

Тезисы научной конференции

**ПРОЦЕССЫ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРИ
ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ,
ПРОИСХОЖДЕНИЕ АЛМАЗА И
МАНТИЙНЫХ МАГМ**

17–19 июня 2025 г



**ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И
МИНЕРАЛОГИИ**
имени В.С. Соболева СО РАН

Новосибирск, 2025

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В. С. СОБОЛЕВА СО РАН
НОВОСИБИРСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ АЛМАЗА И МАНТИЙНЫХ МАГМ

Тезисы докладов всероссийской конференции, посвященной 90-летию со дня рождения выдающегося исследователя процессов алмазообразования академика *Николая Владимировича Соболева*

17–19 июня 2025 г. ,
Новосибирск



УДК 553.2
ББК 26.31
П84

Процессы минералообразования при высоких давлениях, происхождение алмаза и мантийных магм : Тезисы докладов всероссийской конференции, посвященной 90-летию академика Николая Владимировича Соболева. 17–19 июня 2025 г., Новосибирск / Сибирское отделение РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, НИИГУ [и др.] - Новосибирск: СО РАН, 2025. – 169 с.

Сопредседатели: Похиленко Николай Петрович – академик РАН,
Соболев Александр Владимирович – академик РАН,
Шацкий Владислав Станиславович – академик РАН,

Заместитель председателя: Пальянов Юрий Николаевич – член-корреспондент РАН

Ученые секретари: Реутский Вадим Николаевич – проф. РАН
Смирнов Сергей Захарович – д.г.-м.н.

Члены Оргкомитета:

Аранович Л.Я. – академик РАН, ИГЕМ РАН, г. Москва
Асхабов А.М. – академик РАН, ИГ КомиНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар
Афанасьев В.П. – ИГМ им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск
Баталева Ю.В. – ИГМ им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск
Зедгенизов Д.А. – проф. РАН, ИГТ им. А.Н.Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
Когарко Л.Н. – академик РАН, ГЕОХИ РАН, г. Москва
Кривовичев С.В. – академик РАН, ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты
Крук Н.Н. – член-корр. РАН, ИГМ им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск
Максимова Н.В. – к.г.-м.н., УОНИ СО РАН
Марин Ю.Б. – член-корр. РАН, Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург
Надолинный В.А. – ИНХ им. А.В.Николаева СО РАН, г. Новосибирск
Персиков Э.С. – ИЭМ им. Д.С.Коржинского РАН, г. Москва
Перчук А.Л. – ГФ МГУ, г. Москва
Сафонов О.Г. – проф. РАН, ИЭМ им. Д.С.Коржинского РАН, г. Москва
Сокол А.Г. – ИГМ им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск
Томиленко А.А. – ИГМ им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск
Фридовский В.Ю. – член-корр. РАН, ИГАБМ СО РАН, г. Якутск
Хохряков А.Ф. – ИГМ им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск
Чепуров А.И. – ИГМ им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск
Чудаева Т.В. – к.г.-м.н., УОНИ СО РАН



СО РАН



ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И
МИНЕРАЛОГИИ
имени В.С. Соболева СО РАН

N*Новосибирский
государственный
университет
***НАСТОЯЩАЯ НАУКА**



При финансовой поддержке: ООО «АрктикКапитал» (Якутск), ООО «Диаэм» (Москва)



Издаётся в авторской редакции

ISBN 978-5-6052498-7-0
DOI 10.53954/9785605249870

© Институт геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН, 2025

ПРЕДИСЛОВИЕ

Николай Владимирович Соболев родился 28 мая 1935 г. в Ленинграде. В 1958 г. окончил с отличием геологический факультет Львовского государственного университета им. И. Франко и полтора года проработал заведующим минералогическим музеем. С 25 мая 1960 г. он начал работать в ИГиГ СО АН СССР, где прошел путь от младшего научного сотрудника до директора ассоциированного Института минералогии и петрографии СО РАН (1990–2006 гг.) и Советника РАН. В 1963 г. защитил кандидатскую, а в 1971 г. – докторскую диссертации. В 1976 году в возрасте сорока лет он вместе с будущими академиками Н.Л. Добрецовым и В.В. Ревердатто, под руководством академика В.С. Соболева, был удостоен Ленинской премии за цикл работ «Фации метаморфизма». В 1981 году Николай Владимирович Соболев был избран членом-корреспондентом, а в 1990 – академиком АН СССР.

Н.В. Соболев – выдающийся ученый в области минералогии, петрологии и геохимии, автор и соавтор более 350 статей в рецензируемых научных журналах и 10 монографий. Он входит в число ведущих специалистов мира в области петрологии и минералогии глубинных зон литосферы, метаморфизма сверхвысоких давлений, геологии алмазных месторождений и являлся признанным лидером этих направлений в России. Особая роль в этих исследованиях принадлежит изучению природных алмазов и образовавшихся совместно с ними минералов. Кимберлиты и алмазы играли особую роль в научной жизни Николая Владимировича. Их первое знакомство относится к 1956 г., когда студент-практикант Коля Соболев приехал в Якутию на следующий год после открытия гигантских коренных месторождений алмазов – трубок Мир и Удачная. К особо ярким научным достижениям периода 60-х годов, вне сомнения, относятся работы Н.В. Соболева по парагенетическим типам гранатов, петрологии гроспидитов – новой разновидности особо богатых алюминием и кальцием пород эклогитовой фации – и ряд исследований по роли хрома в процессах минералообразования в верхней мантии. В самом конце 60-х годов Н.В. Соболев начал исследования минералов-включений в природных алмазах. Большой интерес международной научной общественности вызвала переведенная и изданная Американским геофизическим союзом монография Н.В. Соболева «Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии», которая во многом стимулировала проведение исследований по этой тематике в ряде ведущих научных центров мира. Приоритетные результаты исследований, полученные в 1969–1971 гг., опередившие на несколько лет аналогичные работы зарубежных ученых, оказали влияние на развитие ряда направлений наук о Земле, включая экспериментальные исследования в области высоких давлений и синтеза алмазов. Они стали базой для обоснования критериев глубинности в интервале давлений 20–70 кбар и создания комплекса принципиально новых минералого-геохимических методов прогнозирования и поисков алмазных месторождений, высокая эффективность которых доказана в виде вклада в открытие трубки Юбилейная и прогнозирования совместно с Н.П. Похиленко Архангельской алмазоносной провинции. Этот прогноз был позднее отмечен высокими правительственными наградами. Разработанные Н.В. Соболевым методы в течение многих лет применяются во всем мире. Особый резонанс вызвали результаты Н.В. Соболева и одного из его ближайших учеников В.С. Шацкого по изучению алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива. Они были отмечены на 27 съезде Международного геологического конгресса как наиболее выдающиеся в области петрологии за последнее десятилетие.

И кимберлитовая тематика и проблема метаморфизма сверхвысоких давлений органически вписываются в обширную десятилетнюю Международную программу «Глубинный цикл углерода», инициаторами которой явились сотрудники Геофизической лаборатории института Карнеги в Вашингтоне (США) и фонд Слоана

(A. Sloan Foundation). Н.В. Соболев был приглашен организаторами программы в начале 2011 г. принять участие в работе ее высшего органа – исполнительного комитета, куда вошли научные работники около десяти стран. Николай Владимирович выступил в качестве инициатора и одного из основных организаторов международного семинара в рамках программы «Глубинный цикл углерода», успешно проведенного при поддержке руководства программы летом 2011 на Алтае на базе стационара «Денисова пещера» и собравшего ведущих учёных из 16 научных организаций 7 стран. Однако наиболее существенный вклад в исследования по упомянутой программе был сделан Н.В. Соболевым при организации Международной конференции «Кристаллогенезис и минералогия» в 2013 г. в г. Новосибирске. В этой конференции, благодаря финансовой поддержке программы «Глубинный цикл углерода» смогли принять участие ряд выдающихся зарубежных ученых. Работы Н.В. Соболева получили широкое международное признание. Он был избран членом Европейской академии, иностранным членом Национальной академии наук США и Национальной Итальянской академии наук, почетным членом Российского минералогического общества и ряда зарубежных научных обществ, вице-президентом Международной минералогической ассоциации (ММА) с 1990 по 1994 г., вице-президентом Российского минералогического общества. Николай Владимирович удостоен премии им. А.Е. Ферсмана РАН и международной премии им. А. фон Гумбольдта. В 2013 г. Совет ММА, объединяющий минералогические общества около 40 стран, присудил Н.В. Соболеву, первому из отечественных ученых, высшую награду ММА – медаль «За выдающиеся достижения в области минералогии». В 2019 г. он был удостоен медали Фредерика Бекке Австрийского Минералогического общества. Н.В. Соболев — лауреат Ленинской и Государственной премий, заслуженный деятель науки и техники Якутской АССР, награжден орденами и медалями. В течение 24 лет Н.В. Соболев был главным редактором журнала «Геология и геофизика» и в этот период журнал имел самый высокий импакт-фактор среди геологических журналов России.

Настоящий сборник содержит тезисы 80 докладов, представленных на конференции «Процессы минералообразования при высоких давлениях, происхождение алмаза и мантийных магм», прошедшей в стенах Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН в июне 2025 года и посвящённой 90-летию со дня рождения академика Н.В. Соболева.

Сопредседатели Оргкомитета

Похиленко Н.П.
Соболев А.В.
Шацкий В.С.

СОДЕРЖАНИЕ

Агашева Е.В., Губанов Н.В., Зедгенизов Д.А. Алмазоносный гранатовый лерцолит из кимберлитовой трубки им. В. Гриба: связь между субдукцией, мантийным метасоматозом и образованием алмаза	10
Антонов А.Е., Шукуров Н.Э., Жумакулов А.А. Алмазоносная провинция Западного Узбекистана	12
Асхабов А.М. История и эволюция фундаментальных идей в теории роста кристаллов. Строительные единицы и неклассическое образование	14
Афанасьев В.П., Угапьева С.С., Олейников О.Б., Иванова О.А., Барабаш Е.О., Горяйнов С.В., Коротаев Е.В., Елисеев А.П., Кравец В.А., Громилов С.А., Карпутин И.С. Необычные алмазы с игольчатыми включениями из россыпей Прианабарья: минералогические особенности и возможные пути генезиса	16
Ащепков И.В., Смелов А.П., Граханов С.А., Иванов А.С., Логвинова А.М., Олейников О.Б., Биллер А.Я. Эволюция мантии под фреато-магматическим месторождением алмазов Булкур, северо-восточная часть Сибирской платформы	18
Баталева Ю.В., Фурман О.В., Пальянов Ю.Н. Экспериментальное моделирование взаимодействий карбонатов щелочноземельных и переходных металлов с обогащенными серой расплавами при Р,Т-параметрах литосферной мантии	21
Буслов М.М., Травин А.В. Кокчетавская субдукционно-коллизийная зона: геолого-геохронологические методы изучения обстановок формирования метаморфизма сверхвысоких и высоких давлений	23
Бутвина В.Г., Голунова М.А., Смирнова М.Д., Сафонов О.Г. Экспериментальное изучение парагенезисов, характерных для ультрамафических лампрофиров при высоких РТ параметрах	24
Васильев Е.А., Устинов В.Н., Николаева Э.В. Алмазы из раннепротерозойских кимберлитов Карельского кратона	26
Виноградова Ю.Г., Шацкий А.Ф. Система диопсид-жадеит-СО ₂ при 3–6 ГПа	28
Головин А.В., Тарасов А.А. Оливин основной массы кимберлитов: внутреннее строение и состав	30
Горелова Л.А., Спивак А.В. Фазовые превращения слоистых полевых шпатов при экстремальных условиях	32
Гудимова А.И., Агашева Е.В. Метасоматическое обогащение литосферной мантии в районе кимберлитовых трубок Архангельская и Ломоносовская: данные по ксенокристам гранатов и клинопироксенов	34
Дак А.И., Агашев А.М., Рагозин А.Л. Геохимические особенности хромшпинелидов из ореолов центральной части ЯАП	36
Докукина К.А., Пожиленко В.И., Куннакузин Е.Л., Конилов А.Н. Метасерпентиниты Беломорской эклогитовой провинции	39
Дымшиц А.М., Олейников О.Б., Ощепкова М.Г., Опарин Н.А. Термальный режим литосферной мантии северо-восточной части Сибирского кратона по данным изучения ксенокристаллов из разновозрастных кимберлитов	40

