в стекле и составляют в среднем 1 мас.%. Химический состав остаточных стекол непрогретых включений заметно варьирует и характеризуется значительными количествами алюминия и щелочей (мас.%): SiO_2 59.7–66.9; Al_2O_3 15.8–23.1; Na_2O 4.9–7.8; K_2O 2.1–5.3; CaO 0.2–2.6; MgO 0.1–2.2; $FeO_{\text{общ}}$ 0.6–1.7; TiO_2 до 0.4; P_2O_5 0.3–0.8; SO_3 до 0.2; Cl 0.1–0.4.

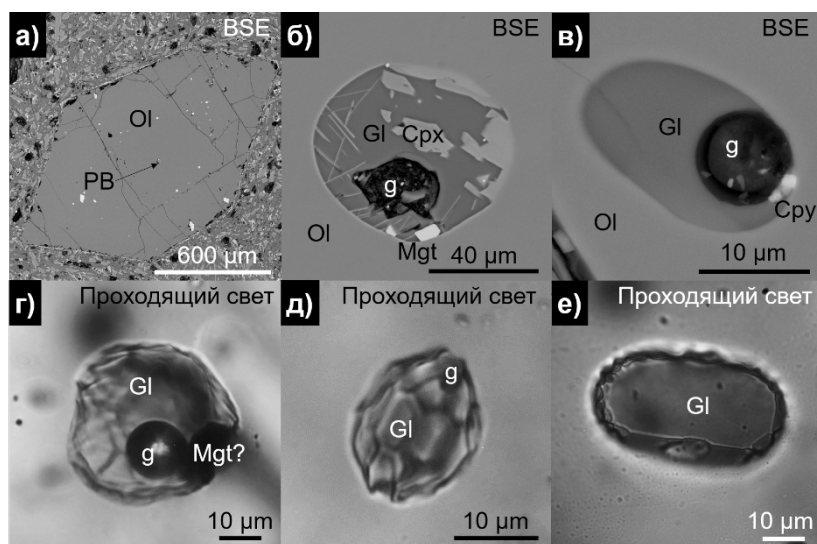


Рис. 1. Расплавные включения (PB) во вкрапленниках оливина из магнезиальных базальтов вулкана Харчинский: а) фенокристал оливина с первичным PB; б) частично раскристаллизованное непрогретое PB с фазовым составом: стекло (Gl) + газовый пузырь (g) + клинопироксен Cpx + титаномagnetит (Mgt); в) непрогретое PB с халькопиритом (Cpy); г) фазовый состав большинства PB после прогрева: Gl + g + рудная фаза; д) прогретое PB с пузырьком; е) редко встречающиеся стекловатые прогретые PB (на фото частично выведено на поверхность). Масштабная линейка приведена в микронах (µm).

Микротермометрические эксперименты с расплавными включениями во вкрапленниках оливина проводились на термокамере конструкции Томиленко-Осоргина в инертной среде с визуальным контролем. В процессе прогрева во включениях наблюдалось плавление дочерних кристаллических фаз. Однако растворения газового пузыря и полной гомогенизации включений достичь не удалось. Это может быть связано с высоким содержанием летучих компонентов в исходном расплаве и их потерей при подъеме магмы к поверхности и в процессе извержения (Portnyagin et al., 2008; Mironov et al., 2015). Для достижения наиболее полного переплавления дочерних кристаллов и растворения отложившегося на стенках включения вещества, родственного минералу-хозяину, был выполнен массовый прогрев включений без визуального контроля в высокотемпературной трубчатой печи Nabertherm. Прогрев проводился при атмосферном давлении, температуре 1300 °C и фугитивности кислорода FMQ + 1.5 лог.ед. Общее время эксперимента составляло 10 минут. После прогрева в большинстве включений сохраняется газовый пузырек (Рис. 1г; д), часто в присутствии рудной фазы (см. рис. 1, г). Редко встречаются полностью стекловатые включения (см. рис. 1, е).

Полученные данные указывают на то, что оливин магнезиальных базальтов и андезибазальтов кристаллизовался при температурах 926–1274 °C и окислительно-восстановительных условиях, варьирующих в диапазоне (FMQ) + 2.2–3.5 из расплавов со значительными содержаниями воды и углекислоты.

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1991, v. 107, № 1, p. 27–40.

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1994, v. 118, № 1, p. 109.

Ford C.E., Russel D.G., Graven J.A., Fisk M.R. Olivine liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // Journal of Petrology. 1983. V. 24. P. 256–265.

Mironov N., Portnyagin M., Botcharnikov R., Gurenko A., Hoernle K., Holtz F. Quantification of the CO₂ budget and H₂O–CO₂ systematics in subduction-zone magmas through the experimental hydration of melt inclusions in olivine at high H₂O pressure // Earth and Planetary Science Letters. 2015. 425. P. 1–11.

Portnyagin M., Almeev R., Matveev S., Holtz F. Experimental evidence for rapid water exchange between melt inclusions in olivine and host magma // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. 272. p. 541–552.

СИНТЕТИЧЕСКИЕ ВОДНО-УГЛЕВОДОРОДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ, ОБРАЗОВАННЫЕ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ С ДОМАНИКОВЫМИ ПОРОДАМИ АЛЕКСЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Т.В. Сеткова¹, Е.Д. Балицкая¹, М.А. Голунова¹, И.Н. Плотникова², Л.В. Балицкая¹,
Т.М. Бубликова¹, А.И. Лахова³, С.М. Петров³, В.С. Балицкий¹

¹ИЭМ РАН, Черноголовка, Россия, setkova@iem.ac.ru

²ИПИ АН РТ, Казань, Россия

³КНИТУ, Казань, Россия

Синтетические флюидные включения в минералах, выращенных одновременном взаимодействии сверхкритических водных флюидов с битуминозными породами, дают возможность, используя методы микротермометрии и молекулярной, особенно высокотемпературной спектроскопии, проследивать *in situ* изменение фазового состава и фазовых состояний жидких и газообразных углеводородов и таким образом характеризовать их устойчивость и формы миграции, оценивать максимальные глубины нахождения в земных недрах и степень термометаморфических превращений. Доманиковая порода Алексеевского месторождения, содержит подвижные углеводороды и является типичной нефтематеринской толщей. Порода сложена преимущественно кремнисто-глинистыми карбонатными отложениями, относящимися к верхнему девону, залегающая на глубинах порядка 1906 м и характеризуется высоким содержанием органического вещества.

Эксперименты по взаимодействию гидротермальных растворов с доманиковой породой, проводили с одновременным выращиванием кристаллов кварца по разработанной ранее методике (Балицкий и др., 2016, Balitsky et al, 2020) в широком диапазоне температур от 260 до 550 °С при давлении 100 МПа. В опытах использовали растворы состава 7.5 мас.% Na₂CO₃, продолжительность их составляла 14 суток. После опытов из выращенных кристаллов кварца готовили полированные пластинки и изучали образованные в них флюидные включения оптическими и термобарогеохимическими методами (Nikon Digital Eclipse C1, микротермокамера THMSG-600 Linkam).

В результате установлено, что фазовый состав образовавшихся в кварце включений зависит от температуры эксперимента. При низкой температуре 260/310 °С формируются включения с составом фаз L1>G>>L2. Преимущественно нефтяные включения с L2>>L1>G>SB образуются при температуре 310/360 °С. При этом во включении на поверх-

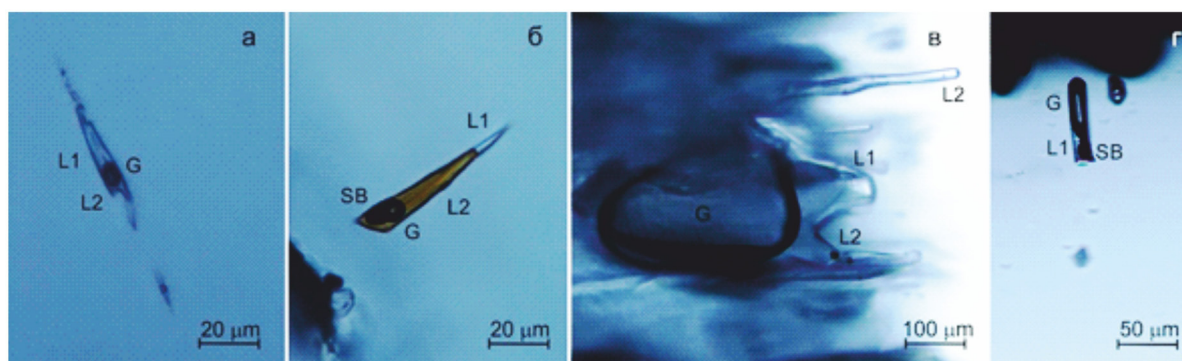


Рис. 1. Водно-углеводородные включения в кварце, образованные при температурах (а) – 260/310 °С, (б) – 310/360 °С, (в) – 400/450 °С, (д) – 500/550 °С при взаимодействии гидротермального флюида с доманикитовой породой. Наклонная черточка указывает на температуры верхнего и нижнего торцов автоклава. Обозначения: G – газ, L1 – водный раствор, L2 – жидкая фаза нефтяных углеводородов, SB – фаза твердых битумов.

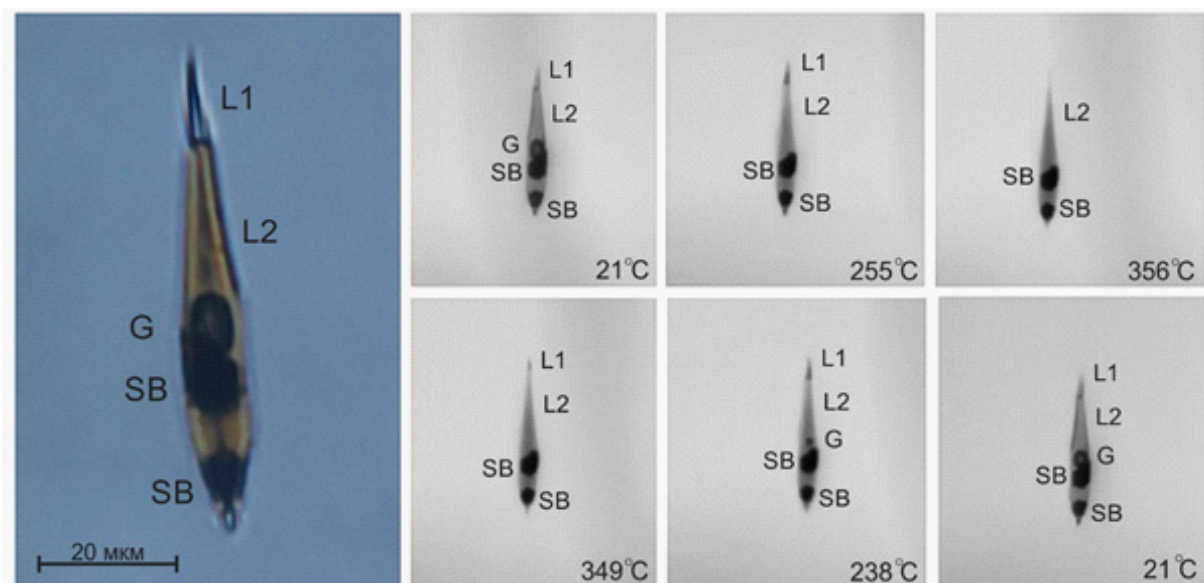


Рис. 2 Водно-углеводородное включения в кварце, образованное при температуре 310/360 °С (слева), термограмма включения при нагревании и охлаждении.

ности кварца и в шихте обнаружено большое количество фазы твердых битумов, которая по КР-спектрам идентифицирована как асфальтены. Включения образованные при температуре 400/450 °С с фазовым составом $L1 \geq G > L2$, более крупные за счет быстрого дефектного роста кварца в указанных условиях. Во включениях, сформированных при высокой температуре отсутствует фаза $L2$ жидких нефтяных углеводородов, они представлены составом $G \geq L1 \geq SB$ с преобладанием твердых битумов.

На термограмме преимущественно нефтяного включения наблюдается последовательное растворение сначала газовой (G) при 255 °С, затем водной фазы (L1) при 356 °С, твердые битумы (SB) не растворяются, по крайней мере до температуры 356 °С. Дальнейшее охлаждение включения приводит к обратимому появлению фаз в обратном порядке.

Таким образом, данные по фазовому составу флюидных включений и их *in situ* изучению методами термобарогеохимии, свидетельствуют о принципиально различном поведении и фазовых состояниях водно-углеводородных флюидов, сформированных с участием доманикитовых пород при температурах от 260 до 550 °С. Эти отличия обусловлены крекингом нефтяных углеводородов, которые генерируются из породы. Наиболее благоприятные условия для их генерирования – это глубинные участки Земли, где происходит взаимодействие доманикитовых пород с гидротермальными растворами в интервале температур 310–360 °С и при давлениях порядка 100 МПа.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИЭМ РАН № FMUF-2022-0003 и при финансовой поддержке РФФИ, грант №21-55-15010 НЦНИ_а

Балицкий В.С., С. В. Пентелей, Ж. Пиронон, О. Баррес, Л. В. Балицкая, Т. В. Сеткова. Фазовые состояния водно-углеводородных флюидов при повышенных и высоких температурах и давлениях в связи с выяснением форм и максимальных глубин нахождения нефти в земных недрах. Доклады Академии наук, 466(4):454–458, 2016.

V.S. Balitsky, T. V. Setkova, L. V. Balitskaya, T. M. Bublikova, and M. A. Golunova. Phase composition and states of water-hydrocarbon fluids at elevated and high temperatures and pressures (experiment with the use of synthetic fluid inclusions). In *Advances in Experimental and Genetic Mineralogy*, volume 11 of Special Publication to 50th Anniversary of DS Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy of the Russian Academy of Sciences. Litvin Yu.A. Safonov O.G (Editors), New York, 2020. New York.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АНДЕЗИТОВ ОСТРОВА СУЛАВЕСИ (ИНДОНЕЗИЯ) – ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ

В.А. Симонов¹, Н.В. Дмитриева¹, И.Ю. Сафонова^{1,2}, А.В. Котляров¹, Н.С. Карманов¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Проблемы генезиса островодужных андезитов привлекают внимание многих исследователей. Особый интерес вызывают андезитовые породы, происхождение которых связано с катастрофическими процессами кальдерообразования.

Условия формирования андезитов современных внутриокеанических островных дуг рассмотрены нами на основе обработки коллекции эффузивов, собранной одним из авторов на острове Сулавеси (Индонезия). Отобранные в кальдере Тондано образцы были исследованы с помощью петрологических, геохимических, минералогических и термобаро-геохимических методов. Химические составы пород, минералов и расплавных включений установлены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) и в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Исследования расплавных включений выполнены в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Необходимо подчеркнуть, что для выяснения состава расплава, из которого кристаллизовались минералы, анализировались гомогенные стекла, образовавшиеся при переплавлении и закалки всего силикатного содержимого включений в ходе экспериментов в микротермокамере.

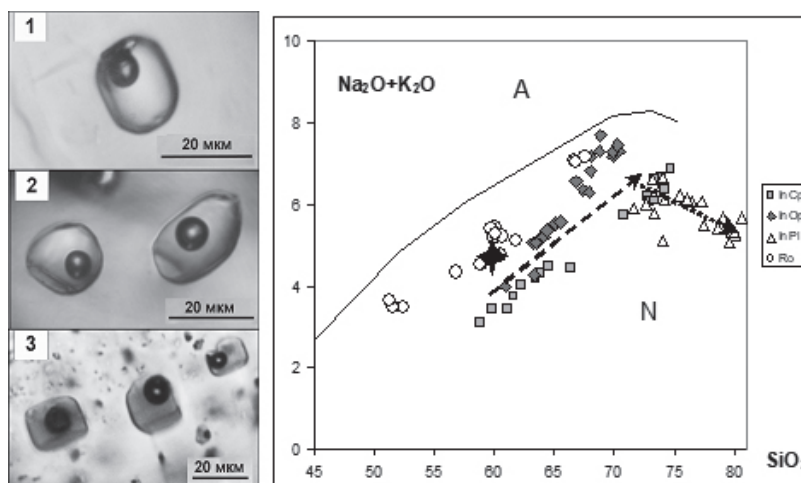
Расплавные включения во вкрапленниках пироксенов и плагиоклаза содержат обычно светлые кристаллические фазы и стекло с газовым пузырьком (рис. 1).

