



**МАТЕРИАЛЫ
XIII МЕЖДУНАРОДНОЙ ШКОЛЫ
ПО НАУКАМ О ЗЕМЛЕ
ИМЕНИ ПРОФЕССОРА Л.Л. ПЕРЧУКА**

**Abstract volume of
XIII L.L. PERCHUK INTERNATIONAL
SCHOOL OF EARTH SCIENCES
I.S.E.S.-2025**

18–25 августа 2025

Екатеринбург, 2025



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Институт геологии и геохимии
им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения РАН
Геологический факультет МГУ
им. М.В. Ломоносова



МАТЕРИАЛЫ
XIII МЕЖДУНАРОДНОЙ ШКОЛЫ
ПО НАУКАМ О ЗЕМЛЕ
имени профессора Л.Л. Перчука

18 – 25 августа 2025

Екатеринбург, 2025

**Материалы XIII Международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (ISES-2025):
18 – 25 августа 2025 г. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2025. – 44 с.**

ISBN 978-5-89516-341-2

Научный руководитель:

Перчук А.Л. – д.г.-м.н., МГУ, геологический факультет, Москва

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Председатель:

Зедгенизов Д.А. – профессор РАН, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Заместитель председателя оргкомитета и ученый секретарь:

Готтман И.А. – к.г.-м.н., ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Члены оргкомитета:

Бирюзова А.П. – к.г.-м.н., ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Подгорнова Е.Н. – МГУ, геологический факультет, Москва

Пушкарев Е.В. – к.г.-м.н., ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Упорова Н.С. – к.ф.-м.н., ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Шагалов Е.С. – к.г.-м.н., ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ

Сопредседатели:

Когарко Л.Н. – академик РАН, ГЕОХИ РАН, Москва

Плечов П.Ю. профессор РАН, Мин. музей им. Ферсмана РАН, Москва

Сафонов О.Г. – профессор РАН, ИЭМ РАН, Черноголовка

Члены Программного комитета:

Аранович Л.Я. – академик РАН, ИГЕМ РАН, Москва.

Арискин А.А. – д.г.-м.н., МГУ, геологический факультет, Москва

Бобров А.В. – профессор РАН, МГУ, геологический факультет, Москва

Еремин Н.Н. – чл.-корр. РАН, МГУ, геологический факультет, Москва

Зедгенизов Д.А. – профессор РАН, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Костицын Ю.А. – академик РАН, ГЕОХИ РАН, Москва

Осадчий Е.Г. – профессор, ИЭМ РАН, Черноголовка

Озеров А.Ю. – чл.-корр. РАН, ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Поздняков С.П. – д.г.-м.н., МГУ, геологический факультет, Москва

Самсонов А.В. – чл.-корр. РАН, ИГЕМ РАН, Москва

Скублов С.Г. – д.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Слабунов А.И. – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Смирнов С.З. – д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск

Шацкий В.С. – академик РАН, ИГМ СО РАН, Новосибирск

Материалы публикуются в авторской редакции

На обложке: дайковое тело раннепермских гранитов увильдинско-кисегачского комплекса, прорывающее метаморфические гнейсы аракульской свиты среднерифейского возраста (фото Е.В. Пушкарева)

Верстка тезисов: Е.Н. Подгорнова

СОДЕРЖАНИЕ

Азимов П.Я. Мономинеральные геотермометры и геобарометры: что они собой представляют и как их можно использовать?	5
Аксенов С.М. Минералы щелочных массивов – индикаторы геохимических процессов, концентраторы стратегических металлов и перспективные аналоги функциональных материалов	6
Бенделиани А.А., Лиу С., Бао С. Растворимость воды в кианите: ИК исследование при давлении до 6 ГПа	7
Бергаль-Кувикас О.В., Чугаев А.В., Ларионова Ю.О. Особенности Sr-Nd-Pb-изотопных характеристик миоценовых магматических пород прибрежного вулканического комплекса, Южная Камчатка	8
Бобров А.В. Включения в алмазах – ключ к познанию состава мантии Земли	9
Бобров А.В., Тамарова А.П. Талькиты месторождения Красная Поляна, Южный Урал	10
Большаков А.М. Фазовый состав и микроструктура переходного слоя соединения кобальта и кремния, полученного методом горячего прессования	11
Бочаров В.Н., Акимова Е.Ю., Боровков Н.В. Флюидные включения в метапелитовых гранулитах Оазиса Бангера, Восточная Антарктида	12
Бутвина В.Г. Экспериментальное и природное изучение образования K-Ва хром-содержащих титанатов при высоких давлениях: приложение к мантийному метасоматозу	13
Вайтиева Ю.А., Сеткова Т.В., Спивак А.В., Аксенов С.М. Модулярное строение нового Ga-, Ge-представителя структурного семейства дюмортьерита с общей формулой $Al[(Al,Ga)_2O]_3[(Si_4+,Ge_4+)O_4]_3(BO_3)$	14
Гаранин В.К. История алмаза	15
Гибшер А.А., Мальковец В.Г. Проявление многостадийного мантийного метасоматоза на контакте с пироксенитовыми жилами	16
Горнова Е.С., Бенделиани А.А., Бобров А.В. Эволюция состава слюд мантийных минеральных ассоциаций: экспериментальное моделирование	17
Григорьева В.М., Перчук А.Л., Козловский В.М., Зиновьева Н.Г. Контрастный метаморфизм метабазитов острова Кемь-Луды, Беломорский подвижный пояс	18
Дамдинова Л.Б., Дамдинов Б.Б., Юдин Д.С. Возраст и условия формирования руд Булуктаевского Mo-W месторождения (Западное Забайкалье, Россия)	19
Захаров В.С. Землетрясения: что, где, когда?	20
Корсаков А.В., Подугольников Е.Е., Михайленко Д.С., Демин С.П., Чупин В.П. Особенности состава и генезиса ксенолитов эклогитов из трубки взрыва «Эклогитовая» (Восточный Памир)	21
Лиханов И.И. Реконструкция P-T-t трендов и тектоно-термальных причин метаморфизма в геодинамических обстановках коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры	22
Мальковец В.Г. Гибшер А.А. Этапы эволюции литосферы Сибирского кратона – связь с процессами образования и уничтожения алмазов в литосферной мантии	23
Масло Д.С., Белоконова Е.Л., Димитрова О.В. Кристаллическая структура оксида-гидроксида скандия, полученного гидротермально, и ее кристаллохимическое сопоставление с родственными соединениями	24

<i>Перчук А.Л., Захаров В.С., Геря Т.В.</i> Пологая субдукция: причины, особенности и последствия	25
<i>Плечов П.Ю.</i> Типоморфизм оливина надсубдукционных вулканитов на примере Камчатки	26
<i>Полянский О.П., Лиханов И.И., Балтыбаев Ш.К., Вивдик Э.С.</i> Проблема нелитостатического давления в масштабе от минеральных зерен до метаморфического блока	27
<i>Пономарева Н.И., Власенко Н.С., Бочаров В.Н., Янсон С.Ю., Нестеров А.Р., Борисова В.А.</i> Об условиях образования шпинели в ксенолите перидотитов (Чехия)	28
<i>Реутский В.Н.</i> Масштабы и механизмы фракционирования стабильных изотопов лёгких элементов в процессе субдукции	29
<i>Рогозин А.Н., Смирнов С.З.</i> Моделирование растворимости H ₂ O в магматических расплавах, участвовавших в образовании кальдеры Карымшина (Южная Камчатка)	30
<i>Самигуллин А.А., Рахимов И.Р.</i> Петрогенезис и U-Pb возрастные ограничения монцонитоидов и риолитов Балбукского гранитоидного ареала (Южный Урал)	31
<i>Сапегина А.В., Перчук А.Л., Пересецкая Е.В.</i> Параметризация плавления базальта в сухой и водосодержащей системах	32
<i>Сафонов О.Г.</i> CO ₂ в процессах высокотемпературного метаморфизма: индикаторы, источники, участие в образовании гранитоидных магм	33
<i>Скублов С.Г., Березин А.В., Салимгараева Л.И.</i> Изотопно-геохимические критерии возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса	34
<i>Слабунов А.И.</i> Геология ранней Земли и геодинамические следствия	35
<i>Смирнов С.З., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Низаметдинов И.Р.</i> Газовые компоненты магматических расплавов и флюидов	36
<i>Сорока Е.И., Прибавкин С.В.</i> Минеральные образования TiO ₂ в рудовмещающей толще Сафьяновского Cu-Zn-колчеданного месторождения (Средний Урал)	37
<i>Спиридонов Э.М., Ершова Н.А., Левитан Г.М., Сидорова Н.В., Нурмухаметов Ф.М., Трошкина А.Н., Путинцева Е.В.</i> Берёзовское золоторудное поле и его периферия (Ср. Урал): тектоника, рудоносная C ₁₋₂ тоналит-гранодиоритовая формация	38
<i>Терёшкина Е.П., Белоконова Е.Л., Димитрова О.В.</i> Модификации синтетического цезиевого йодата и сравнительный анализ с йодатами щелочных металлов	39
<i>Ушакова С.А., Сафонов О.Г., Козловский В.М., Япаскурт В.О.</i> Физико-химические условия и модели образования эндербитов и лейкогранитов массива Поньгома-Наволоок, Сев. Карелия: результаты петролого-геохимического и экспериментального исследований	40
<i>Черкашин Р.И., Озеров А.Ю.</i> О происхождении двух типов высокомагнезиальных базальтов Толбачинского дола, конус 1004 (Камчатка)	41
<i>Чугунов А.В., Соболев А.В., Везине А., Джан Ч., Соболев С.В.З., Батанова В.Г., Асафов Е.В., Арндт Н.Т.</i> Коматииты Велтевреден (зеленокаменный пояс Барбертон, Южная Африка): петрогенез и выводы для геодинамики Хадея на основе данных по расплавленным включениям	42
<i>Шабутдинов Т.Д., Самигуллин А.А.</i> Ультрамафиты восточной части массива Южный Крака (Южный Урал)	43
<i>Puchtel I.S.</i> When and how were the global elemental and isotopic heterogeneities in the mantle created and destroyed: the exciting first 2.0 Ga of Earth's history	44

Мономинеральные геотермометры и геобарометры: что они собой представляют и как их можно использовать?

Азимов П.Я.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, e-mail: pavel.azimov@mail.ru

В последние десятилетия весьма широкое распространение получили мономинеральные геотермометры и геобарометры, основанные на составе одного минерала или на содержании в нём малых элементов. Их широкое распространение связано с простотой применения, а также с тем, что многие из этих инструментов калиброваны для минералов-хронометров или для систем с сильно ограниченными возможностями термобарометрии (например, гранитоидов). Мономинеральные инструменты широко используются, в частности, для изучения РТХ условий в мантии по ксенокристам или по твердофазным включениям в алмазе. Однако термодинамическая теория минеральной термобарометрии основана на перераспределении компонентов между сосуществующими фазами, определяемом минеральными реакциями (Перчук, 1970; Wood, Freiser, 1977), так что действительно мономинеральные термометры и барометры невозможны. Критика ряда таких мономинеральных инструментов представлена в обзоре (Essene, 2009) с говорящим названием “Термобарометрия сбилась с пути”.

В лекции рассмотрены различные типы “мономинеральных” термометров и барометров. В действительности такие инструменты являются квазимономинеральными и применимы только к определённым минеральным парагенезисам, с которыми эти минералы должны быть в равновесии. Среди этих инструментов есть “истинные”, построенные на определённых минеральных реакциях, описываемых конкретными уравнениями, есть инструменты, основанные на изоплетах состава минералов. Значительное число используемых инструментов, однако, выведено из статистических закономерностей изменения составов минералов в разных породах от параметров кристаллизации магматической породы или от условий и режим метаморфизма, то есть основаны на нетермодинамическом (“доперчуковском”) подходе. В целом все эти инструменты, к какому бы типу они не относились, имеют значимые ограничения – не только по диапазону применимости Р и Т, но и по парагенезису, составу породы, и т. п. Очень часто эти ограничения игнорируются в тех работах, где такие инструменты применяются, что делает результаты этих исследований нерелевантными. Некоторые из инструментов даже с учётом ограничений должны рассматриваться только как оценочные – полуколичественные или даже качественные. Однако некоторые инструменты, при корректном их применении, могут позволить определить термодинамические параметры образования изучаемых минералов – для сравнения с оценками, полученными по другим инструментам, или для ситуаций, когда другие инструменты не могут быть задействованы.

Ещё одна важная особенность рассматриваемых инструментов: используемые в расчётах параметры состава минерала часто зависят и от температуры, и от давления. В таких случаях необходимо использовать калибровки инструмента, в которых учитывается второй параметр. Соответственно, для расчётов в таком случае необходимо знание этого второго параметра (давления, если инструмент используется как термометр, или температуры – если как барометр), что сильно ограничивает использование этих инструментов.

В некоторых случаях ограничения, накладываемые на инструменты, настолько значимы, что использование подобных инструментов может практически терять смысл. Однако возможно ещё одно их применение – определение кажущихся температур и давлений (скажем, при изучении происхождения детритовых минералов или при выделении генераций минерала). В этом случае не надо относиться к рассчитанным значениям как к истинным температурам или давлениям кристаллизации минералов, но эти найденные кажущиеся температуры и давления являются дополнительным геохимическим параметром и могут помочь выделить группы составов минералов и оценить их происхождение.

Литература:

- Перчук Л.Л. (1970) Равновесия породообразующих минералов. Наука, Москва. 392 с.
Essene E.J. (2009) Thermobarometry gone astray. In: Physics and Chemistry of the Earth's Interior. Springer, 101–133.
Wood B.J., Fraser D.G. (1977) Elementary Thermodynamics for Geologists. Oxford University. 303 pp.

Минералы щелочных массивов – индикаторы геохимических процессов, концентраторы стратегических металлов и перспективные аналоги функциональных материалов

Аксенов С.М.

ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: aks.crys@gmail.com

Минералы щелочных массивов демонстрируют исключительное разнообразие состава и структурной сложности, обусловленное эволюцией агапитовых магм в специфических термодинамических условиях (Когарко, 1977; Хомяков, 1990). Их кристаллохимические особенности (включая уникальные структурные типы, характер изоморфизма, распределения и накопления ряда элементов по позициям) служат индикаторами процессов магматической дифференциации и постмагматических преобразований (Пеков, 2005). Изучение минеральных ассоциаций позволяет выявлять закономерности накопления стратегических металлов в минеральных компонентах горных пород (Kalashnikov et al., 2016; Когарко, 2019).

Микропористые силикаты – характерные минералы щелочных пород и особенно их постмагматических производных: пегматитов, гидротермальных и метасоматических образований (Чуканов и др., 2004). К ним относятся в первую очередь минералы с тетраэдрическими Si, Al (Be, V) каркасами. Микропористые минералы с гетерополиэдрическими каркасами (Аксенов и др. 2023), которые наряду с кремниевыми тетраэдрами содержат полиэдры атомов переходных (Zr, Ti, Nb, Zr и др.) и редкоземельных элементов, отличаются от традиционных тетраэдрических цеолитов большим разнообразием химических составов, кристаллических структур и физико-химических свойств (основной интерес в таких соединениях прикован к их ионообменным, сорбционным и каталитическим свойствам), а определение условий их формирования в природе позволяет подобрать оптимальные компоненты и параметры для синтеза их аналогов. (Чуканов и др. 2004; Николаев и др. 2010; Аксенов, Дейнеко, 2022; Suib et al., 2023).

Фракционирование химических элементов в природных растворах и расплавах приводит к концентрации дефицитных компонентов в ряде микропористых минералов. При этом, структурные данные могут быть использованы при разработке технологических схем экстрагирования и создания современных схем обогащения руд (Safilina et al., 2022).

Работа выполнена в рамках Госзадания № FMEZ-2024-0015.

Литература:

- Аксенов С.М., Дейнеко Д.В. (2022) Кристаллохимия и дизайн новых материалов с минералоподобными структурами: взаимосвязь структурных особенностей с физическими свойствами. Вестник КНЦ 14 (2): 7–16.
- Аксенов С.М., и др. (2023) Модулярность, политипия, топология и сложность кристаллических структур неорганических соединений: обзор. ЖХХ 64(10): 117102.
- Когарко Л.Н. (1977) Проблема генезиса агапитовых магм. М.: Наука. 294 с.
- Когарко Л.Н. (2019) Новый геохимический критерий редкометального оруденения высокощелочных магм (Ловозёрское месторождение, Кольский полуостров). ДАН 487(4): 424–427.
- Николаев А.И. и др. (2010) Нанопористые титаносиликаты: кристаллохимия, условия локализации в щелочных массивах и перспективы синтеза. Вестник КНЦ 3: 51–62.
- Пеков И.В. (2005) Генетическая минералогия и кристаллохимия редких элементов в высокощелочных постмагматических системах. Дисс. докт. г.-м. наук. М.: МГУ. 200 с.
- Хомяков А.П. (1990) Минералогия ультраагапитовых щелочных пород. М.: Наука. 200 с.
- Чуканов Н.В. и др., (2004) Кристаллохимия, свойства и синтез микропористых силикатов, содержащих переходные элементы. Успехи химии 73(3): 227–246.
- Kalashnikov et al. (2016) Rare earth deposits of the Murmansk region, Russia—A review. Economic geology. 111(7): 1529–1559.
- Safilina A.M. et al. (2022) Recovery of uranium, thorium, and other rare metals from eudialyte concentrate by a binary extractant based on 1,5-bis[2-(hydroxyethoxyphosphoryl)-4-ethylphenoxy]-3-oxapentane and methyl trioctylammonium nitrate. Minerals 12(11): 1469.
- Suib S.L. et al. (2023) Recent advances in tetra- (Ti, Sn, Zr, Hf) and pentavalent (Nb, V, Ta) metal-substituted molecular sieve catalysis. Chemical Reviews 123: 877–917.

Растворимость воды в кианите: ИК исследование при давлении до 6 ГПа

Бенделиани А.А.¹, Лиу С.², Бао С.²

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, e-mail: a.bendeliani@outlook.com;

² School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing, China

Кианит является второстепенным минералом эклогитов и играет важную роль в целом ряду метаморфических реакций, отражая высокоглиноземистый характер субстрата. Наряду с гранатом, омфацитом и коэситом, кианит является номинально безводным минералом (NAM) и по некоторым оценкам может содержать до 0.1 мас.% H₂O (например, Rossman, Smyth, 1990). В то же время, кианит не может вносить существенный вклад в глобальный цикл водорода в мантии Земли ввиду ограниченной распространенности и его наименьшей емкости по содержанию H₂O в сравнении с сосуществующими NAM (Bell et al., 2004) и, таким образом, не может рассматриваться в качестве основного поставщика воды в мантию в зонах субдукции. Вместе с тем, кианит является минералом, преобразование которого в водонасыщенных условиях в фазу Egg AlSiO₃OH (Schmidt et al., 1998), может давать начало цепочке последовательных преобразований водосодержащих фаз (в том числе фаз DHMS) с глубиной. До сих пор оценки растворимости воды в кианите производились на природных кристаллах (например, Wu, Wang, 2018), а экспериментальные исследования, которые позволили бы заложить количественную основу для понимания роли воды в NAM, участвующих в метаморфических процессах литосферной мантии, отсутствуют.

В настоящей работе проведен синтез водосодержащего кианита с использованием установки высокого давления типа Large-Volume-Cubic-Type в системе Al₂O₃-SiO₂-H₂O при 4, 5 и 6 ГПа и температуре 1400°C, выдержка составляла 48 часов. Фазовые ассоциации продуктов опытов представляют собой кианит, корунд, флюид и стекло (87 ± 2 мас.% SiO₂, 13 ± 2 мас.% Al₂O₃). С целью установления концентраций H₂O в синтезированных зернах кианита, проведено исследование инфракрасных (ИК) неполяризованных спектров поглощения с использованием ИК микроскопа Nicolet iN10 MX, в диапазоне 4000–675 см⁻¹ при комнатных РТ параметрах. Измерения проводились в точке с апертурой 30 мкм, количество накоплений – 512, разрешение – 4 см⁻¹. Для анализа использовались плоскополированные пластины толщиной от 40 до 60 мкм, для каждого образца проанализировано не менее 10 случайно ориентированных кристаллов. ИК полосы зафиксированы в диапазоне 3660 и 3370 см⁻¹. Для оценки концентраций воды в кианите использовалась калибровка по (Bell et al., 2004). Выявлено снижение концентраций H₂O в кианите с ростом давления: 4 ГПа – 753 ± 51, 5 ГПа – 708 ± 69, 6 ГПа – 657 ± 144 ppm H₂O.