Зедгенизов Д.А., Губанов Н.В., Наумов В.А., Логвинова А.М. Особенности формирования алмазоносных парагенезисов литосферной мантии восточной окраины Русской платформы.....	42
Зинчук Н.Н. Комплексное изучение фациальных особенностей формирования древних осадочных толщ – путь к повышению эффективности прогнозно-поисковых работ на алмазы.....	44
Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. Поисково-генетические особенности алмазов	47
Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Дымшиц А.М., Писаревский С.А., Каменецкий В.С., Фоулжер Дж.Р., Фетеан Дж. Гранатовая метка в мантийных выплавках и ее отсутствие: является ли это однозначным показателем глубины плавления?	49
Иванов А.С., Зинченко В.Н., Специус З.В. Диаграмма Н.В. Соболева в свете новых данных микрозондовой аналитики гранатов	50
Иванов С.В., Новосёлов И.Д. Экспериментальное моделирование взаимодействий в системе гранат-ангидрит-углерод при 6.3 ГПа и 1150–1450 °С.....	52
Калашникова Т.В., Воробей С.С., Костровицкий С.И. Морфология и генезис ильменита в ксенолитах перидотитового парагенезиса из кимберлитов	54
Карпутин И.С., Агашев А.М., Серов И.В. Реститовый генезис лерцолитовых ксенолитов из трубки мир	55
Корсаков А.В., Подугольников Е.Е., Демин С.П., Михайленко Д.С., Чупин В.П. Высокобарическое инконгруэнтное плавление при формировании гранулитов и эклогитов на примере ксенолитов из трубки Эклогитовая (Восточный Памир) ...	58
Костровицкий С.И., Калашникова Т.В. Оливины из кимберлитовых пород, их происхождение	60
Кривовичев С.В. Силикаты высоких давлений и обобщенная кристаллохимия силикатов	62
Крук А.Н., Сокол А.Г. Особенности метасоматоза перидотита субдукционными богатыми SiO₂ флюидами/расплавами: экспериментальное исследование при 3.0–5.5 ГПа и 1200 °С	64
Куликова К.В., Удоратина О.В., Шуйский А.С. Геохимия гранатов кимберлитовой трубки Умбинская (Средний Тиман)	66
Куприянов И.Н., Борздов Ю.М., Пальянов Ю.Н. Водородные дефекты в кристаллах алмаза из металл-углеродных систем	68
Лебеденко А.В., Клепиков И.В., Васильев Е.А. Сравнительный анализ микроморфологии кристаллов алмаза из аллювиальных россыпей Западного Приуралья и Анабаро-Оленекского междуречья	69
Лепеха С. В., Васильев Е. А., Зедгенизов Д. А., Губанов Н. В. Особенности кристаллов природного алмаза с фотолюминесцентной системой 603, 700, 787 нм	71
Мезенцева А.В., Гаврюшкин П.Н. Фазы высокого давления щелочных карбонатов	73
Милаушкин М.В., Мальковец В.Г., Гибшер А.А., Яковлев И.В. Мантийный метасоматоз под кимберлитовыми трубками Алакит-Мархинского поля на основании изучения минералогии и геохимии гранатов	75

Михно А.О., Виноградова Ю.Г., Шарыгин И.С., Ращенко С.В., Шацкий А.Ф., Корсаков А.В. Генезис первичных и вторичных карбонат-содержащих включений в породообразующих минералах известково-силикатных пород Кокчетавского массива	77
Надолинный В.А., Комаровских А.Ю., Рахманова М.И., Пальянов Ю.Н., Шацкий В.С. Характерные дефекты, образующиеся при пластической деформации кристаллов алмаза разных типов	79
Новоселов И.Д., Пальянов Ю.Н. Экспериментальное моделирование взаимодействия эклогита с обогащёнными серой флюидами при Р,Т-параметрах литосферной мантии	81
Новочадов С.Л., Титков С.В., Прокофьев В.Ю. Особенности распределения пластинчатых дефектов различных размеров по объёму кристаллов природных алмазов	83
Олейников О.Б., Опарин Н.А. Раннепалеозойский кимберлитовый магматизм Якутской кимберлитовой провинции	85
Павлушин А.Д., Степенщиков Д.Г. Комбинаторный симметричный анализ типоморфных характеристик реальной формы кристаллов алмаза и опыт его применения в пределах Якутской алмазоносной провинции	87
Пальянов Ю.Н., Борздов Ю.М., Куприянов И.Н., Хохряков А.Ф., Баталева Ю.В. Влияние флюидов системы С-О-Н-N-S на кристаллизацию алмаза в восстановительных условиях мантии (экспериментальные данные)	89
Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Сокол А.Г. Обобщенные закономерности вязкости магматических расплавов при Т, Р- параметрах верхней мантии. Эксперименты, модель	91
Перчук А.Л., Захаров В.С., Геря Т.В., Штерн Р.Д. Изменение режима субдукции и рециклинга Н ₂ О в мантии в истории Земли	93
Подугольников Е.Е., Корсаков А.В., Михайленко Д.С., Замятин Д.А. Исследование катодолуминесценции кианита из ксенолитов трубки взрыва Эклогитовая (Восточный Памир)	95
Пономарева Н.И., Бочаров В.Н., Власенко Н.С., Янсон С.Ю., Афанасьева Н.В. О расплавных включениях в минералах из вулканических бомб (вулкан Ксудач, Камчатка, Россия)	97
Похиленко Л.Н., Королюк В.Н., Афанасьев В.П., Похиленко Н.П. Сульфиды из ксенолитов мантийных пород кимберлитовой трубки Луэле (Центральная Африка)	99
Похиленко Н.П., Агашев А.М., Похиленко Л.Н., Тычков Н.С. Эволюция состава и строения блоков литосферной мантии под кимберлитовыми полями Сибирской платформы	101
Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Богданов М.А., Реутский В.Н., Калинина В.В. Особенности генезиса мозаично-блочных алмазов из россыпей северо-востока Сибирского кратона	103
Ращенко С.В. Новые инструменты для кристаллохимического анализа барических деформаций в кристаллических структурах	105

Саблуков С.М. Включение гранатового клинопироксенита необычного типа как возможный признак присутствия неоткрытого кимберлитового тела (Зимне-бережный кимберлитовый район Архангельской алмазоносной провинции)	106
Салихов Р.Ф., Толстов А.В., Гапотченко П.И., Морозова Н.Е. Среднемасштабные критерии прогноза промышленно-алмазоносных кимберлитовых полей (на примере Якутской алмазоносной провинции)	108
Сафонов О.Г., Ходоревская Л.И., Косова С.А., Спивак А.В., Япаскурт В.О. Внутренние источники CO ₂ в процессах высокотемпературного метаморфизма и анатексиса: модели, экспериментальные исследования и приложения	111
Серебрянников А.О., Логвинова А.М., Михайленко Д.С., Ю. Шу Вариации микро-элементного состава хромшпинелидов из алмазов и ультраосновных пород	113
Скузоватов С.Ю., Тарасова Ю.И., Реутский В.Н., Веливецкая Т.А., Шацкий В.С. Изотопная неоднородность серы эклогитов как индикатор флюидного метасоматоза в корневых зонах субдукционно-коллизийных орогенов (Северо-Муйский блок, северо-восточное Забайкалье)	116
Соболев А.В. Скрытая неоднородность конвектирующей мантии и ее значение в геодинамике	119
Соболев С.В., Джэйн Ч., Понз М. Геодинамические модели исследуют. Почему на Земле существует тектоника плит и что было до неё?	120
Сокол А.Г., Козьменко О.А., Крук А.Н. Роль сверхкритических флюидов-расплавов во фракционировании летучих в субдуцируемых метаосадках	121
Степанов К.М., Шацкий А.Ф. Экспериментальное исследование реакции доломита с клинопироксеном в системах CaMg(CO ₃) ₂ ±NaAlSi ₂ O ₆ ±CaMgSi ₂ O ₆ при 3–6 Гпа .	123
Тарасов А.А., Головин А.В. Высокомагнезиальный оливин в неизменённых кимберлитах трубки Удачная-Восточная	125
Толстов А.В. Перспективы выявления новых алмазоносных кимберлитов на Анабарском щите и проблемы их поисков	127
Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Логвинова А.М. Похиленко Л.Н. Флюиды в верхней мантии Земли	130
Туркина О.М. Эволюция литосферной мантии Сибирского кратона от архея к палеопротерозою	132
Тычков Н.С., Дымшиц А.М., Костровицкий С.И., Муравьева Е.А., Похиленко Н.П. Распределение составов клинопироксенов из кимберлитов на Сибирской платформе: парагенетические типы и термическая мощность литосферы	134
Тычков Н.С., Дымшиц А.М., Муравьева Е.А., Логвинова А.М., Похиленко Н.П. Мантийные ксенокристы из кимберлитов Мир, Комсомольская-Магнитная и Дианга (Сибирский кратон): термическая мощность и эволюция литосферы ..	137
Угапьева С.С., Павлушин А.Д., Ощепкова М.Г., Биллер А.Я. Включения минералов в полупрозрачных алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы .	139
Улыбин Д.А., Гаврюшкин П.Н. Ориентационное разупорядочение в кристаллах природного арагонита	141
Уляшев В.В. Импульсное лазерное воздействие как инструмент моделирования импактных процессов	143

Уракаев Ф.Х., Климов А.О., Шевченко В.С. Синтез наночастиц полиморфов механической активацией арагонита и кальцита с участием флюидной фазы ..	145
Федькин В.В., Щипанский А.А. Геохимические, петрологические и геодинамические особенности субдукции Максютковского эклогит-глаукофансланцевого комплекса (Южный Урал)	147
Фурман О.В., Баталева Ю.В., Борздов Ю.М., Пальянов Ю.Н. Рост алмаза в результате взаимодействия Са,Mg,Fe-карбонатных расплавов с обогащенными серой расплавами/флюидами при высоких Р,Т-параметрах	149
Хохряков А.Ф., Крук А.Н., Сокол А.Г., Нечаев Д.В. Растворение алмаза в водно-хлоридном флюиде при мантийных Р-Т параметрах	151
Чепуров А.А., Жимулев Е.И., Карпович З.А., Барабаш Е.О., Грязнов И.А., Афанасьев В.П. Изменение кристаллов импактного алмаза Попигайской астроблемы при взаимодействии с металлическим расплавом при высоких Р-Т параметрах	153
Черткова Н.В., Спивак А.В., Сафонов О.Г., Бобров А.В., Захарченко Е.С., Бовкун А.В., Кузюра А.В., Вирюс А.А. Образование водных включений во время роста алмаза: экспериментальные данные по изучению модельной системы $Mg_2SiO_4-FeTiO_3-H_2O$ при давлении до 8 ГПа	155
Шарыгин И.С., Головин А.В. Эпигенетические акцессорные минералы в ксенолитах деформированных перидотитов из неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Сибирский кратон)	157
Шацкий А.Ф. Генетическая связь между силикатными, карбонатитовыми и хлоридными флюидно-расплавными включениями в природных алмазах	159
Шацкий А.Ф., Виноградова Ю.Г. Солидус карбонатизированного флогопит-содержащего эклогита при 3–6 ГПа применительно к проблеме мантийного метасоматоза и метаморфизма ультравысоких давлений	161
Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Калинина В.В., Куприянов И.Н. Свидетельства присутствия фторидных расплавов в алмазоносной мантии Сибирского кратона	163
Ширяев А.А., Васильев А.Л., Васильев Е.А., Губанов Н.В., Зедгенизов Д.А. Алмазы с У-дефектами: спектроскопия и просвечивающая электронная микроскопия	166
Яковлев И.В., Мальковец В.Г., Гибшер А.А., Милаушкин М.В. Специфика состава и структурных характеристик литосферной мантии в районе Мирнинского кимберлитового поля на основе анализа химического состава гранатов из кимберлитов	168

АЛМАЗОНОСНЫЙ ГРАНАТОВЫЙ ЛЕРЦОЛИТ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА: СВЯЗЬ МЕЖДУ СУБДУКЦИЕЙ, МАНТИЙНЫМ МЕТАСОМАТОЗОМ И ОБРАЗОВАНИЕМ АЛМАЗА

Е.В. Агашева¹, Н.В. Губанов², Д.А. Зедгенизов²

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, shchukinalena@igm.nsc.ru;

²ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

В работе представлены результаты комплексного исследования алмаз содержащего лерцолита из кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазонасная провинция) для реконструкции этапов образования и преобразования лерцолита и определения генезиса алмаза.