В ходе экспериментов в микротермокамере было выяснено, что температуры гомогенизации включений в клинопироксене и ортопироксене близки между собой – около 1175 °С и 1170 °С. В случае вкрапленников плагиоклаза небольшие включения (5–10 мкм) гомогенизируются в светлый расплав при температурах 1090–1120 °С.

На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ данные по гомогенным стеклам расплавных включений и по эффузивам о-ва Сулавеси находятся в области пород нормальной щелочности. При этом включения в пироксенах показывают тренд накопления щелочей на фоне роста SiO_2 , в корне отличающийся от характера распределения компонентов во включениях из плагиоклаза, для которых наблюдается падение щелочей (см. рис. 1).

Основные закономерности эволюции составов расплавных включений в минералах андезитов о-ва Сулавеси хорошо видны на вариационных диаграммах, на которых тренды

Рис. 1. Расплавные включения в клинопироксене (1, InCp), в ортопироксене (2, InOp), в плагиоклазе (3, InPl). Ro – оригинальные образцы эффузивов острова Сулавеси. Звезда – андезит с включениями. Серии пород: щелочные (A) и нормальной щелочности (N).



расплавных включений в пироксенах показывают падение титана, железа, магния, кальция и накопление алюминия и натрия на фоне роста SiO_2 . Составы расплавных включений в плагиоклазе демонстрируют противоположную тенденцию: увеличение содержания Ti и Fe при одновременном падении Al и Na. Таким образом, подтверждается установленное на примере щелочей (Рис. 1) участие при формировании андезитов двух типов расплавов.

В целом, данные по расплавным включениям показывают возможность развития двух магматических процессов (фракционирование пироксена и смешение с кислым расплавом) при формировании андезитов о-ва Сулавеси, подобных установленным ранее для вулкана Горелый (Govrilenko et al., 2016). Информация по включениям в орто- и клинопироксенах отражает эволюцию расплавов (с падением Ca и Mg), связанную с фракционированием пироксенов, а данные по включениям в плагиоклазе (с падением Al и Na) говорит о смешении с кислой магмой. Наличие кислых включений в плагиоклазе, свидетельствующих о смешении магматических систем при формировании эффузивов современных островных дуг, отмечается и другими исследователями (Низаметдинов и др., 2017).

Для определения условий кристаллизации вкрапленников пироксена использована программа WinPLtb (Yavuz, Yildirim, 2018). Состав расплава оценен на основе анализа гомогенных стекол прогретых включений. Установлены широкие интервалы глубин (22–3,5 км) и температур (1180–995 °C) кристаллизации пироксенов. При этом было выяснено, что ортопироксен начал кристаллизоваться на более глубоких (22–14 км) уровнях, чем клинопироксен (17–11 км). Температурный режим в промежуточных камерах для обоих минералов практически совпадал (1165–1125 °C и 1180–1130 °C) и максимальные значения согласуются с температурами гомогенизации включений (1175–1170 °C). При подъеме магматических систем кристаллизация пироксенов происходила на более высоких уровнях: ортопироксен – 8,5–3,5 км (1070–1035 °C), клинопироксен – 9–6 км (1135–1115 °C). Наличие двух подобных уровней формирования фенокристаллов (25–17 и 10–1,7 км) установлено нами ранее для вулкана Горелый, Камчатка (Симонов и др., 2021).

На основе данных по составам плагиоклазов и находящихся в них расплавных включений с использованием программы (Putirka, 2008) были рассчитаны температуры кристаллизации плагиоклаза (980–1100 °C), хорошо согласующиеся с информацией по гомогенизации расплавных включений (1090–1120 °C) во вкрапленниках плагиоклаза из андезитов острова Сулавеси.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и при поддержке РНФ №21-77-20022.

Низаметдинов И.Р., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З., Тимина Т.Ю., Шевко А.Я., Гора М.П. Происхождение магнезиальных базальтов вулкана Меньший Брат (кальдера Медвежья, о. Итуруп) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: материалы IX Всероссийской конференции с международным участием, Томск, 28 ноября – 02 2017 года. Томск: Томский центр научно-технической информации, 2017. С. 333-338.

Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Котляров А.В., Карманов Н.С., Боровиков А.А. Особенности кристаллизации минералов на разных стадиях развития магматизма вулкана Горелый (Камчатка): данные по расплавным и флюидным включениям // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 1. С. 103-133. DOI: 10.15372/GiG2020164

Gavrilenko M., Ozerov A., Kyle P.R., Carr M.J., Nikulin A., Vidito C., Danyushevsky L. Abrupt transition from fractional crystallization to magma mixing at Gorely volcano (Kamchatka) after caldera collapse // Bull. Volcanol. 2016. V. 78 (7). N. 1-28.

Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69 (1). P. 61-120.

Yavuz F., Yildirim D.K. A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // Periodico di Mineralogia. 2018. V. 87 (2). P. 149-172. DOI:10.2451/2018PM787.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ВИЛЮЙСКОГО БАСЕЙНА (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА) – РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В.А. Симонов¹, О.П. Полянский¹, А.В. Котляров¹, Н.С. Карманов¹, А.В. Прокопьев²,
О.В. Королева²

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru

²Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

Физико-химические параметры палеозойского магматизма Виллюйского бассейна исследовались с помощью анализа расплавных включений в минералах долеритов из Виллюйско-Мархинского дайкового роя, обрамляющего с северо-запада Виллюйский рифт. Наиболее представительные данные были получены при изучении образца, отобранного из девонской дайки долеритов в районе кимберлитовой трубки Мир.

Экспериментальные исследования расплавных включений в минералах из долеритов выполнены в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Следует отметить, что для выяснения состава расплава, из которого кристаллизовались минералы, анализировались гомогенные стекла, образовавшиеся при переплавлении и закалки всего силикатного содержимого первичных включений в ходе термометрических экспериментов в микротермокамере.

Химические составы гомогенных стекол прогретых и закаленных расплавных включений, а также минералов-хозяинов установлены на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) и в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Расплавные включения во вкрапленниках клинопироксена (рис. 1, I) и плагиоклаза (II) в изученных долеритах содержат светлые и темные кристаллики, а также стекло с газовым пузырьком. После высокотемпературных экспериментов и закалки включения заполнены светлым прозрачным стеклом (как это видно в случае включения в плагиоклазе – III), которое может содержать газовый пузырек.

В ходе высокотемпературных экспериментов в микротермокамере было выяснено, что включения в клинопироксене становятся полностью гомогенными в диапазоне темпе-

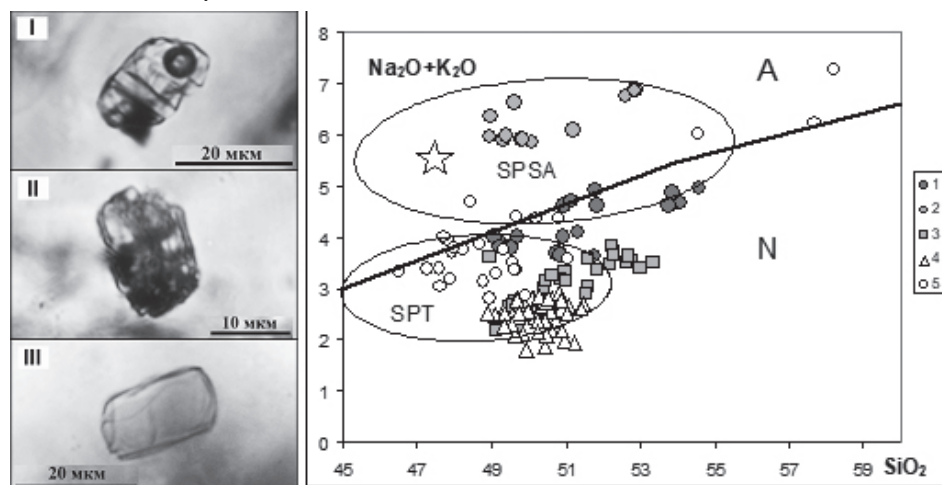


Рис. 1. Расплавные включения: негретые (I – в клинопироксене, II – в плагиоклазе), прогретые и закаленные в стекло (III – в плагиоклазе). Рис. 2. Диаграмма (Na₂O+K₂O) – SiO₂ для стекол прогретых включений: в клинопироксене (1) и в плагиоклазе (2) из девонского долерита Виллюйского рифта; в плагиоклазе пермотриасовых платобазальтов Сибирской платформы (3, Симонов и др., 2005); в клинопироксене и в плагиоклазе раннеюрских базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ, 4, Симонов и др., 2019). 5 - породы Виллюйско-Мархинского дайкового роя (Kiselev et al., 2012; Polyansky et al., 2017). Звезда – долерит с включениями. Серии пород: щелочные (А) и нормальной щелочности (N). Толеитовые (SPT) и субщелочные (SPSA) платобазальты Сибирской платформы (Симонов и др., 2005).

ратур от 1165 до 1210 °С. Для включений в плагиоклазе установлены более низкие температуры гомогенизации – 1110–1150 °С.

На диаграмме ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – SiO_2 хорошо видно, что наиболее древние (девон) магмы Вилуйского рифта максимально обогащены щелочами, количество которых последовательно снижается при переходе к пермотриасовым платобазальтам Сибирской платформы и далее к раннеюрским базальтам ЗФИ (рис. 2).

По соотношениям TiO_2 – K_2O и TiO_2 – FeO/MgO данные по включениям и дайкам Вилуйского рифта соответствуют плюмовым базальтам внутриплитных океанических островов, а также субщелочным пермотриасовым платобазальтам Сибирской платформы. Расплавные включения в минералах из рассмотренных базальтов Сибирской платформы и ЗФИ располагаются в поле толеитовых платобазальтов.

Закономерности эволюции составов расплавных включений в минералах долеритов Вилуйского рифта видны на вариационных диаграммах, на которых тренды расплавных включений в клинопироксене показывают падение Ti, Fe, Mg, Ca и накопление Al, Na на фоне роста SiO_2 .

Для расчета давления и глубины (а также температуры) кристаллизации вкрапленников клинопироксена из долеритов Вилуйского рифта использована программа WinPLtb (Yavuz, Yildirim, 2018). Состав расплава был оценен на основе анализа гомогенных стекол прогретых включений. Выяснено, что клинопироксен начинал кристаллизоваться на глубинах около 12 км при температуре 1185 °С. Массовое образование пироксена происходило в промежуточной камере на глубине 9–4 км при снижении температуры от 1175 °С до 1125 °С. Эти параметры существенно отличаются от информации по пермотриасовым платобазальтам Сибирской платформы и раннеюрским базальтам ЗФИ, для которых расчетное моделирование по программе PETROLOG (Danyushevsky, Plechov, 2011) на основе данных по расплавным включениям показало, что относительно высокотемпературные (1205–1185 °С) расплавы кристаллизовались в трех промежуточных камерах при последовательном подъеме магмы от 25 до 3 км без снижения температуры.

На основе данных по составам минералов и находящихся в них расплавных включений с использованием программы «Plagioclase-Liquid Thermometers» (Putirka, 2008) рассчитаны температуры кристаллизации плагиоклаза. Установлено, что вкрапленники плагиоклаза (в которых были изучены включения) кристаллизовались при температурах 1130–1145 °С, хорошо согласующихся с данными по гомогенизации расплавных включений в этом минерале (1110–1150 °С).

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 908-923.

Симонов В.А., Карякин Ю.В., Котляров А.В. Физико-химические условия базальтового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия. 2019. Т. 64. № 7. С. 700-725.

Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 29 July 2011. 2011. V. 12. N 7. Q07021. doi: 10.1029/2011GC003516

Kiselev, A.I., Ernst, R.E., Yarmolyuk, V.V., Egorov, K.N. Radiated rifts and dyke swarms of the middle Palaeozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 45. P. 1–16.

Polyansky O.P., Prokopiev A.V., Koroleva O.V., Tomshin M.D., Reverdatto V.V., Selyatitsky A.Yu., Travin A.V., Vasiliev D.A. Temporal correlation between dyke swarms and crustal extension in the middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform // Lithos. 2017. V. 282-283. P. 45-64.

Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69 (1). P. 61-120.

Yavuz F., Yildirim D.K. A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // Periodico di Mineralogia. 2018. V. 87 (2). P. 149-172.

ПЕРВАЯ НАХОДКА МНОГОКОМПОНЕНТНЫХ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В РУДАХ КАМЧАТСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Е.Д. Скильская, К.О. Шишканова,

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия,
wideworldscience@gmail.com

Жильный кварц камчатских золото-серебряных эпитермальных месторождений содержит в основном два типа флюидных включений: газово-жидкие и газовые (Боровиков и др., 2008; Skilskaia et al., 2021), отличающиеся примитивным составом. Газовая фаза по данным рамановской спектроскопии представляет собой газообразную форму воды (Takahashi et al., 2002; Андреева и др., 2013). В докладе сообщается о первой находке многофазовых включений в рудах камчатских золото-серебряных месторождений.

Рудное поле Кумроч располагается в пределах полуразрушенной постройки голоценового вулкана Шиш в Восточно-Камчатском вулканическом поясе. В пределах рудного поля установлено два типа минерализации: золото-серебряная и медно-порфировая.

В геологическом строении района рудного поля принимают участие вулканы двух структурных комплексов: 1. Рудовмещающий – мел-палеоценовые вулканогенно-осадочные образования хапицкой и дроздовской свит; 2. Пострудный – плейстоцен-голоценовые современные отложения (Петренко, 1999).

Рудовмещающий комплекс представлен вулканогенно-осадочными отложениями хапицкой свиты (лавы андезитов, крупнообломочные туфы, туффиты с прослоями мелкообломочных вулканогенно-кремнистых пород) и терригенно-осадочными отложениями дроздовской свиты, в составе которой преобладают мелко- и среднезернистые песчаники. Пострудный комплекс сложен плейстоценовыми вулканогенно-осадочными породами основного и среднего состава (базальты, андезиты, их туфы и современные голоценовые отложения).

Эпитермальное оруденение представлено зонами жильной и прожилково-вкрапленной минерализации: сложный минеральный состав с неравномерным распределением рудных и жильных фаз (от массивных свинцово-цинковых до убого вкрапленных кварц-адуляр-карбонатных и прожилково-сетчатых халькопирит-борнит-халькозиновых разностей). Медно-порфировое – имеет локальное распространение на территории рудного поля. Оно носит наложенный характер на эпитермальное золото-серебряное оруденение. Отличается проявлением зон медной минерализации, представленной прожилково-вкрапленными разностями халькопирита и борнита, замещаемые халькозином и самородной медью.

Кварц эпитермальной золото-серебряной минерализации рудного поля Кумроч не отличается от кварца других золото-серебряных месторождений Камчатки и содержит типичные двухфазные газово-жидкие включения с явным преобладанием жидкой фазы над газовой. Ранние термобарогеохимические исследования показали, что первичные газово-жидкие включения гомогенизировались в широком интервале температур от 110 до 290°C. Концентрация солей в растворах включений составляет ~2 масс. % NaCl-экв. (Округин и др., 2019).