Полученные результаты ограничивают концентрации воды в кианите при заданных РТ параметрах и могут служить предметом для дискуссий о распределении H₂O между сосуществующими номинально безводными фазами, поскольку определяют кианит в качестве минерала, способного наряду с гранатом (до 1735 ppm) и омфацитом (до 3020 ppm) (Litasov, Ohtani, 2007) отвечать за водный транспорт на мантийные глубины в зонах субдукции.

Работа выполнена по госбюджетной теме «Режимы петрогенеза внутренних геосфер Земли» геол. ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова.

Литература:

- Bell D.R., Rossman G.R., Maldener J., Endisch D., Rauch F. (2004) Hydroxide in kyanite: A quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum. *American Mineralogist*. 86. 998–1003.
- Litasov K. D., Ohtani E. (2007) Effect of water on the phase relations in Earth's mantle and deep water cycle. *GSA special Paper* 421.
- Rossman G.R., Smyth J.R. (1990) Hydroxyl contents of accessory minerals in mantle eclogites and related rocks. *American Mineralogist*. 75. 765–780.
- Schmidt M.W., Finger L.W., Angel R.J., Dinnebier R. E. (1998) Synthesis, crystal structure, and phase relations of AlSiO₃OH, a high-pressure hydrous phase. *American Mineralogist*. 83. 881–888.
- Wu Y.-N., Wang Y.-F. (2018) An FTIR study of kyanite in the Maobei kyanite-bearing eclogites from the Sulu Orogenic Belt, Eastern China. *Journal of Earth Science*. 29(1). 21–29.

Особенности Sr-Nd-Pb-изотопных характеристик миоценовых магматических пород прибрежного вулканического комплекса, Южная Камчатка

Бергаль-Кувикас О.В.^{1,2,3}, Чугаев А.В.³, Ларионова Ю.О.³

¹ ИВУС ДВО РАН, e-mail: kuvikas@mail.ru;

² КамГУ им. В.Беринга;

³ ИГЕМ РАН, e-mail: vassachav@mail.ru; geochron2018@yandex.ru

Прибрежный вулканический комплекс (ПВК) сформирован рядом сближенных вулканических массивов, протягивающихся дуговой цепью в узкой прибрежной полосе Берегового хребта от Авачинской губы до бухты Вестник на Южной Камчатке. Ширина зоны распространения ПВК около 20 км, длина около 120 км (Государственная., 2000; 2006). Обнажения, присутствующие в береговых обрывах Южной Камчатки, представляют собой вулканические и плутонические образования различного состава: от базальтов до риолитов и от гранитов до габбро (Шеймович, Патока, 1989). Вулканические, покровные образования ПВК состоят из андезитов, базальтов, андезибазальтов, их туфов, игнимбритов и туфов кислого состава, туффиитов, туфопесчаников, туфогравелитов, туфоконгломератов (Государственная., 2006). Формирование миоценовых вулканитов ПВК происходило на палеошироте, близкой к современному положению (около 52°), что свидетельствует в пользу заложения миоценового надсубдукционного вулканического пояса на более древнем основании Олюторско-Камчатской складчатой системы, а не в пределах отдельного экзотического террейна по данным палеомагнитных исследований (Латышев и др., 2025).

В настоящей работе приведены первые результаты изучения Sr-Nd-Pb изотопных характеристик миоценовых магматических пород ПВК. Изотопные составы Sr и Nd в этих породах варьируют в относительно узких диапазонах: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70326 - 0.70378$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512994 - 0.513082$. Столь же малый масштаб вариаций демонстрируют и Pb-Pb данные: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.236 - 18.333$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.474 - 15.496$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.887 - 38.028$. Сравнительный анализ показывает, что по своим изотопным характеристикам (прежде всего, по изотопному составу Pb) породы ПВК отличаются от миоценовых и голоценовых вулканитов Восточно-камчатского пояса. Фиксируемые различия в изотопных характеристиках, по-видимому, отражают особенности геодинамической эволюцией Камчатки в миоценовое время, на которое приходится в том числе аккреция Кроноцкой палеодуги и заложением Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций. Кроме того, они свидетельствуют о значительном вкладе вещества дегидратированной океанической плиты на начальном этапе формирования вулканического пояса Южной Камчатке в миоцене.

«Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10019-П, <https://rscf.ru/project/22-77-10019-П/>».

Литература:

- Государственная геологическая карта Российской Федерации (2000). Серия Южно-Камчатская. Масштаб 1 : 200 000. Листы N-57-XXI (Северные Коряки), N-57-XXVII (Петропавловск-Камчатский), N-57-XXXIII (сopка Мутновская): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 302 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации (2006). Серия Корякско-Камчатская. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист N-57: Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 376 с.
- Латышев А.В., Аносова М.Б., Латанова Е.А., Бергаль-Кувикас О.В. (2025) Палеомагнетизм миоценовых магматических образований южной Камчатки. Физика Земли. № 3 (в печати).
- Шеймович В.С., Патока М.Г. (1989). Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: Недра. 207 с.

Включения в алмазах – ключ к познанию состава мантии Земли

Бобров А.В.

Геологический факультет МГУ, Москва, e-mail: archi@geol.msu.ru

Представления о составе и строении глубинных оболочек Земли начали формироваться еще в первой половине XX века, и их основой служили, главным образом, эксперименты при высоких температурах и давлениях, а также геофизические данные. Кроме того, при построении моделей состава мантии Земли используются данные метеоритики, термодинамики и результаты прямых геологических наблюдений.

Включения в алмазе дают наиболее достоверную информацию о минеральном составе мантии Земли на различных горизонтах, что позволяет уточнять и корректно интерпретировать геофизические и экспериментальные данные. Вместе с тем, надежность петрологических построений на основе данных по включениям в алмазах с различных уровней глубинности явно отличается в силу различной представительности алмазов с включениями минералов верхней мантии, с одной стороны, переходной зоны и нижней мантии, с другой стороны (Taylor, Anand, 2004).

Для *верхней мантии* широко обсуждаемая пиролитовая модель мантии (Рингвуд, 1981) находит надежное подтверждение в составе как ассоциаций включений в алмазах, так и пород мантийных ксенолитов. Наблюдаемое сочетание перидотитового и эклогитового парагенезисов алмаза с резким преобладанием первого из них свидетельствует о преимущественно перидотитовом (гранат-лещцолитовом) составе верхней мантии с подчиненной долей эклогитов, представляющих собой результат глубокой переработки вещества океанической коры на различных глубинах.

Как следует из анализа данных по включениям в алмазах *переходной зоны*, в целом, для этой области устанавливается большая роль эклогитовой (гранатитовой) ассоциации, на что указывает значительное количество натрийсодержащих высококальциевых мейджоритовых гранатов, иногда в ассоциации с омфацитом. Эти данные хорошо согласуются с теоретическими и экспериментальными представлениями о том, что именно в переходной зоне аккумулируется вещество стагнирующих океанических плит (Anderson, Bass, 1986).

Анализ состава и распространенности *нижнемантийных ассоциаций* включений в природных алмазах демонстрирует явное несоответствие с экспериментальными данными (Kaminsky, 2017). Во-первых, распространенность ферропериклаза в природных алмазах гораздо выше по сравнению с экспериментальными данными и результатами теоретического моделирования состава нижней мантии Земли. Во-вторых, составы ферропериклаза оказываются значительно более железистыми по сравнению с минералами, полученными в ходе экспериментального изучения пиролитовых систем. Большинство исследователей рассматривают эти несоответствия как иллюстрацию различия в валовых составах верхней и нижней мантии. Тем не менее, следует отметить, что в решении проблемы состава нижней мантии нельзя ориентироваться только на данные по включениям в алмазах. Необходимо также использовать результаты экспериментов, в том числе по синтезу алмаза и изучению эволюции алмазообразующих систем в условиях нижней мантии Земли. Так, из результатов опытов, проведенных в карбонатно-силикатных системах в условиях частичного плавления, следует, что ферропериклаз является минералом на ликвидусе в широком диапазоне температур и давлений. При этом богатый железом ферропериклаз вполне может образовываться и в пиролитовой мантии, хотя при этом и необходимо наличие щелочно-карбонатных расплавов. Как было показано в работе Ю. А. Литвина с соавторами (2016), такие карбонатно-силикатные расплавы являются алмазообразующими при нижнемантийных параметрах, и их образование связано с малыми степенями частичного плавления карбонатизированного мантийного вещества.

Литература:

- Литвин Ю.А., Спивак А.В., Кузюра А.В. (2016) Основы мантийно-карбонатитовой концепции генезиса алмаза. *Геохимия* 54: 873–892.
- Рингвуд А.Е. (1981) Состав и петрология мантии Земли. Москва, Недра. 584 с.
- Anderson D.L., Bass J.D. (1986) Transition region of the Earth's upper mantle. *Nature* 320: 321–328.
- Kaminsky F.V. (2017) The Earth's lower mantle: Composition and structure. Springer. 331 p.
- Taylor L.A., Anand M. (2004) Diamonds: time capsules from the Siberian Mantle. *Chemie der Erde* 64: 1–74.

Талькиты месторождения Красная Поляна, Южный Урал

Бобров А.В., Тамарова А.П.

Геологический факультет МГУ, Москва, e-mail: archi@geol.msu.ru

Месторождение Красная Поляна располагается в 40 км к югу от г. Миасс в Челябинской области и является одним из объектов учебной практики по петрологии для студентов геологического факультета МГУ. Месторождение имеет вытянутую форму и приурочено к северному окончанию Магнитогорского поднятия, в пределах которого находится узкий, меридионально вытянутый пояс ультраосновных пород (Еремин, 2007). Представляющее главную ценность тело талькитов имеет форму линзы с несколькими ответвлениями, сложенное карбонат-тальковыми сланцами, породы залегают согласно с окружающими их слоями хлоритовых сланцев. Одна из ключевых проблем в понимании генезиса талькитов на месторождении Красная Поляна – отсутствие тел ультрамафитов в разрезе, что отличает данный объект от многих типичных тальковых месторождений Урала.

По результатам геологических наблюдений, талькиты, представленные тальковыми и карбонат тальковыми сланцами, образуют переходы к регионально метаморфизованным кварц-альбит-слюдяным сланцам и альбит-слюдяным кварцитам через серию промежуточных разностей пород: тальк-хлоритовых, хлоритовых, серицит-хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцев. Устанавливаются явные признаки замещения одних пород другими. В результате встречной диффузии происходило развитие реакционной метасоматической зональности, одним из вариантов которой можно считать следующий: тальк (тальк + магнезит) – тальк + хлорит – тальк-серицит-хлоритовый сланец – серицитовый сланец.

К числу наиболее важных результатов проведенных нами исследований следует отнести установление в тальковых сланцах зерен хромшпинелида, состав которых ($75 \text{ мол.}\% \text{ FeCr}_2\text{O}_4$) позволяет предположить дуниты в качестве первичных ультраосновных пород. Характерная морфология хромита, присутствующего в виде мелких раздробленных фрагментов, вытянутых в цепочки параллельно сланцеватости пород, свидетельствует о том, что их метасоматическому преобразованию и развитию талька (метасоматоз кислотной стадии) предшествовал этап интенсивной серпентинизации, сопряженный с деформацией и меланжированием пород.

Широко представленные в породах порфиробласты карбонатов имеют широкие вариации состава, который в значительной степени определяется химизмом субстрата. Так, в тальковых сланцах присутствует железистый магнезит, в то время как в хлоритовых, слюдяных сланцах и промежуточных между ними разностях, присутствует доломит. Выделенные в породах месторождения генерации карбонатов не просто различаются по составу, но также фиксируют различные этапы эволюции пород. Так, карбонаты первой генерации (протокинематический тип) соответствуют главной стадии метасоматоза, в ходе которой образуются тальковые сланцы и ореол пород, в различной степени обогащенных хлоритом. Карбонат второй генерации (железистый магнезит), образующий прерывистые каймы вокруг зерен карбоната первой генерации в хлоритовых и тальковых сланцах, обладает всеми признаками синкинематических порфиробластов.

Следующим этапом преобразования пород является вторая стадия метасоматоза, связанная с новым привнесом флюида, существенно кислого состава и содержащего большое количество углекислоты. Наиболее значительно эти преобразования проявили себя в тальковых сланцах, в которых при разложении талька произошло образование кварц-магнезитовой ассоциации. Метакристаллы магнезита (посткинематические порфиробласты третьей генерации) нередко содержат в себе включения хромита и пространственно совмещены с кварцем.

По сути, кварц-магнезитовая ассоциация в тальковых сланцах сходна с парагенезисом лиственитов – наиболее низкотемпературных метасоматических пород кислотной стадии, охватывающей температурный диапазон 280–330°C. Собственно листвениты, породы кварц-карбонат-фукситового состава, на месторождении Красная Поляна наблюдаются только в хлоритовых сланцах в виде гнезд, линз и прожилков. Кроме того, в хлоритовых и тальк-хлоритовых сланцах эта ассоциация локально развита в выщелоченных ядерных частях порфиробластов карбоната.

Литература:

Еремин Н.И. (2007) Неметаллические полезные ископаемые. Москва, Изд-во МГУ. 459 с.

Фазовый состав и микроструктура переходного слоя соединения кобальта и кремния, полученного методом горячего прессования

Большаков А.М.

Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: anbolsakov29@gmail.com

Исследован переходный слой, образованный при горячем прессовании монокристалла кремния в порошке кобальта. Методами сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) и энергодисперсионного рентгеновского анализа (EDS) установлено, что исходный образец содержит три фазы силицидов кобальта, термодинамически стабильных при нормальных условиях (Lijun Zhang, 2006): Co_2Si , CoSi и CoSi_2 , расположенные слоями с четкими границами. Средние толщины слоев составили 7,18 мкм (Co_2Si), 21,03 мкм (CoSi) и 4,35 мкм (CoSi_2).

После отжига при 800 °С в течение 96 часов фаза CoSi_2 исчезла, а на границах слоев образовались трещины с повышенным содержанием кислорода. Средняя толщина переходного слоя уменьшилась на 7,8 мкм, что связано с исчезновением CoSi_2 и развитием трещин. Анализ дифракции обратно рассеянных электронов (EBSD) подтвердил поликристаллическую структуру кобальта и монокристалличность кремния, сохраняющуюся после отжига.

Результаты работы демонстрируют влияние термической обработки на фазовый состав и микроструктуру переходного слоя, что важно для понимания процессов диффузии и окисления в системах Co-Si, применяемых в термоэлектрических устройствах.

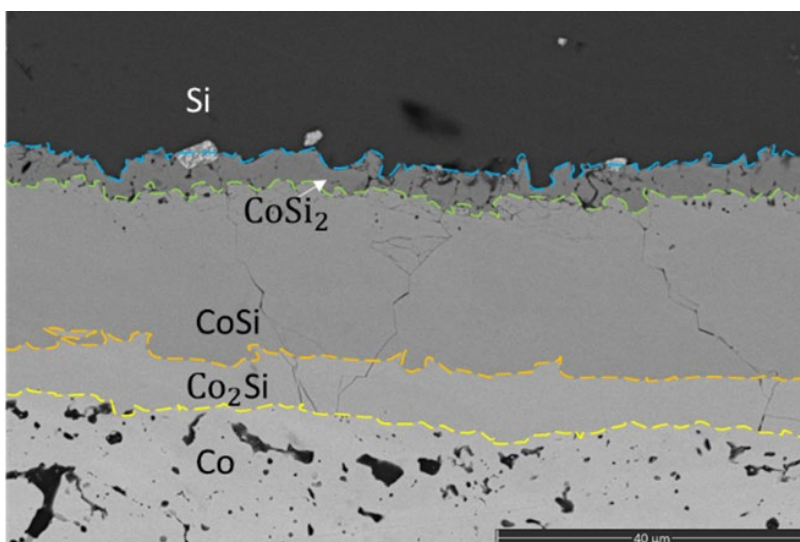


Рис. 1. Полученные СЭМ изображения образца, не подверженного отжигу

Литература:

Lijun Zhang, Yong Du, Honghui Xu, Zhu Pan. Experimental investigation and thermodynamic description of the Co-Si system // Computer Coupling of Phase Diagrams and Thermochemistry, vol. 30, 2006, 470–481.

Флюидные включения в метапелитовых гранулитах Оазиса Бангера, Восточная Антарктида

Бочаров В.Н.¹, Акимова Е.Ю.¹, Боровков Н.В.²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
e-mail: w.bocharow@spbu.ru; e.akimova@spbu.ru;

² ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

Проблема флюидного режима гранулитового метаморфизма является одной из наиболее актуальных задач петрологии метаморфических пород. Предполагается, что проявлению гранулитовых ассоциаций в породах способствует низкая активность воды во флюиде (иначе начинается частичное плавление пород). Низкую активность воды обычно связывают с повышенным содержанием как углекислоты, так и солей во флюиде (Аранович и др., 2017 и ссылки там).

Один из известных и сравнительно неплохо изученных районов проявления УНТ-метаморфизма – Оазис Бангера в Восточной Антарктиде (Tucker et al., 2020 и ссылки там). Изученный в работе образец был отобран в юго-восточной части оазиса Бангера, где преобладают полосчатые метапелитовые гранулиты и гнейсы. В шлифе диагностированы следующие минералы: гранат, кварц, калиевый полевой шпат, кордиерит, шпинель, силлиманит, биотит, непрозрачные рудные минералы. Согласно результатам термодинамического моделирования методом минимизации свободной энергии Гиббса в программном комплексе Perplex (Connolly, 2005), эволюция метаморфического процесса протекала в условиях постепенного снижения температуры на фоне постоянного низкого давления (3–5 кбар): от наиболее высокотемпературной ассоциации $Pl+Opx+Crd+Ilm+Spl+Qz$ (устойчива в диапазоне температур 910–980 °C), к более низкотемпературной ассоциации $Pl+Grt+Crd+Ilm+Spl+Qz$ (устойчива в диапазоне температур 800–970 °C), и далее – к ещё более низкотемпературной ассоциации $Pl+Grt+Crd+Ilm+Sil+Qz$ (устойчива в диапазоне температур 630–900 °C).

Для выяснения возможных причин низкой активности воды при гранулитовом метаморфизме были изучены флюидные включения в кварце на рамановском спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800. Установлено присутствие многочисленных первично-вторичных включений, представленных крупными водно-солевыми включениями, водно-солевыми с пузырьком метана, углекислотными включениями, а также углекислотными с кристаллом нахколита. Встречаются немногочисленные, по-видимому, первичные, метановые флюидные включения, содержащие твёрдые фазы, представленные графитом, пиритом и сидеритом (по-видимому, более поздним, образовавшимся в процессе окисления).

Полученные результаты позволяют реконструировать эволюцию флюидного режима гранулитового метаморфизма пород Оазиса Бангера следующим образом. Ранние, наиболее высокотемпературные парагенезисы содержали стабильный графит и формировались в восстановительной среде в присутствии существенно-метанового флюида, что подтверждается находками первичных флюидных включений, содержащих графит, метан и пирит. В дальнейшем, на фоне снижения температуры при гранулитовом метаморфизме, происходил рост fO_2 , спровоцировавший переход к безграфитовым ассоциациям и изменение состава флюида, находящегося в равновесии с породой, в сторону водно-углекислотного.

Рамановские исследования были проведены в РЦ Геомодель при поддержке СПбГУ, шифр проекта 124032000029-9.

Литература:

- Аранович Л.Я. (2017) Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации. *Петрология*. 25 (5): 491–503.
- Connolly J.A.D. (2005) Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*. 236: 524–541.
- Tucker N.M., Hand M., Clark C. (2020) The Bunge Hills: 60 years of geological and geophysical research. *Antarctic Science*. 32 (2): 85–106.

Экспериментальное и природное изучение образования К-Ва хром-содержащих титанатов при высоких давлениях: приложение к мантийному метасоматозу

Бутвина В.Г.^{1,2}

¹ ГЕОХИ РАН, Москва, e-mail: butvina@geockhi.ru;

² ИЭМ РАН, Черноголовка, e-mail: butvina@iem.ac.ru

Изучение реакций, ответственных за образование индикаторных минералов: К-Ва минералов кричтонитовой, магнетоплюмбитовой и голландитовой групп в мантийных породах во время модального мантийного метасоматоза, является ключом к пониманию механизма данного процесса.

Интерес к К-Ва минералам из магнетоплюмбитовой (МГМ), кричтонитовой и голландитовой групп связан с их присутствием в качестве аксессуарных компонентов в разных типах горных пород, в основном метасоматического генезиса. Появление этих фаз может быть результатом воздействия флюида, обогащенного Ti и K, что свидетельствует о метасоматозе мантийных пород. Обнаруженные и подробно исследованные различными современными методами необычные включения К-Ва титанатов в магнезиальном алюмохромице из гранат-шпинелевого лерцолита являются неопровержимым доказательством проявления модального мантийного метасоматоза. Это обуславливает актуальность их экспериментального синтеза.