Лерцолит G1-3 был обнаружен в образце кимберлита диатремовой части трубки им. В. Гриба (глубина отбора 380 м от поверхности) в виде ксенолита округлой формы размером 4×3×1,5 см. Центральная часть ксенолита размером 2×1,5×1 см была извлечена для исключения контаминации кимберлитом и вручную измельчена до фракций размером от +2 до –0.1 мм. В минеральной фракции – 1+0,5 мм был обнаружен кристалл алмаза. Ксенолит G1-3 представляет гранат (11 об. %) содержащий лерцолит, состоящий из преобладающего оливина (61 об. %), а также орто- (18 об. %) и клинопироксена (10 об. %). Лерцолит характеризуется крупнозернистой структурой. Все породообразующие минералы однородны по составу без признаков химической зональности.

Оливин представлен форстеритом с $Mg\#$ ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe) \times 100$) 91.1 и концентрацией NiO 0.4 мас. %. Значения $Mg\#$ оливина G1-3 соответствует $Mg\#$ оливинов кратонных гранатовых лерцолитов мира ($Mg\#_{cp}$ 91.5 ± 1.2 (Stachel et al., 2022)) и оливинов лерцолитовой ассоциации из включений в алмазах мира ($Mg\#_{cp}$ 91.8 ± 1.0 (Stachel et al., 2022)), но ниже, чем для большинства оливинов из включений в алмазах из кимберлитовых трубок им. В. Гриба и месторождения им. М.В. Ломоносова и оливинов гарцбургитовой ассоциации из включений в алмазах мира ($Mg\#_{cp}$ 93.1 ± 0.9). Ортопироксен представлен энстатитом с $Mg\#$ 92.0, что ниже, чем значения $Mg\#$ для энстатитов из включений в алмазах из кимберлитовых трубок месторождения им. М.В. Ломоносова (93.0–94.8; (Соболев и др., 1997)) и в алмазах гарцбургитовой ассоциации мира ($Mg\#_{cp}$ 94.2 ± 1.1), но соответствует таковым для энстатитов из алмазосодержащих перидотитов (91.9–94.1) и включений в алмазах лерцолитовой ассоциации (92.4 ± 1.9). Клинопироксен представлен Cr-диопсидом (Cr_2O_3 1.3 мас. %) с $Mg\#$ 94.2, что значительно выше, чем средние значения $Mg\#$ для Cr-диопсидов из включений в алмазах ($Mg\#$ 92.8) и кратонных лерцолитов ($Mg\#$ 92.3). По концентрациям TiO_2 (0.05 мас. %), Cr_2O_3 и значениям $Mg\#$ Cr-диопсид G1-3 соответствует таковым как из алмазосодержащих лерцолитов, так и из включений в алмазах. Cr-диопсид слабо обогащен ЛРЗЭ (< 5 хондритовых единиц (х.е.); La_n/Yb_n 23), а также Ba, Sr, Th, U (< 3 х.е.), и обеднен ТРЗЭ (0.8–0.1 х.е.), Zr-Hf (0.2–0.6 х.е.), и содержит концентрации СРЗЭ на уровне хондрита С1. Cr-диопсид G1-3 обеднен всеми РЗЭ, а также Sr, Zr и Hf относительно Cr-диопсида из перидотита J4 (Stachel et al., 2022). Гранат представлен Cr-пиропом, который по концентрациям Cr_2O_3 (2.05 мас. %) и CaO (4.7 мас. %) соответствует лерцолитовой ассоциации (Sobolev et al., 1973). Относительно хондрита С1 Cr-пироп G1-3 обеднен HFSE и LILE, а также ЛРЗЭ (0.02–0.03 х.е.), содержит СРЗЭ на уровне хондрита (0.2–2 х.е.) и обогащен ТРЗЭ (3–13 х.е.). В распределении РЗЭ, нормированных на хондрит С1, наблюдается фракционированный спектр от ЛРЗЭ к ТРЗЭ (La_n/Yb_n 0.002; Gd_n/Yb_n 0.2). Относительно состава граната J4, Cr-пироп G1-3 обеднен всеми несовместимыми элементами, но с близкими содержаниями ТРЗЭ.

Результат расчета Р-Т параметров последнего равновесия минеральных фаз показал результат $T = 814\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 3.7\text{ ГПа}$, что соответствует глубине $\sim 118\text{ км}$. Полученные значения Р-Т расположены вблизи линии фазового перехода графит-алмаз.

Бесцветный алмаз октаэдрического габитуса размером $\sim 500\text{ мкм}$ был извлечен из лерцолита G1-3. По дефектно-примесному составу алмаз относится к наиболее распространенному типу IaAB и содержит азот в форме А и В дефектов. Общая концентрация азота (N_{tot}) от центра к краю кристалла уменьшается от 1480 ppm до 1170 ppm, а степень его агрегации ($B: \%B = B/(B + A) \times 100$) снижается с 15 до 6 %. Алмазы, аналогичные G1-3 по N_{tot} и $\%B$, практически не задокументированы для кимберлитовой трубки им. В. Гриба, но значительно распространены для месторождения им. М.В. Ломоносова. Расчёт условий пребывания алмаза G1-3 в мантии, основанный на зависимости агрегации азотных дефектных центров от времени и температуры отжига (Taylor et al., 1996), показал, что при выборе временного интервала в 1-2 млрд лет, отжиг алмаза G1-3 происходил при температуре 1050–1090 $^{\circ}\text{C}$. Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$ алмаза G1-3 показывает экстремально низкое значение $-18,59\text{ ‰}$ относительно стандарта VPDB.

Значения Mg# оливина предполагают степень плавления $\leq 20\text{ ‰}$ при давлении $\sim 3\text{ ГПа}$ для лерцолита. Относительно перидотита J4, Cr-диопсид G1-3 обеднен P3Э, Sr, Zr и Hf, а Cr-пироп обеднен всеми несовместимыми элементами, что, учитывая также наличие фракционированного спектра распределения от ЛРЗЭ до ТРЗЭ в Cr-пиропе, позволяет утверждать, что лерцолит G1-3 сохранил признаки частичного плавления на момент захвата кимберлитом. Тем не менее, повышенные концентрации P3Э в Cr-пиропе G1-3 относительно состава гипотетического «до-метасоматического» граната не позволяют утверждать об абсолютном отсутствии признаков влияния мантийного метасоматоза на Cr-пироп G1-3. Учитывая низкие концентрации TiO_2 (0,07 мас. %), Y (11,5 ppm) и Zr (1,2 ppm) и низкие значения отношений Zr/Y (0,1) и Zr/Hf (21,4) в Cr-пиропе, а также низкие значения La_n/Yb_n (26) в Cr-диопсиде G1-3 и расчетные значения Zr/Hf и Ti/Eu для состава гипотетического метасоматического агента, равновесного с Cr-пиропом G1-3, можно предполагать магнезиокарбонатные и силикатные высокоплотные флюиды (HDFs) в качестве метасоматического агента, воздействовавшего на лерцолит. Степень агрегации азота ($\%B$ от 6 до 15) алмаза G1-3 указывает на его длительное пребывание в мантийных условиях, что исключает его формирование незадолго до внедрения кимберлита. Экстремально легкие значения изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C} = -18,59\text{ ‰}$) свидетельствуют о вовлечении в образование алмаза органического углерода субдукционной природы. Образование алмаза G1-3 могло быть связано с древним метасоматическим событием, протекавшим при ведущей роли низко-Mg силикатно-карбонатных HDFs, источником которых были эклогиты и/или содержащие органический углерод субдуцированные осадки. В этом случае рост алмаза и метасоматическое обогащение Cr-пиропа и Cr-диопсида происходили в рамках единого этапа.

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда, грант № 20-77-10018.

Литература

- Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Реймерс Л.Ф., Захарченко О.Д., Махин А.И., Усова Л.В. Минеральные включения в алмазах АЯП // *Геология и геофизика*, 1997. Т. 38. С. 358–370.
- Sobolev N.V., Lavrent'ev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1973. V. 40. P. 39–52.
- Stachel T., Aulbach S., Harris J.W. Mineral inclusions in lithospheric diamonds // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2022. V. 88. P. 307–391.
- Taylor W.R., Canil D., Milledge H.J. Kinetics of Ib to IaA nitrogen aggregation in diamond // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996. V. 60. P. 4725–4733.

АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

А.Е. Антонов, Н.Э. Шукуров, А.А. Жумакулов

ИГиГ им. Х.М. Абдуллаева, Узбекистан, Alexander.e.antonov@gmail.com

Алмазоносная провинция Западного Узбекистана выявлена в процессе поисково-разведочных работ на алмазы в 1997–2007 гг. (А.В. Головкин, Ф.К. Диваев, Н.А. Ахмедов). Сопоставляется с провинцией Восточный Кимберли в Западной Австралии, включающей одно из крупнейших месторождений алмазов (лампроитовая трубка Аргайл).

Кимберлитовые и лампрофировые трубки Западной Австралии имеют широкий возрастной диапазон – от протерозоя (Аргайл 1150 млн лет) до миоцена (20 млн лет). Их формирование связывают с глубокими разломами фундамента, обусловленными расколом континента (диатремы Вандаги) (Jaques et. al., 1986).

Алмазоносная провинция Западного Узбекистана включает две области – Букантаускую и Южно-Нуратинскую. Обе тяготеют к сутурной зоне закрывшегося в среднем-позднем карбоне Туркестанского палеоокеана в процессе коллизии Казахстано-Киргизского и Алай-Таримского микроконтинентов (Савчук и др., 2018).

Как и провинции Западной Австралии, алмазоносная провинция Западного Узбекистана прошла длительный период становления от верхнего рифея до перми и позднего триаса.

Внедрение южно-тяньшанского комплекса алмазоносных лампроитов, щелочных базальтоидов, лампрофиров, щелочных габброидов произошло в среднем и позднем триасе (Мушкин, 1979). В связи с «внутриплитной» активизацией, на краю Евразии (Савчук и др., 2018).

И.В. Мушкиным (Мушкин, 1979) в Нуратинской субпровинции выделены две последовательные серии щелочных базальтоидов – каликатовая (долериты, оливиновые трахибазальты) и более поздняя натро-калиевая (тералит-порфиры, камптониты, лимбургиты). Предполагается, что лимбургиты наиболее близки по составу мантийному субстрату уровня магмогенерации. В Букантауской области щелочные базальтоиды представлены преимущественно оливиновыми трахибазальтами и камптонито-мончикитами, причем последние содержат нижнекоровые и мантийные включения. Уровень мантийной магмогенерации оценивается глубинами 150–100 км (Мушкин, 1979).

По данным А.В. Головкин (Головкин и др., 2005), в Западном Узбекистане алмазоносные породы относятся к лампроитовой, лампрофировой и щелочно-базальтоидной формациям.

Из двух алмазоносных областей наиболее изучена Букантауская. Здесь буровыми и горными работами была разведана диатрема Карашохо, с запасами алмазов категории С2 318 тыс. карат. В трубке установлено более пятисот кристаллов алмаза и их обломков. Кристаллы представлены додекаэдроидными и комбинацией форм октаэдр–додекаэдроид. В кристаллах установлены включения оливина, диопсида, хромшпинели, рутила, сульфидов, вроски графита. Минералы-спутники алмаза включают хромшпинелид, хромдиопсид, гранаты, муассанит.

На участке Коксай алмазы (120 знаков) установлены в биотит-амфиболовых и анфиболитовых камптонитах и камптонито-мончикатах, в эруптивной брекчии, в виде обломков октаэдров размером 0,1–0,8 мм. Ресурсы кат. Р1 Коксай оценены в количестве 512 тыс. карат.

Южно-Нуратинская область распространения алмазоносных трубок (диатрем) отстоит на расстояние около 400 км к юго-востоку от Букантауской.

Потенциально алмазоносные щелочно-базальтоидные породы этой области – диатремы Тусун и Караташ на участке Актепа по содержанию и составу минералов-спутников близки к камптонито-мончикитам. Основным минералогическим критерием их потенциальной алмазоносности считается одновременное присутствие в породе хромдиопсида и высокохромистой низкоглиноземистой шпинели (хромита, магнохромита).

Магнитометрической съемкой здесь выявлено около десятка аномалий трубчатого типа, представленных в основном оливиновыми трахибазальтами и их брекчиями. Изученная диатрема Таты имеет размеры 160 × 240 м, ее ресурсы оценены в количестве 58 тыс. карат. Меньшие размеры и меньшее количество ресурсов содержат диатремы Караташ и Чагатай. В целом же ресурсы участка Актепа оценены в количестве 276 тыс. карат.

Таким образом, Западный Узбекистан, вслед за Ф.В. Каминским (Каминский Ф.В., 1984), можно считать новой алмазоносной провинцией со значительными перспективами промышленной минерализации.