Кварц медно-порфировой минерализации, напротив, насыщен разнообразными по форме, размерам и составу газово-жидкими включениями. Установлено четыре типа включений. Первый тип – классические газово-жидкие включения, состоящие из газовой и жидкой фазы при комнатной температуре. При этом водная фаза существенно преобладает над газовой. Второй тип включений – полностью газовые (рис. 1, а). Они широко распространены в рудном кварце и тесно ассоциируют как с газово-жидкими, так и с многофазными включениями. Третий тип включений – многофазные (см. рис. 1, б, в, г). Среди них выделены

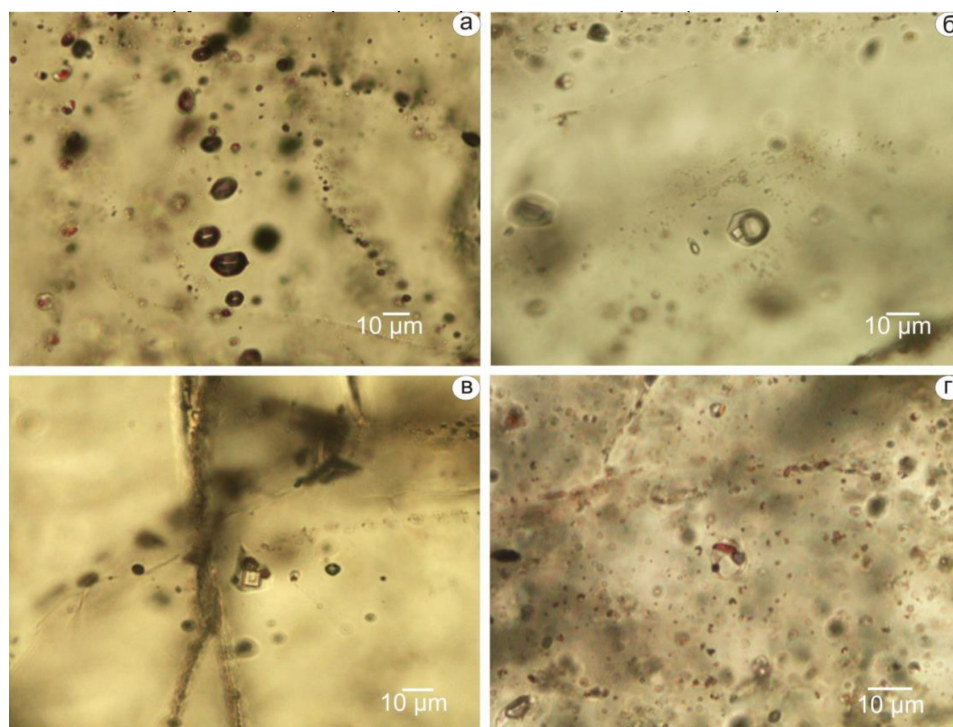


Рис. 1. Микроморфология и состав газовых и многофазных включений в жильном кварце рудного поля Кумроч.

трех- и многофазные включения. Трехфазные включения состоят из газового пузырька, занимающего, как правило, большую часть вакуоли включения и дочернего кристалла (гали-та) (см. рис. 1, б). Многофазные включения содержат газовый пузырек заметно меньшего размера, чем трехфазные, и несколько дочерних фаз. Среди дочерних минералов присутствуют кристаллы соли и рудный минерал ярко оранжевого окраса (см. рис. 1, г, флюидов золото-серебряной и медно-порфировой минерализации).

Андреева Е.Д., Яблокова Д.А. Первые результаты применения рамановской спектроскопии для изучения эпипермальных месторождений Камчатки // Материалы XII региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки». 16 апреля 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. 5-15 с.

Боровиков А.А., Борисенко А.С., Лапухов А.С. Физико-химические условия формирования золото-рудного месторождения Асача (Камчатка) // Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимии. Москва: ИГЕМ РАН, 2008. С. 11-13.

Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский: СП КФ ВСЕГЕИ, 1999. 115 с.

Округин В.М., Шишканова К.О., Философова Т.М. Минералого-геохимические особенности руд месторождения Кумроч, Восточная Камчатка // Руды и Металлы. №2. 2019. С. 84-96. DOI 10.24411/0869-5997-2019-10017

Okругin V.M., Skilskaia E.D. Mineralogy and fluid inclusions study of the Baranevskoye gold-silver deposit, Central Kamchatka, Russia // Earth Science Frontiers, V. 37. 2020. P.1-15. DOI: 10.13745/j.esf.sf.2020.5.58

Takahashi R., Matsueda H., Okругin V. Hydrothermal gold mineralization at the Rodnikovoe deposit in South Kamchatka, Russia // Resource Geology. V. 52 (4). 2002. P. 359-369. DOI:10.1111/j.1751-3928.2002.tb00146.x

СЛОЖНЫЙ ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОИДОВ ОЛОВО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫСОКОГОРСКОЕ (СИХОТЭ-АЛИНЬ, КАВАЛЕРОВСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, ПРИМОРЬЕ)

Е.Н. Соколова^{1,2}, В.С. Секисова^{1,2}, С.З. Смирнов¹,

Н.С. Бортников³, Н.В. Гореликова³

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, ekaterina@igm.nsc.ru

²Новосибирский Государственный Университет, Новосибирск, Россия

³ИГЕМ РАН, Москва, Россия

Вопрос связи редкометалльной минерализации с магматизмом является одной из актуальных проблем металлогении. Для его решения важную роль играет исследование зарождения и поведения водно-солевых флюидов на этапе магматической кристаллизации. Одним из примеров проявления флюидно-магматических процессов является Sn месторождение Высокогорское. На этом месторождении развиты эксплозивные брекчии, возникшие синхронно с образованием магматических тел и являющиеся рудоподводящими и рудовмещающими структурами (Рябченко и др., 2017).

Породы штока первой и второй дорудных фаз представлены мелкозернистыми гранитами, гранит-порфирами и габброидит-порфирами с измененной основной массой. Кварц в породах встречается в виде изометричных зерен, резорбированных вкрапленников и равномернозернистых полигональных агрегатов. Кварц содержит расплавные (РВ) и флюидные (ФВ) включения.

При комнатной температуре РВ заполнены тонкокристаллическим агрегатом дочерних фаз. Размеры включений от 5 до 20 мкм и более, самые крупные из них декрепитированы и пересечены трещинами. РВ расположены по одиночке и азональными группами, что говорит об их первичности. РВ содержат газовую фазу. Во многих случаях методом рамановской спектроскопии в ней определяется CO_2 . В автоклаве под давлением воды 1-3 кбар РВ гомогенизируются при 620–650°C. Составы РВ отвечают ультракислым, высокоглиноземистым, калиевым расплавам нормальной щелочности. Содержания Cl и F редко превышают предел обнаружения рентгеноспектрального анализа – 0,02 и 0,2 мас.% соответственно. Содержание воды в расплаве могло достигать 6-8 мас.%.

Кварц содержит множество первичных и вторичных ФВ. Первичные ФВ выделены по сингенетичности с РВ, по приуроченности к кристаллическим включениям, а также по расположению азональными группами или по одиночке. Среди ФВ выделено три первично-магматические ассоциации (Рис.1). На основе выделенных ассоциаций предполагается,

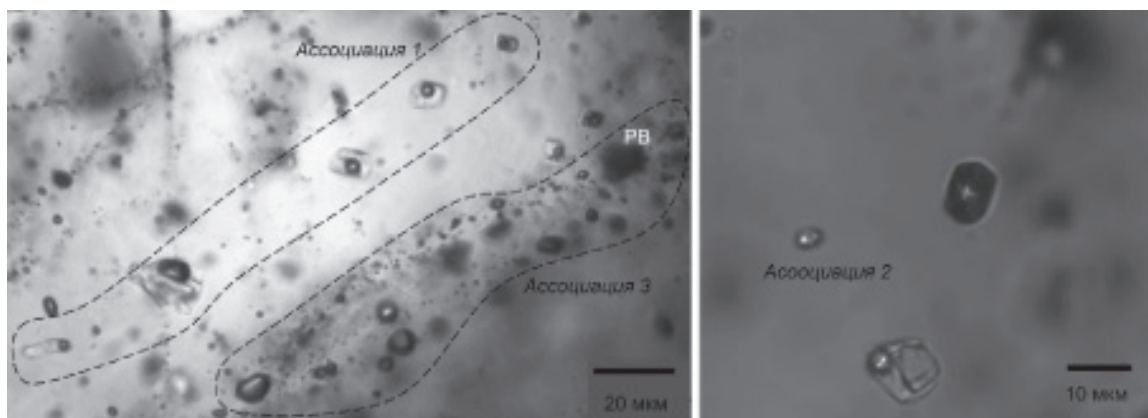


Рис.1. Ассоциации первично-магматических флюидных включений в кварце гранит-порфиров Высокогорского месторождения.

что при становлении магматических тел месторождения менялся флюидный режим. Это позволяет выделить три типа магматогенных флюидов: 1) Высококонцентрированные высокоплотные флюиды с $\text{CH}_4 \pm \text{CO}_2$. 2) Второй тип, вероятнее всего возникший за счет первого, представлен ассоциацией газовой-жидких ФВ с солями совместно с существенно газовыми ФВ. В газовой фазе включений также присутствует $\text{CH}_4 \pm \text{CO}_2$. Этот тип, вероятно, возник при разгерметизации камеры и демонстрирует дегазацию флюида. 3) Третий тип представлен ФВ с более низкими концентрациями и варьирующей плотностью. ФВ существенно газовые и газовой-жидкие, расположенные совместно или по отдельности. Газовые пузырьки в этом типе включений содержат преимущественно CO_2 , реже только водяной пар или CH_4 . В качестве дочерних кристаллов в высококонцентрированных ФВ установлены хлориды Na и K, кальцит, а также впервые идентифицирован ферропиросмалит и обнаружен минерал, предположительно кристаллогидрат хлорида щелочного или щелочноземельного металла, ранее отмечавшийся в (Бортников и др., 2013). Ферропиросмалит появляется вследствие ретроградной реакции пироксена или амфибола с высококонцентрированным хлоридным раствором (Kodera et al., 2003; Sosa et al., 2021). Его присутствие подразумевает, что захваченный флюид имел высокое содержание растворенных хлоридов, железа и кремния. Изменение плотности флюида маркирует неоднократные колебания давления в магматической камере. Вариации солености и газового состава указывают на процессы изменения, которые могут включать как постепенную эволюцию флюида в очаге, так и на поступление флюида извне.

Полученные нами данные подтверждают, что образование магматических пород месторождения Высокогорское связано с эволюцией высококремнистых кислых расплавов, насыщенных водой. Среди летучих помимо воды присутствовали метан и углекислота. В ходе магматической кристаллизации водный флюид менял как фазовый, так и химический состав, что можно объяснить эволюцией флюидно-магматической системы в открытых условиях. Разнообразие солевого состава флюида вероятно связано со смешением с флюидами из других источников. Наличие в газовом составе восстановленных компонентов, например метана, способствовало транспорту олова. В то время как возрастание роли углекислоты – осаждению этого металла. Эволюция магматогенного флюида с проявлением дегазации, изменения газового и солевого состава объясняет образование взрывчатых брекчий, и реализацию рудоносного потенциала флюидно-магматической системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российской Федерации в лице Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.21.0018 (соглашение 075-15-2020-802).

Бортников Н.С., Кряжев С.Г., Гоневчук В.Г., Гореликова Н.В., Рябченко В.М., Балашов Ф.В. Смешение магматогенных рассолов и метеорных вод в Высокогорском олово-порфировом месторождении, Приморье, Россия // Доклады АН. 2013. Т. 453, № 4. С. 1–5.

Рябченко В.М., Гоневчук В.Г., Гореликова Н.В., Гоневчук Г.А. Взрывчатые брекчии Высокогорского олово-порфирового месторождения: генезис и роль в рудообразовании (Кавалеровский рудный район, Приморье) // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36, № 3. С. 41–56.

Kodera P., Murphy P.J., Rankin A.H. Retrograde mineral reactions in saline fluid inclusions: The transformation ferropyrrosmalite $\leftrightarrow$ clinopyroxene 2003 // American Mineralogist. 2003, 88 (1). P. 151–158.

Sosa G., Oriolo S., Kerkhof A., González P.D., Olaizola E., Bechis F. Ferropyrrosmalite-bearing fluid inclusions in the North Patagonian Andes metasedimentary basement, Argentina: A record of regional metasomatism // American Mineralogist. 2021, 106 (7). P. 1172–1182.

РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВА ПРИМИТИВНОГО РАСПЛАВА КИМБЕРЛИТА ТРУБКИ БУЛТФОНТЕЙН (КРАТОН КААПВАЛЬ, ЮЖНАЯ АФРИКА) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНАХ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ

А.А. Тарасов^{1,2}, А.В. Головин¹, И.С. Шарыгин³

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, tarasov.alexey@igm.nsc.ru

² Новосибирский государственный университет, Россия, a.tarasov2@ngs.ru

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Одной из наиболее актуальных задач петрологии кимберлитов является реконструкция составов кимберлитовых жидкостей в источниках их генерации. Сложность решения этого вопроса обуславливается значительной эволюцией состава кимберлитовых расплавов и пород в ходе ряда эндогенных и экзогенных процессов. Для определения состава первичных кимберлитовых расплавов используется три основных подхода: валовый состав афанитовых кимберлитов отождествлять составу первичных кимберлитовых жидкостей; использовать масс-балансовые расчёты; исследовать вторичные расплавные включения в минералах наиболее глубоких ксенолитов из кимберлитов. Для определения состава первичного расплава кимберлита трубки Бултфонтейн (кратон Каапвааль, Южная Африка) в работах (Le Roex et al., 2003) и (Soltys et al., 2018) использовались первый и второй подходы. Согласно оценкам этих авторов, этот расплав представлял собой ультраосновную силикатную или карбонатно-силикатную жидкость с низкими концентрациями щелочей и преобладанием среди летучих CO_2 и H_2O . В представленной работе приведены результаты оценки состава примитивного кимберлитового расплава трубки Бултфонтейн по данным изучения вторичных расплавных включений в оливинах ксенолитов из этих пород.

Материалом для исследования послужила коллекция из пяти ксенолитов деформированных гранатовых и шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов. Данные геотермобарометрии свидетельствуют о том, что изученные нодулы являются фрагментами наиболее глубоких частей субкратонной литосферной мантии Каапваальского кратона.

В оливинах перидотитов присутствуют хаотично разнонаправленные залеченные трещины, которые маркируются группами вторичных расплавных включений. Включения состоят из различных дочерних минералов и пузырьков усадки. Методами рамановской спектроскопии и сканирующей электронной микроскопии было установлено, что среди дочерних фаз включений находятся обычные для кимберлитов минералы, такие, как оливин, серпентин, минералы ряда шпинель-магнетит, слюды ряда флогопит-тетраферрифлогопит, рутил ильменит перовскит, апатит, кальцит и доломит. Вместе с тем, во включениях идентифицированы «экзотические» для кимберлитов, во многих случаях щелочесодержащие минералы: ньеререит $(\text{Na}, \text{K})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$, К-ньеререит $(\text{K}, \text{Na})_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$, шортит $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$, грегориит $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_2\text{CO}_3$, эйтелит $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$, брэдлиит $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$, нортупит $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$, тихит $\text{Na}_6\text{Mg}_2(\text{CO}_3)_4(\text{SO}_4)$, беркеит $\text{Na}_6\text{CO}_3(\text{SO}_4)_2$, нахколит NaHCO_3 , натрит Na_2CO_3 , магнезит, витерит BaCO_3 , афтиталит $\text{K}_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$, арканит K_2SO_4 , тенардит Na_2SO_4 , глауберит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$, барит BaSO_4 , сильвин, галит, хизлевудит Ni_3S_2 и рихтерит $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}](\text{OH}, \text{F})_2$.

Количественные соотношения между дочерними минералами были оценены с помощью анализа Раман-карт 25 включений из одной группы, а содержание сильвина и галита, которые не дают рамановских спектров, было остановлено путём анализа BSE изображений вскрытых включений. Результаты таких оценок показывают, что преобладающим дочерним минералом расплавных включений является ньеререит (22 об. %), также во включениях существенный объём занимают доломит (13 об. %), афтиталит (12 об. %), брэдлиит (14 об. %) и серпентин (12 об. %). В сумме карбонаты и карбонаты с дополнительными

анионами занимают более 55 об. % объёма включений, что свидетельствует об карбонатной природе расплава, законсервированного во включениях.