Продолжены эксперименты по кристаллизации К-Сг и Ва-Сг крайних членов твердых растворов титанатов кричтонитовой (матиасит-линдслейит), магнетоплюмбитовой (имэнгит-хоторнеит) и голландитовой (прайдерит-редледжеит) групп при проведении реакций метасоматоза при давлениях 1.8–5.0 ГПа. В результате поставленных экспериментов получены и изучены все перечисленные минералы (рис. 1), для пополнения банка данных рамановских спектров (библиотека <https://rruff.info>) были получены КР-спектры крайних членов твердых растворов К-Ва титанатов кричтонитовой (матиасит-линдслейит), магнетоплюмбитовой (имэнгит-хоторнеит) и голландитовой (прайдерит-редледжеит) групп соответственно, расшифрована структура полученного имэнгита.

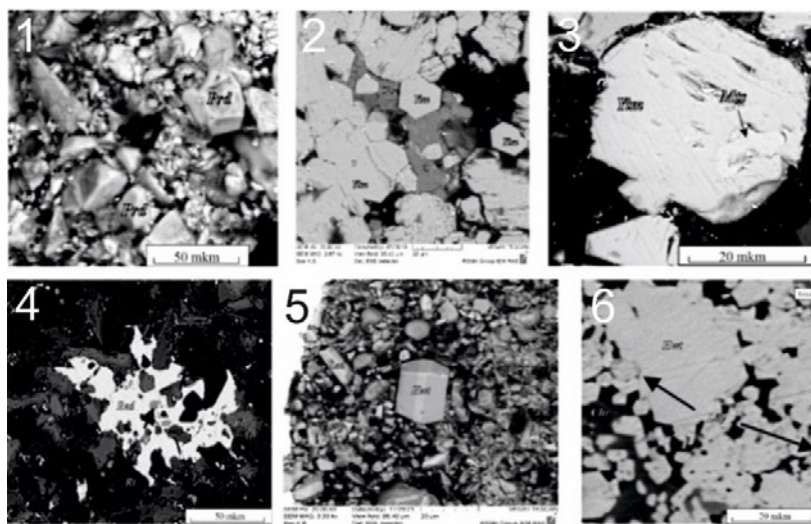


Рис. 1. Калиевые (1–3) и бариевые (4–6) минералы кричтонитовой, магнетоплюмбитовой и голландитовой групп. Изображения в отраженных электронах. Prd – прайдерит, Mts – матиасит, Yim – имэнгит, Red – редледжеит, Ldy – линдслейит, Hwt – хоторнеит.

Эксперименты показали, что К-Ва-Сг титанаты образуются во всем исследованном диапазоне давлений, а также подтвердили возможность совместного образования титанатов.

Работа выполнена в рамках темы FMUF-2022–0001 государственного задания ИЭМ РАН на 2022–2026 гг. ИЭМ РАН, частично в рамках госзадания ГЕОХИ РАН.

Модулярное строение нового Ga-, Ge-представителя структурного семейства дюмортьерита с общей формулой $\text{Al}[(\text{Al}, \text{Ga})_2\text{O}]_3[(\text{Si}^{4+}, \text{Ge}^{4+})\text{O}_4]_3(\text{BO}_3)$

Вайтиева Ю.А.¹, Сеткова Т.В.², Спивак А.В.², Аксенов С.М.^{1,3}

¹ Лаборатория арктической минералогии и материаловедения ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: aks.crys@gmail.com;

² Институт экспериментальной минералогии имени академика Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, e-mail: setkova@iem.ac.ru;

³ Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, e-mail: aks.crys@gmail.com

Обширное семейство природных и синтетических дюмортьеритоподобных соединений, представленное минералами надгруппы дюмортьерита и семейством элленбергерита, может быть описано общей формулой $X(M_2\Phi)_3(T^h\Theta^h_3\Theta^h)_3(T^t\Theta^t_3\Theta^t)$ (Evans et al., 2012; Шванская, Якубович, 2021), где $M_2\Phi$ – двойные цепочки из связанных по граням октаэдров, характеризующиеся двумя топологическими типами (которые можно обозначить как $(M^H_2\Phi^H)$ и $(M^C_2\Phi^C)$, соответственно); $(T^h\Theta^h_3\Theta^h)$ и $(T^t\Theta^t_3\Theta^t)$ – группировки в каналах гексагонального (h) и треугольного (t) сечения; X – октаэдрические катионы, располагающиеся в широких гексагональных h -каналах. В настоящей работе приводятся результаты первого успешного синтеза нового Ga-, Ge-представителя семейства дюмортьерита, который характеризуется структурным типом, промежуточным между элленбергеритом и дюмортьеритом.

Синтез проводился в гидротермальных условиях при температуре 600–650°C и давлении 100 МПа в растворе борной кислоты (30 мас.% H_3BO_3). Смесь шихты состояла из кристаллических кварца и корунда, а также порошкообразных оксидов галлия и германия (99,9%) в соотношении 3 : 3 : 1 : 1, соответственно. Продолжительность опытов составила 14 дней. В результате получены игольчатые кристаллы до 0.35 мм в длину. Кристаллическая структура нового соединения изучена методом рентгеноструктурного анализа с использованием монокристалльного дифрактометра Rigaku XtaLAB Synergy-S (HyPix детектор; MoK α -излучение, $\lambda = 0.71073 \text{ \AA}$). Параметры гексагональной элементарной ячейки: $a = 23.9427 (1) \text{ \AA}$, $c = 4.7923 (1) \text{ \AA}$, $V = 2379.1 (1) \text{ \AA}^3$; пр. гр. $R\bar{6}_3mc$. Структурная модель уточнена до итогового $R = 5.79\%$ с использованием 2053 $I > 2\sigma(I)$ с помощью программы Jana2006.

По аналогии с другими представителями структурного семейства дюмортьерита кристаллохимическая формула нового Ga-, Ge-представителя может быть записана в виде ($Z=8$): $\text{A}[(\text{Al}, \text{Ga})_2\text{O}]_3[(\text{Si}^{4+}, \text{Ge}^{4+})\text{O}_4]_3(\text{BO}_3)$. В кристаллической структуре присутствуют цепочки $M^H_2\Phi^H$ и $M^C_2\Phi^C$ типов в соотношении 1 : 1. Катионы Ge^{4+} замещают Si^{4+} во всех тетраэдрических позициях, что выражается в увеличении средних расстояний $T - \text{O}$ от 1.724 до 2.03 $\text{\AA}$. Катионы Ga^{3+} располагаются вместе с катионами Al^{3+} в двойных цепочках типа $M^C_2\Phi^C$.

Структуры дюмортьеритоподобных соединений могут быть разбиты на составляющие слои (Evans et al., 2012). Особенностью нового соединения являются слои, состоящие из шестиугольников $X(T^h\Theta^h_3\Theta^h)$, чередующихся с цепочками $M^C_2\Phi^C$ типа, к которым прикрепляются $(T^t\Theta^t_3\Theta^t) - \text{BO}_3$ -треугольники, у которых отсутствуют дополнительные анионные Θ^t -лиганды; слои, состоящие из двойных чередующихся цепочек $M^H_2\Phi^H$ и $M^C_2\Phi^C$ типов, а также и слои, состоящие из шестиугольников $X(T^h\Theta^h_3\Theta^h)$, чередующихся с цепочками $M^H_2\Phi^H$ типа, к которым также прикрепляются $(T^t\Theta^t_3\Theta^t) -$ группировки BO_3 -групп треугольного сечения.

Натуральный тайлинг гетерополиэдрического каркаса дюмортьерита имеет вид $[3^24^2]_6 [3^44^4]_3 [3^{38}4^2]$, а каркас элленбергерита характеризуется следующим натуральным тайлингом: $[3^24^2]_6 [3^44^4]_3 [3^{30}4^6]$. Топологические особенности гетерополиэдрического каркаса нового Ga-, Ge-представителя представлены следующим натуральным тайлингом $[3^24^2]_{24} [3^44^4]_{12} [3^{30}4^6] [3^{38}4^2]_3$, содержащем тайлы обозначенных выше минералов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (№ 20-77-10065-П).

Литература:

- Evans R.J., Groat L.A. (2012) Structure and topology of dumortierite and dumortierite-like materials. The Canadian Mineralogist 50: 1197–1231.
- Шванская Л.В., Якубович О.В. (2021) “Гибкие” каркасные структуры и физические свойства соединений с переходными металлами, производных от элленбергерита и β -тридимита. Кристаллография 66(1): 13–31.

История алмаза

Гаранин В.К.

Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, e-mail: vgaranin@mail.ru

Алмаз через арабский **ألماس** [‘almās] древнегреческий **ἀδάμας** «несокрушимый») – минерал, кубическая аллотропная форма углерода. Алмаз – один из самых известных и наиболее востребованных драгоценных камней. Твердость алмаза и его высокая дисперсия света, придающие алмазу характерный «огонь», делают его полезным для промышленного применения и весьма популярным в качестве бриллианта в ювелирных изделиях.

Промышленные месторождения алмазов связаны с кимберлитовыми и лампроитовыми трубками, расположенными в древних кратонах. Основные месторождения этого типа известны в Африке (особенно в Южной Африке), России, Австралии и Канаде.

Наиболее древние месторождения алмазов в Индии, на востоке Деканского плоскогорья; эти месторождения уже к концу XIX века были очень сильно истощены.

В 1727 году были открыты богатейшие алмазные месторождения Бразилии, особенно в провинции Минас-Жерайс, у Теюке или Диамантины, также у Ла-Хапады в провинции Баия.

С 1867 года стали известны богатые месторождения Южной Африки – «Капские» алмазы. Алмазы были найдены возле современного города Кимберли в коренных отложениях, получивших названия кимберлитов. Самым главным объектом алмазодобычи в районе Кимберли стала «Большая дыра» («Big Hole»), вырытая практически вручную нахлынувшими сюда старателями, численность которых достигла 50 тыс. чел.

Первые алмазы в Северной Америке были обнаружены при промывке россыпного золота в районе гор Аппалачи в 1843 году и в 1849 году в россыпях золота Калифорнии. В 1837 г. открыты кимберлиты в Итаке и Сиракузах (Нью-Йорк). В 1876 г. обнаружены первые алмазы в Канаде в районе великих озер, в 1961 г. открыта первая кимберлитовая трубка в Квебеке. 1980–1990 гг. – открытие крупнейших месторождений алмазов в Северной Америке: Лак де Грас (1989), Форт а ла Корн (1989)

В Австралии в 1983 году был основан рудник Аргайл, ставший первым крупным предприятием по добыче алмазов в Австралии с содержанием алмаза до 5 кар./т. В пиковый 1994 год на руднике было добыто более 42 миллионов каратов необработанных алмазов, что составляло 40% мирового производства. Рудник славился своими розовыми алмазами.

В России первые алмазы были найдены в россыпях золота на Урале еще во времена империи. До отечественной войны 1941–1945 гг. здесь уже добывали россыпные алмазы из района Вишеры Пермского края. С 1953 г. начались открытия месторождений алмаза в Якутии, крупнейшей в мире алмазной провинции, в которой действуют 27 коренных кимберлитовых месторождений. С 1980 года начались поиски алмазных месторождений в Архангельской области. В настоящее время на этой территории действуют два месторождения алмаза им. М. В. Ломоносова и Владимира Гриба.

Большинство специалистов склоняется к магматической и мантийной теориям, к тому, что атомы углерода под большим давлением (как правило, 50 000 атмосфер) и на большой (примерно 200 км) глубине формируют кубическую кристаллическую решётку – собственно алмаз. Камни выносятся на поверхность вулканической магмой (кимберлитовым или лампроитовым расплавом) во время формирования так называемых «трубок взрыва».

Возраст алмазов варьирует от 100 миллионов до 3,5 миллиардов лет.

Интересно отметить, что для получения одного карата природных алмазов нужно обработать около 250 т алмазосодержащей руды. Учитывая то, что при огранке самородок теряет в среднем половину веса, количество необходимой руды можно удвоить.

В настоящее время главными добывающими алмазы странами являются Россия и Ботсвана, далее Ангола, Канада, ЮАР, Конго. Природных алмазов по запасам хватит примерно на 50 лет.

Кроме кимберлитов и лампроитов известны еще ряд других генетических типов алмаза в природе от космических алмазных тел, алмазных метеоритах, алмазах гексагональной формы в кратерах, метаморфических, в дунитах и карбонатитах. что указывает на полигенность и дискретность природного алмазообразования и увязано с эволюцией тел в космосе в пространстве и во времени.

Проявление многостадийного мантийного метасоматоза на контакте с пироксенитовыми жилами

Гибшер А.А., Мальковец В.Г.

ИГМ СО РАН, Новосибирск, e-mail: n.gibsher@gmail.com

Мантийный метасоматоз и частичное плавление – два основных процесса ответственные за изменения состава литосферной мантии. В данной работе мы представляем результаты детального минералогического, геохимического и изотопного исследования коллекции образцов контактовых мантийных ксенолитов из ордовикских камптонитовых даек агардагского щелочнобазальтоидного комплекса Западного Сангилен, представляющих собой клинопироксенитовые ($\pm$ амфибол, флогопит) жилы, секущие лерцолиты шпинелевой фации. Состав минералов жил и вмещающих их перидотитов был детально изучен вдоль профилей перпендикулярно контакту с жилами, что позволило установить закономерности распределения как главных, так и редких элементов в минералах матрикса лерцолитов по мере удаления от жил.

На контакте шпинелевого лерцолита с комбинированной амфибол-флогопит-клинопироксеновой жилой сохранились диффузионные профили обогащения как по главным (TiO_2 , FeO , Na_2O и др.), так и по редким элементам (La , Ce , Zr и др.). При детальном изучении химического состава минералов удалось установить, что внедрение данной жилы было многостадийным. В первую стадию внедрения произошло проникновение карбонатитового расплава/флюида, что привело к верлитизации лерцолита. В зоне перехода лерцолит-верлит сохранились реликты ортопироксена в клинопироксене. Далее, во вторую стадию, последовало внедрение по той же ослабленной зоне силикатно-карбонатного расплава, сформировавшего флогопит-клинопироксеновую часть жилы с крупными (до 150 мкм) карбонатными глобулами. На третьей стадии внедрился щелочной силикатный расплав, сформировавший амфиболовую часть жилы, а отделяющийся от нее и просачивающийся в межзерновое пространство силикатный расплав/флюид сформировал каймы вокруг клинопироксена с большим количеством минеральных микровключений (флогопит, сфен, кальцит, апатит, оливин и др.). В заключительную стадию, видимо по той же ослабленной зоне, произошло внедрение щелочнобазальтоидного камптонитового расплава, отделившего фрагменты мантийного вещества и вынесшего его на поверхность в виде ксенолитов. Данный камптонитовый расплав сформировал каймы на амфиболе с резким обогащением по Sr , Zr , Ce и другим элементам. Также на контакте минералов ксенолита с расплавом наблюдается фрагментация зерен пироксенов.

Сохранившиеся диффузионные профили в ксенолите свидетельствуют о том, что внедрение всех перечисленных стадий расплава произошло незадолго до захвата и выноса ксенолитов на поверхность. Изотопный состав Sr и Nd амфибол-флогопит-клинопироксеновой жилы ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Initial}}$ $0,702740 \pm 7$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{Initial}}$ $0,51243 \pm 14$) в пределах ошибки совпадает с таковым вынесших их на поверхность камптонитов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Initial}}$ $0,702715 \pm 01$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{Initial}}$ $0,512399 \pm 1$), что указывает на формирование щелочно-базитового расплава при плавлении мантии, пронизанной жилами подобного состава.

Изучены и другие жилы в ассоциации мантийных ксенолитов Западного Сангилен, в которых не сохранилось диффузионных профилей. В ксенолитах с амфиболовыми жилами наблюдаются ортопироксенитовые реакционные зоны, сопоставимые по толщине с самой жилой, но диффузионные профили во вмещающем шпинелевом лерцолите отсутствуют. Формирование ортопироксена является следствием реакции оливина лерцолита с водным силикатным расплавом/флюидом. Изотопные характеристики Sr и Nd данной жилы ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Initial}}$ $0,702705 \pm 4$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{Initial}}$ $0,512324 \pm 1$) совпадают с таковыми Правотарлашкинского габброидного массива ($494,6 \pm 9,5$ млн лет, Sm-Nd датировка; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{Initial}}$ $0,703706 \pm 2$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{Initial}}$ $0,512249 \pm 10$), имеющего надсубдукционные характеристики, что указывает на образование сформировавших его расплавов в результате плавления мантии, пронизанной амфиболовыми жилами.

Таким образом, в мантийных ксенолитах Западного Сангилен запечатлены следы просачивания сквозь литосферную мантию базитовых расплавов на протяжении длительного интервала времени – начиная с коллизионного этапа (~ 495 млн лет) и заканчивая трансформно-сдвиговым (~ 440 млн лет), а образцы с сохранившимися диффузионными профилями позволяют оценить смену состава внедряющегося расплава во времени.

Эволюция состава слюд мантийных минеральных ассоциаций: экспериментальное моделирование

Горнова Е.С.¹, Бенделиани А.А.^{1,2}, Бобров А.В.^{1,2}

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, e-mail: a.bendeliani@outlook.com;

² ГЕОХИ РАН, Москва

Выполнены серии экспериментов, которые впервые позволили систематически описать фазовые отношения и детально проследить изменение состава минералов-индикаторов модального мантийного метасоматоза (флогопита и К-рихтерита) в системах, моделирующих ультраосновную алмазобразующую ассоциацию с различной долей участия корового материала в верхнемантийных условиях.

Эксперименты, направленные на синтез высокобарных слюд в карбонатно-силикатных водосодержащих системах перидотит+K₂CO₃+H₂O, базальт+K₂CO₃+H₂O проводились с использованием высокобарной установки НЛ-13Т типа «наковальня с лункой» (тороид) в ГЕОХИ РАН при 7 ГПа при температурах 900, 1000, 1100 °С. Стартовые составы представляли собой смесь оксидов, гидроксидов и карбонатов, процентное соотношение которых рассчитывалось таким образом, чтобы стартовый состав представлял собой смесь перидотит/базальт (1 мас. % Cr₂O₃/1.63 мас.% TiO₂) + 1 % H₂O + 30 % K₂CO₃. Подобранный состав смесей определен областью стабильности флогопита в водосодержащем карбонатизированном перидотите с учетом валового содержания K₂O и состава летучих компонентов в системе (H₂O/H₂O+CO₂) (Сокол и др., 2015). Высокие содержания CO₂ в системе оказываются существенными при генерации кимберлитовых магм и приближены концентрациям CO₂ в кимберлитах группы II (Becker, Le Roex, 2006).

Были получены минеральные ассоциации, включающие в себя слюду, амфибол, гранат, пироксен, карбонат и закаленный расплав. С увеличением температуры наблюдается уменьшение объемного содержания водосодержащих фаз и увеличение доли расплава, граната и пироксена. Увеличение доли базальтового материала в стартовой смеси определяет уменьшение объемного содержания амфибола, карбоната, увеличение содержания граната и слюды.

С ростом доли коровой составляющей состав слюд изменяется от триоктаэдрического флогопита к диоктаэдрическому алюмоселадониту, причем с повышением температуры отношение Al/Si в слюдах уменьшается. Увеличение базальтового компонента в системе до 50% сопровождается образованием вакансий в октаэдрической позиции, в частности, за счет вхождения ионов Ti⁴⁺, и определяет присутствие монтдоритового компонента (K₂Mg₅□)Si₈O₂₀(OH)₄. При повышении доли корового материала в системе до 60% возможна лишь кристаллизация диоктаэдрических слюд мусковит-алюмоселадонитового состава. С увеличением температуры диоктаэдрические слюды изменяют состав в ряду мусковит – алюмоселадонит, а триоктаэдрические – в ряду истонит – флогопит. Изменение состава слюд с ростом доли базальтового материала сопровождается изменением состава амфиболов КК-рихтерит → К-рихтерит → магнезио-катофорит → паргасит) и пироксенов, для которых наблюдается рост CaO и Na₂O. Показано, что с увеличением температуры содержание K₂O в амфиболе растет, а отношение Na/(Na+Ca) уменьшается, что согласуется с данными (Pirard, Hermann, 2005).

Таким образом, настоящее исследование позволило уточнить химический состав среды, необходимой для образования слюд, которые можно использовать в качестве индикаторов парагенезисов природного алмаза.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 24-77-00031.