В 2024 г. внимание вновь привлекается к изучению алмазоносности Западного Узбекистана. Навоийский горнометаллургический комбинат финансирует НИР Института геологии и геофизики. В процессе работ предполагается обосновать целесообразность возобновления поисковых и геологоразведочных работ на трубке Карашохо и других перспективных участках, продолжить изучение минерального состава продуктивных минеральных ассоциаций, включая кристаллы алмаза.

Литература

- Головки А.В., Шакирова Н.И., Диваев Ф.К. Карашохинский комплекс лампроитов Южного Букантау (Центральные Кызылкумы) // Геология и минеральные ресурсы, 2005. № 5. С. 24–30.
- Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 138 с.
- Каминский Ф.В. Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. М.: Недра, 1984. 173 с.
- Савчук Ю.С., Асадулин Э.Э., Волков А.В., Аристов В.В. Уникальное месторождение золота Мурунтау (Узбекистан): геодинамическая позиция и происхождение рудообразующей системы // Геология рудных месторождений, 2018. Т. 60. № 5. С. 413–447.
- A.Jaques, J.Lewis, C.Smith The kimberlites and lamproites of Western Australia // Geological Survey of Western Australia, Bull, 1986. 430 p.

ИСТОРИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИДЕЙ В ТЕОРИИ РОСТА КРИСТАЛЛОВ. СТРОИТЕЛЬНЫЕ ЕДИНИЦЫ И НЕКЛАССИЧЕСКОЕ КРИСТАЛЛООБРАЗОВАНИЕ

А.М. Асхабов

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

В любой науке важно проследить закономерности появления и утверждения ключевых идей, смены научных концепций, парадигм, которые определяют её текущее и перспективное развитие. В данном сообщении речь идет о становлении и эволюции базисной идеи, на основе которой формировались все основные научные концепции кристаллообразования. Суть этой идеи сводится к тому, что рост кристалла происходит в результате присоединения к нему строительных единиц из кристаллообразующей среды. Большинство теоретических моделей роста кристаллов строились именно на основе предположений о природе и размерах участвующих в росте частиц. Причем конкурентная борьба разных взглядов, зачастую носившая драматический характер, была движущей силой эволюции фундаментальных идей в теории роста кристаллов.

Как известно, классическая теория роста кристаллов, связанная с именами Косселя, Странского, Каишева и др., которая оперировала в своих построениях отдельными атомами к середине 20-века столкнулась с непреодолимыми трудностями. Альтернативные идеи Федорова, Баларева, Строителява, Юшкина и др. о росте кристаллов путем присоединения отдельных кристаллических субмикронных блоков с начала 30-х годов прошлого столетия оставались вне кристаллогенетического мейнстрима.

К концу 20-го столетия, появились экспериментальные факты и теоретические идеи, которые привели к перестройке сложившихся кристаллогенетических концепций. Новые идеи по существу повторяли почти забытые модели блочного роста кристаллов, в которых постулировалась возможность ориентированного присоединения частиц к растущему кристаллу. В начале 21-го века эти модели стали триумфально возвращаться в теорию роста кристаллов под названием «неклассического механизма роста». Их возрождение, в частности, было вызвано необходимостью объяснения сложных процессов биоминерализации и морфологического разнообразия природных объектов биогенного происхождения с иерархической организацией.

Кроме того, конец 20-столетия характеризовался небывалым интересом к нанообъектам, к их специфическим свойствам, соответственно и к наноразмерным частицам, как возможным строительным единицам. Это привело к новому «прочтению» так называемых кластерных моделей, что нашло наиболее полное отражение в кватаронной модели кристаллообразования. Согласно кватаронной модели кристалл растет не путем присоединения атомов (ионов) как в классической теории, и не за счет отдельных кристаллических частиц как в неклассических механизмах роста, а посредством особых кластеров – кватаронов (кластеров «скрытой» фазы). Кластерный рост в варианте кватаронного роста – это несомненно вариант неклассического кристаллообразования, хотя он в прямом смысле и не предусматривает характерных для последнего процессов самосборки, сращивания или матричного синтеза. В этом смысле и рост молекулярных кристаллов (особенно рост большими молекулами), где элемент сборки явно присутствует, можно рассматривать как вариант неклассического роста.

В итоге с учетом неклассических механизмов формирующаяся сейчас парадигма роста кристаллов не считает ни одну из существующих моделей роста универсальной и рассматривает его как многовариантный процесс в принципиально важном вопросе о строительных единицах. Единицами роста могут быть отдельные атомы, ионы,

молекулы, молекулярные комплексы, кластеры, кластеры – перкурсоры, кватароны, кристаллические микро- и наноблоки и т.д. При этом сохраняется определенная альтернативность идей классического и неклассического кристаллообразования.

В настоящее время не оспаривается, что рост кристаллов может отличаться от кристалла к кристаллу, быть разным для разных условий роста. Чем больше мы выходим за пределы модельных объектов и простых систем, тем больше убеждаемся в целесообразности нового взгляда на рост кристаллов в лабораторных и природных условиях. При всей общности механики и фундаментальных черт ростовых процессов важно исходить из уникальных особенностей процессов, приводящих к столь широкому многообразию кристаллических структур и морфологии кристаллов, их агрегатов, сложно построенных иерархических объектов, особенно характерных для процессов биоминерализации. Только понимание и их учет в стратегии синтеза позволит получать кристаллы и новые материалы с заданными свойствами, откроет путь к технологиям, подражающим природе, так называемым природоподобным технологиям.

Некоторые аспекты исторической обусловленности развития основных кристаллогенетических концепций в 20-столетии были рассмотрены в ряде наших работ (Асхабов, 2022, 2023).

История минералогии и кристаллографии входит составной частью в программу НИР по государственному заданию ИГ Коми НЦ УрО РАН.

Литература

- Асхабов А.М. Проблема строительных единиц при росте кристаллов и становление неклассических концепций кристаллообразования // Вестник Геонаук, 2022. № 11. С. 20–24.
- Асхабов А.М. Роль академика Н.П. Юшкина в становлении концепции неклассического роста кристаллов // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии. Сыктывкар. 2022. С. 11.
- Askhabov A.M. Centurial Discussion in Building Units in Crystal Growth: Kossel vs Balarev // CMRMS 2021. SPEES. P. 605–610.

НЕОБЫЧНЫЕ АЛМАЗЫ С ИГОЛЬЧАТЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ ИЗ РОССЫПЕЙ ПРИАНАБАРЬЯ: МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ ГЕНЕЗИСА

В.П. Афанасьев¹, С.С. Угапьева², О.Б. Олейников², О.А. Иванова¹, Е.О. Барабаш¹,
С.В. Горайнов¹, Е.В. Коротаев³, А.П. Елисеев¹, В.А. Кравец⁴,
С.А. Громилов³, И.С. Карпутин¹

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, avr-diamond@mail.ru; ²ИГАБМ СО РАН, Якутск;
³ИНХ СО РАН, Новосибирск; ⁴ФТИ им. А.Ф. Иоффе РАН, Санкт-Петербург

Разнообразие алмазов из россыпей, в первую очередь по северо-востоку Сибирской платформы, по комплексу минералогических признаков значительно превосходит их разнообразие в кимберлитах. Это указывает на существование еще не найденных коренных источников алмазов, причем специфика алмазов указывает на иные, возможно не кимберлитовые типы коренных источников алмазов предположительно докембрийского возраста (Afanasiev, Pokhilenko, 2022). В частности, в этих россыпях широко представлены кубоиды алмазов II разновидности по классификации Ю.Л. Орлова, желто-оранжевые, не прозрачные, имеющие весьма дефектную структуру, низкую степень агрегирования структурной примеси азота. Но в россыпях правых притоков реки Анабар нами найдены специфические кубоиды алмаза с необычными для кубоидов структурными особенностями. Имея достаточно обычную для кубоидов морфологию, они отличаются высокой прозрачностью, наличием строго ориентированных игольчатых включений магнетита, крайне специфической картиной катодоллюминесценции, высокой степенью совершенства структуры (Рис. 1), низким содержанием структурной примеси азота (до 150 ppm), практически полностью агрегированной в формы А и В1, (Рис. 2).

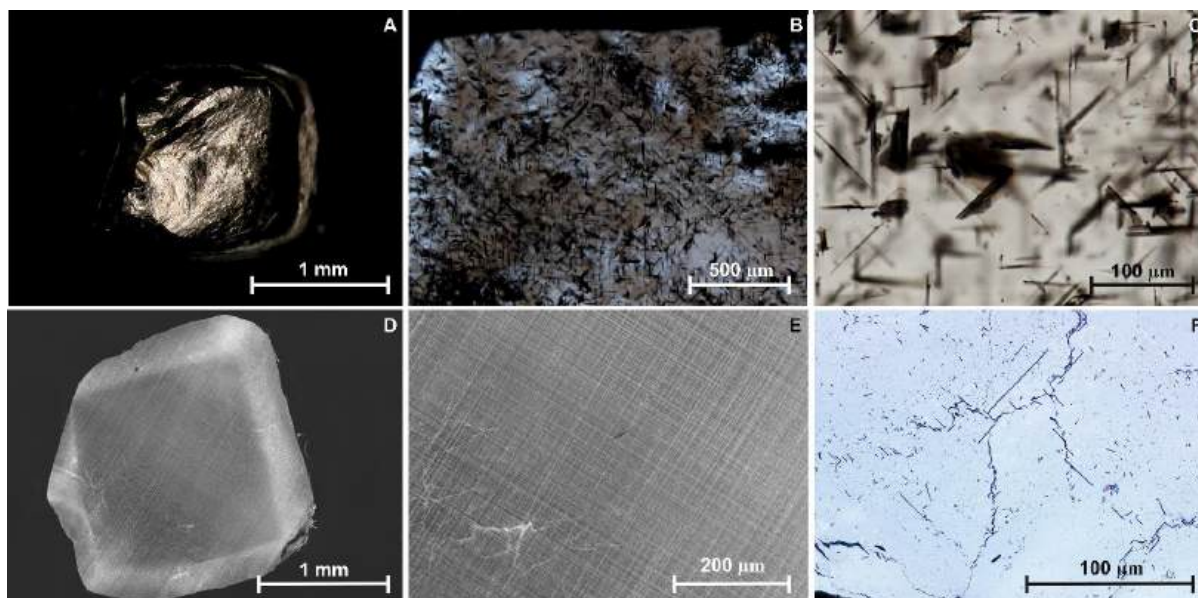


Рис. 1. Кристалл № 6082: А – общий вид кубоида; В, С – игольчатые включения в алмазе; D, Е – картина катодоллюминесценции кубоида; F – картина структурного травления пластинки кубоида, каналы и щели травления по скоплениям дислокаций локализованы на субграницах между блоками, тогда как блоки имеют высокое совершенство структуры

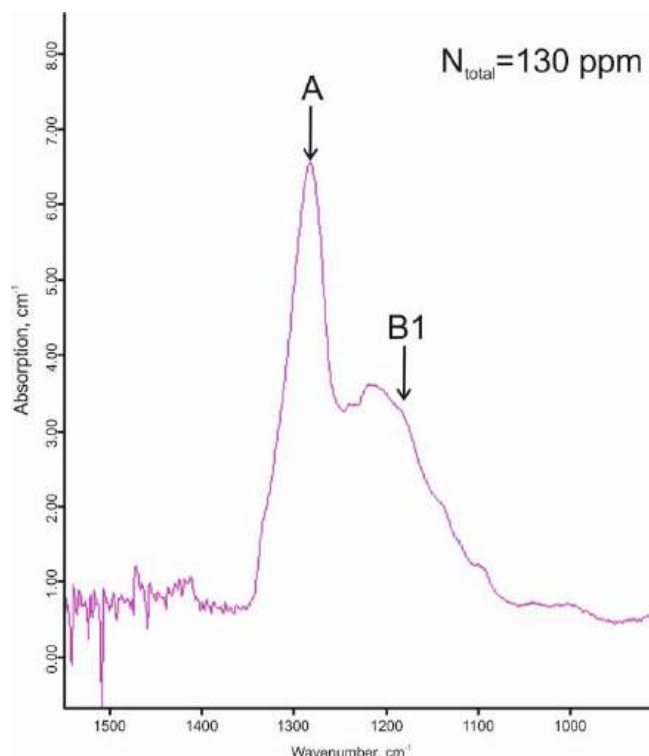


Рис. 2. ИК спектр кубоида алмаза. Структурная примесь азота в формах А и В1 при общем содержании 130 ppm

Мы предполагаем, что эти кубоиды кристаллизовались как обычные высокодефектные кубоиды наподобие II разновидности по Ю.Л. Орлову, но были глубоко отожжены и тем самым облагорожены в структурном отношении путем мобилизации железа в иглы и перераспределения дислокаций в субграницы между блоками. Этим объясняется и специфика картины катодолюминесценции. Можно предположить, что и зарождение, и облагораживание алмаза произошло в зоне субдукции по мере погружения слэба.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400157-9) и ИГАБМ СО РАН (FUGG-2024-0007).