Используя полученные соотношения между дочерними минералами, их химические составы и плотности, был рассчитан следующий химический состав захваченного оливины перидотитов расплава (в мас. %): 6,4 SiO₂, 12,2 FeO, 11,8 MgO, 10,9 CaO, 13,1 Na₂O, 10,6 K₂O, 4,1 P₂O₅, 2,5 Cl, 7,0 SO₃, 20,2 CO₂, 1,8 H₂O. Результаты расчётов показывают высокие концентрации во включениях расплава летучих – углекислоты, хлора, серы и щелочей (предварительно рассчитанное атомное соотношение Na : K : Ca в веществе включений составляет ~ 1.2 : 1.1 : 1.0). Кроме того, полученный состав расплава характеризуется низкими концентрациями SiO₂ и H₂O.

Для реконструкции процессов образования вторичных расплавных включений в минералах деформированных мантийных ксенолитов вероятно следует рассматривать следующие две модели. Согласно первой, эти включения формируются *in situ* в мантии при просачивании примитивных кимберлитовых жидкостей через участки литосферной мантии, близлежащие к области генерации кимберлитовых расплавов. Согласно второй – формирование вторичных расплавных включений происходит в короткий промежуток времени после захвата ксенолитов кимберлитовой магмой и связано с декомпрессионным растрескиванием оливина в процессе быстрого подъёма (Brett et al., 2015). Обе модели подразумевают, что P–T-параметры захвата включений либо соответствуют P–T-параметрам последнего равновесия минералов ксенолитов, либо близки к этим параметрам, а состав захваченного расплава должен отвечать составу примитивной кимберлитовой жидкости.

Основные результаты проведённых исследований можно сформулировать следующим образом: (1) вторичные включения в оливине ксенолитов мантийных перидотитов представляют собой микропорции щелочно-карбонатитового расплава, с высоким содержанием Cl, P₂O₅ и SO₃ и низкими концентрациями SiO₂ и H₂O; (2) состав этих включений, вероятно, отображает состав примитивного кимберлитового расплава трубки Бултфонтейн; (3) в разнообразных моделях посвящённых реконструкциям составов кимберлитовых расплавов (например, Le Roex et al., 2003; Soltys et al., 2018), исходя из полученных результатов, содержания щелочей и таких летучих, как CO₂, Cl и S являются недооценённым, в то время как концентрации SiO₂ и H₂O оцениваются слишком высоко.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-35-70058).

Brett R., Russell J., Andrews G., Jones T. The ascent of kimberlite: insights from olivine. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 424, P. 119–131.

Le Roex A.P., Bell D.R., Davis P. Petrogenesis of group I Kimberlites from Kimberley, South Africa: Evidence from bulk-rock geochemistry // *Journal of Petrology*. 2003. V. 44. № 12. P. 2261–2286.

Soltys A., Giuliani A., Phillips D. A new approach to reconstructing the composition and evolution of kimberlite melts: A case study of the archetypal Bultfontein kimberlite (Kimberley, South Africa) // *Lithos*. 2018. V. 304–307. P. 1–15.

ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРИНСКОЕ (АЛЛАХ-ЮНЬСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА, ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Я.А.Тарасов¹, В.Ю.Фридовский¹

¹ИГАБМ СО РАН, Якутск, Россия, yarik18051996@mail.ru, 710933@list.ru

Изучение свойств флюидных включений в кварце позволило выявить эволюцию гидротермальной системы орогенного золоторудного месторождения Маринское. Образование ранней арсенопирит-пирит-анкерит-кварцевой минеральной ассоциации протекало при температуре от 263 до 291 °С, давлении от 0,55 до 0,65 кбар из раствора с концентрацией солей 5,5–8,1 мас. %-экв. NaCl. Флюидные включения золото-полисульфидно-кварцевой минеральной ассоциации были захвачены при температуре от 236 до 242 °С, давлении от 0,25 до 0,35 кбар и солености растворов 2,5–5,1 мас.%. NaCl экв. Давление, при котором завершилось образование жильных тел (около 0.10 кбар), позволяет ограничить глубину формирования месторождения Маринское интервалом от 1 км до 1,5 км.

Геологическое строение месторождения

Маринское орогенное золоторудное месторождение расположено на северо-западе Ыныкчанского рудно-россыпного узла в южном секторе Аллах-Юньской металлогенической зоны. Вмещающими породами являются среднекаменноугольные терригенные отложения наталкинской свиты (алевролиты и алевропесчаники, с редкими пластами песчаников). Месторождение локализуется в западном крыле Минорско-Кидерикинского разлома в приамбовой части Маринской антиклинали ССВ простирания. Складка линейная, асимметричная. Западное крыло складки падает под углом 15–25°, восточное – 80–85°. Шарнир складки полого (5–15°) погружается к ЮЮЗ (195–200°). Проявлен сланцевый кливаж осевой поверхности полого (20–47°) падающий к ЗСЗ. Рудные тела представлены продольными ССВ кварцевыми, поперечными ЗСЗ кварц-карбонатными и карбонатными жилами. Мощность жил до 1,0–1,5 м, в раздувах достигает 3 м, протяжённость от 50 до 200 м. В рудных телах Маринского месторождения установлены арсенопирит-пирит-анкерит-кварцевая, продуктивная золото-полисульфидно-кварцевая и золото-серебро-сидеритовая минеральные ассоциации (Тарасов и др. 2022).

Методика исследований

Оптические и микротермометрические исследования проводились в полированных пластинках толщиной 0,2–0,5 мм в ИГМ СО РАН имени В.С. Соболева. При исследовании включений использовали микроскоп OLIMPUS BX51 снабженный набором фокусных объективов фирмы OLIMPUS LMPlanFL N (с увеличением 5×, 20×, 50× и 100×), а также оснащенный микротермокамерой LINCAM, видеокамерой и управляющим компьютером. Для проведения термометрических исследований использовались программные обеспечения INFINITY Capture 2-3C (Color), Linksys-32 и Flincor. Анализ химического состава растворов и газов исследовался с помощью Раман-спектроскопии (аналитик Куприянов И.Г.).

Результаты работы

Используя известные критерии (Риддера, 1987) выделены первичные флюидные включения, которые по фазовому составу при комнатной температуре разделены на три типа: I тип – однофазовые (газовые); II тип – двухфазовые (газово-жидкие); III тип – трехфазовые (углекислотно-водные).

I тип. Однофазовые флюидные включения – существенно газовые. Включения имеют изометричные формы с отрицательной огранкой. Размер включений колеблется от 5 до 20 мк (рис. 1, А). В составе газовой фазы преобладает CO₂ до 95 mol.%.

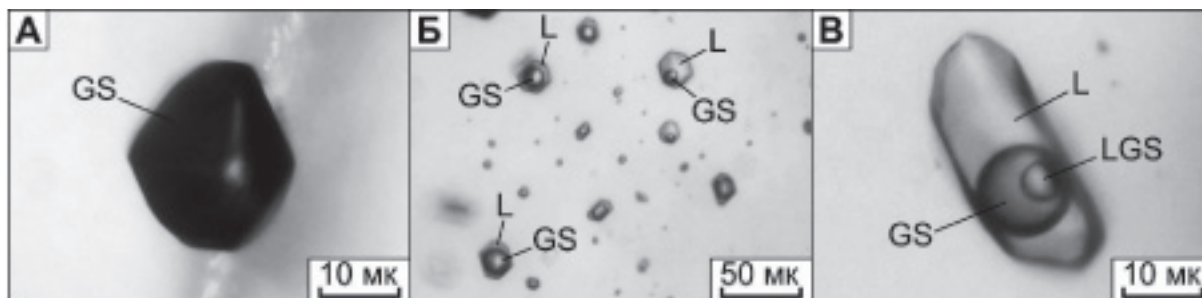


Рисунок 1. Флюидные включения в кварцевых жилах Маринского золоторудного месторождения: А – однофазовое газовое включение, Б – серия двухфазовых газовой-жидких включений, В – трехфазовое углекислотно-водное включение (водно-солевой раствор+газ+жидкая CO_2). Фазы: L – водно-солевой раствор, GC – газ, LGS – жидкая углекислота.

II тип. Флюидные включения данного типа характеризуются присутствием двух фаз – жидкость и газовый пузырёк. Размер включений от 5 до 35 мк. Газовая фаза занимает 20–70 % от общего объема включений. Форма включений округлая, удлинённая, реже изометричная с отрицательной огранкой (см. рис. 1, Б). Флюидные включения этого типа гомогенизируются в жидкую фазу при температурах от 236 до 242 °С, давление при их консервации составляет от 0,25 до 0,35 кбар. Температура плавления льда варьирует от –1,2 до –3,5 °С, что соответствует концентрации солей 2,5–5,1 мас. %-экв. NaCl. По температурам эвтектики (–48...–50 °С) во включениях данного типа кроме хлорида натрия встречается хлорид кальция. Результаты рамановской спектроскопии показали, что концентрация CO_2 изменяется от 60 до 85 mol.%, в незначительных количествах присутствует N_2 до 7,5 mol.%.

III тип. Трехфазовые включения состоят из водного раствора, газовой фазы и жидкой CO_2 (см. рис. 1, В). Включения вытянутые, реже округлые. Размер флюидных включений в среднем составляет 10х20 мк. Газовый пузырек занимает 20–35-% от общего объема включения. Температуры гомогенизации флюидных включений изменяются от 263 до 291 °С. Температура плавления льда варьирует от –3,7 до 6,1 °С. Концентрация солей в растворе флюидных включений составляет от 5,5 до 8,1 мас. %-экв. NaCl. Рассчитанное давление захвата флюидных включений составляет 0,55–0,65 кбар.

Выводы

Впервые полученные данные микротермометрических исследований флюидных включений в жильных телах золоторудного месторождения Маринское показали, что формирование оруденения проходило в близповерхностных условиях, на глубине от 1 км до 1,5 км с участием двух типов флюидов. Ранняя арсенопирит-пирит-анкерит-кварцевая минеральная ассоциация формировалась из углекислотно-водных растворов с солёностью от 5,5 до 8,1 мас. %-экв. NaCl при температуре от 263 до 291 °С и давлении от 0,55 до 0,65 кбар. В дальнейшем при снижении температуры до 236–242 °С, давления до 0,25–0,35 кбар и солёности до 2,5–5,1 мас. %-экв. NaCl произошло образование золото-полисульфидно-кварцевой минеральной ассоциации.

Авторы благодарят сотрудников ИГМ СО РАН Боровикова А.А. и Куприянова И.Г. за помощь в проведении аналитических работ и интерпретации результатов. Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН.

Тарасов Я.А., Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Кудрин М.В. Минералого-химическая характеристика жильной минерализации Маринского золоторудного месторождения (Аллах-Юньская металлогеническая зона, Восточная Якутия). Материалы XII ВНПК, посвященной 65-летию ИГАБМ СО РАН, 23-25 марта 2022 г. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2022. 250-255 с.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Москва: Изд-во Мир, Т. 2, 1987. 630 с.

ИСХОДНОЕ СОДЕРЖАНИЕ ВОДЫ В МАГМАХ КУМРОЧСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (КАМЧАТКА)

Д.П. Тобелко¹

¹ ГЕОХИ РАН, Москва, dariatobelko@gmail.com,

Корректная оценка температур кристаллизации и содержания H_2O в расплавах являются взаимосвязанной проблемой для островодужных магм из-за сильного влияния H_2O на температуру фазовых равновесий (например, Sisson, Grove, 1993; Almeev et al., 2007). Решить эту проблему возможно, если использовать данные по составу расплавных включений, которые в отличие от составов пород способны сохранять первичное содержание H_2O . Однако содержания H_2O во многих включениях, представляют их минимальные первичные концентрации вследствие быстрой диффузии водорода из включений при декомпрессии магм и извержении (например, Lloid et al., 2013). В случае Кумроцкого вулканического комплекса исходное содержание воды является полностью потерянным из включений в связи с медленным остыванием лав. Критерием правильности оценок температур и первичного содержания H_2O во включениях может быть совпадение температур кристаллизации, полученных с помощью термометров, которые в разной степени зависят от содержания H_2O .

Для оценки температур кристаллизации магм Кумроцкого вулканического комплекса было использовано два независимых геотермометра: 1) оливин-шпинелевый геотермометр (Coogan et al., 2014), основанный на распределении Al между оливинном и Cr-шпинелью и 2) ликвидусный Sc/Y термометр оливин-расплав (Mallmann, O'Neill, 2013). Температуры, оцененные с помощью Sc/Y термометра (1030–1165 °C) совпадают с оливин-шпинелевыми температурами (1100 ± 65 °C (2σ) при составе оливина $Fo > 80$ и 1227 ± 70 °C (2σ) при составе оливина Fo_{74-78}). Температуры кристаллизации высокомагнезиальных магм равновесных с оливинном $Fo > 89$ не превышают 1150 °C (Рис. 1). Эти температуры систематически ниже

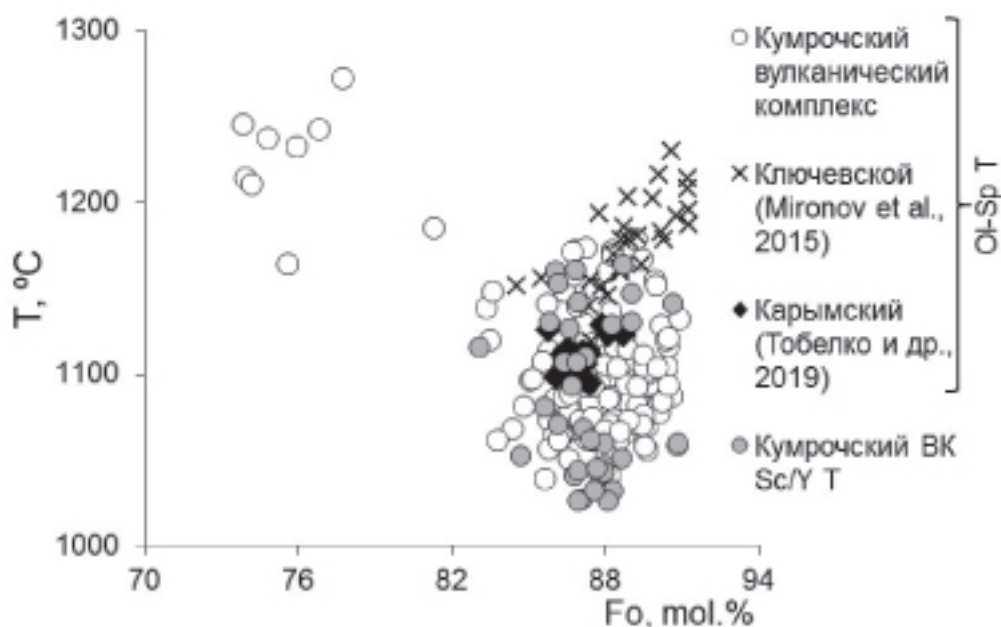


Рис. 1. Температуры кристаллизации магм Кумроцкого вулканического комплекса в зависимости от Fo-хозяина. Для сравнения показаны температуры кристаллизации базальтов Карымского и Ключевского вулканов, полученные с помощью оливин-шпинелевого термометра.

по сравнению с температурами кристаллизации примитивных магм вулканов ВВФ и ЦКД (Тобелко и др., 2019, Mironov et al., 2015).

Содержание воды в расплавах является очень важным параметром, который влияет на температуру и порядок кристаллизации минералов, смещает их составы и напрямую влияет на эволюцию магматической системы. Методика для оценки первичного содержания воды в мантийных островодужных магмах основана на сравнении трех расчётных методов (на основе анализа сосуществующих оливина, хромистой шпинели и расплава), которые показывают хорошую сходимость результатов для примитивных составов.