Литература:

- Сокол А.Г., Крук А.Н., Чеботарев Д.А., Пальянов Ю.Н., Соболев Н.В. (2015) Условия образования флогопита при взаимодействии карбонатитовых расплавов с перидотитами субкратонной литосферы. *Геохимия* 462, 696–700.
- Becker M., Le Roex A.P. (2006) Geochemistry of South African on- and off-craton, Group I and Group II kimberlites: petrogenesis and source region evolution. *Journal of Petrology* 47(4), 673–703.
- Pirard C., Hermann J. (2015) Experimentally determined stability of alkali amphibole in metasomatized dunite at sub-arc pressures. *Contrib Mineral Petrol* 169, 1.

Контрастный метаморфизм metabазитов острова Кемь-Луды, Беломорский подвижный пояс

Григорьева В.М.¹, Перчук А.Л.^{1,2}, Козловский В.М.³, Зиновьева Н.Г.¹

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, e-mail: griva02@gmail.com;

² ИЭМ РАН, Черноголовка;

³ ИГЕМ РАН, Москва

Беломорский подвижный пояс (БПП) – одна из древнейших областей высокобарного метаморфизма, позволяющая изучать процессы ранней Земли. Большинство работ по петрологии БПП посвящены породам из участков Гридино, Салма и Куру-Ваара (Слабунов и др., 2019; Balagansky et al., 2024), тогда как другие участки остаются малоизученными. К ним относится остров Кемь-Луды, где среди гнейсовых пород находятся тела metabазитов. Работа посвящена детальному петрологическому исследованию metabазитов из этого участка, отличающихся степенью метаморфических преобразований и минеральными парагенезисами.

В образце эклогита по минеральным парагенезисам установлено три стадии метаморфизма. Включения эпидота в ядрах гранатов отражают доэкологитовую стадию. Гранат, матричный омфациит и кварц отвечают парагенезису пика метаморфизма. Плаггиоклаз-авгитовые симплектиты по омфацииту, амфибол-плаггиоклазовые келифитовые каймы вокруг граната и матричный амфибол образовались на регрессивной стадии.

В кварц-клинопироксен-плаггиоклаз-амфибол-гранатовом гранофельсе (далее гранофельс), как и в эклогите, наблюдаются эпидотовые включения в гранате. Порода не содержит омфациит, однако плаггиоклаз-авгитовые симплектиты, образованные на регрессивной стадии совместно с матричным амфиболом, позволяют предполагать его присутствие на пике метаморфизма. К парагенезису данного этапа относятся ядра граната и кварц.

В гранатовом амфиболите также отмечены включения эпидота в гранате, связанные с ранним этапом его эволюции. Клинопироксен в породе отсутствует, а каймы граната, кварц, амфибол и плаггиоклаз полагаются равновесными.

Кварцевый габбронорит сложен магматическими плаггиоклазом, ортопироксеном, клинопироксеном и кварцем, слагающими первичный парагенезис, по нему развиваются метаморфические минералы. На границе плаггиоклаза и пироксенов наблюдаются амфибол-кварцевые каймы, локально проявлены скопления биотита, граната и кварца.

Методом минеральной геотермобарометрии (использовались Grt-Cpx, Amp-Pl. Grt-Amp, Cpx-Orx термометры и Cpx-Pl-Qz, Amp-Pl барометры) установлены P-T условия образования пород. Для эклогита пик метаморфизма соответствует 640–720 °C, $P_{min} \sim 13$ кбар. Регрессивные изменения происходили при 610–750 °C и 5–8 кбар. Для гранофельса и гранатового амфиболита установлена лишь регрессивная стадия при 600–720 °C, 4–8 кбар и 640–710 °C, 7–8 кбар соответственно. Условия равновесия магматических минералов в кварцевом габбронорите соответствуют 980–1080 °C и 8–9 кбар, метаморфические преобразования отвечают 600–630 °C.

Различия в характере эволюции пород могут быть связаны с особенностями воздействия флюида при метаморфизме. Свидетельства высокобарного этапа сохранены в эклогите и косвенно прослеживаются в гранофельсе, гранатовый амфиболит и кварцевый габбронорит их лишены. Амфиболитовый метаморфизм проявлен в каждой породе по-разному, но при сходных P-T условиях, что указывает на общую тектоническую эволюцию на этой стадии. Для эклогита установлена двухэтапная метаморфическая эволюция, характеризующуюся субизотермической (~670 °C) декомпрессией от ~13 до 6 кбар. Этот тренд, характерный для быстрой эксгумации пород, сопоставим с ранее установленными P-T условиями декомпрессии некоторых эклогитов и метасульфидитов тектонического меланжа в районе Гридино, однако отличается от эволюционных сценариев, реконструированных для эклогитов из участков Салма и Куру-Ваара.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 23-17-00066.

Литература:

- Слабунов А.И., Щипанский А.А., Степанов В.С., Бабарина И.И. (2019) Реликт мезоархейской океанической литосферы в структуре Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Геотектоника 2: 46–71.
- Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A. et al. (2024) Early Precambrian eclogites in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. Precambrian Research 413: 107579.

Возраст и условия формирования руд Буруктаевского Мо-W месторождения (Западное Забайкалье, Россия)

Дамдинова Л.Б.¹, Дамдинов Б.Б.², Юдин Д.С.³

¹ ГИН СО РАН, Улан-Удэ, e-mail: ludamdinova@mail.ru;

² ЦНИГРИ, Москва, e-mail: damdinov@mail.ru;

³ ИГМ СО РАН, Новосибирск, e-mail: dsyudin@gmail.com

Буруктаевское Мо-W месторождение расположено в юго-западной части Западного Забайкалья, практически на российско-монгольской границе, в 285 км на юго-запад от г. Улан-Удэ. Месторождение открыто в 1933 г., эксплуатировалось с 1938 по 1942 гг. На Буруктаевском месторождении выделено три морфологических типа руд – штокверковые, жильные и вкрапленные. Штокверковые руды пространственно приурочены к трубообразному телу брекчированных пород. Штокверк сложен молибденит-вольфрамит-кварцевыми прожилками с вкрапленной молибденитовой минерализацией в околопрожилковых грейзенизированных гранитах. Общий размер штокверкового тела 350 × 210 м. Среднее содержание Мо по штокверку составляет 0.031 %, WO₃ – 0.162 %. Жильные руды на месторождении имеют подчиненное значение.

Главный жильный минерал кварц-молибденитовых руд – кварц, в меньшем количестве присутствуют флюорит, мусковит, берилл и сидерит. Также кварц, альбит, калиевый полевошпат, биотит и мусковит слагают околожильные грейзенизированные граниты, содержащие вкрапленную молибденитовую минерализацию. Среди рудных минералов, кроме вольфрамита и молибденита диагностированы, сульфиды (пирит, галенит, халькопирит), вольфраматы (шеелит), молибдаты (повеллит, вульфенит) и уран-торий-редкоземельные минералы: торий-содержащий монацит-(Ce), браннерит, торит, уранинит, включая редкие и не идентифицированные, возможно, новые минеральные виды – фторсодержащий молибдат тория, минералы близкие по составу к ортобраннериту и кобеиту-(Y). Также в рудах присутствуют акцессорные минералы – апатит, циркон, рутил.

Для определения возраста оруденения было проведено изотопное ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование по мусковиту из кварц-молибденитовой жилы по методике, описанной в работе (Травин и др., 2009). Значение изотопного возраста составляет 137.7 ± 1.6 млн лет. Спектр распределения возрастов характеризуется наличием кондиционного плато, с долей выделенного аргона – 99.67 %, что обуславливает высокую достоверность полученного значения. Данное значение близко к ранее полученной Re-Os датировке молибденита, с изотопным возрастом – 144 ± 10 млн лет (Савченко и др., 2018). Учитывая погрешность Re-Os датирования в 10 млн лет, можно сделать вывод, что в данном случае мы уточнили изотопный возраст оруденения.

Для определения условий формирования и состава растворов были изучены первичные двухфазовые (Ж > Г) флюидные включения в зернах кварца из кварц-молибденитовых и кварц-вольфрамитовых прожилков. Установлено, что температуры гомогенизации ФВ из кварц-молибденитовых прожилков находятся в интервале температур ≥ 304–189 °С. Формирование прожилков происходило из относительно слабосолёных растворов (6–8.7 мас. % экв. NaCl-общ солёность). В кварц-вольфрамитовых прожилках температуры гомогенизации ФВ из кварца варьируют от ≥ 335 до 260 °С, общая солёность растворов 4.3–12.9 мас. % экв. NaCl. По данным раман-спектроскопии в газовой фазе изученных включений обоих типов прожилков кроме H₂O идентифицирована CO₂. Анализ водных вытяжек показал, что главным солевым компонентом рудообразующих растворов является Са, в меньшей степени присутствует Na.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФ № 24-27-20090.

Литература:

- Савченко А.А., Рипп Г.С., Избродин И.А., Посохов В.Ф. Возраст и изотопная характеристика Буруктаевского молибден-вольфрамового месторождения (Республика Бурятия) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАН. Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41, № 4. С. 7–21.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.

Землетрясения: что, где, когда?

Захаров В.С.

Геологический факультет МГУ, Москва, e-mail: zakharov@geol.msu.ru

По современным представлениям землетрясения является следствием быстрой деформации горной породы под действием тектонических сил при превышении напряжений предела прочности. Землетрясения по происхождению подразделяются на обвальные, вулканические и тектонические.

Землетрясения – ярко выраженные катастрофические события (как с человеческой, так и с математической точки зрения). В то же время они являются важнейшим, а зачастую и единственным источником информации как о внутреннем строении Земли, так и о современных тектонических и геодинамических процессах, в том числе о напряженном состоянии глубинных слоев Земли.

Географическое распределение очагов весьма неравномерно:

- сейсмичность в океанах сосредоточена в относительно узких поясах (срединные хребты и зоны субдукции), по которым в значительной мере проводят границы литосферных плит и более мелких блоков;
- на континентах выделяются пояса сейсмичности, которые как правило приурочены к разломным зонам и могут иметь как узкий, так и широкий диффузные характер;
- распределение очагов по глубине весьма неоднородно: мелкофокусные землетрясения в основном происходят на континентах и в срединных океанических хребтах, глубокофокусные – до 700 км, – в основном, расположены вдоль Тихоокеанского пояса, который окаймляет акваторию Тихого океана (в зонах субдукции);
- к зонам субдукции приурочены наклонные сейсмофокальные зоны, в которых концентрируются очаги землетрясений (зоны Беньофа), которые зачастую имеют двойной характер, что связано с процессами в погружающемся слэбе.

Для количественного описания величины землетрясения используют несколько различных характеристик: интенсивность – характеристика величины проявления землетрясения на поверхности Земли, магнитуда M – характеристика очага землетрясения, пропорциональная логарифму энергии излученных сейсмических волн.

Сейсмический режим (процесс) – совокупность землетрясений в координатах пространство-время, снабженные параметром энергии [Касахара, 1985]. Поскольку сейсмический процесс протекает в дискретной, иерархически самоподобной среде, то он также несет черты иерархичности, дискретности и автомодельности [Садовский, Писаренко, 1991]. Указанные самоподобные (фрактальные) свойства сейсмического режима и среды, в которой он протекает, проявляются в его пространственно-временных характеристиках в виде степенных законов распределения (закон Гутенберга-Рихтера, закон Омори, распределение разрывных нарушений и др.) [Касахара, 1985; Садовский, Писаренко, 1991; Turcotte, 1997; Захаров, 2011, многие другие].

Подавляющее большинство сейсмических катастроф остается неожиданными, несмотря на непрерывное (и весьма значительное) совершенствование аппаратуры и методов наблюдений, регистрации, обработки, анализа данных и интерпретации получаемых результатов. Непреодолимые сложности в прогнозе землетрясений предопределены именно нелинейностью, самоподобием, детерминированной хаотичностью, бифуркационностью динамики сейсмического процесса во фрактальной геосреде. Сильная чувствительность сейсмотектонических систем к начальным условиям и параметрам (которые известны весьма неточно), неотчетливость различий фоновых и аномальных структур и состояний, при жестких требованиях к адекватности и репрезентативности прогнозов, определяют практическую не реализуемость прогнозов места, энергии и времени будущего землетрясения.

Литература:

Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.

Захаров В.С. Анализ характеристик самоподобия сейсмичности и систем активных разломов Евразии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 6. С. 10–17.

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

Turcotte D.L. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. 2nd edn. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997. 398 p.

Особенности состава и генезиса ксенолитов эклогитов из трубки взрыва «Эклогитовая» (Восточный Памир)

Корсаков А.В., Подугольникова Е.Е., Михайленко Д.С., Демин С.П., Чупин В.П.

ИГМ СО РАН, Новосибирск, e-mail: korsakov@igm.nsc.ru

Эклогиты являются надежными маркерами геодинамических обстановок, в которых происходило формирование их минеральных ассоциаций. Согласно определению, эклогиты – это биминеральные породы, состоящие из граната (пироп-гроссуляр-альмандинового ряда) и клинопироксена (омфацита) (Добрецов и др., 1974). Образование этой ассоциации происходит в результате субдукции корового материала (метабазитов) на глубины свыше 60 км. Наиболее глубинные ассоциации эклогитов формировались в условиях стабильности алмаза, о чем свидетельствуют находки кристаллов алмаза в ксенолитах эклогитов, выносимых на поверхность кимберлитовыми расплавами (Соболев, 1974).

Следует отметить, что минеральные ассоциации эклогитов могут быть более разнообразными, чем упоминалось выше, и среди них выделяют следующие разновидности: кварцевые / коэситовые, кианитовые, фенгитовые, ортопироксеновые и наиболее редкие – санидиновые (Добрецов и др., 1974; Соболев, 1974). Несмотря на редкость санидиновых эклогитов, именно в этих породах впервые в земных породах был диагностирован минерал коэсит (Smyth and Hatton, 1977). Позднее его находки были зафиксированы в метаморфических комплексах сверхвысоких давлений (Smith, 1984; Корсаков и др., 1998), но ни в одном из этих комплексов кристаллы алмаза не обнаружены в эклогитах (Shatsky и др., 1995).

Для реконструкции термальной истории метаморфизма, запечатленной в биминеральных эклогитах, используются различные геотермометры, основанные на равновесном распределении Fe и Mg между гранатом и клинопироксеном (Ellis and Green, 1979; Ravna, 2000; Ravna and Terry, 2004). Однако оценка величины давления остается сложной задачей.

В данной работе мы представляем результаты исследования необычных ксенолитов эклогитов, встречающихся в трубке «Эклогитовая» (Восточный Памир). Первое описание их разнообразия приведено в работе (Дмитриев, 1976). Нами реконструированы условия формирования кианитовых, санидиновых и биотит-содержащих разновидностей эклогитов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ 24-17-00164.

Литература:

- Дмитриев Э.А. (1976). Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира, Дониш. Душанбе.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. (1974). Фации регионального метаморфизма высоких давлений. Недра, Москва.
- Корсаков А.В., Шацкий В.С., Соболев Н.В. (1998). Первая находка коэсита в эклогитах Кокчетавского массива. Доклады Российской Академии Наук 360, 77–81.
- Соболев Н.В., 1974. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Наука, Новосибирск.
- Ellis D.J., Green D.R. (1979). An experimental study of the effect of Ca upon garnet- clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contrib. Mineral. Petrol. 71, 13–22.
- Ravna E.J.K. (2000). The garnet-clinopyroxene Fe²⁺+ Fe^{3+} -Mg geothermometer: an updated calibration. Journal of Metamorphic Geology 18, 211–219.
- Ravna E.J.K., Terry M.P. (2004). Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists - an evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz. Journal of Metamorphic Geology 22, 579–592.
- Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A. (1995). Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (northern Kazakhstan), in: Ultra-High Pressure Metamorphism. Cambridge University Press, pp. 427–455.
- Smith D.C. (1984). Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. Nature 310, 641–644.
- Smyth J.R., Hatton C.J. (1977). A coesite-sanidine grosspyrope from the Roberts Victor kimberlite. Earth and Planetary Science Letters 34, 284–290. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90012-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90012-7).

Реконструкция P - T - t трендов и тектоно-термальных причин метаморфизма в геодинамических обстановках коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры

Лиханов И.И.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail: likh@igm.nsc.ru

К важнейшим вопросам соотношения процессов метаморфизма и тектоники относятся: 1) приуроченность разных типов метаморфизма к определенным тектоническим обстановкам в орогенных поясах и 2) проблема тектонической транспортировки метаморфических комплексов к поверхности и оценка параметров этих процессов, включая механизмы и скорости эксгумации (Reverdatto et al., 2019). Метаморфические породы присутствуют в большей части литосферы и содержат важную информацию о термодинамических параметрах петрогенезиса. Поэтому метаморфизм является одним из индикаторов эндогенных процессов, а его корреляция с магматизмом и тектоникой позволяет реконструировать последовательность событий при развитии литосферы. Этим объясняется повышенный интерес к особенностям формирования и эволюции метаморфических пород в подвижных поясах на границах древних континентов, где проявлены разные типы метаморфизма.

Эффективным методом для выяснения тектоно-магматических причин метаморфизма является реконструкция и анализ трендов эволюции пород в координатах “давление – температура – время” (Лиханов, 2020). Наиболее широко этот подход применяется при интерпретации развития орогенов с полициклической историей, где разные типы метаморфизма сочетаются между собой в контрастных геодинамических обстановках. Прогресс в этом направлении в последние годы обусловлен совершенствованием инструментальной базы, прецизионных методов исследования вещества – *in situ* локального микроанализа и датирования зональных метаморфических минералов, и вычислительного аппарата геотермобарометрических процедур с использованием мультиминеральных равновесий (Reverdatto et al., 2019). В докладе эти вопросы обсуждаются на примере геологических комплексов Енисейского кряжа различной геодинамической природы, являющихся типичными для разных типов метаморфизма. В составе этих комплексов детально исследованы проявления регионального LP/HT и УНТ гранулитового метаморфизма, коллизионного MP/HT и HP/LT метаморфизма, связанных с надвигами и субдукцией, и стресс-метаморфизма при деформациях пород (Likhanov, 2019). Полиметаморфизм этих пород четко отслеживается по реакционным микротекстурам, химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам. При построении обобщенной P - T диаграммы их эволюции были использованы данные по хорошо изученным природным объектам мира, характеризующиеся присутствием прогрессивных и регрессивных преобразований пород. Установлены диагностические P - T - t тренды, характерные для пород, сформированных в зонах активного тектогенеза – при растяжении и сжатии земной коры и в сдвиговых зонах. Приведено критическое обсуждение характера таких трендов – «по» или «против часовой стрелки», и показано, что этот аппарат не всегда однозначно предсказывает специфику геодинамического режима в полифациальных комплексах со сложным развитием, локализованных преимущественно на конвергентных границах литосферных плит. Тем не менее в настоящее время P - T - t тренды эволюции пород являются одним из самых эффективных инструментов для исследования тектонотермальных процессов при метаморфизме. А интерпретация результатов P - T - t эволюции пород с термомеханическим численным моделированием взаимодействия литосферных блоков, выполненным с учетом варьирующих скоростей и механизмов погружения и эксгумации пород, имеет перспективы для корректного решения большого класса геодинамических задач.

Работа выполнена за счет средств гранта РНФ (проект № 21-77-20018-П).

Литература:

- Лиханов И.И. (2020) Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология 28 (1): 4–22.
- Likhanov I.I. (2019) Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia. In Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts // Geol. Society, London, Special Publications 478: 89–115.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. (2019) The Nature and Models of Metamorphism. Springer, Cham. 330 p.

Этапы эволюции литосферы Сибирского кратона – связь с процессами образования и уничтожения алмазов в литосферной мантии

Мальковец В.Г., Гибшер А.А.

ИГМ СО РАН, Новосибирск, e-mail: vladimir.malkovets@gmail.com

Кимберлиты являются уникальными глубинными скважинами, которые выносят на поверхность вещество литосферы разной степени глубинности. На Сибирском кратоне в настоящее время достоверно установлено четыре этапа кимберлитового магматизма: ~410 млн лет, ~360 млн лет, ~250–235 млн лет и ~150 млн лет. Ранее нами было показано, что алмазоносность кимберлитов положительно коррелирует со степенью мантийных метасоматических процессов в литосферной мантии, вызванных внедрением мафических расплавов плюмового генезиса. Таким образом, стало очевидно, что для понимания контрастной алмазоносности кимберлитовых тел необходимо проводить реконструкцию тектоно-термальной эволюции древних кратонов.

Для выявления деталей геологической истории отдельных террейнов нами было проведено исследование U-Pb и Lu-Hf изотопных систем в цирконах из концентрата тяжелой фракции кимберлитовых трубок Мирнинского, Верхне-Мунского и Куойкского полей.

Во всех изученных кимберлитовых полях выделяются два основных тектономагматических этапа формирования земной коры: 2,8–2,3 и 1,9 млрд лет. Значения ϵ_{Hf} в цирконах этапа 2,8–2,3 млрд лет варьируют от –19 до +3 с существенным преобладанием цирконов с отрицательными значениями ϵ_{Hf} . Преобладание отрицательных значений свидетельствует о формировании цирконов из расплавов образовавшихся при переплавлении древнего корового материала с минимальным участием ювенильного материала.