Литература

Afanasiev V.P., Pokhilenko N.P. Approaches to the diamond potential of the Siberian craton: A new paradigm // *Ore Geology Reviews*, 2022. V. 147. PP. 104980.

ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИИ ПОД ФРЕАТО-МАГМАТИЧЕСКИМ МЕСТОРОЖДЕНИЕМ АЛМАЗОВ БУЛКУР, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

И.В. Ащепков^{1,2}, А.П. Смелов³, С.А. Граханов⁴, А.С. Иванов⁵, А.М. Логвинова¹,
О.Б. Олейников³, А.Я. Биллер³

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, igor.ashcherkov@igm.nsc.ru; ²БФ ГС СО РАН, Иркутск;

³ИГАБМ СО РАН, Якутск; ⁴Институт Карпинского, Санкт-Петербург;

⁵СПбГУ, Санкт-Петербург

Особенности мантийных ксенокристов нового участка фреатомагматических карнийских (нижне триассовых) кимберлитовых туфов из антиклинали Булкур, где сходятся р. Лена и хребет Туора Сис (участок 2) сравнивается с ранее изученными отложениями аналогичных туфов западнее на побережье моря Лаптевых (участок 1) (Граханов и др., 2024; Skuzovatov et al., 2022) с наивысшим содержанием алмазов. Новый набор данных включает в себя анализы эл. микрозонда (420), эл.микроскопа (1750) и LA ICP MS (180). Пиропы обнаруживают вариации $0 < \text{Cr}_2\text{O}_3 < 13$ вес. % и хромиты Cr- типа и Ti-Al типа – со значительным обогащением Ti по сравнению с (Биллер и др., 2017) (Рис. 1). Слюды из туфов уч.2 (3.5–5 % FeO и Cr_2O_3 до 3 %) отражают реакцию перидотитов и – богатого K-расплава, и обнаруживают тренд, как у слюд из оранжеитов (Downes et al., 2006). Ильмениты содержат богатые Mg кимберлитовые и малолубинные ($\text{MgO} < 4$ %) разновидности. Cr-диопсиды делятся на Cr-Al и обогащенные Fe-типы.

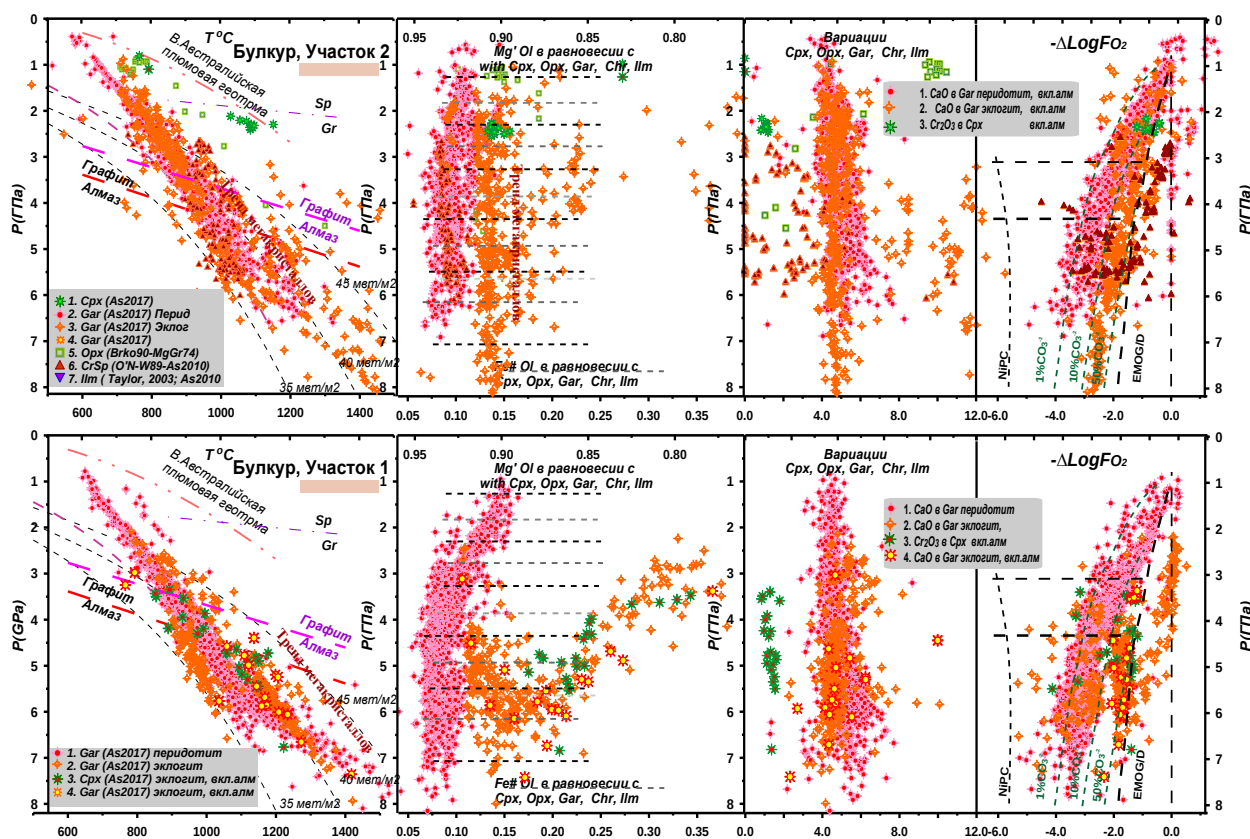


Рис 1. Диаграмма PTXfO2 для SCLM под Булкурской антиклиналью, реконструированными по мантийным ксенокристам туфов участков 1 и 2. Символы на диаграммах (Граханов и др., 2024)

Диаграмма РТХFO2 для мантийной литосферы уч. 2 сложена 8 слоями, как и уч. 1 (Ashchepkov et al., 2021; Граханов и др., 2024) и протяженный тренд пироповых мегакристов – Р (6.5–2 ГПа)-Fe# (0.11–0.15). Эклогитовый наклонный тренд Р-Fe# (Cr-содержащий) 6.5–4 ГПа более характерен для участка 2, что соответствует реакциям частичных эклогитовых расплавов с перидотитами при подъеме до среднего пироксенит-эклогитового слоя 4–5 ГПа. Хромиты демонстрируют Al-Cr, а также ульвошпинельный тренд, начиная с основания литосферы ($\text{TiO}_2 \sim 12\%$).

Геохимия пиропов при вариациях РЗЭ обнаруживает высокие пики U-Th-Nb-Ta и экстремальное обогащение Zr-Hf (Рис. 2). Хромиты обнаруживают пики Nb и Ta. Cr-флогопиты – пики LILE и депрессии HFSE, а также Cr-диопсиды и мегакристаллические Срх. Карбонатитовые обломки в туфах варьируют по РЗЭ, плавно увеличиваясь до $\text{La}_n \sim 5000/\text{CI}$. Стекла в обломках горных пород варьируют от карбонатитов (Ca- и Ca-Mg до Mg-айликов, оранжеев (реже лампроитов) и кимберлитов.

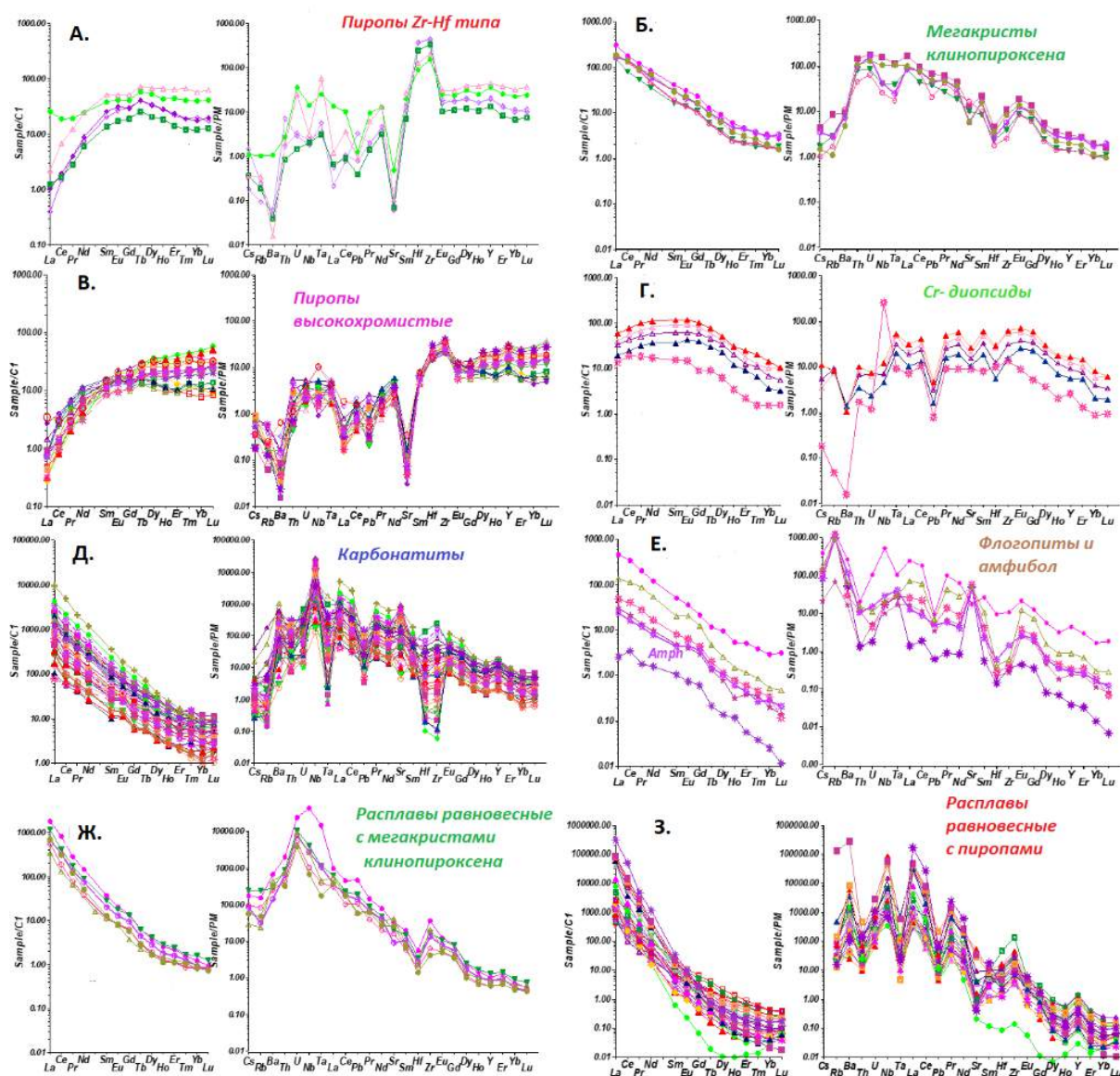


Рис 2. Диаграммы REE и мультикомпонентные спектры TRE: А. Cr-пиропов (богатых Zr-Hf).

Б. Мегакристаллов клинопироксена. В. Cr- пиропов ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 11$ мас. %). Г. Карбонатитов
Д. Cr-диопсидов, Е. Флогопитов. Расплавы равновесные с: Ж. клинопироксенами, З. пиропами.
РЗЭ Нормированы по хондриту CI (Evensen et al., 1978); TRE мультикомпонентные спектры по
примитивной мантии (McDonough, Sun 1995)

Геохимия пиропов при вариациях РЗЭ обнаруживает высокие пики U-Th-Nb-Ta и экстремальное обогащение Zr-Hf. Хромиты обнаруживают пики Nb и Ta. Ст-флогопиты – пики LILE и депрессии HFSE, а также Ст-диопсиды и мега-кристаллические Срх. Карбонатитовые обломки в туфах варьируют по РЗЭ, плавно увеличиваясь до $La_n \sim 5000/Cl$. Стекла в обломках горных пород варьируют от карбонатитов (Са- и Са-Mg до Mg-айлицитов, оранжеитов (реже лампроитов) и кимберлитов.