Рассчитанное с помощью комплекса методов первичное содержание воды в расплавных включениях составляет: при использовании температуры кристаллизации, рассчитанной по модели (Coogan et al., 2014): 3.3–13.2 мас. % H_2O (Almeev et al., 2007) , при использовании Sc/Y температуры кристаллизации, рассчитанной по модели (Mallmann, O'Neill, 2013): 4.3–14.5 мас. % H_2O . А также с помощью модели (Portnyagin et al., 2019): 5.2–11.3 мас. % H_2O . В среднем содержание H_2O в родоначальных магмах Кумрочского вулканического комплекса составляет 7–11 мас.%. Полученные в этой работе оценки исходного содержания воды в магмах существенно выше, чем опубликованные ранее данные для Центральной Камчатской депрессии и Восточного вулканического Пояса Камчатки.

Данные этой работы о содержании воды в исходных примитивных магмах Кумрочского вулканического комплекса подтверждают результаты работы (Portnyagin et al., 2019) о том, что большинство примитивных островодужных включений не сохранили исходное содержание H_2O и что первичные островодужные расплавы содержат в среднем >4 мас.% H_2O (как считалось ранее Plank et al., 2013).

Тобелко Д.П., Портнягин М.В., Крашенинников С.П., Гриб Е.Н., Плечов П.Ю. Состав и условия образования примитивных магм Карымского вулканического центра (Камчатка) по данным изучения расплавных включений и микроэлементной термобарометрии // Петрология, 2019, т. 27. №3. С. 258-281.

Almeev R.R., Holtz F., Koepke J., Parat F., Botcharnikov R.E. The effect of H_2O on olivine crystallization in MORB: Experimental calibration at 200 MPa // American Mineralogist. 2007. V. 92. P. 670–674.

Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. (2014) Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces. Chem. Geol., V. 368, p.1-10

Lloyd A.S., Plank T., Ruprecht P., Hauri E.H., Rose W. Volatile loss from melt inclusions in pyroclasts of differing sizes // Contrib Mineral Petrol, 2013, V.165, p.129–153

Mallmann G., O'Neill H.S. (2013) Calibration of an Empirical Thermometer and Oxybarometer based on the Partitioning of Sc, Y and V between Olivine and Silicate Melt. // Journal of Petrology. V. 54 (5). P. 933-949.

Mironov N., Portnyagin M., Botcharnikov R., Gurenko A., Hoernle K., Holtz F. Quantification of the CO_2 budget and H_2O – CO_2 systematics in subduction-zone magmas through the experimental hydration of melt inclusions in olivine at high H_2O pressure // Earth and Planetary Science Letters, 2015, V. 415, p. 1-11

Plank T., Kelley K., Zimmer M.M., et al. Why do mafic arc magmas contain ~ 4 wt % water on average? // Earth and Planetary Science Letter. 2013. V. 364. P. 168–179.

Portnyagin M., Mironov N., Botcharnikov R., Gurenko A., Almeev R., Luft C., Holtz F. Dehydration of melt inclusions in olivine and implications for the origin of silica-undersaturated island-arc melts // Earth and Planetary Science Letters, 2019, V. 517, P. 95-105

Sisson T.W., Grove T.L. Temperatures and H_2O contents of low-MgO high-alumina basalts // Contrib Mineral Petrol, 1993, V.113, p.167-184

ВОССТАНОВЛЕННЫЕ ЗОЛОТОНОСНЫЕ ФЛЮИДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОДАТНОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Е.О. Шапаренко¹, Н.А. Гибшер¹, Т.А. Бульбак¹, А.А. Томиленко¹, А.М. Сазонов²,
С.А. Сильянов²

¹ ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, shaparenko@igm.nsc.ru

² Институт горного дела, геологии и геотехнологии Сибирского федерального университета, Красноярск, Россия, silyanov-s@mail.ru

Месторождение Благодатное с запасами более 300 тонн золота является одним из наиболее крупных золоторудных объектов Енисейского кряжа. Согласно современной общепринятой генетической классификации (Goldfarb, Groves, 2015), месторождение относится к орогенному типу. Месторождения этого типа в настоящее время являются одним из главных источников золота на Земле, поэтому вопросы о физико-химических условиях их формирования широко обсуждаются.

Рудное поле месторождения расположено в Северо-Енисейском районе Енисейского кряжа на юго-восточном крыле Панимбинского антиклинория, ограниченного с запада зоной Татарского, а с востока – Ишимбинского глубинного разлома (Полева, Сазонов, 2012). Месторождение Благодатное отнесено к золото-кварцевой малосульфидной формации и представлено крутопадающей S-образной золотоносной минерализованной зоной левостороннего сбросо-сдвига протяженностью 3800 м с мощностью в раздувах до 250 м. Субмеридиональным взбросом рудоносная зона разделяется на Северный и Южный участки. На Северном участке выделено рудное тело № 1, на Южном – рудные тела № 2 и № 3, которые на глубине 120 м сливаются между собой. Центральная часть рудных тел обогащена кварцево-жильными образованиями желваковой и четковидной форм, которые по периферии оконтурены сульфидизированными серицитовыми метасоматитами с кварц-карбонатным прожилкованием. Вмещающими оруденение породами послужили кварц-слюдистые, двуслюдяные, кварц-слюдисто-гранатовые сланцы.

Видимое золото локализуется только в жильном кварце, причем характер его распределения крайне неравномерный. Морфология выделений видимого золота разнообразна: прерывистые прожилки, отдельные включения изометричной, пластинчатой, каплевидной, проволоочной формы, обычно располагающиеся в микротрещинах жильного кварца. Как примесь золото присутствует в арсенопирите. Пробность золота меняется от 710 до 993 ‰. В составе самородного золота в незначительных количествах установлены Cu (0.001-0.15 мас. %) и Hg (0.006-1.73 мас. %) (Полева, Сазонов, 2012).

Для получения прямых данных о составе золотоносного флюида, частички самородного золота с Южного участка месторождения были проанализированы методом газовой хромато-масс-спектрометрии. При подготовке проб к анализу не использовались кислоты, растворители и какие-либо органические вещества, которые могли бы внести искажения в первоначальный состав флюида. Исследуемые пробы объемом до 0.06 см³ помещались пинцетом в лодочку в специальное устройство, включенное онлайн в газовую схему хроматографа перед аналитической колонкой. Образцы перед анализом прогревались при 130–160 °С в течение 133 минут в токе газа-носителя гелия при давлении 45 кПа. Чистота гелия составляла 99.9999 %. Анализ газовой смеси, извлеченной при однократном ударном разрушении образца, выполнен на газовом хромато-масс-спектрометре Focus GC / DSQ II MS (Thermo Scientific, USA). Все газовые тракты хроматографа, по которым перемещалась газовая смесь, в том числе инжектор и кран, узел 4 и капилляры, имели сульфинертное покрытие. Используемый для определения состава газовой фазы в самородном золоте ГХ-МС анализ объединяет достоинства двух независимых количественных аналитических методов идентификации индивидуальных соединений в газовой смеси.

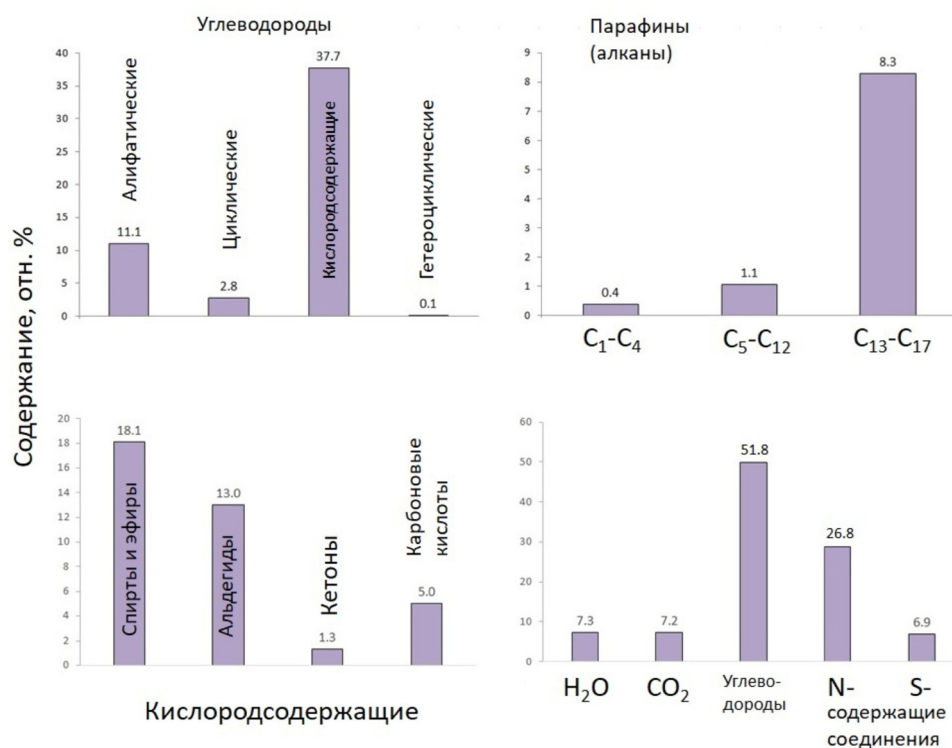


Рисунок 1. Распределение летучих компонентов (отн. %) во флюидных включениях, извлеченных из самородного золота месторождения Благодатное (данные GC-MS).

По результатам ГХ-МС анализа, в составе летучих во флюидных включениях в золоте Благодатного месторождения преобладает группа углеводородов, S-, N- и галогенсодержащих соединений (85.5 отн.%). Доля воды составляет 7.3 отн. %, а углекислоты – 7.2 отн. % (Рис. 1). Всего было обнаружено 172 соединения.

Полученные данные указывают на то, что золотоносные флюиды месторождения Благодатное имели сложный водно-углекислотно-углеводородный состав. Оношение Н/(О+Н), которое является индикатором окислительно-восстановительных параметров флюида, составляет 0.84. Таким образом, минералообразующие растворы отвечают восстановленному состоянию. На восстановительный характер флюидов также указывает отношение алканы/алкены, которое составляет 7.4.

Во флюиде, захваченном в кварце и сульфидах из рудных тел месторождения, основными летучими компонентами являются вода (58.7–96.4 отн. %) и углекислота (0.8–15.0 отн. %) (Shaparenko et al., 2021). В то время как в составе газов, извлечённых из самородного золота, преобладают углеводороды и их производные. Это указывает на смену окислительно-восстановительных условий в процессе формирования рудных залежей.

Полева Т. В., Сазонов А. М. Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском крае. – М. : Экон. газ., 2012. 290 с.

Goldfarb R.J., Groves, D.I. Orogenic gold: common vs evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. N 223. P. 2–26.

Shaparenko E., Gibsher N., Tomilenko A., Sazonov A., Bul'bak T., Ryabukha M., Khomenko M., Silyanov S., Nekrasova N., Petrova M. Ore-Bearing Fluids of the Blagodatnoye Gold Deposit (Yenisei Ridge, Russia): Results of Fluid Inclusion and Isotopic Analyses // Minerals. 2021. V.11. p. 1090.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД AU-AG МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЧАТКИ: МАЛЕТОВВАЯМ, БАРАНЬЕВСКОЕ, РОДНИКОВОЕ

М.О. Шаповалова, Н.Д. Толстых, Е.О. Шапаренко
ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, shapovalovam@igm.nsc.ru

Работа представляет сравнительную характеристику на основе минералогических, геохимических особенностей и условий формирования руд трех Au-Ag месторождений Камчатского полуострова: Малетойваям, Бараньевского и Родникового (Рис. 1). Состав рудных минералов всех месторождений анализировался в пластинках на сканирующем электронном микроскопе Mira 3 (Tescan, Чехия) с энергодисперсионным (EDS Oxford X-Max 80) спектрометром. Для получения данных о температурах, давлениях и, составах рудообразующих флюидов были использованы термобарогеохимические методы: микротермометрия, рамановская спектроскопия и газовая хромато-масс-спектрометрия (GC-MS). Микротермометрические измерения проводились в микротермокамере TH-MSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерений от -196 до +600 °C по методике, изложенной в работе (Dubessy et al., 1989). Валовый состав газовой составляющей флюидов определялся методом GC-MS на газовом хромато-масс-спектрометре Focus GC/DSQ II MS (Thermo Scientific, USA). Методика GC-MS анализа описана в (Бульбак и др., 2020).

Месторождение Малетойваям приурочено к Ветроваямской вулcano-тектонической структуре и связано с кварцевыми жилами и вторичными кварцитами среди андезитов, туфов и туфопесчанников. Рудная минерализация характеризуется соединения Au–Se(S)–Te и Bi–Sb–(Se,S,Te) систем, основные из которых это малетойваямит, калаверит, вторичное высокопробное (горчичное) золото в ассоциации с тетраэдритом и теннантитом и другими редкими соединениями (Tolstykh et al., 2018).

Месторождение Бараньевское структурно приурочено к Агинской палеовулканической постройке верхнемиоценового возраста и расположено в Балхачской вулcano-тектонической структуре в Центрально-Камчатского рудном районе. На Бараньевском месторождении выявлены две продуктивные золоторудные ассоциации (Tolstykh et al., 2021): (1) ранняя золото-пирит-кварцевая, и (2) поздняя золото-сульфосоль-кварцевая с высокопробным золотом в сростании с халькопиритом, Bi-тетраэдритом и Bi-теннантитом.

Родниковое месторождение расположено в действующей гидротермальной зоне, севернее Мутновско-Асачинской геотермальной системы в районе Вилучинских горячих источников (Takahashi et al., 2002). Рудную ассоциацию месторождения в целом можно охарактеризовать, как серебро-халькопирит-кварцевую, которая по минеральным парагенезисам подразделяется на две, последовательно сменяющие друг друга: серебро-авгиларит-акантитовую и золото-ютенбогардит-акантитовую ассоциации.

Физико-химические параметры рудообразующих флюидов представлены в табл.1.

Рисунок 1. Расположение золоторудных месторождений в контурах вулканогенных поясов по (Цуканов, 2015) в пределах Камчатского полуострова.



Таблица 1. Результаты термобарогеохимических исследований флюидных включений в кварце.

<i>Месторождение</i>	<i>Т°С гомогенизации</i>	<i>Соленость, мас. % NaCl экв.</i>	<i>Давление, бар</i>	<i>Состав газовой фазы</i>
Бараньевское	210 – 308	0.5 – 1.7	19 – 98	H ₂ O, CO ₂ , CH ₄ , углеводороды и S-, N-содержащие соединения
Родниковое	160 – 265	0.8 – 2.5	6 - 50	H ₂ O, CO ₂ , углеводороды и S-, N-содержащие соединения
Малетойваям	173 – 290	1 – 5	8 – 72	H ₂ O, CO ₂ , N ₂ , углеводороды и S-, N-содержащие соединения

В целом они являются сопоставимыми по температурам гомогенизации газовой-жидких включений и давлению. Методом рамановской спектроскопии было установлено наличие CO₂ во флюидах каждого из месторождений. В Бараньевском месторождении в составе флюидов установлен также CH₄, а на Малетойваямском – N₂. Методом GC-MS, кроме того, был обнаружен широкий ряд органических соединений в рудообразующих флюидах: 167 соединений (1.6 отн. %) в Бараньевском, 155 соединений (0.9 отн. %) в Родниковом и 191 органическое соединение (20.4 отн. %) на месторождении Малетойваям, представленные бескислородными алифатическими и циклическими углеводородами.