Среди цирконов палеопротерозойского этапа (~1,9 млрд лет; ϵ_{Hf} от –23 до +8) отмечается более высокая доля цирконов с положительными значениями ϵ_{Hf} , что свидетельствует о широком участии глубинных расплавов во время палеопротерозойской амальгамации отдельных террейнов в современную структуру Сибирского кратона. Во всех изученных кимберлитовых полях обнаружены цирконы с возрастными значениями моложе 0,9 млрд лет, с существенным преобладанием популяций цирконов моложе 0,6 млрд лет. Однако, необходимо отметить, что возрастные пики таких популяций в отдельных кимберлитовых полях существенно отличаются. Высокая пропорция цирконов с положительными значениями ϵ_{Hf} свидетельствует о связи таких цирконов с ювенильным мафическим магматизмом, проявленным в виде даек, силлов и трубок взрыва.

Результаты Re-Os датирования сингенетичных минеральных включений сульфидов в ксенокристаллах оливина, граната и алмаза из концентрата тяжелой фракции кимберлитов, обнаруживают значимо разные этапы формирования этих минеральных ассоциаций.

In situ Re-Os датирование сульфидов в оливинах обнаруживает широкий интервал T_{RD} и T_{MA} модельных возрастов от 3,6 до 2,9 млрд лет. Этот возрастной интервал соответствует самому раннему этапу формирования литосферы Сибирского кратона. T_{RD} и T_{MA} модельные датировки, полученные при датировании сульфидов в алмазах и в оливине мегакристаллических перидотитов, материнских пород сибирских перидотитовых алмазов, также попадают в этот возрастной интервал. In situ Re-Os датирование сульфидов в перидотитовых гранатах свидетельствует о метасоматическом генезисе гранатов в интервале 2,9–2,4 млрд лет. Метасоматическое добавление граната в литосферную мантию Сибирского кратона вероятнее всего связано с одним из главных эпизодов образования континентальной коры ~2,7 млрд лет.

На основании проведенных исследований мы считаем возможным выделить следующих основных этапов эволюции литосферы Сибирского кратона: 1) 3,6–2,9 млрд лет — формирование деплетированной литосферы и ее отделение от конвектирующей мантии, 2) 3,6–2,9 млрд лет — метасоматическое образование алмазов в литосферной мантии, 3) 2,9–2,4 — метасоматическое образование хромистых пиропов в литосферной мантии, 4) ~1,9 млрд лет — формирование современной структуры Сибирского кратона в результате палеопротерозойской амальгамации отдельных архейских террейнов, 5) <1,9 млрд лет — отдельные проявления мафического и щелочного магматизма либо крупномасштабного (~250 млн лет — Сибирские траппы), либо регионального значения.

Пологая субдукция: причины, особенности и последствия

Перчук А.Л.^{1,2}, Захаров В.С.¹, Геря Т.В.³

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, e-mail: alp@geol.msu.ru;

² ИЭМ РАН, Черноголовка;

³ Швейцарский федеральный технологический институт,
Отделение наук о Земле, Цюрих, Швейцария

Пологая (плоская) субдукция представляет собой редкий тип субдукции в современной Земле, наблюдаемый на 10% конвергентных границ. Она характерна для центральных районов Чили, Перу, Эквадора, северо-запада Колумбии, Коста-Рики, Мексики, юго-запада Японии и запада Новой Гвинеи. Для этого процесса типичны повышенная сейсмичность при относительно неглубоком положении сейсмофокальной зоны Беньофа, временное подавление магматизма с последующими взрывными извержениями, а также смещение вулканических фронтов на сотни километров от желоба. Причины возникновения пологой субдукции остаются предметом дискуссий. Для ее объяснения было предложено три основных механизма: (i) надвиг субдуцирующей плиты, (ii) субдукция океанического плато и (iii) кинетическая задержка перехода базальта в эклогит в субдуцирующей плите.

Пологая субдукция часто рассматривается как один из потенциально доминирующих механизмов роста фельзитической континентальной коры на ранней Земле, особенно в раннем докембрии. Однако в течение длительного времени эти представления не находили подтверждения в численном моделировании: большинство моделей демонстрировали формирование крутых углов субдукции при повышенных температурах мантии, характерных для докембрийской эпохи.

С помощью 2D петролого-термомеханического моделирования субдукции в зоне перехода океан-континент нами впервые показано, что одним из ключевых факторов существования пологой субдукции в раннем докембрии являлась разная кинетическая задержка эклогитизации в базальтовом и габброидном слоях океанической коры, что оказывает существенное влияние на механизм slab pull (Perchuk et al., 2023; Захаров и др., 2024). Моделирование показало, что пологий режим субдукции реализуется при потенциальных температурах мантии на 150–275 °C выше современных, что соответствует неоархео-мезопротерозою. Этот процесс сопровождается эпизодическим бимодальным магматизмом, причем образование гранитоидов ТТГ формации носит ограниченный характер недостаточный для решения проблемы роста континентальной коры. Особенностью докембрийской пологой субдукции является масштабная серпентинизация мантийного клина, приводящая к рециклингу воды на малых глубинах, в отличие от более глубинного процесса в фанерозое. Количественно показано, что при глубокой субдукции вода переносится в переходную зону мантии, тогда как в раннем докембрии основные объемы воды рециклировались в малоглубинный мантийный клин (Perchuk et al., 2025). Долговечность пологой субдукции ограничивалась отслаиванием коры после прекращения конвергенции, движущая сила которой является ключевым вопросом докембрийской геодинамики.

Полученные результаты демонстрируют принципиальные различия в режимах рециклинга воды между докембрийской и современной субдукцией, что имеет важное значение для понимания эволюции гидросферы и формирования континентальной коры.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 23-17-00066.

Литература:

- Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V., Griffin W.L. (2023) Flat subduction in the Early Earth: The key role of discrete eclogitization kinetics. *Gondwana Research* 119: 186–203.
- Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V., Stern R.J. (2025) Shallow vs. deep subduction in Earth history: contrasting regimes of water recycling into the mantle. *Precambrian Research* 418: 1107960.
- Zakharov V.S., Perchuk A.L., Gerya T.V., Eremin M.D. (2024) Subduction Styles at Different Stages of Geological History of the Earth: Results of Numerical Petrological–Thermomechanical 2D Modeling. *Geotectonics* 58: 403–427.

Типоморфизм оливина надсубдукционных вулканитов на примере Камчатки

Плечов П.Ю.^{1,2}

¹ МинМузей РАН, Москва, e-mail: pplechov@gmail.com;

² Геологический факультет МГУ, Москва, e-mail: pplechov@gmail.com

Камчатка является комплексной надсубдукционной системой, в пределах которой вулканические пояса зарождаются и прекращают свою активность с мезозоя по сегодняшний день. Современная структура Камчатки определяется аккреционно-коллизийными процессами, происходившими в конце мезозоя – кайнозое в пределах северо-восточной окраины Евразии, совместившими разновозрастные островодужные вулканические пояса с аккреционными блоками и комплексами метаморфических пород. Современный (плейстоцен-голоценовый) вулканизм проявлен в пределах Восточного вулканического фронта (ВВФ), Южно-Камчатского центра вулканической активности (ЮК), Центрально-Камчатской Депрессии (ЦКД), Срединного хребта (СХ) и Северо-Камчатского сегмента (СК). Уникальная специфика Камчатки заключается в обилии оливин-порфировых вулканитов голоценового возраста во всех крупных сегментах надсубдукционной системы.

Оливин в вулканитах является раннемагматическим минералом и часто используется для определения характеристик первичных магм, а также условий плавления верхнемантийных субстратов и фракционирования магмы при подъеме к поверхности. Прогресс последних десятилетий в методах анализа оливина позволяет рассматривать элементы-примеси (Ca, Ni, Cr, Mn, Co, P, Al, Ti и др.) в качестве индикаторов специфических процессов кристаллизации, а также для выявления ксеногенных зерен оливина в вулканических породах.

В оливине островодужных вулканитов наблюдаются четкие отрицательные корреляции содержания никеля и хрома и положительная корреляция марганца с магнезиальностью оливина. Отношение Fe/Mn в оливине конкретной вулканической серии близко к постоянному значению и характеризует минеральный состав субстрата плавления [Sobolev et al., 2007]. Отклонения от стандартных корреляций, как правило, свидетельствуют о процессах изменения оливина, которые изучены лишь частично [Plechov et al., 2018]. Поведение кальция вариативно и во многих вулканических сериях выделяются популяции зерен с различным содержанием кальция. Отдельные зерна содержат низкокальциевые ядра (< 0.1 мас.% CaO) и более кальциевые каймы, что является признаком дорастания и перекристаллизации зерен оливина, которые исходно имели не магматический генезис. Максимальное содержание CaO в оливине надсубдукционных вулканитов по нашим данным не превышает 0.3 мас.%, что отличает его от оливина вулканитов других геодинамических обстановок (MORB до 0.4 мас.%, OIB до 0.5 мас.%, щелочные вулканиты и карбонатиты до 1.8 мас.% CaO).

Фосфор концентрируется в очень узких ростовых зонах, шириной от первых микрон до 10 микрон. Эти зоны часто имеют очертания дендритных, скелетных и футляровидных кристаллов, то есть фосфор в оливине является характерной «кинетической» примесью, свидетельствующей о быстром росте кристаллов. В таких кристаллах фиксируется положительная корреляция содержаний алюминия и титана с фосфором, а не с магнезиальностью оливина, что ставит под вопрос применимость геотермометра, основанного на содержании алюминия в оливине, например, [Coogan et al., 2014].

В докладе будут обобщены результаты многолетних исследований оливина вулканитов Камчатки и процессов, приводящих к изменению первоначального состава оливина при магматических и постмагматических процессах.

Литература:

- Плечов П.Ю. (2008). Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия. дисс. на соиск. ст. д.г.-м.н., МГУ, 328 с.
- 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. *Chemical Geology*, 368, 1–10.
- Plechov P.Y., Shcherbakov V.D., and Nekrylov N.A. (2018). Extremely magnesian olivine in igneous rocks. *Russian Geology and Geophysics*, 59(12), 1702–1717.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. (2007). The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, 316(5823), 412–417.

Проблема нелитостатического давления в масштабе от минеральных зерен до метаморфического блока

Полянский О.П.¹, Лиханов И.И.¹, Балтыбаев Ш.К.^{2,3}, Вивдич Э.С.^{2,3}

¹ ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: pol@igm.nsc.ru;

² ИГГД РАН, Санкт-Петербург, e-mail: shauket@mail.ru;

³ СПбГУ, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург

В отношении механизма генерации сверхлитостатического давления рассматриваются разные подходы, описывающие поведение вещества либо в микромасштабе на уровне минеральных зерен (Тен, 1993; Moulas et al., 2013; Vrijmoed, Podladchikov, 2015; Tajchmanova et al., 2015; Полянский и др., 2024), либо в масштабе блоков коры или литосферы в целом (Schmalholz, Podladchikov, 2014; Gerya, 2015). Тем не менее, несмотря на возрастающий интерес к этой проблеме, природные наблюдения нелитостатического давления при изучении метаморфических пород пока еще достаточно редки (Кулаковский и др., 2015; Лиханов и др., 2018; Pleuger, Podladchikov, 2014; Zuza et al., 2022). Прямые доказательства удастся получить, когда давление определяется по минеральной термобарометрии, а глубина погружения пород устанавливается независимо по геологическим данным.

Примером таких объектов в масштабе минеральных зерен являются бластомилониты Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) в Енисейском кряже. Моделирование напряженно-деформированного состояния полиминерального вещества показывает возможность локального превышения давления над литостатическим в структурно-неоднородных породах, попавших в условия сдвиговых деформаций. Для тектонитов южного и северного сегментов ПРСЗ получены оценки максимального избыточного давления от 2–3 кбар до 4–5 кбар, что составляет от 25 до 50% от литостатического. Избыточное давление может сохраняться в локальном объеме в геологическом масштабе времени, достаточном для его фиксации в метаморфических минералах. Модельные значения сверхлитостатического давления в гранат-амфиболовых тектонитах и геобарометрические оценки пиковых величин при стресс-метаморфизме, установленном в ПРСЗ, представляют новые свидетельства неоднородности давления в природных минеральных ассоциациях. По результатам моделирования эволюции апометабазитовых бластомилонитов, установлено, что избыточное давление на стадии син-деформационного метаморфизма в сдвиговой зоне возможно при температуре до 600–650°C и не превышающей 800°C; наличие флюида или частичного расплава препятствуют возникновению сверхдавления. Величина избыточного давления за счет напряжений сдвига зависит от минерального состава и структуры породы.

Примером в масштабе метаморфического блока коры является фрагмент Мейерского надвига в пределах Раахе-Ладожской шовной зоны (Северное Приладожье). Термодинамический анализ минералообразования в юго-восточной части региональной тектонической зоны сочленения пород Свекофеннского подвижного пояса и окраины Карельского кратона позволил выявить метаморфические минеральные парагенезисы в метапелитах и метабазитах, которые предположительно свидетельствуют о появлении избыточного динамического давления (“overpressure”) в ходе образования надвига (Балтыбаев и др., 2025). Давление, превышающее литостатическое, имеет тектоническую природу и, возможно, вызвано коллизией аллохтонного и автохтонного блоков. Тектоническое взаимодействие архейского основания Карельского кратона (автохтона) и протерозойского гранулитового блока Свекофеннского пояса (аллохтона) контролирует условия формирования аномалий сверхлитостатического давления. Методами минеральной геобарометрии и численным термомеханическим моделированием в породах надвиговой зоны фиксируются давления до 9–11 кбар, при литостатическом давлении 4–6 кбар. Полученные результаты позволяют считать, что природа локального сверхлитостатического давления (до 7–9 кбар), устанавливаемая по минеральным геобарометрам и численному моделированию, может объясняться тектоническим взаимодействием неоднородных по свойствам блоков, а не отражать погрешность применяемых инструментов минеральной геобарометрии.

Работа выполнена в рамках гранта Российского научного фонда № 21-77-20018-П.

Литература:

- Полянский О.П., Лиханов И. и др. Тектониты Приенисейской сдвиговой зоны: свидетельства и численная модель генерации сверхлитостатического давления. *Петрология*, 2024, 32 (1), 19–45.
- Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С., Полянский О.П., Свердлова В.Г. Динамическая составляющая давления при метаморфизме пород в зоне развития надвигов, *Петрология*, 2025, т. 33, № 4.

Об условиях образования шпинели в ксенолите перидотитов (Чехия)

Пономарева Н.И., Власенко Н.С., Бочаров В.Н., Янсон С.Ю., Нестеров А.Р., Борисова В.А.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
e-mail: n_ponomareva@mail.ru

Настоящее сообщение посвящено результатам исследования морфологических и геохимических особенностей шпинели из ксенолита перидотитов (Богемский массив, Чехия) в образце из Петрографического музея Санкт-Петербургского государственного университета.

Перидотиты сложены оливином (Ol), энстатитом (Ens) и хромистой шпинелью (Spl). Состав Ol в среднем соответствует в вес %: MgO 48,86; SiO₂ 41,46; FeO 8,96; CaO 0,10; MnO 0,21; NiO 0,41. Ens содержит в среднем в вес %: MgO 34,08; SiO₂ 57,07; Al₂O₃ 1,89; FeO 5,95; CaO 0,42; Cr₂O₃ 0,44; MnO 0,17.

Spl наблюдается в виде ксеноморфных выделений, размер которых варьирует от 50 до 300 μm (Рис. 1а). Все кристаллы Spl характеризуются наличием оторочки на контакте с Ol и Ens. Центральная часть кристаллов Spl содержит (вес.%): MgO 17,50; Al₂O₃ 37,42; FeO 13,29; Cr₂O₃ 31,89; V₂O₅ 0,22. Хромистость её, определённая как Cr/(Cr+Al), равна 0,36.

Оторочка представлена параллельно-шестоватым агрегатом зерен Spl (1б), хромистость которой равна 0,60 (содержание Cr₂O₃ – 42,76, Al₂O₃ – 18,89).

Средние температуры образования Ol – Spl ассоциации определены по уравнениям, приведенным в работах (Roeder et. al., 1979; Fabries, 1979; Ballhaus et. al., 1991) и они равны: 1060 K (787°C) для центральной зоны и 1200 K (927°C) для оторочки.

Фугитивности кислорода, вычисленные по уравнениям из работ (O'Neill, 1987; Ballhaus et. al., 1991;) с учётом значений f_{O_2} для буферных реакций FMQ и NNO, рассчитанных нами для тех же температур, соответственно равны: для основного кристалла Spl $10^{-14,3}$ и $10^{-13,8}$ и значительно выше для оторочки – $10^{-9,8}$ и $10^{-9,4}$.

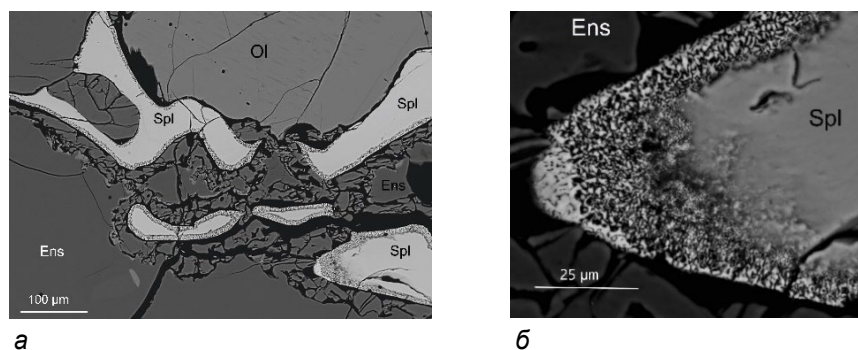


Рис. 1. Ксеноморфные кристаллы шпинели (а) с оторочкой
червеобразных агрегатов более высокохромистой шпинели (б).

Авторы благодарны сотрудникам Петрографического музея Санкт-Петербургского государственного университета Е. В. Путинцевой и М. Ю. Синай за предоставленный для изучения каменный материал, а также сотрудникам РЦ СПбГУ «Микроскопии и микроанализа» Н. Р. Пинчук и К. А. Бенкину за консультации и помощь при выполнении исследований.

Исследования выполнены при поддержке гранта СПбГУ № 124032000029–9.

Литература:

- Ballhaus C., Berry R., Green D. (1991). High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Miner. Petrol.* Vol. 107. N 1. Pp. 27–40.
- Fabries J. (1979). Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contribs Mineral, and Petrol.* V. 69. Pp. 329–336.
- O'Neill H.St.C. (1987). The quartz-fayalite-iron and quartz-fayalite-magnetite equilibria and the free energies of formation of fayalite (Fe₂SiO₄) and magnetite (Fe₃O₄). *Amer. Miner.* Vol. 72. Pp. 67–75.
- Roeder P., Campbell I., Jamieson H. A (1979) reevaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contribs Mineral, and Petrol.* V. 68. Pp. 325–334.

Масштабы и механизмы фракционирования стабильных изотопов лёгких элементов в процессе субдукции

Реутский В.Н.

ИГМ СО РАН, Новосибирск, e-mail: reutsky@igm.nsc.ru

Фракционирование стабильных изотопов лёгких элементов сопровождается такими геологическими процессами как дегазация, перекристаллизация, частичное плавление, кристаллизация из расплавов и растворов. Кроме того, твёрдофазная диффузия в широком диапазоне температур может значительно изменять изотопные отношения в минералах, геологическое время находящихся не в парагенетическом окружении либо при сменившихся термодинамических параметрах, а также под воздействием флюидов. Коэффициенты равновесного фракционирования уменьшаются с повышением температуры. Давление имеет обратное, однако существенно менее выраженное, влияние на изотопное фракционирование, поэтому при РТ-условиях мантии равновесное изотопное фракционирование лёгких элементов не превышает первых промилле. Впрочем, такой масштаб явления доступен для исследования современными инструментальными методами.

Субдукция корового материала в зонах взаимодействия литосферных плит запускает целый набор реакционных процессов. Многие из этих процессов однонаправленные, могут протекать частично и заведомо не равновесны. В отношении распределения изотопов лёгких элементов это означает, что применение термодинамически равновесных коэффициентов фракционирования затруднено. Субдуцируемый коровый материал сначала активно дегазируется с перераспределением лёгких элементов между формирующимися флюидами и вновь образующимися минеральными ассоциациями. В последствии происходит частичное плавление, в котором также существенную роль играют флюидные компоненты, состоящие преимущественно из лёгких элементов: углерода, водорода, кислорода, азота и серы. Кроме того, эти элементы растворяются в расплавах, что так же способствует реализации фракционирования их изотопов. Миграция флюидов приводит к кристаллизации акцессорных минералов, включая алмаз, что также сопровождается изотопным фракционированием.