Мантийная колонна под Булкурской антиклиналью (под хр. Туора Сис) подвергалась реакции сначала силикатными и адакитовыми расплавами, затем расплавами с высоким содержанием калия и, наконец, с богатым HFSE карбонатитовым расплавом. Фаза (участок 2) является более поздней и отражает прогрессирующее обогащение всей мантийной колонны HFSE от основания литосферы, в 5 раз выше, чем на предыдущем участке 1 (Skuzovатов et al., 2022).

Обогащение мантийной литосферы в K_2O и HFSE произошло в результате взаимодействия с субдукционными расплавами, контаминированными континентальными отложениями.

Поддержано грантом РФФ 24-27-00411.

Литература

- Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Ivanov A.S., et al., *Problems of mantle structure and compositions of various terranes of Siberian Craton* // In *Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis*. Cham: Springer International Publishing, 2021. P. 15–48.
- Downes P. J., Wartho J., Griffin, B. *Magmatic evolution and ascent history of the Aries micaceous kimberlite, Central Kimberley Basin, Western Australia: Evidence from zoned phlogopite phenocrysts, and UV laser $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis of phlogopite-biotite* // *Journal of Petrology*, 2006. V. 47(9). P. 1751–178.
- Skuzovатов S., Shatsky V. S., Ragozin A. L., Smelov A. P. *The evolution of refertilized lithospheric mantle beneath the northeastern Siberian craton: Links between mantle metasomatism, thermal state and diamond potential* // *Geoscience Frontiers*, 2022. V. 13(6), 101455.
- Граханов С. А., Голобурдина М. Н., Иванов А. С., Ащепков И. В. *Минералогическая и петрографическая характеристика алмазоносных образований Булкурской антиклинали, Республика Саха (Якутия)* // *Региональная геология и металлогения*, 2004. Т. 9. С. 41–63.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ КАРБОНАТОВ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ И ПЕРЕХОДНЫХ МЕТАЛЛОВ С ОБОГАЩЕННЫМИ СЕРОЙ РАСПЛАВАМИ ПРИ P,T-ПАРАМЕТРАХ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Ю.В. Баталева, О.В. Фурман, Ю.Н. Пальянов

ИГМ СО РАН, Новосибирск, bataleva@igm.nsc.ru

По современным представлениям, в качестве агентов мантийного метасоматоза рассматривают силикатные, карбонатные, карбонатитовые и сульфидные расплавы, флюиды состава C-O-H±N (от метановых до водных и углекислых), высокоплотные флюиды-рассолы, гидросиликатные и серосодержащие флюиды (O'Reilly, Griffin, 2013). При этом, многие метасоматические агенты могут проявлять свойства взаимной смесимости или несмесимости в зависимости от P,T, f_{O_2} -условий, что может существенно усложнять теоретическую и экспериментальную реконструкцию природных метасоматических процессов. В настоящей работе представлен обзор наших предшествующих экспериментальных исследований (Баталева и др., 2023; Фурман и др., 2025), а также новые результаты по взаимодействию расплавов Ca,Mg,Fe-карбонатов с обогащенными серой расплавами/флюидами в условиях «горячих» зон субдукции и литосферной мантии.

Экспериментальные исследования проведены на многопуансонном аппарате высокого давления «разрезная сфера» (БАРС) в системах магнезит-сера ($MgCO_3$ -S), доломит-сера ($CaMg(CO_3)_2$ -S), кальцит-сера ($CaCO_3$ -S), анкерит-сера ($Ca(Fe,Mg)(CO_3)_2$ -S) и анкерит-сидерит-сера ($Ca(Fe,Mg)(CO_3)_2$ -(Fe,Mg) CO_3 -S, с переменными пропорциями сидерита и анкерита) при давлении 6,3 ГПа, температурах 1450-1550 °C, длительностью 20 ч, с применением графитовых ампул. Использование данных ампул для экспериментов в системах на основе карбонатов обеспечивает значения фугитивности кислорода в образцах на уровне буфера CCO (~ FMQ - 1 лог.ед.). Валовые концентрации серы в системе (Xs) составляли не менее 13 мас. %.

В результате проведенных экспериментальных исследований в системах магнезит-сера, доломит-сера и кальцит-сера выполнена оценка растворимости серы в Mg,Ca-карбонатных расплавах различного состава при P,T-параметрах литосферной мантии (Фурман и др., 2025). Экспериментально установлено, что в данных системах (P,T,t = const) при переменных отношениях CaO/MgO (кальциевый номер (Ca #) систем составлял 0, 0.5 и 1.0) во всех случаях происходит генерация карбонатного расплава с растворенной серой и формируются сферические обособления преимущественно серного расплава, а в системе магнезит-сера происходит также кристаллизация ликвидусного магнезита. Экспериментально установлено, что карбонатный расплав с растворенной серой является средой перекристаллизации графита, а также роста алмаза на затравочных кристаллах. Продемонстрировано, что при 1450 °C растворимость серы (S^0) в карбонатных расплавах с Ca# 0, 0.5 и 1.0 составляет 0.9, 4.0 и 5.0 мас. %, соответственно. При 1550 °C растворимость серы в этих расплавах повышается и достигает 1.2, 4.5 и 6.0–6.5 мас. %, соответственно. Таким образом, впервые установлено, что растворимость S^0 в Ca,Mg-карбонатных расплавах проявляет прямую зависимость как от отношения CaO/MgO в расплаве, так и от температуры. В результате проведенных исследований экспериментально продемонстрировано, что расплавы щелочноземельных карбонатов, в зависимости от состава, способны растворять от 0.9 до 6.0–6.5 мас. % S^0 , и в условиях литосферной мантии являются вероятными концентраторами серы, а также потенциальными средами кристаллизации алмаза и графита.

В результате экспериментальных исследований в Fe-содержащих системах анкерит-сера и сидерит-анкерит-сера установлено, что основными процессами, происходящими при взаимодействии Fe,Ca,Mg-карбонатов с обогащенными серой расплавами/флюидами, являются: (1) экстракция железа из карбонатов; (2) формирование сульфидного расплава; (3) генерация Fe,Ca,Mg-карбонатного расплава с растворенной серой (до 0,4 мас.% S⁰); (4) кристаллизация графита и рост алмаза в результате редокс реакции карбонатного и сульфидного расплавов. Проведение серии экспериментов с переменными пропорциями сидерита и анкерита (от Sd₉₀Ank₁₀ до Sd₃₀Ank₇₀, мас.%), позволило выявить основные закономерности фазообразования в системе. Экспериментально продемонстрировано, что увеличение железистости исходных карбонатов в системе Fe,Ca,Mg-карбонат-сера (от 0.44 до 0.86) сопровождается повышением коэффициента распределения железа между карбонатным и сульфидным расплавами (от 0.02 до 0.31), увеличением валового количества сульфидного расплава и новообразованного графита, а также повышением скорости роста алмаза на затравочных кристаллах. Результаты проведенных экспериментов свидетельствуют о том, что сера снижает температуру плавления Ca,Mg,Fe-карбонатов и обеспечивает кристаллизацию алмаза и графита. Обогащённые серой расплавы карбонатов щелочноземельных и переходных металлов могут рассматриваться как потенциальные среды и источники углерода для кристаллизации графита и роста алмаза в условиях «горячих» зон субдукции.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00032, <https://rscf.ru/project/24-17-00032/>.

Литература

- O'Reilly S.Y., Griffin W.L. *Mantle metasomatism // Metasomatism and the chemical transformation of rock: the role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes / ed. by D.E. Harlov, H. Austrheim. London: Springer, Springer Nature, 2013. P. 471–533.*
- Баталева Ю.В., Фурман О.В., Борздов Ю.М., и др. Экспериментальное исследование растворимости серы в Ca,Mg-карбонатном расплаве при P,T-параметрах литосферной мантии // *Геология и геофизика*, 2023 Т. 64. №4. С. 479–493.
- Фурман О.В., Баталева Ю.В., Здроков Е.В., и др. Влияние составов Ca,Mg-карбонатных расплавов на растворимость в них серы при P,T-параметрах литосферной мантии // *ДАН. Науки о Земле*, 2025. Т. 521. №1. С. 69–76.

КОКЧЕТАВСКАЯ СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНА: ГЕОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗМА СВЕРХВЫСОКИХ И ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

М.М. Буслов, А.В. Травин

ИГМ СО РАН, Новосибирск, buslov@igm.nsc.ru

В результате детального геологического картирования и целенаправленных геохронологических исследований выявлено, что широко известный в геологической литературе “докембрийский Кокчетавский массив” является венд-кембрийской субдукционно-коллизией зоной, в пределах которой тектонически совмещены фрагменты различного уровня глубинности палеосубдукционной зоны. Они являются результатом погружения в зону субдукции краевой части докембрийского Кокчетавского континента и последующих коллизией с островной дугой. В результате сложных геодинамических событий метаморфизованные в зоне субдукции породы континентальной коры сверхвысоких и высоких давлений (УНР-НР) были выведены на поверхность.

В субдукционно-коллизией зоне выделяются фрагменты докембрийского Кокчетавского микроконтинента, мегамеланжевая кембрийская Кокчетавская субдукционно-коллизией зона (КСКЗ), которая включает УНР-НР породы, и Северо-Кокчетавская ордовикская аккреционно-коллизией зона, расположенная между КСКЗ и примыкающей с северо-востока и востока ордовикскими вулканогенно-осадочными породами Степнякской островной дугой. Чешуи и блоки УНР-НР пород (коэсит – алмазсодержащие гнейсы и сланцы, эклогиты) распространены в двух структурных единицах: 1) в кембрийском мегамеланжевом поясе, включающем террейны метаморфических пород палеосубдукционной зоны, сформированные на глубинах от 60 до 200 км и 2) раннеордовикской аккреционной призмe, где выявлены эклогиты, сформированные на глубинах около 60 км, совмещенные с тектоническими блоками пород микроконтинента и офиолитами, чередующимися с раннеордовикскими турбидитами, содержащими линзы олистостром. Ограничения тектонических пластин и чешуй трассируются зонами бластомилонитов, милонитов и слюдистых сланцев с возрастом слюд в 500–485 млн лет.

U-Pb датирование метаморфических кайм детритовых цирконов и Ag-Ag датирование слюд из пород, расположенных в различных частях Кумудукольского месторождения алмазов в узком интервале около 4 метров, показало широкий разброс датировок (всего восемь) в пределах 562–469 млн лет. Причем возраст метаморфических кайм и слюд из одного образца совпадают. Возраста датировок соответствуют перечисленным выше структурным единицам субдукционно-коллизией зоны, в том числе включают дату в 562 млн лет, которая древнее чем принятый возраст в 535 млн лет для главной стадии формирования УНР-НР пород. Полученные датировки могут свидетельствовать, что и алмазоносные породы Кумудукольского месторождения, так же как и весь Кокчетавский “массив” метаморфических пород, имеют сложную тектоническую природу, отображающую процесс венд-кембрийского возвратного течения пород в палеосубдукционной зоне от глубин в 200 км (фашия УНР- НР) до вывода к поверхности и формированием покровно-складчатой структуры на средних-верхних уровнях земной коры начиная с амфиболитовой фации метаморфизма.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПАРАГЕНЕЗИСОВ, ХАРАКТЕРНЫХ ДЛЯ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ ЛАМПРОФИРОВ ПРИ ВЫСОКИХ Р-T ПАРАМЕТРАХ

В.Г. Бутвина^{1,2}, М.А. Голунова², М.Д. Смирнова³, О.Г. Сафонов^{2,3}

*ГЕОХИ РАН, Москва, butvina@geokhi.ru; ²ИЭМ РАН им. Д.С. Коржинского,
Черноголовка; ³МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва*

Айликисты обнаруженные на крае Сибирского кратона были впервые описаны и классифицированы в работе (Kargin et al., 2016), также подробно описаны в (Nosova et al., 2018) где были рассмотрены особенности оливиновых вкрапленников и предложен их генезис. Айликисты подвержены сильным постмагматическим и вторичным изменениям, более того, как породы богатые летучими компонентами претерпевают процессы перекристаллизации и автометасоматоза, поэтому выделение первичных минеральных ассоциаций и парагенезисов осложнено.

Экспериментальное изучение щелочных пород позволяет выявить минеральные парагенезисы, кристаллизовавшиеся из исходных расплавов. Экспериментальные работы по плавлению вещества, в основном, касаются кимберлитов (Girnis et al., 1995 и др.) и частичного плавления карбонизированных перидотитов.