Таким образом, месторождения LS типа Бараньевское в Центральной Камчатке и Родниковое в Южной Камчатке оказались близкими по составу и соотношению летучих компонентов, относительные концентрации которых (10–15 отн. %) представлены CO₂, а также незначительной долей (0,9-1,6 отн. %) органических соединений. Тогда как месторождение Малетойваям (HS типа), кристаллизующееся в тех же условиях температур и давлений, отличается от первых двух значимыми концентрациями органических веществ (20,4 отн. %), которые, вероятно, играли существенную роль в переносе и отложении рудного вещества на Малетойваям. При этом значительно увеличена концентрация CO₂ до 10, 9 мас. % и присутствует азот (N₂) 11 мас.%; и этими параметрами это месторождение также отличается от двух предыдущих.

Бульбак Т.А., А.А. Томиленко Н.А., Гибшер А.М., Сазонов Е.О., Шапаренко М.А., Рябуха М.О., Хоменко С.А., Сильянов Н.А. Некрасова Н.А. Углеводороды во флюидных включениях из самородного золота, пирита и кварца месторождения Советское (Енисейский край, Россия) по данным беспирилизной газовой хромато-масс-спектрометрии // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 11. С. 1535–15.

Цуканов Н.В. Тектоно-стратиграфические террейны Камчатские активные окраины: структура, состав и геодинамика // Материалы ежегодной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы» Петропавловск-Камчатский ИВС ДВО РАН. 2015. С. 97–103.

Dubessy J., Poty B., Claire R. Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectroscopic analysis of fluid inclusions // Eur.J. Mineral. 1989. V. 1. P. 517–534.

Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M. Hydrothermal gold mineralization at the Rodnikovoe deposit in South Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2002. V. 52. № 4. P. 359–369.

Tolstykh N., Vymazalova A., Tuhy M., Shapovalova M. Conditions of formation of Au-Se-Te mineralization in the Gaching ore occurrence (Maletoivayam ore field), Kamchatka, Russia // Miner. Magazine. 2018. V. 82 (3). P. 649–674.

Tolstykh N., Bukhanova D., Shapovalova M., Borovokov A., Podlipsky M. The gold mineralization of the Baranyevskoe Au-Ag epithermal deposit in Central Kamchatka // Minerals. 2021. 11.

ПОЛИФАЗНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МАГНЕЗИОХРОМИТЕ ИЗ КАРБОНАТИТОВОГО ЛАМПРОФИРА ЗИМИНСКОГО ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА, В. САЯН

В.В. Шарыгин, А.Г. Дорошкевич
ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия,
sharygin@igm.nsc.ru, doroshkevich@igm.nsc.ru

Многофазные включения были обнаружены в магнезиохромите из трубки карбонатитовых лампрофиров, которая располагается между массивами Белая Зима и Средняя Зима (В. Саян). Карбонатитовый лампрофир содержит большое количество макрокристов и фенокристов (до 50 об.%, размер – до 1 см), которые представлены оливином (ныне серпентин), флогопитом, диопсидом, Ti-магнетитом (TiO_2 – 10–14 мас.%), гастингситом, фторапатитом и магнезиохромитом. Основная масса состоит из кальцита, флогопита, Ti-магнетита (TiO_2 – 4–9 мас.%), Са-граната (андрадит-гроссуляр, Ti-андрадит, Zr-шорломит), перовскита, фторапатита, титанита, хлорита и сульфидов (пирротин, пирит, пентландит, халькопирит). Циркон, бадделеит и Zr-титанит иногда присутствуют в виде полиминеральных включений в макрокристаллах диопсида. Ксеногенный материал представлен фрагментами кварц-содержащих вмещающих пород (до 1 см), которые окружены реакционной оторочкой. Вторичные преобразования выражаются в полном замещении оливина серпентином и в частичном замещении флогопита основной массы хлоритом, а также в появлении минералов группы эпидота и везувиана. В целом по минеральному составу породы данной трубки напоминают айлликиты и другие карбонатитовые лампрофиры, которые присутствуют в виде жил, даек и трубок в пределах и вблизи щелочно-карбонатитовых интрузий Зиминского комплекса (Ashcherkov et al., 2020; Савельева и др., 2020, 2022).

Магнезиохромит, содержащий включения, был выявлен как кристаллит в макрокристе оливина (ныне серпентин) и имеет следующий состав ($n=12$) – $(\text{Mg}_{0.62}\text{Fe}^{2+}_{0.37}\text{Mn}_{0.01})(\text{Cr}_{1.17}\text{Al}_{0.5}\text{Fe}^{3+}_{0.15}\text{Ti}_{0.05}\text{V}_{0.01})\text{O}_4$. По составу он немного отличается от макрокристов магнезиохромита в породе – $(\text{Mg}_{0.72}\text{Fe}^{2+}_{0.27}\text{Mn}_{0.01})(\text{Cr}_{1.21}\text{Al}_{0.69}\text{Fe}^{3+}_{0.08}\text{Ti}_{0.01}\text{Fe}^{2+}_{0.01})\text{O}_4$. Все полифазные включения

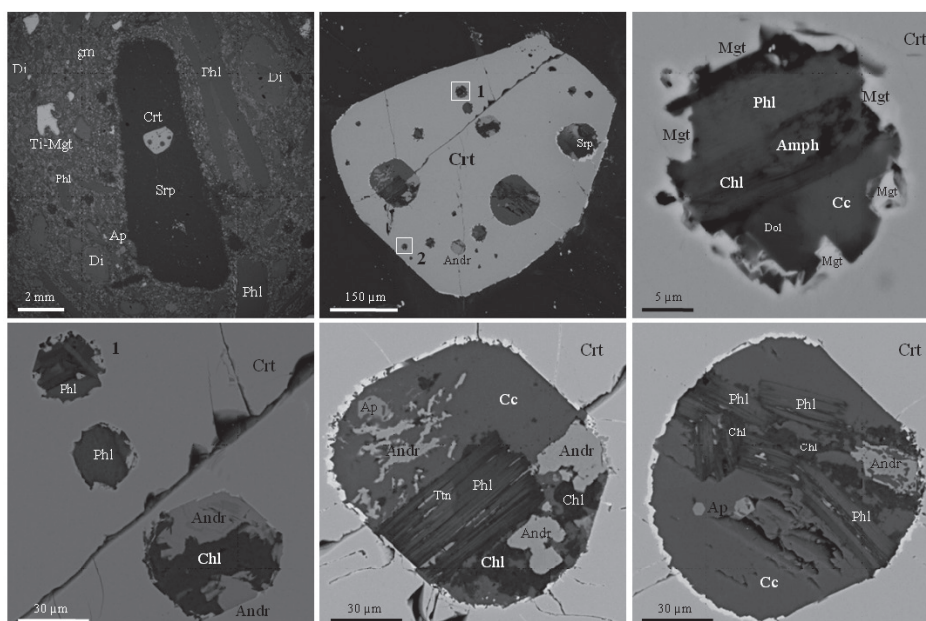


Рис. 1. Полиминеральные включения в магнезиохромите из трубки карбонатитового лампрофира Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса (В. Саян), образец BZT-4-7, BSE фотографии. Символы: Crt – магнезиохромит в оливине; Spr – серпентин; Ap – фторапатит; Dol – доломит; Cc – кальцит; Phl – флогопит; Di – диопсид; Ttn – титанит; Chl – хлорит; Amph – Na-Ca-амфибол; Ti-Mgt – Ti-магнетит; Mgt – Cr-магнетит; Andr – Ti-андрадит; gm – существенно карбонатная основная масса. Включения 1-2 – смотри Рис. 2.

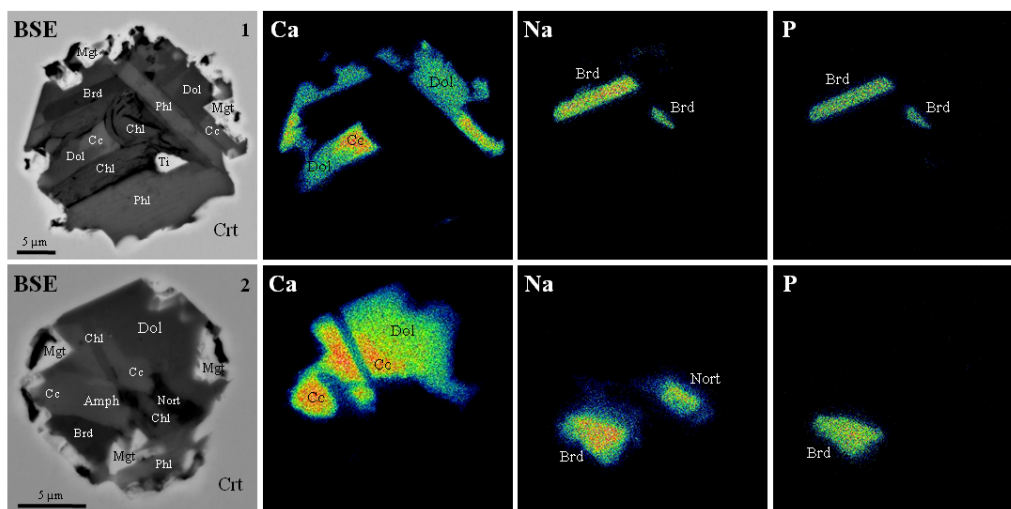


Рис. 2. Полиминеральные включения в магнезиохромите, содержащие Na-карбонаты, из трубки карбонатитового лампрофира Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса (В. Саян), образец BZT-4-7, BSE фотографии и элементные карты для Ca, Na и P.
Символы: Crt – магнезиохромит в оливине; Brd – брэдлиит; Nort – нортупит; Dol – доломит; Cc – кальцит; Phl – флогопит; Chl – хлорит; Amph – Na-Ca-амфибол (рихтерит); Mgt – Cr-магнетит; Andr - Ti-андрадит; Ti – Ba-Ti-Cr-Fe-оксид. Расположение включений 1-2 в магнезиохромите смотри Рис. 1.

ния декорируют зоны роста минерала-хозяина и являются первичными по генезису (Рис. 1).

Включения полностью раскристаллизованы, а присутствие трещин около них указывает на их частичное преобразование, на постмагматическом этапе. Кальцит, доломит, Ti-содержащие флогопит (3.2–3.6 мас.% TiO_2) и андрадит (1.5–6.1 мас.% TiO_2), Cr-магнетит и фторапатит являются главными минералами включений. Акцессорные фазы представлены недиагностированными Ti-Cr-Fe- и Ba-Ti-Cr-Fe-оксидами, рихтеритом $\text{Na}_2\text{CaMg}_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$ и титанитом (Рис. 1, 2). В некоторых включениях помимо рихтерита присутствуют другие высоконатровые минералы - брэдлиит $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{PO}_4)(\text{CO}_3)$ и нортупит $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$ (Рис. 2). Хлорит и серпентин – это вторичные фазы: первый частично замещает флогопит (Рис. 1, 2), а серпентин, по-видимому, является продуктом замещения оливина. Следует отметить, что высоконатровые карбонаты («ньеререит», шортит, нортупит, эйтелит, брэдлиит) ранее отмечались во вторичных включениях в оливине из сёвитов массива Белая Зима (Sharygin, Doroshkevich, 2017).

Таким образом, присутствие флогопита, рихтерита и натровых карбонатов во включениях в раннем магнезиохромите свидетельствует о том, что силико-карбонатный расплав, исходный для изученных карбонатитовых лампрофиров Зиминского комплекса, изначально имел высокощелочную специализацию.

Работа выполнена в рамках исследований по проектам государственного задания для ИГМ СО РАН.

Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Данилов Б.С. Кимберлитоподобные породы Урикско-Ийского грабена, Восточное Прибайкалье: минеральный состав, геохимия и условия формирования // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 4. С. 678-696.

Савельева В.Б., Базарова Е.П., Данилова Ю.В., Данилов Б.С. Геохимические особенности дайковых айлликитов и щелочных пород Большетайгинского массива (Урикско-Ийский грабен, Восточное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2s. статья 0614.

Sharygin V.V., Doroshkevich A.G. Mineralogy of secondary olivine-hosted inclusions in calcite carbonatites of the Belaya Zima alkaline massif, Eastern Sayan, Russia: Evidence for late-magmatic Na-Ca-rich carbonate composition // Journal of the Geological Society of India. 2017. V. 90. № 11. P. 524-530.

Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O.N., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N.S., Downes H. Aillikites and alkali ultramafic lamprophyres of the Beloziminsky alkaline ultrabasic-carbonatite massif: possible origin and relations with ore deposits // Minerals. 2020. V. 10. article 404.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА ЭЛЬБУСА ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ В КВАРЦЕ ТЕФРЫ

М.Д. Щеклеина¹, П.Ю. Плечов¹, Е.А. Константинов²

¹Минералогический Музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия, mary.shec@yandex.ru

²Институт географии РАН, Москва, Россия, eakonst@igras.ru

В рамках проведенного исследования был изучен образец ОТК-2021-L-3 тефры Эльбруса, который был отобран в лессовом обрыве (координаты 44.294582 N, 43.858559 E) правого коренного борта долины реки Кума недалеко от села Отказное Ставропольского края. Изученный материал датируется неоплейстоценом (Константинов и др., 2021). Данная тефра состоит из пемзового материала, кристаллокластов плагиоклаза, кварца, биотита и пироксена Fs_{22-37} , гиалокластов риолитового состава и микроксенолитов. Описанная нами минеральная ассоциация не может быть отнесена ни к одной из ранее описанных петрогенетических групп (Газеев и др., 2004). Кварц тефры ОТК-2021-L-3 представлен несколькими генетическими группами, одна из которых - первично магматическая, характеризуется наличием расплавных включений, включений гетерофазного захвата, а также четкими границами между зонами на CL-изображениях. Нами были проанализированы составы гиалокластов образца ОТК-2021-L-3 и стекол расплавных включений в кварце данной группы. Составы расплавных включений и стекол гиалокластов хорошо согласуются с ранее опубликованными данными о составах расплавных включений в кварце вулкана Эльбрус (Толстых и др., 2001) и составах стекол вулканических пород Эльбруса базы данных Geogosc, соответственно. Составы включений и гиалокластов попадают в поле риолитов на диаграмме TAS, но их составы отличаются друг от друга (Рис.1).

Такую разницу составов стекол включений и гиалокластов нельзя объяснить кристаллизацией минерала хозяина на стенке включения, т.к. в случае кристаллизации кварца из расплава включения, оставшийся расплав обедняется SiO_2 , а не обогащается, как в данном случае. Морфология включений позволяет предположить, что включения слюды подвергались частичному плавлению после захвата. Также при изучении материала нами был описан росток Or_{65} в кварце и следы растворения отдельных зерен полевого шпата. Таким образом, можно предположить, что расплавные включения в кварце содержат стекло, соответствующее по составу расплаву, который находился в магматической камере до того момента, когда начались процессы плавления слюды и полевого шпата, вероятно, спровоцированные декомпрессией. Еще одним возможным объяснением данного различия составов могла бы стать активная кристаллизация кварца в магматической камере после консервации расплавных включений. Нами были промоделированы все вышеописанные варианты процессов, которые могли привести к несоответствию составов гиалокластов и расплав-

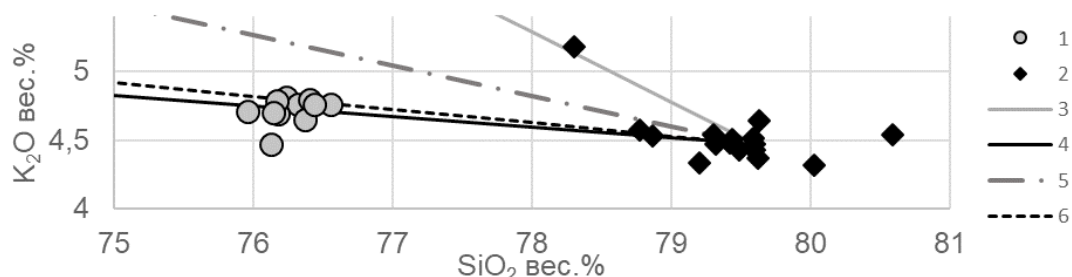


Рис.1 Диаграмма на которой приведены составы стекол гиалокластов и расплавных включений в кварце образца ОТК-2021-L-3. 1 – стекло гиалокластов, 2 – включения в кварце. Также нанесены линии, описывающие процессы, которые могли бы привести к различию в составах стекол включений и гиалокластов. 3-Плавление полевого шпата с 0.65 формульными единицами, уравнение, описывающее влияние данного процесса на состав расплава (далее УП), $-K_2O = -0.5099 SiO_2 + 45.051$; 2 - Плавление биотита с 0.7 формульными единицами K, УП – $K_2O = -0.0765 SiO_2 + 10.5571$; 3- Кристаллизация кварца в магматической камере после консерваций включений, УП – $K_2O = -0.2202 \cdot SiO_2 + 21.9966$; 4- плавление кпш и слюды в соотношении 1:9 соответственно, УП – $K_2O = -0.0967 SiO_2 + 12.1647$. На графике видно, что объясняющим имеющуюся разницу составов, процессом является совместное плавление калиевого полевого шпата и слюды в отношении 1:9 соответственно.