Величины равновесного изотопного фракционирования при мантийных температурах, как уже упоминалось, довольно скромны. Однако, кинетические изотопные эффекты, связанные с различными скоростями протекания процессов отдельных изотопов, могут быть весьма значительны. Например, изотопное фракционирование углерода при диффузии его через металлическое железо, даже при температурах выше 1000 °С, достигает 20‰ (Mueller et al., 2014; Реутский и др., 2023). Реакция частичной декарбонатизации с участием восстановленных агентов приводит к мобилизации лёгких изотопов углерода и кислорода и, в случае открытой системы, существенному утяжелению состава оставшегося карбоната (Реутский и др., 2023; Дубинина, Пальянов, 2025).

Кристаллизация флюида может сопровождаться преимущественным уходом из него в минералы как лёгких так и тяжёлых изотопов, что зависит от степени окисления флюида. Эти зависимости сравнительно подробно изучены для углерода (Реутский и др., 2015). Азот также может входить в состав минералов и является одним из основных флюидообразующих элементов. Форма его существования весьма чувствительна к fO_2 , что, в свою очередь, существенно влияет на направление фракционирования изотопов. Экспериментально установлен изотопный кристаллохимический эффект захвата азота растущим алмазом, составляющий 30‰ (Boyd et al., 1988, Reutsky et al., 2008), который, однако, пока не обнаружен в природных образцах.

Вариации скорости кристаллизации способны изменять изотопный состав минералов в масштабах нескольких промилле даже при температурах мантии Земли (Reutsky et al., 2012; 2017). По разделению изотопов кислорода при кристаллизации флюидов данные отсутствуют. Кислород сравнительно легко диффундирует в кристаллических структурах, поэтому следы фракционирования при кристаллизации со временем исчезают, хотя образцы с изотопными вариациями кислорода описаны в литературе (Sobolev et al., 2011). Окислительно-восстановительные условия существенным образом влияют на распределение изотопов серы, поскольку даже при высоких температурах фракционирование между SO_4^{2-} и H_2S составляет около 3‰. Детальное изучение фракционирования изотопов серы в условиях субдукции пока не проведено.

Моделирование растворимости H_2O в магматических расплавах, участвовавших в образовании кальдеры Карымшина (Южная Камчатка)

Рогозин А.Н.¹, Смирнов С.З.²

¹ ИВУС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: alekseiras@yandex.ru;

² ИГМ СО РАН, Новосибирск, e-mail: ssmr@igm.nsc.ru

Мощные эксплозивные извержения вулканов предполагают участие магмы, насыщенного водным флюидом. Наше исследование посвящено реконструкции флюидного режима и определению содержания воды в расплавах магм, извержение которых образовало игнимбриты и экструзии кальдеры Карымшина. Природно-закаленные стекловатые расплавные включения (РВ) во вкрапленниках кварца из риолитов посткальдерных экструзий (0.9–0.5 млн. лет) и внутрикальдерных игнимбритов (1.78 млн. лет) были использованы для определения содержания воды в магматических расплавах.

Методом спектроскопии комбинационного рассеяния (СКР) было установлено, что содержание воды в разных РВ из кварца риолитов экструзий составляет от 2.3 до 6 мас.% H_2O . По данным рентгеноспектрального микроанализа содержания воды, измеренные по избытку кислорода, составили от 3.6 до 8.4 мас.%. Стекла включений, в которых концентрации воды, определенные обоими методами, были близки в пределах ошибки, содержат от 4.5 до 6 мас.% H_2O . С учетом постзахватной кристаллизации кварца на стенках включения, составляющей от 5 до 15% от массы захваченного расплава, содержание воды в нем оценено в 4.3–5.7 мас.% H_2O . Содержания воды в РВ из кварца игнимбритов оказались ниже пределов обнаружения СКР. Мы считаем, что это связано с постзахватной потерей воды из-за декрипитации включений и не соответствует содержанию воды в расплаве.

Нами установлено, что образование игнимбритов и экструзий связано с расплавами одинакового состава. Это позволяет считать, что содержание воды в РВ из кварца экструзий соответствует составам расплавов той части очага, которая участвовала в кальдерообразующем извержении и образовании внутрикальдерных игнимбритов.

Кварц риолитов экструзий содержит редкие флюидные включения (ФВ), сингенетичные РВ. Это означает, что в ходе его кристаллизации расплавы были насыщены флюидом. ФВ при комнатной температуре содержат жидкую H_2O , но при этом в них отсутствуют значимые количества CO_2 и других газов.

Наличие признаков декрипитации у РВ с наиболее высокими содержаниями воды не дает возможности использовать их в качестве оценок содержания воды магме. Опираясь на составы расплавов и сосуществующих с ними флюидов, проведена оценка растворимости воды с использованием моделей растворимости. Целью такой оценки является проверка степени отклонения полученных значений от параметров равновесия флюид-расплав. Проведенные расчеты показали, что максимальные из полученных оценок содержания воды соответствуют концентрациям насыщения риолитового расплава водой (5.8 мас. % H_2O по (Newman, Lowenstern, 2002)) в ходе кристаллизации кварца риолитов экструзий и игнимбритов при 750 °C (оценка для равновесия кварца с захваченным расплавом в условиях насыщения водой по модели (Плечов и др., 2023)) и 1.8 кбар (Bindeman et al., 2019).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-17-00074 «Детальная летопись эксплозивного вулканизма в островодужных системах Северной Пацифики: хронология, геохимия и взаимосвязь с климатом» (<https://rscf.ru/project/22-17-00074/>).

Литература:

- Плечов П.Ю., Щеклеина М.Д., Дымшиц А.М. (2023) Моделирование равновесия кварц-расплав в простых и многокомпонентных системах // Новые данные о минералах, Т. 57, Вып. 4, С. 110–118.
- Bindeman I.N., Leonov V.L., Colon D.P. et al. (2019) Isotopic and Petrologic Investigation and a Thermomechanical Model of Genesis of Large Volume Rhyolites in Arc Environments: Karymshina Volcanic Complex, Kamchatka, Russia. // Frontiers in Earth Science. V. 6. Art. 238. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00238>
- Newman S., Lowenstern J.B. (2002) VolatileCalc: a silicate melt- H_2O - CO_2 solution model written in Visual Basic for Excel // Computers & Geosciences. V. 28. № 5. P. 597–604. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00081-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00081-4)

Петрогенезис и U-Pb возрастные ограничения монцонитоидов и риолитов Балбукского гранитоидного ареала (Южный Урал)

Самигуллин А.А., Рахимов И.Р.

ИГ УФИЦ РАН, Уфа, e-mail: samigullinaidar85@gmail.com

Балбукский многофазный комплекс был выделен в 70-х годах прошлого столетия. С тех пор он стал фигурировать на геологических картах и объяснительных записках к ним. Датировки прошлых исследователей (Pb-Pb, Rb-Sr, K-Ar) имеют большой разброс (от 418 до 250 млн. лет), в связи с чем возникает проблема обоснованности объединения разрозненных тел в единый комплекс. По нашим данным, тела объединяются в две породные ассоциации: монцонит-трахиандезитовую (Шариповская группа, Балбукский массив и др.) и риолит-порфировую (массивы Аушкуль, Шартым и Каматал).

Шариповская группа, сложенная трахиандезит-порфирами по нашим данным имеет возраст 365.8 ± 2.3 млн. лет (U-Pb). Балбукский массив, сложенный монцонитами, является формационным аналогом мосовского комплекса. По нашим данным, его возраст составляет 337.9 ± 2.5 млн. лет (U-Pb), в то время как возраст мосовского комплекса – около 334 ± 5 млн. лет, что указывает на возможную принадлежность Балбукского массива к мосовскому комплексу.

Аушкульский массив имеет возраст 364.2 ± 2.1 млн. лет (U-Pb), что соответствует фаменскому веку верхнего девона. Массивы Шартым и Каматал обладают возрастом 318.9 ± 2.2 млн. лет и 321.6 ± 2.3 млн. лет (U-Pb) соответственно.

Для определения генетического родства монцонит-трахиандезитов и риолит-порфиров было произведено термодинамическое моделирование в программе Rhyolite-Melts. Точки пересечения численных кривых расположены в разных температурных диапазонах, а по кальцию и фосфору пересечений нет, что указывает на невозможность получения искомого риолитового расплава за счёт эволюции магмы монцонитового типа.

Спектры распределения РЗЭ демонстрируют обеднённость риолит-порфиров по отношению к монцонитам, при этом La/Yb отношение неизменно, что свидетельствует о невозможности получения искомого риолитов вследствие эволюции монцонитовой магмы.

Таким образом, по данным уран-свинцового датирования по циркону, термодинамического моделирования и по геохимическим характеристикам, монцонит-трахиандезитовая и риолит-порфировая ассоциации не могут являться единым балбукским комплексом.

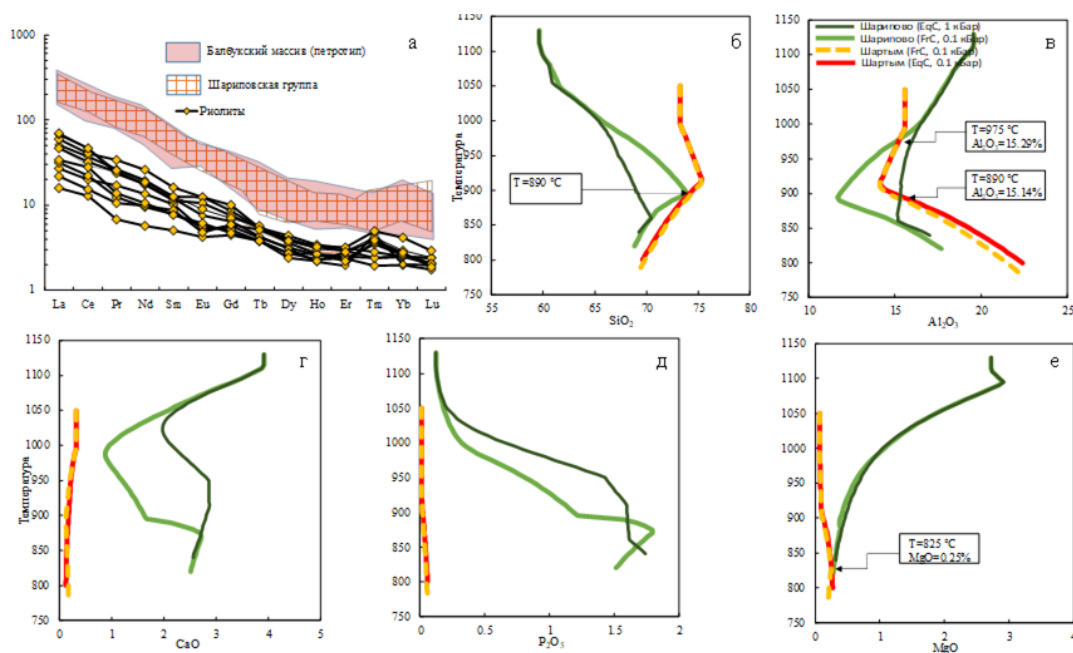


Рис. 1. Спектры распределения РЗЭ и результаты термодинамического моделирования.

Параметризация плавления базальта в сухой и водосодержащей системах

Сапегина А.В.¹, Перчук А.Л.^{2,1}, Пересецкая Е.В.²

¹ ИЭМ РАН, Черноголовка, e-mail: ann.sapagina@gmail.com;

² Геологический факультет МГУ, Москва

Плавление метабазитов – масштабный геологический процесс, приводящий к формированию felsических пород, которые составляют значительную часть континентальной коры. Образование кислых расплавов при плавлении в сухой и водной базальтовых системах изучалось экспериментально. Однако экспериментальные методы имеют ограничения, особенно в точном определении степеней плавления вблизи P-T условий солидуса. Метод моделирования фазовых равновесий лишен этих ограничений: он позволяет с высоким разрешением получать количественные данные о степени плавления и составе расплавов при малом шаге по температуре и давлению, а также в P-T областях, не охваченных экспериментальными данными.

Для термодинамического моделирования фазовых равновесий в базальтовом слое погружающейся плиты были использованы средние составы N-MORB (Normal Mid-Ocean Ridge Basalt) и изменённой океанической коры, АОС (Altered Oceanic Crust). Фазовые P-T диаграммы рассчитаны в сухой и водной системах с использованием программного комплекса Perple_X в диапазоне температур 600–1600 °C и давлений 0–3 ГПа, в водных системах MORB-H₂O и АОС содержание H₂O составило 2.78 мас.%. Полученные линии солидуса и ликвидуса, а также супрасолидусные фазовые отношения для сухого MORB и MORB-H₂O хорошо соответствуют имеющимся в литературе экспериментальным данным. Для АОС экспериментальные данные, опубликованные лишь в одной работе, также совпадают с результатами расчётов.

На основе термодинамического моделирования были рассчитаны степени плавления (F) базальта между P-T условиями солидуса и ликвидуса (Сапегина, Перчук, 2025). Полученные данные легли в основу первой математической параметризации изменения степени плавления базальтов, выполненной в виде уравнения:

$$T' = \frac{|T - T_{sol}|}{|T_{liq} - T_{sol}|}$$

где T – температура, T_{sol} – температура солидуса; T_{liq} – температура ликвидуса (все температуры в °C). Вместо абсолютного значения температуры в уравнении использовался безразмерный параметр T' , показывающий расстояние по температуре между линиями солидуса и ликвидуса (Katz et al., 2003).

Расчёты степеней плавления MORB-H₂O и АОС продемонстрировали тенденцию к резкому увеличению объёма расплава до 15–20 об. % в близсолидусной области, контролируруемую, в первую очередь, растворением H₂O в расплаве (MORB) и исчезновением фенгита (АОС). Помимо этого, анализ составов частичных расплавов в этих системах, показал, что при степенях плавления от 10 до 50 об. % возможно образование высококремнистых адацитов.

Предложенная параметризация плавления MORB (с водой и в сухих условиях) и АОС может быть использована при исследованиях гранитообразования в разных геодинамических обстановках, а также для интеграции в петрологические и петролого-термомеханические модели.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 23-17-00066.

Литература:

- Сапегина А.В., Перчук, А.Л. (2025). Плавление базальта в сухих и водосодержащих системах: термодинамическое моделирование, параметризация и сравнение с экспериментальными данными. *Петрология*, 33(4), 112–130.
- Katz, R.F., Spiegelman, M., & Langmuir, C.H. (2003). A new parameterization of hydrous mantle melting. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9).

CO₂ в процессах высокотемпературного метаморфизма: индикаторы, источники, участие в образовании гранитоидных магм

Сафонов О.Г.^{1,2}

¹ ИЭМ РАН, Черноголовка, e-mail: oleg@iem.ac.ru;

² Геологический факультет МГУ, Москва

Флюидный режим высокотемпературного метаморфизма на нижних уровнях коры во многом определяется заметной ролью CO₂ (напр., Newton et al., 1980; Santosh, Omori, 2008). Богатые CO₂ флюиды также активно участвуют в образовании и эволюции гранитоидных магм, на что указывают ассоциации первичных флюидных включений, содержащих CO₂, дочерние карбонаты и графит, с включениями силикатных расплавов в минералах мигматитов гранулитовой фаций метаморфизма (Carvalho et al., 2023; Nicoli et al., 2022).

Считается, что большая часть CO₂ попадает в нижнюю кору в следствие дегазации мантийных магм, аккумулирующихся в основании коры (напр. Frost, Frost, 1987; Touret, 1992). Однако вариации d¹³C графита, CO₂ в кордиерите, скаполите и флюидных включениях в породах нижней и средней коры показывают, что источники CO₂ во флюидах намного разнообразнее и контрастнее (см. Nicoli et al., 2022). Они дают повод для обсуждения внутренних источников CO₂, связанных с изначальным присутствием карбонатных минералов и/или графита в протолите (напр. Holloway, 1976; Cesare et al., 2005). Ситуации, когда содержащие породы, содержащие углерод в том или ином виде, могут стать источниками гранитоидных магм и водно-углекислых флюидов в пределах континентальной коры, возможна при погружении низкометаморфизованных пород под блоки горячих высокометаморфизованных пород в ходе континентальной коллизии или аккреции (напр. Kerrick, Caldeira, 1998).

Экспериментальные данные предоставляют противоречивые результаты о роли углеродсодержащих компонентов, в частности CO₂, в плавлении пород коры. Хотя хорошо известно негативное влияние CO₂ на плавление кварц-полевошпатовых ассоциаций (напр. Ebadi, Johannes, 1991), отдельные данные указывают на возможную позитивную роль CO₂ в плавлении богатых слюдами ассоциаций. Участие внутренних источников углерода — карбонатов и/или графита, также является одним из перспективных условий, объясняющих сосуществование богатых CO₂ флюидов и гранитоидных магм в условиях высокотемпературного метаморфизма в нижней и средней частях земной коры.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 25-47-00073 (<https://rscf.ru/project/25-47-00073>).

Литература:

- Carvalho B.B., Bartoli O., Cesare B. (2023) C–O–H fluid-melt-rock interaction in graphitic granulites and problems of quantifying carbon budget in the lower continental crust. *Chemical Geology* 631: 121503.
- Cesare B., Meli S., Nodari L. et al. (2005) Fe³⁺ reduction during biotite melting in graphitic metapelites: another origin of CO₂ in granulites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 149: 129–140.
- Ebadi A., Johannes W. (1991) Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz–Ab–Or–H₂O–CO₂. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 106: 286–295.
- Frost B.R., Frost C.D. (1987) CO₂, melts and granulite metamorphism. *Nature* 327: 503–506.
- Holloway J.R. (1976) Fluids in evolution of granitic magmas: Consequence of finite CO₂ solubility. *GSA Bulletin* 87: 1513–1518.
- Kerrick D.M., Caldeira K. (1998) Metamorphic CO₂ degassing from orogenic belts. *Chemical Geology* 145: 213–232.
- Newton R.C., Smith J.V., Windley B.F. (1980) Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature* 288: 45–50.
- Nicoli G., Borghini A., Ferrero S. (2022) The carbon budget of crustal reworking during continental collision: Clues from nanorocks and fluid inclusions. *Chemical Geology* 608: 121025.
- Santosh M., Omori S. (2008) CO₂ flushing: a plate tectonic perspective. *Gondwana Research* 13: 86–102.
- Touret J.L.R. (1992) CO₂ transfer between the upper mantle and the atmosphere: temporary storage in the lower continental crust. *Terra Nova* 4: 87–98.

Изотопно-геохимические критерии возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса

Скублов С.Г., Березин А.В., Салимгараева Л.И.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, e-mail: skublov@yandex.ru

Вопрос «Когда на нашей планете начали действовать механизмы тектоники плит?» является одной из самых важных геологических проблем на протяжении уже нескольких десятков лет. Среди прочих аргументов наличие эклогитов того или иного возраста считается достаточно серьезным доказательством протекания субдукционных процессов. До сих пор ни в одном регионе мира архейские эклогиты не были обнаружены. Эклогиты Беломорского подвижного пояса (БПП) являются ключевым объектом для геодинамических реконструкций не только БПП, но и Фенноскандинавского щита в целом. Одним из главных вопросов для эклогитов БПП является установление времени их формирования. Интерпретация возраста эклогитов БПП как архейского позволила ряду исследователей распространить на этот сегмент архейской коры геодинамические механизмы тектоники плит современного типа.

Для эклогитов БПП (на примере районов Салмы, Гридино и Керетского архипелага) установлено, что центральные части (ядра) циркона из эклогитов-метагаббро с варьирующим возрастом от 2.2 до 2.8–2.9 млрд лет являются магматическими, а их внешние метаморфические каймы с возрастом около 1.9 млрд лет по редкоэлементному составу соответствуют типовым эклогитовым цирконам (Скублов и др., 2012). Общие закономерности цирконов из эклогитовых комплексов мира заключаются в аномально пониженном содержании Th (в среднем не больше 3 ppm) и величины Th/U отношения (в среднем 0.03), значительно пониженном содержании всего спектра REE (до 22 ppm), и особенно LREE (менее 2 ppm), пониженном содержании Y (в среднем 34 ppm), U (100 ppm), P (41 ppm) и повышенном – Hf (в среднем 11400 ppm). Спектр распределения REE в цирконах из эклогитов отличается четко выраженным пологим распределением HREE; отсутствием или слабовыраженной отрицательной Eu-аномалией; редуцированной положительной Ce-аномалией (Ce/Ce* в среднем 11); «корытообразным» провалом в легкой части спектра REE, достигающим до появления отрицательной Nd-аномалии. Установленные закономерности распределения редких и редкоземельных элементов в цирконах из эклогитов универсальны, они не зависят от типа протолита и величины давления (НР или УНР). Использование этих признаков позволяет уверенно отличать эклогитовые цирконы от магматических и метаморфических цирконов, не связанных с высокобарическим метаморфизмом.