Айликисты имеют богатый минералогический состав, который может варьироваться и указывает на несколько этапов эволюции породы, в том числе и поздние автометасоматические преобразования. Поэтому оценить условия образования породы очень сложно, но крайне важно для понимания её генезиса. Оценки Р-Т условий образования были сделаны по (Smirnova et al., 2017), где был использован мономинеральный оливиновый термометр, основанный содержании в оливине элементов-примесей – хрома и алюминия (De Hooge et al., 2010). Термометр был калиброван для широкого интервала составов, в том числе и для кимберлитов, что позволяет его использовать и для щелочно-ультраосновных лампрофиров. Средняя ошибка составляет 15 °С (De Hooge et al., 2010). При давлениях больше 4.0 ГПа, фенокристы оливина попадают в область равновесия кимберлитового расплава и оливина по (Girnis et al., 1995).

Результаты оценок и сравнения с литературными данными (Tarpe et al., 2006), показали, что наиболее вероятными являются условия 3.0–5.0 ГПа и температуры 1100– из пород Чадобецкого выступа вероятные условия образования 2.5–3.5 ГПа и температурах 1123–1153 °С. Такие температуры могут реализоваться в условиях Сибирского кратона при условии геотермы более (40 мВ/м²) и при давлениях более 4.0 ГПа (Hasterok et al., 2011). При этом при давлениях 4.0–5.0 ГПа будет пересекаться солидус карбонатизированного перидотита, который может играть главную роль в образовании ультрамафических щелочных пород. Старикова с соавторами (Starikova оливинов из айликитов газоконденсатного месторождения «Ильбокическое», расположенного в Иркиннеево-Чадобецком прогибе: «ядра фенокристаллов кристаллизовались из почти первичного карбонатно-силикатного расплава. Богатые Cr переходные зоны указывают на ассимиляцию ортопироксена, которая произошла во время взаимодействия карбонатсодержащего айликитового расплава и перидотитов в расплавленном канале, когда расплав достиг глубины, соответствующей 2.5–3.5 ГПа (82–110 км). Зоны обода кристаллизовывались из последующей партии айликитового расплава, который транспортировал оливины на поверхность при температуре 1123–1153 °С».

Таким образом, задачей данной работы является экспериментальное изучение парагенезисов, характерных для айлицитов Сибирского кратона. Подобные эксперименты позволяют выявить минеральные парагенезисы при различных давлениях и подтвердить полученные термодинамические условия образования айлицитов. Опираясь на полученные минералого-петрографические и термодинамические результаты изученных природных образцов (Nosova et al., 2018, Starikova et al., 2022) айлицитов Иркинеево-Чадобецкого прогиба, описанных выше, были выбраны два диапазона давлений и температур для проведения экспериментов и подтверждения данных: 1) 4–5 ГПа и 1000 °С – 1500 °С; 2) 2.5 ГПа и 1000–1100 °С.

Эксперименты проведены на установке типа «наковальня с лункой» НЛ-13Т и «цилиндр-поршень» в Институте экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН (ИЭМ РАН). Получены следующие результаты. Состав парагенетических минералов, полученных при плавлении природного айликита при 2.5 и 4 ГПа в большей степени соответствует парагенезису природных образцов, что может свидетельствовать о Р-Т параметрах образования природных сибирских айлицитов при идентичных термодинамических условиях. Наши эксперименты подтверждают, что изученные айлициты из Юго-Западной Сибири могут образовываться в предполагаемых условиях. По-видимому, наиболее важные различия между магмами айлицитов и кимберлитами и лампроитами могут быть связаны с различным влиянием активности F, Ti и CO₂.

Поддержка: Госзадания ГЕОХИ РАН и ИЭМ РАН (тема FMUF-2022-0001).

Литература

- Kargin A.V., Nosova A.A., Postnikov A.V., Chugaev A.V., Postnikova O.V., Popova L.P., Poshibaev V.V., Sazonova L.V., Dokuchaev A.Y., Smirnova M.D. Devonian ultramafic lamprophyre in the Irkineeva–Chadobets trough in the southwest of the Siberian Platform: Age, composition, and implications for diamond potential prediction // *Geol. Ore Deposits*. 58. 2016. P. 383–403.
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Smirnova M.D., Lapin A.V., Shcherbakov V.D. Olivine in ultramafic lamprophyres: chemistry, crystallisation, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2018. 173:55.
- Girnis A. V., Brey G.P., Ryabchikov I.D. Origin of group 1A kimberlites: fluid saturated melting experiments at 45–55 kbar // *Earth and Planetary Science Letters*. 134.3–4. 1995. P. 283–296.
- Smirnova M.D., Sazonova L.V., Nosova A.A., Kargin A.V., Shcherbakov V.D. Phenocrysts and megacrysts of olivines from ultramafic lamprophyres of the chadobets and il'bokich uplifts // *European Geosciences Union General Assembly 2017. — Vol. 19 of Geophysical Research Abstracts. Germany: Copernicus GmbH on behalf of the European Geosciences Union, 2017. P. EGU2017–335.*
- Tappe S., Foley S.F. et al. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton // *Journal of Petrology* 47.7 (2006): 1261–1315.
- Hasterok D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters* 307.1. 2011. P. 59–70.
- Starikova A. E., Prokopyev I. R., Doroshkevich A. G., Kargin A. V., Nosova A. A., Kovalev S. Melt inclusions in olivine as a source of information on the composition and evolution of deep melts of aillikites (ultramafic lamprophyres) of the Ilbokichi uplift, the SW Siberian platform // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2022. Vol. 13. No. 4. P. 0655.
- De Hoog, Jan CM, Louise Gall, and David H. Cornell. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. // *Chemical Geology* 270.1. 2010. P. 196–215.

АЛМАЗЫ ИЗ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КИМБЕРЛИТОВ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Е.А. Васильев¹, В.Н. Устинов², Э.В. Николаева²

¹СПбГУ, Санкт-Петербург, Vasilev_EA@pers.spmi.ru;

²АО «АГД Даймондс», Архангельск

Раннепротерозойские кимберлиты Кимозерского тела в Заонежском поле располагаются в пределах Карельского кратона и являются одними из самых древних коренных алмазоносных пород в мире (Priyatkina et al., 2014). Они отличаются от классических фанерозойских кимберлитов повышенной железистостью, низкими содержаниями щелочных элементов и P_2O_5 , интенсивной наложенной углеродистой, магнетитовой и амфиболовой минерализацией, своеобразной ассоциацией индикаторных минералов (Устинов и др., 2009). Ранее при термохимическом разложении 815 кг кимберлита этого проявления было извлечено более 100 кристаллов алмаза размером до 2 мм (Устинов и др. 2009). Детальное изучение структурно-минералогических особенностей этих алмазов не проводилось. В настоящей работе выполнено комплексное спектроскопическое исследование десяти кристаллов алмаза размером 0.3–2 мм проявления Кимозеро, которые были извлечены в ходе доизучения кимберлитов. Пять из изученных кристаллов являются осколками/обломками, три кристалла октаэдрического габитуса, один сильно растворенный шпинелевый двойник (Рис. 1). На всех кристаллах отмечаются зеленые пятна пигментации, часто очень насыщенной окраски.

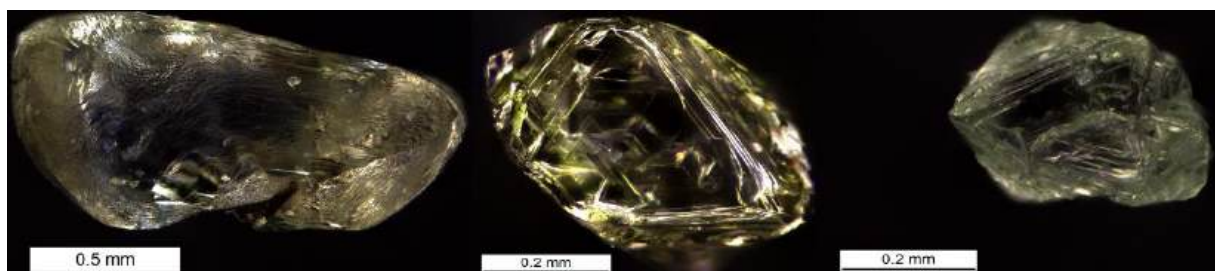


Рис. 1. Алмазы из раннепротерозойских кимберлитов тела Кимозеро

По спектрам ИК поглощения в семи из десяти кристаллов примесь азота не выявлена. В одном содержится до 180 ppm азота преимущественно в форме А дефектов. В двух кристаллах определено 35 и 70 ppm азота в форме В1в спектрах В2 не проявлены. Полоса 3107 см^{-1} выявлена только в спектрах двух кристаллов с дефектами В1. В спектрах фотолюминесценции при возбуждении 488 нм выявлены полосы азотно-вакансионных дефектов Н3 (503 нм) и NV^0 (575 нм). Наличие этих дефектов указывает на присутствие следовых концентраций азота в структуре. Регистрация азотно-вакансионного центра NV в нейтральном зарядовом (отсутствие отрицательно заряженных), и центров Н2 является чувствительным индикатором отсутствия С дефектов – самой низкотемпературной формы примесного азота. В спектрах ФЛ трех кристаллов выявлены только полосы 3Н и GR1 радиационной природы. Отсутствие в этих кристаллах азотно-вакансионных дефектов является индикатором очень низкой концентрации азота.

Ранее в Бразилии были выявлены кимберлитовые тела с «сверхглубинным» парагенезисом включений в алмазах (Kaminsky et al., 2009). Вследствие высокой температуры отжига, азотные дефекты в таких кристаллах перешли в неактивную в ИК

поглощении форму через стадию разрушения дефектов В1 и В2 на дислокационные петли и азотсодержащие выделения. Однако, такие кристаллы характеризуются специфическим набором систем люминесценции: это линии 536/575 нм, система Н4, 670/700 нм и некоторые другие. В изученных кристаллах эти системы ФЛ не выявлены. Таким образом, в изученных кристаллах кимберлитов Кимозеро нет спектроскопических признаков «сверхглубинного» происхождения. Следовательно, алмаз рос в условиях, не благоприятных для захвата азота или при его низкой концентрации. Обзор результатов изучения индикаторных минералов кимберлита Кимозерского проявления не позволяет делать однозначный вывод о геохимических или минералогических особенностях, сопутствующих образованию безазотных алмазов. Обычно безазотные кристаллы характеризуются полицентрическим ростом: при изометрическом облике они имеют очень развитую мелкоступенчатую поверхность. Между тем, среди безазотных кристаллов Кимозерского проявления встречаются как додекаэдриды с выраженными признаками растворения, утратившие исходную форму, так и ламинарные октаэдры.

Примечательным представляются зеленые пятна пигментации на всех изученных кристаллах, и первичные радиационные дефекты, выявляемые ФЛ. Пятна пигментации бывают зелеными и коричневыми, и последние часто рассматриваются как «признак древности» – индикатор докембрийского возраста коренного источника. Кристаллы Кимозерского проявления не только извлечены из палеопротерозойских пород, но и претерпели региональный метаморфизм в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, однако бурые пятна пигментации на них не обнаружены.

Выявленные особенности кристаллов демонстрируют уникальность кимберлитов тела Кимозеро не только по возрасту, но и по характеристикам алмаза. Определение условий образования алмазов Кимозерского проявления является задачей, аналогичной определению условий образования безазотных алмазов типа CLIPPIR в месторождениях Африки.

Литература

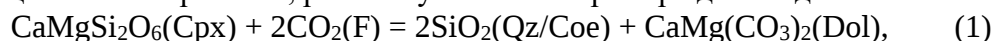
- Priyatkina N., Chudoley A.K., Ustinov V.N. et al. 1.92 Ga kimberlitic rocks from Kimozero, NW Russia: Their geochemistry, tectonic setting and unusual field occurrence // *Precamb. Res.*, 2014. V. 249. P. 162–179.
- В.Н. Устинов, А.К. Загайный, К.Б. Смит, В.В. Ушков, Е.Е. Лазько, Л.И. Лукьянова, Л.П. Лобкова Раннепротерозойские алмазоносные кимберлиты Карелии и особенности их формирования // *Геология и геофизика*, 2009. Т. 50. № 9. С. 963–977.
- Gurney J.J., Helmstaedt H., Richardson S.H., Shirey S.B. Diamonds through Time // *Economic Geology*, 2010. V. 105. P. 689–712.
- Kaminsky F. V., Khachatryan G. K., Andreazza P., Araujo D., Griffin, W. L. Super-deep diamonds from kimberlites in the Juina area, Mato Grosso State, Brazil. *Lithos*, 2009. V. 112. P. 833–842.