Таблица 1 Составы стекол гиалокластов и расплавных включений в кварце образца ОТК-2021-L-3, а также состав расплава, получившийся путем добавления 1 мас.% полевого шпата и 9 мас.% слюды к составу расплавных включений, приведенные к 100 вес.%.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Cl	Сумма
Гиалокласты	76.35	0.16	13.04	1.12	0.01	0.16	0.94	4.72	3.51	0.08	100
Расплавные включения	79.44	0.02	11.66	0.55	0.01	0.04	0.64	4.52	3.04	0.07	100
Расплавные включения + слюда и пш	76.25	0.38	12.17	1.62	0.01	0.97	0.64	4.83	3.05	0.08	100

ных включений (Рис.1). В качестве минералов, подвергшихся плавлению, была взята слюда со следующей формулой $(K_{0.70}Na_{0.18/0.88})(Mg_{1.43}Fe_{0.25}Al_{0.01}Ba_{0.01}Ca_{0.03}V_{0.01}Ti_{0.27})_3(Al_{1.08}Si_{2.92}O_{10})(OH_{1.99}Cl_{0.01})_2$, соответствующая слюде кристаллокластов, и полевой шпат с формулой $(K_{0.6}Na_{0.33}Ca_{0.01}Fe_{0.01/1})(AlSi_3)_4O_8$, соответствующий вrostку полевого шпата в кварце. Как видно на графике (Рис.1), влияние кристаллизации кварца на состав расплава в магматической камере после консервации включений не может объяснить наблюдаемой разницы составов. В то время как влияние плавления слюды на состав магматического расплава практически объясняет разницу составов включений и гиалокластов, однако, добавление некоторого количества плавящегося полевого шпата делает картину точнее. Таким образом, совместное плавление калиевого полевого шпата и слюды в отношении 1:9 соответственно может объяснить наблюдаемую разницу составов включений и гиалокластов (Табл.1).

Для стекол расплавных включений по недостатку суммы микрозондового анализа было оценено содержание воды в 5.2 мас.%, а для гиалокластов – 6.4 мас.%. Оценка температуры кристаллизации первично магматического кварца по вхождению титана в кварц составляет 652 °C ±21 °C (Wark, Watson, 2006). Оценка давления по (Blundy, Cashman, 2001) и (Brugger et al., 2003) для гиалокластов составила 1.5–2 кбар и для включений в кварце менее 1 Кбар. По откалиброванному ликвидусному геотермометру (Nathan, VanKirk, 1978) температура захвата расплавных включений в кварце в среднем составляет 965 °C, а температура формирования расплава гиалокластов составляет 855 °C. В результате проделанной работы впервые была детально изучена тефра образца ОТК-2021-L-3 неоплейстоценового этапа активности Эльбруса, оценены температура (от 652 до 965°C), давление (от 500 бар до 2 Кбар) и содержание летучих (от 5.2 до 6.4 вес.% H₂O) для магматического расплава, а также воссоздана история кристаллизации риолитовой магмы, включающая растворение ранее кристаллизовавшихся минералов при подъеме магмы к поверхности.

Газеев В. М., Носова, А. А., Сазонова, Л. В., Гурбанов, А. Г., Докучаев, А. Я. Петрогенетическая интерпретация ассоциаций минералов-вкрапленников плейстоценовых-голоценовых вулканитов Эльбруса (Северный Кавказ // Вулканология и сейсмология. – 2004. – №. 2. – С. 24-45.

Константинов Е.А., Пономарева В.В., Данишик М., Портнягин М.В., Мазнева Е.А., Сычев Н.В., Захаров А.Л., Фрехен М., Тсукамото С. Тефра в лессово-палеопочвенных сериях предкавказья: новые данные по условиям залегания и хроностратиграфии/ Пути эволюционной географии. Вып. 2: Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко, – М.: Институт географии РАН, 2021. – 161-165 с

Толстых М. Л. Наумов, В. Б., Гурбанов, А. Г., Газеев, В. М., Богатиков, О. А., Кононкова, Н. Н. Состав магматических расплавов вулканов Эльбрус и Казбек (Кавказ) по данным изучения включений в минералах //Геохимия. – 2001. – Т. 4. – С. 441.

Blundy J., Cashman K. Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986 // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2001. – Т. 140, №. 6. – С. 631-650.

Brugger C. R., Johnston A. D., Cashman K. V. Phase relations in silicic systems at one-atmosphere pressure //Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2003. – Т. 146. – №. 3. – С. 356-369.

Nathan H. D., Vankirk C. K. A model of magmatic crystallization //Journal of Petrology. – 1978. – Т. 19, № 1. – С. 66-94.

Wark D. A., Watson E. B. TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2006. – Т. 152, №. 6. – С. 743-754.

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ РАСПЛАВЫ-РАССОЛЫ РЕАКЦИОННЫХ ЗОН ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ БАЗИТОВОЙ МАГМЫ И КАРБОНАТНО-СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

И.В. Яковлев^{1,2}, С.Н. Гришина¹, М.П. Мазуров¹

¹ИГМ СО РАН, igor.yakovlev@igm.nsc.ru

²ВГРЭ АК АЛРОСА (ПАО)

Расшифровка процессов взаимодействия долеритов с каменными солями является одним из важнейших звеньев проблемы рудообразования в связи с широким распространением траппового магматизма на Сибирской платформе. В вулканотектонических рудоносных постройках Ангаро-Илимского района в южной части Сибирской платформы встречаются контактово-реакционные зоны долеритов с карбонатно-соленосными породами, в том числе с каменными солями. Эти участки являются одним из характерных мировых примеров крупномасштабного взаимодействия магм с эвапоритами (Warren, 2016).

В данной работе представлены результаты изучения флюидных включений в форстерите из галит-магнетитовой руды Коршуновского железорудного месторождения. В форстерите обнаружены полифазные включения, при комнатной температуре не содержащие жидкой фазы. Большинство включений имеет отрицательную форму кристалла форстерита, и содержит несколько кристаллических фаз с одинаковым соотношением объемов. Размеры включений находятся в интервале 5–100 микрометров, размер большинства включений не превышает 30–40 микрометров. Во включениях присутствует несколько дочерних фаз: непрозрачная мелкокристаллическая, бурого цвета, занимающая 20–40 % объема включений, и нескольких прозрачных твердых фаз, отличающихся по показателю преломления. В большинстве включений обнаружены анизотропные фазы, занимающие 5–15 % объема включений.

Состав включений, определенный с помощью комбинации КР-спектроскопии и СЭМ-ЭДС, позволил идентифицировать дочерние минералы включений (Рис.1). По результатам КР-спектроскопии непрозрачная бурая фаза определена как серпентин (лизардит). В области распространения серпентина выявлено систематическое присутствие еще одной гидроксил-содержащей фазы. КР-спектр характеризуется острыми пиками: 66 см⁻¹, 334 см⁻¹, 672 и 3570 см⁻¹. Спектральный диапазон 3000–3750 соответствует частотам валентных колебаний ОН-связей гидроксильных групп и молекул воды в филлосиликатах. По спектрам КР прозрачные фазы идентифицированы как ангидрит, кальцит, а также обнаружены фазы, не имеющие КР спектра, что позволяет предположить присутствие галита и сильвина.

Методом СЭМ-ЭДС подтверждено наличие фаз серпентина ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), ангидрита (CaSO_4), кальцита (CaCO_3), галита (NaCl), сильвина (KCl) и магнетита (Fe_3O_4). При микрометрическом исследовании полифазных включений в форстерите замечено, что в

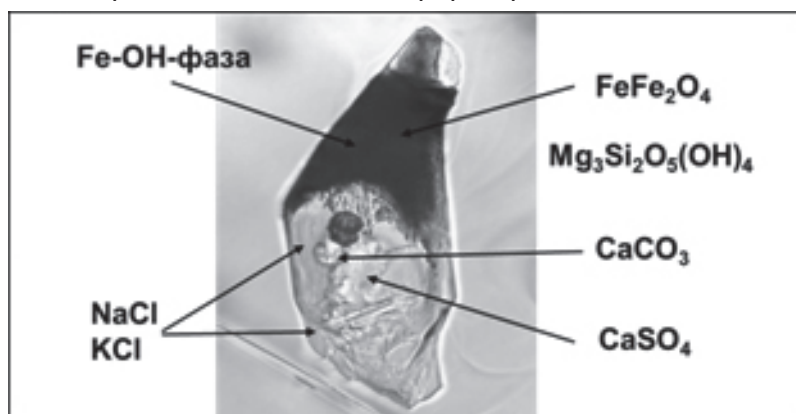


Рисунок 1. Представительное полифазное расплавленное включение в форстерите из галит-магнетитовой руды Коршуновского железорудного месторождения

интервале температур 450–500 °С происходит плавление некоторых солевых прозрачных фаз, сопровождающееся образованием новых фаз. В интервале температур 500–620 °С фиксируется плавление серпентина и появление газового пузырька. Полной гомогенизации включений достигнуто не было, однако большинство твердых фаз исчезает при температурах 750–830 °С. Был проведен эксперимент, в ходе которого включения были исследованы методом КР спектроскопии до и после прогрева при 600–650 °С. До прогрева, КР спектр в области мелкокристаллической непрозрачной фазы соответствовал спектру серпентина, после прогрева серпентин методом КР спектроскопии не был обнаружен, а в области его распространения получены КР спектры форстерита (матрицы). Результаты микро-термометрии позволили сделать вывод, что лизардит не является дочерней фазой рудообразующего флюида, а следствием взаимодействия захваченного водосодержащего флюида со стенками включения.

Таким образом, по данным изучения полифазных включений в форстерите из реакционной зоны состав минералообразующего флюида – это железосодержащий хлоридно-сульфатно-карбонатный расплав-рассол. Изученные водно-силикатно-солевые включения характеризуют флюид, захваченный на высокотемпературном этапе (>600–800 °С) взаимодействия толеит-базальтовой магмы с карбонатно-соленосными отложениями чехла. Полученные нами данные соответствуют составу рудообразующего флюида железорудных и апатитовых месторождений гибридных, гидротемально-магматических систем типа Кируна и гипотезе об образовании рудоносного железо-содержащего сульфатно-карбонатного расплава при ассимиляции и анатексисе карбонатно-солевых осадочных пород при внедрении магматических интрузий (Bain et al., 2020).

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

Warren J.K. Magma-Evaporite-Hydrothermal Association / Evaporites. A Geological Compendium. Springer Publ., 2016, pp. 1591–1657. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-13512-0>.

Bain, W.M., Steele-MacInnis, M., Li, K. et al. A fundamental role of carbonate–sulfate melts in the formation of iron oxide–apatite deposits. Nat. Geosci. **13**, 751–757 (2020). <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0635-9>

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ
ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ И ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ
В НЕФЕЛИНЕ ПОРОД ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО КОМПЛЕКСА
ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА**

О.Д. Мокрушина

ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, artmok@yandex.ru

Ловозерский щелочной массив расположен в центральной части Кольского полуострова, занимает площадь в 650 км² и является одним из самых больших щелочных плутонов мира. Массив сложен щелочными породами трех комплексов - дифференцированного лопаритоносного, эвдиалитовых луявритов и жильных пород (Буссен, Сахаров, 1967). Наиболее широко распространенным является дифференцированный комплекс, составляющий примерно 3/4 изученной части массива. В вертикальном разрезе расслоенной части дифференцированного комплекса условно выделяются серии, зоны, ритмы и рудные горизонты. В пределах ритмов выделяются выдержанные по простиранию и падению горизонты пород, обогащенные лопаритом и получившие название рудных горизонтов (Пожиленко, 2002).

В данной работе проводилось детальное изучение расплавных и флюидных включений в нефелине двучленного ритма нижней зоны третьей серии дифференцированного комплекса. В состав ритма входит рудный горизонт III-14, сложенный луяврит-ювитами и приуроченный к границе между массивными фойяитами и трахитоидными мезократовыми (содержание эгирина более 25 %) луявритами. Целью исследования был поиск и изучение сингенетичных пар расплавных и газовых включений для определения температуры и давления минералообразования.

Изучение флюидных и расплавных включений проводилось в двусторонне полированных пластинках толщиной 200–300 мкм с использованием криотермометрической установки Linkam (THMSG 600) ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты), высокотемпературной термокамеры конструкции Осоргина Н. Ю. и Томиленко А. А. и спектрометра LabRAM HR 800 мм (фирма Horiba Scientific) ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Температура гомогенизации расплавных включений соответствует минимальной температуре кристаллизации минерала хозяина. Давление кристаллизации в магматических породах наиболее точно определяется с помощью флюидных включений (Плечов, 2014). Особенно ценны для изучения высокоплотные включения, содержащие однокомпонентный газ. В нашем случае это газовые включения, содержащие метан и водород (Рис. 1, а) в соотношении мольных объемов CH₄ 94,26 % и H₂ 5,64 %. Плотность метана во включениях по различным оценкам составляет 0,18–0,20 г/см³, что соответствует внутреннему давлению при комнатной температуре 28,8–37,8 МПа. Гомогенизация сингенетичных с ними частично раскристаллизованных расплавных включений (см. Рис. 1), состоящих из алюмосиликатного стекла, нескольких дочерних минералов и обособленной газовой фазы, происходит в диапазоне температур от 807 до 929°C. Таким образом, рассчитанное давление кристаллизации минерала-хозяина нефелина составляет от 2 до 2,6 кбар.

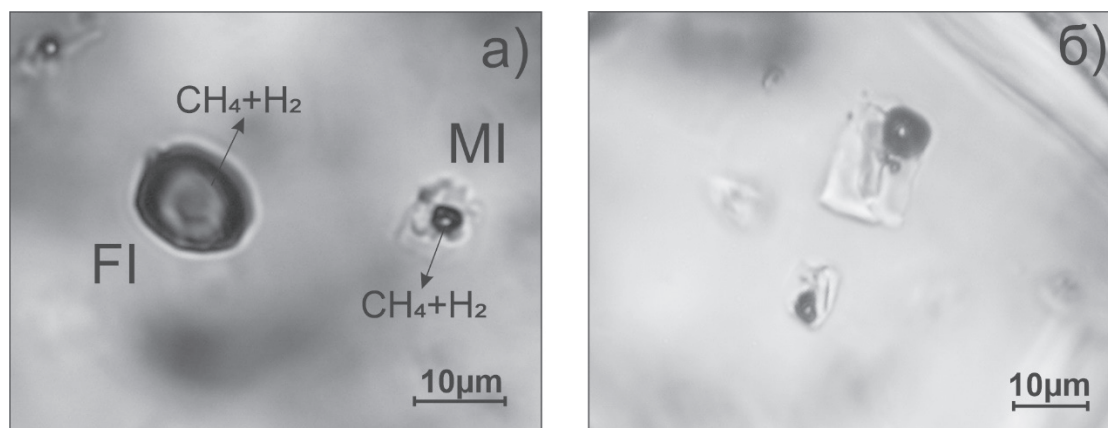


Рис. 1 Флюидные и расплавные включения в нефелине: а – пример пары сингенетических включений (газовая фаза расплавного включения содержит в своем составе те же газы, что и отдельное газовое включение рядом); б – пример типичного расплавного включения, состоящего из алюмосиликатного стекла, нескольких твердых дочерних фаз и газового пузырька.