Как показано в обобщающей работе по проявлениям эклогитов в БПП (Скублов и др., 2022), эклогитовый метаморфизм с возрастом около 1.9 млрд лет ограничен самым молодым возрастом магматического протолита эклогитов около 2.2 млрд лет и возрастом наложенных процессов 1.84–1.87 млрд лет (пегматитообразование, гранатитизация эклогитов, ретроградный амфиболитовый метаморфизм).

Авторская трактовка возраста эклогитового метаморфизма в пределах БПП основана на комплексе независимых изотопно-геохимических методов датирования – локальном U-Pb методе по гетерогенным цирконам с магматическими ядрами и эклогитовыми каймами, Lu-Hf и Sm-Nd методам по породообразующим минералам эклогитового парагенезиса – гранату и омфациту. Все три метода независимо друг от друга определяют возраст эклогитового метаморфизма как свекофеннский, с одним и тем же значением – около 1900 млн лет. Поэтому вопрос правомочности распространения механизмов плейт-тектоники на ранний докембрий по-прежнему остается открытым. Таким образом, эклогиты БПП являются одними из самых древних высокобарических пород с достоверно установленным возрастом метаморфизма около 1.9 млрд лет.

Исследование выполнено в рамках темы НИР ИГГД РАН (FMUW-2022-0005).

Литература:

- Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. (2012) Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса. Петрология 20(5): 470–494.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Салимгараева Л.И. (2022) Эклогиты Беломорского подвижного пояса: геолого-петрологические и изотопно-геохимические критерии возраста. Геохимия 67(7): 621–638.

Геология ранней Земли и геодинамические следствия

Слабунов А.И.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: slabunov@krc.karelia.ru

Все современные разделы наук о Земле интегрируются геодинамикой и благодаря этому за последние десятилетия удалось создать стройную геодинамическую модель современной Земли – тектонику литосферных плит и мантийных плюмов, а также основы палеогеодинамики.

В настоящее время существует и развивается два взаимосвязанных и дополняющих друг друга направления геодинамических реконструкций: 1) геологическое; 2) численное моделирование.

Первый поход базируется на изучении геологии структурно-вещественных комплексов, то есть их распространения в пространстве, их возраста, взаимоотношения между собой, особенностей минерального и химического состава, палеомагнитных характеристик. Эти данные позволяют сопоставлять древние комплексы с таковыми из современных эталонных геодинамических обстановок и, таким образом, проводить палеогеодинамические реконструкции методом сравнения.

Хадейские (4.6–4.0 млрд лет (Ga)) образования. Самое древнее земное вещество, которое доступно ученым-геологам, – это несколько тысяч кристаллов циркона с возрастом до 4.4–4.0 Ga, найденных в архейских кварцитах кратона Йилгарн (Австралия), древнейшие 4.12 Ga тоналит-трондьемит-гранодиориты (ТТГ) Акаста (Слейв, Канада) и 4.11 Ga мафит-ультрамафиты зеленокаменного пояса Нуввуагиттук (Канада). Информация о геохимии, изотопии кислорода, минеральных включениях, геологии этих образований позволяет считать, что у Земли уже в хадее существовало ядро, континентальная и океаническая литосфера, гидросфера, бескислородная атмосфера и магнитное поле. Однако горных пород, сформировавшихся на этом самом раннем этапе, известно слишком мало для того, чтобы делать объективные заключения о геодинамических процессах, обеспечивающих развитие геосфер в этот период. Геодинамику этого этапа эволюции можно изучать только с использованием численного моделирования.

Крайне загадочными остаются события на Земле на границе хадей-архей (4.1–3.8 Ga), когда планеты Солнечной системы испытывали мощную метеоритную бомбардировку. Однако ее следы пока не установлены на Земле.

Палео-эоархейский (4.0–3.2 Ga) этап. 3.8–3.7 Ga зеленокаменный комплекс Исуа (Гренландия) содержит в своем составе средне-кислые вулканы, сопоставимые по составу с островодужными, бониниты, шаровые лавы базальтов, осадки, в том числе BIF и первые строматолиты. Несколько позднее – в палеоархее (3.5–3.3 Ga) формировался мощный плюм-генерированный фельзит-базальт-коматиитовый комплекс (группы Варравуна и Келли) кратона Пилбара (Австралия). Эти данные можно интерпретировать, как существование уже в эоархее субдукции и плюмов. Однако уникальность объектов не позволяет понять насколько широко эти процессы были проявлены.

Мезо-неоархейский (3.2–2.7 Ga) этап. В зеленокаменных комплексах этого возраста, которые широко развиты на многих архейских кратонах, обычны метавулканы с геохимическими характеристиками субдукционных пород, осадочные комплексы сопоставимые с осадками преддуговых и задуговых бассейнов, среди метаморфических комплексов встречаются эклогит-содержащие. Все это позволяет уверенно реконструировать субдукционные обстановки. По геологическим, петрологическим и геохимическим данным устанавливаются также коллизионные, спрединговые и плюмовые геодинамические обстановки. Таким образом, в мезоархее, безусловно, действовала тектоника литосферных плит и мантийных плюмов. Она, возможно, не была полным аналогом современной, но была близка к ней по физической сути. Логическим следствием геодинамических процессов, начавшихся на Земле в раннем архее, является становление в палео-мезоархее суперкратона Ваалбара, а в неоархее первого суперконтинента Кенорленд.

Крайне актуально для понимания геодинамики ранней Земли продолжение поиска и изучение хадейских пород и минералов. Исследование ТТГ комплексов с многочисленными включениям мафитов и других пород будет в ближайшее время, вероятно, наиболее перспективным для понимания древнейшей истории Земли.

Исследование проводится по теме FMEN-2023–0009 ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск).

Газовые компоненты магматических расплавов и флюидов

Смирнов С.З., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Низаметдинов И.Р.

ИГМ СО РАН, Новосибирск, e-mail: ssmr@igm.nsc.ru

Газовые компонентами магм мы будем называть простые вещества и соединения, которые при достижении предела растворимости в расплаве будут выделяться в составе газовой или флюидной фазы. Существуют два важнейших способа получения информации о газовом составе магм: изучение состава вулканических газов в областях современного вулканизма и изучение газового состава флюидных и расплавных включений в магматических минералах. Изучение состава вулканических газов сталкивается с трудностями выделения из одной смеси собственно магматических газовых компонентов, и тех, которые имеют метеорное происхождение, связаны с почвами и подземными водами. Включения, не претерпевшие существенных изменений состава после захвата, могут рассматриваться как уникальный источник прямой информации о газовом составе магматических флюидов.

Газовые компоненты содержатся во включениях расплавов и флюидов, захваченных магматическими минералами. Особый интерес представляют ассоциации одновременно захваченных (сингенетичных) флюидных и расплавных включений. Эти ассоциации свидетельствуют о том, что минерал рос в дегазирующей магме. В тех случаях, когда минерал растет из расплава, растворенные в нем газовые компоненты после захвата выделяются в виде гомогенного газового пузырька или пузырька, содержащего при комнатной температуре жидкость и газ. Часть газовых компонентов даже после дегазации остаются растворенными в расплаве и обособляются только после полной раскристаллизации во включении.

Газовый состав флюидных включений в магматических минералах изучается методами локального (микроанализ) и валового анализа. К локальным относятся методы колебательной молекулярной спектроскопии (ИК- и КР-спектроскопии). В последнее время все больше в практику изучения включений в минералах внедряется метод газовой хромато-масс-спектрометрии. Совместное использование этих методов открывает широкие возможности в определении газового состава природных эндогенных флюидов и магм.

Большинство моделей эволюции флюидонасыщенных магм учитывает наличие в них только H_2O и CO_2 , являющихся главными летучими компонентами. Кроме этого при дегазации магм образуются газообразные соединения серы: SO_2 и H_2S . В составе магматических газов могут присутствовать молекулярные N_2 и H_2 . Использование новых высокочувствительных методов анализа вещества включений дает основание полагать, что существенную роль в магматических газах могут играть углеводородные соединения, способные также транспортировать B, Cl, F, S и N. Изучение флюидных включений в минералах рудных парагенезисов рудно-магматических систем говорит о том, что газовый состав выделяющихся из магм флюидов может быть крайне сложным.

В лекции будут рассмотрены методические подходы к анализу газовых компонентов во флюидных и расплавных включениях в магматических минералах и особенности составов флюидов, ассоциирующих с некоторыми коровыми и мантийными магмами.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГМ СО РАН по теме FWZN-2022-0035 (номер госучета 122041400312-2).

Минеральные образования TiO_2 в рудовмещающей толще Сафьяновского Cu-Zn-колчеданного месторождения (Средний Урал)

Сорока Е.И., Прибавкин С.В.

ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: elsoroka@yandex.ru

Необычные минеральные образования диоксида титана (TiO_2) были обнаружены в гидротермально измененных вулканитах (риолитах, риодацитах) рудовмещающей толщи Сафьяновского Cu-Zn-колчеданного месторождения (Средний Урал), представленных сульфидсодержащими кварц-серицит (иллит) – карбонат-хлоритовыми метасоматитами. Образования диоксида титана представляют собой ячеистые скопления тонкозернистых агрегатов в кварце (рис. 1а), слагают псевдоморфозы, предположительно по зернам ильменита (рис. 1б), или входят в состав полиминеральных агрегатов, состоящих из кварца, сульфидов, чаще пирита, халькопирита, карбонатов, преимущественно железистого магнетита и доломита, апатита (рис. 1в). В составе минеральной фазы диоксида титана установлено присутствие незначительного количества железа и ванадия (до 1.5 мас. %). Ассоциация TiO_2 в изучаемых породах в составе псевдоморфоз с кварцем, сульфидами, Fe-магнетитом указывает на низкотемпературные условия преобразований (до 200 °C).

Образование агрегатов TiO_2 при метаморфизме или метасоматозе связывают с процессом растворения-отложения первичных минералов титана (в частности, ильменита) это подтверждается и экспериментальными данными (Angiboust et al., 2017). Наблюдаемые формы выделений TiO_2 в изученных образцах в некоторых случаях указывают на их развитие по первично-магматическим минералам титана с образованием псевдоморфоз, но также встречаются в виде рассеянных скоплений и форм, которые трудно отнести к псевдоморфозам. Это может указывать на осаждение TiO_2 из растворов, что возможно при мобильном поведении титана при наличии в растворах его гидроксофторидных комплексов (Барсукова и др., 1979).

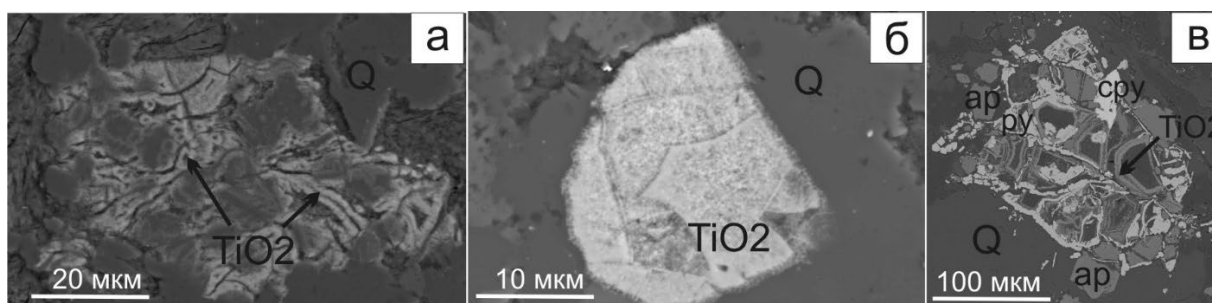


Рис. 1. Минеральные образования TiO_2 : а) скопление TiO_2 в кварце; б) псевдоморфоза TiO_2 , предположительно по ильмениту; в) TiO_2 в составе полиминеральной псевдоморфозы. Сэм фото сделано в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН при помощи электронного микроскопа JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС-спектрометром Inca Energy 450 (напыление углеродное, ускоряющее напряжение 20 кV, режим BSE, оператор Л. В. Леонова). Условные обозначение: Q – кварц; ap – апатит; py – пирит, сру – халькопирит.

Литература:

- Барсукова М.Л., Кузнецов В.А., Дорофеева В.А., Ходаковский И.Л. (1979) Экспериментальное исследование растворимости рутила TiO_2 во фторидных растворах при повышенных температурах. Геохимия. № 7:1017–1028.
- Angiboust S., Harlov D. (2017) Ilmenite breakdown and rutile-titanite stability in metagranitoids: Natural observations and experimental results. American Mineralogist 102:1696–1708.

Берёзовское золоторудное поле и его периферия (Ср. Урал): тектоника, рудоносная C_{1-2} тоналит-гранодиоритовая формация

**Спиридонов Э.М.¹, Ершова Н.А.², Левитан Г.М.², Сидорова Н.В.³,
Нурмухаметов Ф.М.⁴, Трошкина А.Н.⁵, Путинцева Е.В.⁶**

¹ МГУ, Москва, e-mail: ernstspiridon@gmail.com;

² ЦНИГРИ, Москва;

³ ИГЕМ РАН, Москва;

⁴ Урал. геол. музей, Екатеринбург;

⁵ Берёзовский рудник;

⁶ СПбГУ, Санкт-Петербург

СЗ-З часть территории – фрагмент Тагильского мегасинклинария с крутопадающими зеркалами складчатости, Верхисетским плутоном C_{1-2} габбродиорит – тоналит – плагиогранитной серии и Au оруденением березит-лиственитовой формации БЛФ – Sb минерального типа. В-ЮВ часть – антиклинорная зона с пологим зеркалом складчатости, куполовидным Шарташским плутоном C_{1-2} габбродиорит – гранодиорит – адамеллитовой серии, массой даек глубинного происхождения от гранитоид-порфиров до спессартитов, Au Берёзовским месторождением Вi минерального типа и шеелитовым Кедровским. C_{1-2} формации метасоматитов шарташской серии:

1. Кварц-турмалиновая. 2. Медно-порфировая. 3. Пропилитовая. 4. Гумбеитовая ГФ. 5. БЛФ. 6. Аргиллизитовая.

Формации от 1 до 4 включают лиственитоподобные породы.

При гумбеитизации, в отличие от березитизации, был подвижен фосфор, что обеспечило интенсивную миграцию вольфрама. ГФ включает 6 фаций: 1) кальцит-биотитовую (флогопит-магнезитовую) ~459–400 °C с молибдошеелитом, вольфрамрутилом, монацитом, ксенотимом; 2) кальцит-доломит-биотитовую ~400–370 °C с Мо-шеелитом, W-рутилом; 3) доломит-биотитовую ~370–330 °C с шеелитом; 4) доломитовую ~350–310 °C с шеелитом и галенитом; 5) пикрофенгитовую ~310–260 °C с шеелитом и сульфосолями Вi-Pb-Cu-Ag; 6) феррофенгитовую с шеелитом и Те-Вi теннантит-тетраэдритом и золотом. В и около Шарташского плутона развиты все фации гумбеитовой формации, в центре Берёзовского Au месторождения – первые три. Образования БЛФ наложены на ореолы ГФ, с чем связаны широкие вариации пробности золота БЛФ... Широко развиты зелёные апогартбургитовые листвениты, ещё шире – серые аподиабазовые и аподунитовые. Зональность распределения SiO_2 в ореолах БЛФ позволяет оценить уровень среза золоторудных кварцевых жил. Для глубокого уровня среза – шахта Южная – установлен максимальный вынос SiO_2 из протолита (до 15 масс. %) и отсутствие его привноса в зальбандах жил. На месторождении широко развиты рудосопровождающие метасоматиты БЛФ с обилием альбита, мусковит-фенгита и пирита. Эти метасоматиты ошибочно выделяют как образования эйситовой формации.

Литература:

- Бородаевский Н.И., Ершова Н.А., Левитан Г.М., Михайлова Л.В., Самарцев И.Т. (1984) Берёзовское месторождение. Золоторудные месторождения СССР. М.:Недра. Т. 1. 7–53.
- Кутюхин П.И. (1937) Вещественный состав руд Берёзовского золоторудного месторождения и типы кварцевых жил. СГИ. Свердловск. 93 с.
- Сазонов В.Н. (1984) Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР. 208 с.
- Спиридонов Э.М., Бакшеев И.А., Куруленко Р.С., Прокофьев В.Ю., Серёдкин М.В., Устинов В.И., Прибавкин С.В., Филимонов С.В. (1997) Гумбеитовая формация Урала. М.: МГУ. 97 с.
- Спиридонов Э.М., Сидорова Н.В., Нурмухаметов Ф.М., Кортаева Н.Н., Куликова И.М., Поленов Ю.А., Трошкина А.Н. (2014) Лиственитоподобные апопикритовые флогопит-магнезитовые гумбеиты Берёзовского месторождения золота с цирконом, монацитом, ксенотимом, фторапатитом, турмалином, реликтовым цинкохромитом. Урал. геол. журнал. № 1. С. 20–67.

Модификации синтетического цезиевого йодата и сравнительный анализ с йодатами щелочных металлов

Терёшкина Е.П., Белоконова Е.Л., Димитрова О.В.

Геологический факультет МГУ, Москва,
e-mail: ekaterina.teryoshkina@yandex.ru; elbel@geol.msu.ru

С целью изучения йодатов с анионами $[\text{IO}_3]^-$, которые при полярном расположении групп проявляют пьезо-, пиро-, сегнетоэлектрические и нелинейно-оптические свойства, в лабораторных условиях исследовались продукты гидротермальной кристаллизации йодатных систем с ионами тяжёлых металлов: Bi, In, Sr, Ag, La, Ho, солями щелочных металлов Li, Na, Rb, Cs, с добавлением боратной и нитратной компонент и ионов F, Cl.

По морфологическим признакам под бинокулярным микроскопом было выделено пять фаз. Их химический состав изучен с помощью сканирующего электронного микроскопа JeolJSM-6480LV. Определение симметрии и параметров элементарных ячеек полученных соединений методом монокристаллической рентгеновской дифрактометрии осуществлено на четырёхкружном дифрактометре Xcalibur-S-CCD (Mo-K α -излучение). По совокупным результатам этих исследований фазы были идентифицированы с помощью базы структурных данных ICSD.

Так, было установлено несколько известных соединений: оксохлорид BiOCl-бисмоклит, фторид NaF, Ho $(\text{IO}_3)_3$, а также вероятно, новая модификация йодата Sr $(\text{IO}_3)_2$ и CsIO₃, для которого отсутствовала структурная информация.

Параметры ячейки исследуемых кристаллов CsIO₃ кубической морфологии были близки к ранее изученным KIO₃, истинная симметрия которых – ромбоэдрическая (тригональная). Было предположено, что атомы Cs занимают позиции К. Уточнение кристаллической структуры, с использованием программного комплекса SHELX, позволило установить, что CsIO₃ кристаллизуется в пространственной группе $R\bar{3}m$. Сопоставление с недавно опубликованной структурой CsIO₃ в гексагональной установке показало полное совпадение после пересчёта. В полярной кристаллической структуре CsIO₃ (рис. 1а) зонтичные группировки расположены на 3-х уровнях вдоль оси *c*, IO₃ группы ориентированы параллельно оси третьего порядка, что объясняет высокие нелинейно оптические свойства соединения. Известна также моноклинная модификация CsIO₃, которая описывается ромбической пространственной группой в нестандартной установке Pmn_1^2 (рис. 1б). Сопоставление исследуемой нами тригональной модификации и «моноклинной» – ромбической показало различие в симметрии слоёв L.

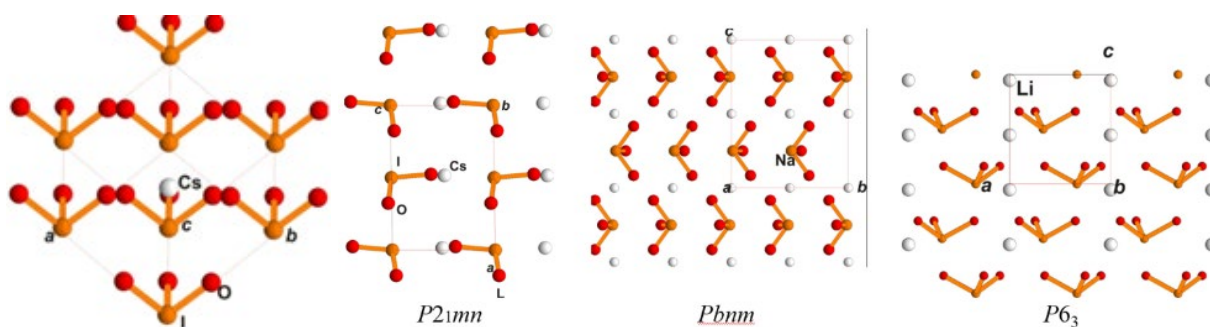


Рис. 1. а – проекция структуры CsIO₃ перпендикулярно оси L3 ромбоэдрической ячейки; б, в, г – сопоставление кристаллических структур CsIO₃, NaIO₃, LiIO₃.

Известны две тригональные модификации KIO₃ и триклинная γ -KIO₃, близкая к ромбоэдрической структуре. Сильнее всего от рассматриваемого семейства отличается кубическая модификация с пространственной группой $I\bar{4}3m$. Для NaIO₃ отсутствуют полярные тригональные модификации, известна лишь centrosymmetric ромбическая фаза $Pbnm$ (рис. 1в). Изоформульный LiIO₃, содержащий самый мелкий щелочной ион, отличается от рассмотренных выше и обладает пространственной группой $P6_3$ (рис. 1г) и является одним из наиболее известных нелинейно-оптических и сегнетоэлектрических кристаллов.

Литература:

- Загальская Ю.Г., Литвинская Г.П., Егоров-Тусменко Ю.К. Руководство по практическим занятиям по кристаллохимии, изд. МГУ, 1983, 167 с.
Byrom P.G., Lucas, B.W. (1987) ActaCryst., C 43, p. 1649–1651.
Zhang M., Hu C., Abudouwufu T., Yang Z., Pan S. (2018) Chem. Mater., 30, 1136–1145.

Физико-химические условия и модели образования эндебитов и лейкогранитов массива Поньгома-Наволоок, Сев. Карелия: результаты петролого-геохимического и экспериментального исследований

Ушакова С.А.¹, Сафонов О.Г.^{1,2}, Козловский В.М.³, Япаскерт В.О.²

¹ ИЭМ РАН, Черноголовка, e-mail: sonya.ushakova.2017@gmail.com; oleg@iem.ac.ru;

² Геологический факультет МГУ, Москва, e-mail: yvo72@geol.msu.ru;

³ ИГЕМ РАН, Москва, e-mail: bazily.koz@gmail.com

Архейские гранит-эндебитовые комплексы являются характерными структурными элементами докембрийских подвижных поясов. Их изучение даёт ключ к пониманию тесной взаимосвязи метаморфических, магматических и метасоматических процессов, сопровождавших эволюцию континентальной коры в докембрии. Гранит-эндебитовые комплексы широко развиты в пределах Беломорского подвижного пояса Карелии. Однако первичные магматические особенности пород этих комплексов часто стираются из-за наложенного палеопротерозойского метаморфизма (Козловский и др., 2023).

Массив Поньгома-Наволоок (Сев. Карелия) представляет собой исключительный объект, поскольку в нем хорошо сохранились архейские и раннепротерозойские гранитоиды, заключённые между региональными зонами пластических деформаций палеопротерозойского возраста (Козловский и др., 2023). Главная фаза внедрения в массиве представлена двупироксеновыми эндебитами, а поздняя – жилами пегматоидных и мелкозернистых лейкогранитов. В пределах массива также присутствуют крупные блоки амфиболитов, вероятно, представляющих остатки кровли или стенок магматической камеры, захваченных эндебитовой магмой.

Петрологические, геохимические исследования и моделирование фазовых ассоциаций (PERPLE_X) показывают, что эндебитовый расплав мог образоваться при частичном плавлении амфиболитов при 10.5–11 кбар и 900–950 °С. Этот вывод был проверен в серии экспериментов при давлениях 7, 10 и 15 кбар и температурах 800–1000 °С по частичному плавлению амфиболита, содержащего первичный гранат, из обрамления массива. Эксперименты продемонстрировали формирование тоналитового расплава совместно с пироксенами в ходе перитектического плавления ассоциации амфибол+плагиоклаз. При этом расплавы, наиболее близко соответствующие составу эндебитов, образуются при температурах более 900 °С и давлении 11 кбар.

Была также проверена гипотеза метасоматического происхождения лейкогранитов массива при воздействии водно-углекисло-солевых флюидов на эндебит. Эксперименты с флюидом H₂O–CO₂–KCl при 5 кбар и 800–900 °С показали возможность возникновения расплава, по составу близкого к лейкогранитам, за счёт реакций ортопироксена и биотита с плагиоклазом в эндебитах при участии указанного флюида. Это подтверждает заметную роль метасоматических процессов на поздних этапах формирования массива Поньгома-Наволоок.

Таким образом, сочетание петрологических, геохимических и экспериментальных данных позволило предложить комплексную модель формирования массива Поньгома-Наволоок, включающую как магматические, так и метасоматические процессы, реализовавшиеся в условиях температур и давлений, типичных для архейской континентальной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 25-47-00073 (<https://rscf.ru/project/25-47-00073>).

Литература:

Козловский В.М. и др. (2023) Источник и условия генерации гранитоидных расплавов в архейских чарнокит-эндебитовых комплексах Карелии (на примере массива Поньгома-Наволоок) // Геохимия. Т. 68. № 11. С. 1113–1132.

О происхождении двух типов высокомагнезиальных базальтов Толбачинского дола, конус 1004 (Камчатка)

Черкашин Р.И., Озеров А.Ю.

ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, e-mail: romache@kscnet.ru

Вопрос о природе двух трендов базальтоидов вулкана Толбачик является важным для понимания формирования серии пород вулкана (Churikova et al., 2015). Оба тренда характеризуются схожими интервалами содержаний главных оксидов (SiO_2 49–52 вес.%, MgO 10–3 вес. %, Al_2O_3 13–18 вес.%), но отличаются по концентрациям K_2O , P_2O_5 , TiO_2 и всего спектра микроэлементов.

Для понимания механизмов формирования этих трендов нами проведено исследование пород Толбачинского дола и установлено, что на конусе 1004 одновременно присутствуют представленные выше типы высокомагнезиальных (ВМ) базальтовых магм, являющихся первичными для обоих трендов (табл.). Высоко-калиевые ($\text{K}_2\text{O} \sim 1,2\text{--}1,3$ вес. %) базальты конуса представлены порфировыми разностями, содержащими крупные (от 1–3 до 5–7 мм) оливины и реже клинопироксены в количестве до 10% объема пород. Умереннокалиевые ($\text{K}_2\text{O} \sim 0,7\text{--}0,8$ вес. %) ВМ-базальты, напротив, представлены исключительно афировыми разностями, содержащими множество микролитов (0,1–0,3 мм) клинопироксена и оливина.

Таблица

Содержание главных (вес. %) и некоторых микроэлементов (ppm) в высоко-калиевом (порфировом, обр. 1004-05) и умеренно-калиевом (афировом, обр. 1004-06) высокомагнезиальных базальтах конуса 1004

Образец	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ППП	Total
1004–05	50,01	1,26	13,39	11,01	0,18	10,74	9,73	1,98	1,27	0,34	0,40	99,58
1004–06	50,34	0,94	13,04	10,25	0,18	10,11	12,25	1,69	0,76	0,20	0,30	99,52
	Cr	Ni	Cu	Rb	Y	Zr	Nb	La	Ce	Nd	Yb	Hf
1004–05	518,49	166,68	111,64	28,20	24,07	115,42	2,44	10,37	25,13	15,86	1,98	2,61
1004–06	450,12	93,29	90,23	14,49	18,26	70,41	1,35	6,32	15,77	10,28	1,48	1,42

Породы конуса 1004 были изучены петрохимическими, геохимическими и микрозондовыми методами, получены составы породообразующих минералов (оливина, клинопироксена, шпинелидов) и интерстициальных стекол в основной массе пород, построены карты химического состава основной массы пород (Черкашин, Озеров, 2025).

В работах (Churikova et al., 2015; Portnyagin et al., 2015) предлагается гипотеза формирования ВМ-базальтов обоих трендов из разных по составу глубинных расплавов.

Нам представляется более реалистичным механизм малоглубинной дифференциации единого глубинного источника примитивной магмы, который приводит к формированию двух петрохимически схожих, но геохимически и петрографически контрастных ВМ-базальтов на Толбачинском долу. Не все положения данной гипотезы еще сформулированы, тем не менее, совместное нахождение двух типов ВМ-базальтов на конусе 1004 дает основание для глубокого исследования этих пород.

Литература:

- Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка. 1975–1976. / Под ред. С.А. Федотова, Г.Б. Флерова, А.М. Чиркова. М.: Наука, 1984. 637 с.
- Черкашин Р.И., Озеров А.Ю. Порфировые и афировые высокомагнезиальные базальты конуса 1004 в контексте представлений о механизмах формирования магматической серии пород Толбачинского дола (Камчатка) // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН. 2025. С. 162–165.
- Churikova T.G., Gordeychik B.N., Iwamori H. et al. Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 307. P. 156–181.
- Portnyagin M., Duggen S., Hauff F. et al. Geochemistry of the late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: quantitative modelling of subduction-related open magmatic systems // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 307. P. 133–155.

Коматииты Велтевреден (зеленокаменный пояс Барбертон, Южная Африка): петрогенез и выводы для геодинамики Хадея на основе данных по расплавленным включениям

**Чугунов А.В.^{1,2}, Соболев А.В.², Везине А.², Джан Ч.³,
Соболев С.В.³, Батанова В.Г.², Асафов Е.В.¹, Арндт Н.Т.²**

¹ ГЕОХИ РАН, Москва, e-mail: chugunov@geokhi.ru;

² ISTerre, Grenoble, France;

³ GFZ Helmholtz Centre for Geosciences; Geodynamic Modelling Section, Potsdam, Germany

Коматииты представляют собой самые высокотемпературные и магнезиальные лавы на Земле и служат важным источником данных о развитии ее мантии. Поскольку оливин первым кристаллизуется из коматиитового расплава, включения в его фенокристаллах дают уникальные сведения о ранней мантии Земли (Sobolev et al., 2016, Asafov et al., 2018).

В данной работе изучены коматиитовые расплавы формации Велтевреден (зеленокаменный пояс Барбертон, 3.27 млрд лет), проведён анализ состава более 540 расплавленных включений и их оливинов-«хозяев» (главные и рассеянные элементы), а также изотопы Sr, H и O. Использованы методы EPMA, Раман-микроскопия, LA-ICP-MS и SIMS.

Первичный расплав содержал 32.5 мас.% MgO и около 0.5 мас.% воды – последнее почти вдвое больше, чем ранее оценивалось (Sobolev et al., 2019), благодаря более оптимизированному подходу к гомогенизации включений. Более высокие температуры эксперимента приводят к потере до половины воды и изменению изотопного состава водорода.

Наблюдается отрицательная корреляция между ΔQFM и содержанием форстерита (Fo), что указывает на кристаллизацию в условиях закрытой системы, начиная примерно с $\Delta QFM = 0.8$. Температура извержения оценивается в ~ 1540 °C, а температура источника мантии – до 1770 °C при давлении ~ 9.4 ГПа.

Контаминация расплава проявляется в обогащении Cl, K, Rb, Ba, Sr, Pb, H₂O и пониженном $\delta^{18}O$ в оливинах (от 5.7‰ до 3.8‰). $\delta^{18}O$ в оливине отрицательно коррелирует с Cl, K, Rb, Sr и Na (нормализованными по Ti) во включениях, что свидетельствует о контаминации морской водой. Расплав также подвергся контаминации при взаимодействии с продуктами плавления серпентинита и рассола, обогащённого Rb, Ba, U, Th и др., и обеднённого по ^{18}O .

Анализ 137 расплавленных включений позволил выявить крайне низкорациогенный источник по Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.69932 \pm 0.00024$) с модельным возрастом 4.3 ± 0.2 млрд лет и сильным фракционированием канонических отношений (Nb/U = 36.9, Ce/Pb = 16.7). Эти данные согласуются с гипотезой о формировании до 80% массы современной континентальной коры уже в конце Хадейского эона в условиях интенсивной субдукции, вызванной мантийными плюмами (Vezinet et al., 2025).

Работа выполнена при поддержке гранта European Research Council (ERC) в рамках исследовательской и инновационной программы European Union's Horizon H2020 (Synergy Grant MEET № 856555).

Литература:

- Sobolev A.V. et al. Komatiites reveal a hydrous Archaean deep-mantle reservoir. *Nature* 531, 628–632 (2016).
Asafov E.V. et al. Belingwe komatiites (2.7 Ga) originate from a plume with moderate water content, as inferred from inclusions in olivine. *Chem. Geol.* 478, 39–59 (2018).
Sobolev A.V. et al. Deep hydrous mantle reservoir provides evidence for crustal recycling before 3.3 billion years ago. *Nature* 571, 555–559 (2019).
Vezinet A. et al. Growth of continental crust and lithosphere subduction in the Hadean revealed by geochemistry and geodynamics. *Nat. Commun.* 16, 3850 (2025).

Ультрамафиты восточной части массива Южный Крака (Южный Урал)

Шабутдинов Т.Д., Самигуллин А.А.

ИГ УФИЦ РАН, Уфа, e-mail: timurgeolog11@gmail.com

Ультрамафитовые массивы Крака расположены в северной части Зилаирского синклиория на западном склоне Южном Урала. Южный Крака, имеющий площадь около 450 км², наименее изучен среди массивов данной группы. Продолжительное время северная и восточная части массива были недоступны для петрологических исследований в связи с расположением в пределах территории Башкирского государственного природного заповедника (БГПЗ). В ходе полевых работ 2023 года, с целью изучения минералогического и петрографического составов восточной территории массива из обнажений южной части Сарганского хребта были отобраны образцы ультрамафитов. Породы в шлифах изучались на поляризационном (ПОЛАМ Р-311) и сканирующем электронном (Tescan Vega 4 Compact с анализатором Xplorer 15 (Oxford Instruments, Великобритания)) микроскопах в Институте геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. Анализ валового химического состава пород на петрогенные оксиды и некоторые малые элементы проведен на рентгенофлуоресцентном энергодисперсионном спектрометре Xenometrix X-Calibur (ИГ УФИЦ РАН, Уфа).

При изучении шлифов было установлено, что образцы ультрамафитов, которые представлены перидотитами (лерцолитами, гарцбургитами) и дунитами, подверглись процессу серпентинизации (30–60, реже 80 об.%) с образованием петельчатого серпентина. Во всех изученных шлифах серпентин относится к альфа-лизардиту по классификации А. С. Варлакова или к раннему петельчатому серпентину по классификации В. Р. Артемова. Сохранившиеся в виде реликтов породообразующие минералы, представлены оливином, ромбическим и моноклинным пироксенами. Исключение составляют образцы отобранных плагиоклаз содержащих лерцолитов, являющихся крайне редкими породами для массива Южный Крака. Степень серпентинизации достигает до 15 об.%.

Пересчитанные на безводный состав данные петрохимии, показали, что большинство изученных проб перидотитов соответствует гарцбургиту с низким содержанием моноклинного пироксена (диопсида) — до 2 %. Для пород характерно низкое содержание TiO₂ — до 0,05 мас.%, среднее содержание CaO — 0,33 мас.%, Al₂O₃ — 0,55 мас.%, что соответствует образованиям деплетированной мантии (дунит-гарцбургит). Некоторые анализы выделяются более высоким содержанием кальция и алюминия и их фигуративные точки располагаются на границе полей гарцбургитов и лерцолитов. Данные химических анализов, пересчитанные на безводный состав, были использованы для построения классификационной диаграммы в координатах коэффициентов A и S. Петрохимический коэффициент A (Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O), суммирующий компоненты, входящие в клинопироксен, варьирует в диапазоне 0,20–3,50; коэффициент S (SiO₂-(Fe₂O₃+FeO+MgO+MnO+TiO₂)), отражающий степень основности, характеризующий соотношение оливина и ортопироксена, расположен в диапазоне от –7,59 до –14,13. На диаграмме почти все точки изученных проб локализованы в поле дунит-гарцбургита.

На основе полученных значений доли форстеритового минала (Fo) и хромистости (#Cr) для минералов ультрамафитов Южного Крака была построена диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации (OSMA), которая показывает, что степень частичного плавления лерцолитов, как наиболее близких по составу к породам верхней мантии, в целом не превышала 10–25 %, поскольку породы содержат высокоглиноземистые хромшпинелиды (Cr# 0,2–0,6). Независимая оценка степени плавления по уравнению из работы дает оценку степени плавления от 13 % до 22 %. Таким образом, ультрамафиты восточной части Южного Крака являются умеренно деплетированным реститом верхней мантии. Комплекс мантийных ультрамафитов восточной части массива Южный Крака, обнажающийся на Сарганском хребте, завершил свою высокотемпературную эволюцию на уровне фации плагиоклазовых перидотитов, отчасти в переходной зоне от шпинелевой фации к плагиоклазовой. Породы изученной площади формировались в более восстановительных условиях по сравнению с другими петрографическими разностями (гарцбургитами, дунитами) в пределах массива.

When and how were the global elemental and isotopic heterogeneities in the mantle created and destroyed: the exciting first 2.0 Ga of Earth's history

Puchtel I.S.

*Department of Geology, University of Maryland, College Park,
MD 20742, USA, e-mail: ipuchtel@umd.edu*

Processes acting on our planet during the first 2 billion years of its existence determined how this initially inhospitable place in the Universe became our life-accommodating world. Therefore, if we are to better understand modern Earth, we need to look into the history of its infancy and childhood. Modern mantle interrogated via studies of oceanic volcanic rocks has long been shown to be highly heterogeneous, both chemically and isotopically (e. g., Hofmann, 1997). Similar studies of the early mantle are complicated due to (a) incomplete geological record owing to the dynamic nature of the planet and (b) loss of chemical memory as a result of long residence times in the crust.

Komatiites, due to their unique properties and old ages, are among the best samples to constrain the evolution of the chemical composition of the early Earth's mantle. Isotopic and elemental signatures that existed in the early Earth's mantle have been sampled by komatiitic magmas and preserved in the geological rock record. These samples represent our best witnesses of the distant geological past.

In this lecture, I will present the state-of-the-art, high-precision data for short- and long-lived radiogenic isotopic systems and trace element abundances, including the highly siderophile elements (HSE), for the global komatiite-basalt rock record assembled over the past quarter of the century (Puchtel et al., 2022; Puchtel and Arndt, 2025 and references therein). These data provide robust evidence for the existence of remarkably ancient isotopic and chemical heterogeneities in the mantle within the first 2.0 Ga of Earth's history. These heterogeneities reflect the combined effects of (a) the co-existence of diverse post-magma ocean silicate domains characterized by variably fractionated lithophile and siderophile element abundances, (b) the presence of distinct mantle reservoirs representing mantles and cores of differentiated planetesimals delivered to Earth during late accretion, and (c) isotopic exchange across the core-mantle boundary.

The near-complete disappearance of resolvable ^{142}Nd anomalies and of decoupled ^{143}Nd - ^{176}Hf isotopic signatures in the komatiite rock record by ~ 2.5 Ga ago, the shift from mostly positive ^{182}W offsets to no ^{182}W offsets at ~ 2.5 Ga, as well as the disappearance of HSE abundance anomalies by ~ 2.5 Ga ago in the komatiite rock record indicate that the earliest mantle reservoirs, formed as a result of early magma ocean crystallization and late accretion, had been largely destroyed by that time through vigorous convective mantle mixing and plate tectonic processes, implying the mixing rates of the early mantle on the order of ~ 2.0 Ga.

This lecture will emphasize the great compositional complexity of early Earth's mantle in terms of both elemental abundances and isotope systematics; apparently, the early mantle was very dissimilar in composition to that of the modern Bulk Silicate Earth (BSE).

References:

- Hofmann A.W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385: 219–229.
Puchtel I.S., Blichert-Toft, J., Horan M.F., Touboul M., Walker, R.J. (2022) The komatiite testimony to ancient mantle heterogeneity. *Chemical Geology* 594: 120776.
Puchtel I.S., Arndt, N.T. (2025) Archean to recent komatiites and basalts. *Treatise on Geochemistry*, 3rd Edition. Elsevier, Amsterdam, pp. 119–158.

Научное издание

**МАТЕРИАЛЫ
XIII МЕЖДУНАРОДНОЙ ШКОЛЫ ПО НАУКАМ О ЗЕМЛЕ
ИМЕНИ ПРОФЕССОРА Л.Л. ПЕРЧУКА (ISES-2025)
18–25 августа 2025 г.**

Оригинал-макет: Амромин И.М.

Верстка и издание книг и журналов на заказ 2077181@mail.ru

ISBN 978-5-89516-341-2



Формат 60 x 84 1/8, объем 5.12 усл. печ. листов.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН
620010, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15.
www.igg.uran.ru