Работа проводится в рамках проекта РНФ № 21-47-09010.

Буссен, И.В., Сахаров, А.С., Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.

Плечов П. Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений. Учебное пособие. — М.: Изд-во КДУ, 2014. 268 с.

Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области / Под ред. Ф.П. Митрофанова, Н.И. Бичука. Апатиты, КНЦ РАН, 359 с., 2002.

СОДЕРЖАНИЕ

Акимов Е.Ю. Флюидные включения в корундсодержащих и вмещающих породах проявления Хитоостров (Северная Карелия)	5
Анкушева Н.Н., Кужугет Р.В., Прокопьев И.Р., Редина А.А. Условия образования и состав золоторудных ассоциаций месторождений Тарданского рудного узла (Восточная Тува)	7
Балицкий В.С., Балицкая Е.Д., Бондаренко Г.В., Бубликова Т.М., Голунова М.А., Сеткова Т.В., Лахова А.И., Петров С.М., Плотникова И.Н. Синтетические водно-углеводородные включения в кварце и использование их при изучении явлений восполнения истощенных нефтегазовых месторождений	9
Балицкий В.С., Балицкая Е.Д., Плотникова И.Н., Голунова М.А., Сеткова Т.В. Невидимая нефть. Условия образования и идентификация	11
Берковский Е.М., Кряжев С.Г. Определение состава и плотности флюида в системе $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2$ методами криометрии и КР-спектроскопии	13
Гараева А.А., Крупенин М.Т., Мичурин С.В., Солошенко Н.Г. Параметры и возможные источники флюидов для кварц-анкеритового метасоматоза в терригенно-карбонатных толщах среднего рифея (Южный Урал)	15
Головин А.В., Каменецкий В.С. Состав расплавных включений в минералах кимберлитов мира: обзор результатов исследований.	17
Горайнов С.В., Крылов А.С., Бородина У.О., Гришина С.Н., Крылова С.Н., Лихачева А.Ю. In situ КР-исследование модельного карбонатно-флюидного включения при высоких Р-Т-параметрах	19
Гришина С.Н., Корсаков А.В. Определение низких количеств карбонатов в полифазных сульфатных включениях с помощью КР-картирования	21
Гришина С.Н., Яковлев И.В., Смирнов С.З., Томиленко А.А., Горайнов С.В. Реакционная зона на границе хлоридного ксенолита и кимберлита трубки Удачная-Восточная	22
Дамдинов Б.Б., Котельников А.Р., Дамдинова Л.Б., Брянский Н.В. LA-ICP-MS-анализ синтетических и природных флюидных включений	24
Дамдинова Л.Б., Дамдинов Б.Б., Брянский Н.В., Сажина Т.И. Физико-химические условия формирования и металлоносность растворов вольфрамовых руд джидинского рудного поля (Юго-Западное Забайкалье, Россия)	26
Дехтярь Р.А., Овчинников В.В. Экспериментальное исследование особенностей теплообмена в тонком пористом слое	28
Доломанова-Тополь А.А., Киселева Г.Д., Коваленкер В.А., Крылова Т.Л., Юргенсон Г.А. Физико-химические условия формирования рудной минерализации Шахтаминского молибденового месторождения по результатам термометрических исследований	30
Затолюкина К.И., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Попов Н.В. Флюидные компоненты в кордиеритах Сутамского блока Алданского щита: новые данные газовой хроматомасс-спектрометрии	32
Зинчук Н.Н. О некоторых особенностях флюидных и гидротермальных включений в минералах	34
Исакова А.Т., Панина Л.И., Рокосова Е.Ю. Генезис дунитов гулинского плутона: данные изучения гомогенизированных расплавных включений в оливине	37
Кардашевская В.Н., Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Шапаренко Е.О. Условия формирования золотого оруденения спокойнинского узла (Алданский щит)	39

Кислов Е.В., Каменецкий В.С., Вурмс Д.В., Трофимов А.В. Включения в хромшпинели хромитов – индикаторы разнообразия рудогенетических процессов	41
Коньшев А.А. Петрогенезис гранит-порфиров – геохимических аналогов гранитов рапакиви, Салминский батолит, Карелия.	43
Корсаков А.В., Демин С.П. КР-картирование флюидных и «черных» включений в турмалинах месторождения Кумды-Коль (Северный Казахстан)	45
Котов А.А., Смирнов С.З., Низаметдинов И.Р., Уно М., Тсучия Н. Природа условия становления очага дацитовых магм плейстоценового кальдерного извержения влк. Менделеева (о. Кунашир, Южные Курилы)	47
Краснощекова Л.А., Гарсия А.С., Белозёров В.Б. Генезис вторичного доломита в карбонатных нефтеносных отложениях девона Северо-Останинского месторождения, Западная Сибирь: данные исследований газовой-жидких включений	49
Кривоуцкая Н.А., Коньшев А.А., Кузьмин Д.В., Свирская Н.М., Гонгальский Б.И. Флюидный режим рудоносных интрузивов Норильского района.....	51
Крупенин М.Т., Гараева А.А. Ограничения параметров флюидного режима сидеритового метасоматоза на Бакальских месторождениях (Южный Урал) по данным изучения флюидных включений	53
Кунгулова Э.Н., Томиленко А.А., Тишин П.А., Лычагин Д.В., Бухарова О.В. Флюидные включения в кварце жил зоны сочленения Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской структурно-формационных зон (Западное Забайкалье)	55
Лаптев Ю.В. Экспериментальные данные по состоянию водно-солевых флюидов с углекислотой для задач термобарогеохимии	57
Мазуров М.П. Температуры формирования минеральных ассоциаций в скарново-магнетитовых месторождениях складчатых областей Сибири.....	59
Михайлова Ю.А., Пахомовский Я.А., Мокрушина О.Д. Возможный механизм образования газовых включений в нефелине из Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (Кольский полуостров, Россия)	61
Мокрушина О.Д., Удоратина О.В. Типы флюидных включений в кварце щелочных рудных (nb, hree) метасоматитов рудопоявления Октябрьское, Средний Тиман.....	63
Низаметдинов И.Р., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З., Бульбак Т.А., Томиленко А.А. Углеводороды в магматогенных флюидах вулкана Меньший Брат (кальдера Медвежья, о. Итуруп)	65
Нугуманова Я.Н., Старикова А.Е. Состав расплавных включений в хромитах из айликов Большетагнинского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присянье).....	67
Панина Л.И., Исакова А.Т., Рокосова Е.Ю. Генезис монтчеллитовых пород Крестовской интрузии (Полярная Сибирь).....	69
Петрова М.А., Шапаренко Е.О., Гибшер Н.А. Состав газовой фазы флюидных включений в кварце золоторудных объектов Аяхтинского рудного поля (по результатам рамановской спектроскопии и микротермометрии).....	71
Плечов П.Ю. Рациональная классификация включений в минералах	73
Плутахина Е.Ю., Скильская Е.Д., Кудашева Ш.С., Москалева С.В. Первые результаты исследования расплавных включений в амфиболитах вулкана Пик Сарычева, о. Матуа, Центральные Курилы	75
Прокопьев И.Р., Старикова А.Е. Включения расплавов ультраосновных лампрофиров щелочно-карбонатитовых комплексов Сибири: Чадобецкого и Арбарастахского	77

Прокофьев В.Ю., Бэнкс Д.А., Лобанов К.В., Селектор С.Л., Миличко В.А., Боровиков А.А., Чичеров М.В. Au-Ag наночастицы в плотном углекислотном флюиде золотоносного интервала Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3.0)	79
Редина А.А. Особенности минералообразующих флюидов флюоритовой минерализации, связанной с карбонатитовым магматизмом Западного Забайкалья (на примере проявлений Южное, Аршан и Улан-Удэнское)	81
Сажина Т.И., Дамдинова Л.Б., Дамдинов Б.Б., Брянский Н.В. Минеральный состав и условия формирования кварц-бериллиевого оруденения Первомайского молибденового месторождения (Джидинское рудное поле, Юго-Западное Забайкалье)	83
Секисова В.С., Смирнов С.З., Кузьмин Д.В., Шевко А.Я., Гора М.П., Крашенинников С.П. Включения расплава во вкрапленниках оливина из базальтов вулкана Харчинский	85
Сеткова Т.В., Балицкая, Е.Д., Голунова М.А., Плотникова И.Н., Балицкая Л.В., Бубликова Т.М., Лахова А.И., Петров С.М., Балицкий В.С. Синтетические водно-углеводородные включения в кварце, образованные в результате взаимодействия гидротермальных растворов с доманиковыми породами Алексеевского месторождения	87
Симонов В.А., Дмитриева Н.В., Сафонова И.Ю., Котляров А.В., Карманов Н.С. Условия формирования андезитов острова Сулавеси (Индонезия) – данные по расплавленным включениям	89
Симонов В.А., Полянский О.П., Котляров А.В., Карманов Н.С., Прокопьев А.В., Королева О.В. Физико-химические параметры палеозойского магматизма Вилуйского бассейна (Сибирская платформа) – результаты исследования расплавленных включений	91
Скильская Е.Д., Шишканова К.О. Первая находка многокомпонентных флюидных включений в рудах камчатских месторождений	93
Соколова Е.Н., Секисова В.С., Смирнов С.З., Бортников Н.В., Гореликова Н.С. Сложный флюидный режим при кристаллизации гранитоидов олово-порфирового месторождения Высокогорское (Сихотэ-Алинь, Кавалеровский рудный район, Приморье)	95
Тарасов А.А., Головин А.В., Шарыгин И.С. Реконструкция состава примитивного расплава кимберлита трубки Бултфонтейн (кратон Каапваль, Южная Африка) по данным изучения включений в оливинах мантийных ксенолитов	97
Тарасов Я.А., Фридовский В.Ю. Эволюция флюидных условий формирования золоторудного месторождения Маринское (Аллах-Юньская металлогеническая зона, Восточная Якутия)	99
Тобелко Д.П. Исходное содержание воды в магмах Кумрочского вулканического комплекса (Камчатка)	101
Шапаренко Е.О., Гибшер Н.А., Бульбак Т.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Сильянов С.А. Восстановленные золотоносные флюиды месторождения Благодатное (Енисейский край)	103
Шапвалова М.О., Толстых Н.Д., Шапаренко Е.О. Условия формирования руд Au-Ag-месторождений Камчатки: Малетойваям, Бараньевское, Родниковое	105
Шарыгин В.В., Дорошкевич А.Г. Полифазные включения в магнезиохромите из карбонатитового лампрофира Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса, В. Саян	107
Щеклеина М.Д., Плечов П.Ю., Константинов Е.А. Эволюция состава магматического расплава Эльбруса по расплавленным включениям в кварце тефры	109
Яковлев И.В., Гришина С.Н., Мазуров М.П. Высокотемпературные расплавы-рассолы реакционных зон взаимодействия базитовой магмы и карбонатно-соленосных отложений чехла Сибирской платформы	111
Мокрушина О.Д. Определение параметров минералообразования по данным изучения расплавленных и флюидных включений в нефелине пород дифференцированного комплекса Ловозерского щелочного массива	113

Научное издание

ХІХ ВСЕРОССИЙСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ,
посвященная памяти И. Т. Бакуменко

10–13 октября 2022 г.
Новосибирск, Россия

Материалы издаются в авторской редакции

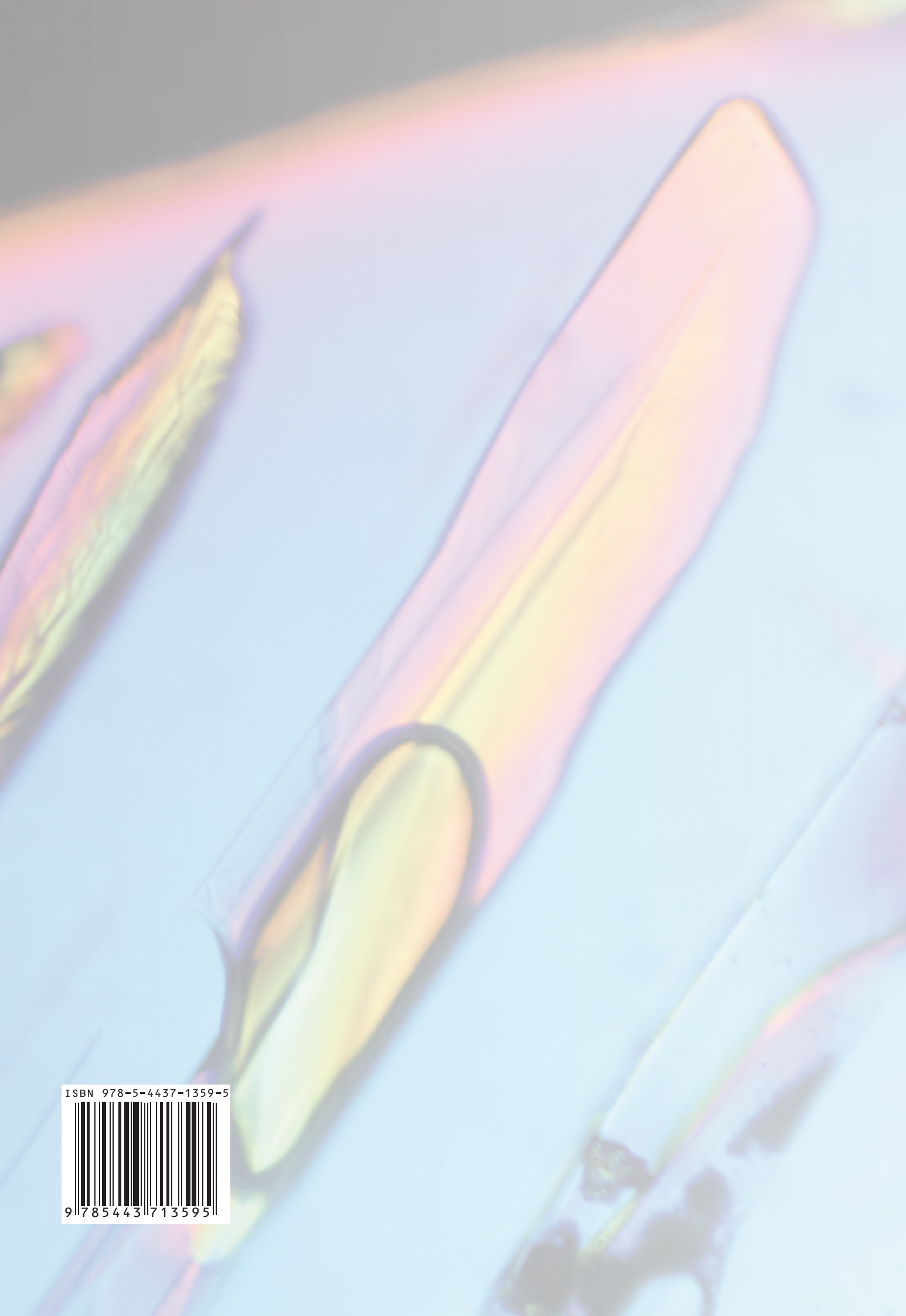
Подготовлено к печати *С.В. Исаковой*
Верстка *А.В. Владимировой*
Обложка, *Е.В. Неклюдовой*

Подписано в печать 03.10.2022 г. Формат 60 × 84¹/₈.

Уч. -изд.. л. 14,5

Тираж 100 экз. Заказ № 216

Издательско-полиграфический центр НГУ
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2



ISBN 978-5-4437-1359-5



9 785443 713595