СИСТЕМА ДИОПСИД-ЖАДЕИТ-CO₂ ПРИ 3–6 ГПА

Ю.Г. Виноградова, А.Ф. Шацкий

ГЕОХИ РАН, Москва, vinogradova@geokhi.ru

Углекислый газ является важным летучим компонентом мантии Земли. Он может присутствовать в верхней мантии в виде жидкой фазы, а при повышении давления он реагирует с силикатами, образуя карбонаты и их расплавы. Известные ранее экспериментальные данные (Wyllie and Huang, 1975; Luth 1995; 2006) указывают на то, что диапазон P–T стабильности CO₂ флюида в мантийных свитах расположен при давлениях ниже поля стабильности алмаза. Это не согласуется с результатами исследований включений CO₂ в природных алмазах (Schrauder and Navon, 1993; Chinn, 1995; Tomilenko et al., 2001; Ragozin et al., 2009; Smith et al., 2015; Barannik et al., 2021). Ключевой реакцией, ограничивающей стабильность CO₂ флюида в эклогитах, является карбонизация клинопироксена, ранее изученная на примере диопсида:



Однако эклогитовый клинопироксен (омфацит) содержит различные количества жадеита. В случае алмазов Эбелях с включениями CO₂ клинопироксен содержит 77–95 мол.% жадеита (Ragozin, et al. 2009). Термодинамические расчеты предсказывают, что примесь жадеита расширяет поле устойчивости флюида клинопироксен + CO₂ в сторону более высоких давлений (Knoche, 1999).

В данной работе были экспериментально изучены фазовые взаимоотношений в системе диопсид-жадеит-CO₂ (включая подсистему диопсид-CO₂) при 3–6 ГПа и 900–1500°C. Эксперименты проведены на многопуансонном прессе в графитовых и платиновых капсулах с использованием стартовых смесей двух типов: оксид-карбонатной смеси и пироксенового стекла с оксалатом серебра.

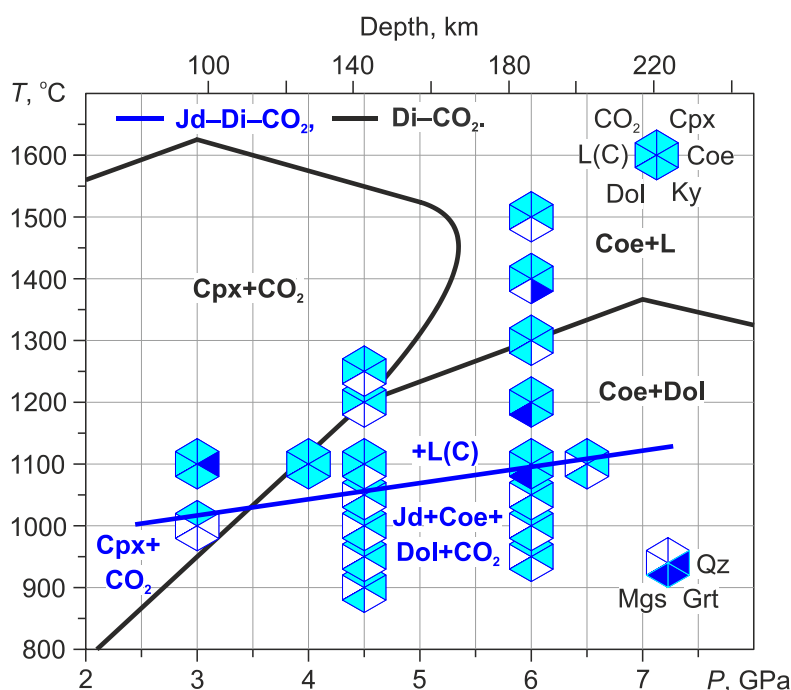


Рис. 1. Фазовые отношения в системе диопсид-жадеит-CO₂. Закрашенными многоугольниками показан фазовый состав образцов в системе диопсид-жадеит-CO₂. Черными линиями показаны фазовые границы в подсистеме диопсид-CO₂ на основе наших данных и данных из (Luth, 2006). Синяя линии – линия солидуса в системе диопсид-жадеит-CO₂

В результате было уточнено положение линии карбонатизации диопсида. Показано, что карбонатизация диопсида сопровождается резким снижением температуры солидуса в результате стабилизации Ca-Mg карбоната аналогично системе лерцолит- CO_2 (Shatskiy et al., 2023a). Установлена реакция карбонатизации для омфациита, которая приводит к образованию клинопироксена с высокой долей жадеитового минала (90–97 мол. %) (Shatskiy et al., 2023b). Субсолидусная ассоциация в системе диопсид-жадеит- CO_2 представлена жадеитом, коэситом, доломитом и CO_2 флюидом (Рис. 1). При повышении давления от 2.5 до 6.5 ГПа температура солидуса системы возрастает от 1000 до 1100 °С. Расплав вблизи линии солидуса является карбонатным (доля SiO_2 1–5 масс. %) и низкощелачным (Na_2O 1–5 масс. %), а такая низкая температура солидуса связана с флюирующим действием CO_2 флюида.

Литература

- Wyllie P.J., Huang W.L. Influence of mantle CO_2 in the generation of carbonatites and kimberlites // *Nature*, 1975. V. 257(5524). P. 297–299.
- Luth R.W. Experimental determination of the reaction dolomite + 2 coesite = diopside + 2 CO_2 to 6 GPa // *Contrib. Miner. Petrol.* 1995. V. 122(1–2). P. 152–158.
- Luth R.W. Experimental study of the $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - CO_2 system at 3–8 GPa // *Contrib. Miner. Petrol.* 2006. V. 151(2). P. 141–157.
- Schrauder M., Navon O. Solid carbon dioxide in natural diamond // *Nature*, 1993. V. 365(6441). P. 42–44.
- Chinn I.L. A study of unusual diamonds from the George Creek K1 Kimberlite dyke // *Colorado. PhD thesis, University of Cape Town.* 1995.
- Томиленко, А.А., Рагозин, А.Л., Шацкий, В.С., Шебанин, А.П. Вариации состава флюидной фазы в процессе кристаллизации природных алмазов // *ДАН*, 2001. Т. 378, №. 6. С. 802–805.
- Smith E.M., Kopylova M.G., Frezzotti M.L., Afanasiev V.P. Fluid inclusions in Ebelyakh diamonds: evidence of CO_2 liberation in eclogite and the effect of H_2O on diamond habit // *Lithos*, 2015. V. 216. P. 106–117.
- Barannik E.P., Shiryayev A.A., Hainschwang T. Shift of CO_2 -I absorption bands in diamond: a pressure or compositional effect? A FTIR mapping study // *Diam. Relat. Mater.* 2021. V. 113 P. 108280.
- Рагозин А. Л., Шацкий В. С., Зедгенизов Д. А. Новые данные о составе среды кристаллизации алмазов V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // *ДАН*, 2009. Т. 425(4). С. 527–531.
- Knoche R., Sweeney R.J., Luth R.W. Carbonation and decarbonation of eclogites: the role of garnet // *Contrib. Miner. Petrol.* 1999. V. 135(4). P. 332–339.
- Shatskiy A., Vinogradova Y.G., Arefiev A.V., Litasov K.D. Revision of the $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - CO_2 P-T phase diagram at 3–6 GPa // *Am. Min.* 2023a. V. 108. P. 2338–2347.
- Shatskiy A., Vinogradova Y.G., Arefiev A.V., Litasov K.D. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - CO_2 at 3–6.5 GPa: implications for CO_2 stability in the eclogitic suite at depths of 100–200 km // *Contrib. Miner. Petrol.* 2023b. V. 178(4). P. 2.

ОЛИВИН ОСНОВНОЙ МАССЫ КИМБЕРЛИТОВ: ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ

А.В. Головин, А.А. Тарасов

ИГМ СО РАН, Новосибирск, avg@igm.nsc.ru

В данной работе впервые представляются результаты изучения оливина в каких-либо кимберлитах Мира размерностью 0.25–0.02 мм (размерность основной массы породы). Оливин изучался в разных образцах уникального по сохранности несерпентинизированного кимберлита из трубки Удачная-Восточная, которые могут быть описаны как первичная кимберлитовая порода, которая не взаимодействовала с внешними или магматическими гидротермальными флюидами ни во время, ни после ее формирования. Содержание оливина по 10 образцам в неизмененных кимберлитах варьирует от 50 до 63 об. %, при среднем 55 об. %. Обычно оливин в кимберлитах представлен зернами ксеноморфной или овальной формы (Рис. 1 а-в), либо кристаллами в размерности 0.3–1 мм изометричной/субизометричной формы (Рис. 1 г-е). Последние, строго говоря, не могут быть названы подлинными фенокристами или микрофенокристами («true phenocrysts»), поскольку состоят из оливина двух генераций, ксеногенных ядер (ксеноморфной, овальной или неправильной формы) и внешних зон магматической кристаллизации (Рис. 1 г-е). Общепринятого названия для таких идиоморфных регенирированных кристаллов оливина из кимберлитов, который состоит из оливина как минимум 2 генераций, нет. Тем не менее, таких кристаллов среди идиоморфных зерен размерности 0.3–1 мм в кимберлитах подавляющее большинство и по мнению (Brett et al., 2009) содержание настоящих/подлинных фенокристов («true phenocrysts»), то есть кристаллов только магматической кристаллизации, среди оливина кимберлитов составляет всего лишь < 0.5 об. %. Чтобы ошибочно не отнести к фенокристам/микрофенокристам оливина отдельные идиоморфные зерна оливина, попадающие в кимберлит путем дезинтеграции ксенолитов деформированных перидотитов, или регенирированные кристаллы идиоморфной формы с ксеногенными ядрами, необходимо ввести какие-то отчетливые критерии различия между фенокристами и ксенокристами или регенирированными кристаллами идиоморфной формы. К таким критериям, однозначно можно отнести: (1) отсутствие в подлинном оливине (зернах только магматической кристаллизации кимберлитов, Рис. 1 и-м) ядер неправильной, ксеноморфной, овальной или округлой формы (Рис. 1 г-з); (2) присутствие в центральных частях подлинного оливина кристаллических включений таких минералов магматической кристаллизации кимберлитов, как минералы группы шпинелей, ильменита, рутила, перовскита или флогопита (Рис. 1 и-л); (3) наличие в подлинном оливине первичных расплавных включений (Рис. 1 к и 1 м). Исходя из представленного выше краткого обзора, результаты изучения оливина размерностью матрикса кимберлита (0.25–0.02 мм) оказались весьма неожиданными. Выяснилось, что по объемному содержанию среди классов оливина разной размерности, оливин размерности матрикса кимберлитов составляет в среднем 23 об. %, что равно суммарному объему оливина макрокристовой (2–10 мм, в среднем 13 об. %) и фенокристовой (0.5–2 мм, 11 об. %) размерности и в три раза выше содержаний оливина микрофенокристовой (0.25–0.5 мм, 7 об. %) размерности. Из 130 изученных зерен 128 (98 %) имеют идиоморфную/субидиоморфную форму (Рис. 1 ж-м), и только 2 зерна имеют ксеноморфную форму. Из 128 зерен идиоморфной формы, 63 кристалла (47 %) состоят из ксеноморфного или овального, или округлого ядра и нескольких внешних зон магматической кристаллизации (Рис. 1 ж-з) и относятся к регенирированным

кристаллам, состоящим из оливина двух генераций (ксеногенного и магматического); остальные 65 кристаллов (51 %) идиоморфной формы мы интерпретируем как подлинный оливин матрикса кимберлита (Рис. 5 и-м). В подлинном оливине матрикса присутствуют кристаллические и первичные расплавные включения (Рис. 1 и-м). Часть зёрен подлинного оливина матрикса имеет гомогенное ядро (послойный рост, Рис. 1 и-к), ядра других кристаллов, могут быть отнесены к скелетным кристаллам (Рис. 1 м). Состав подлинного оливина матрикса, по основным компонентам, как и ожидалось, варьирует незначительно, Mg# 88.4–90.2. По элементам примесей установлены следующие вариации (в мас. %): NiO 0.03–0.34, CaO 0.03–0.35, MnO 0.11–0.48. При этом внешние магматические зоны регенированных кристаллов оливина размерности матрикса, варьируют в более широких пределах, Mg#: 88.2–93.2; NiO 0.02–0.34, CaO 0.03–1.1; MnO 0.12–0.49 мас. %.

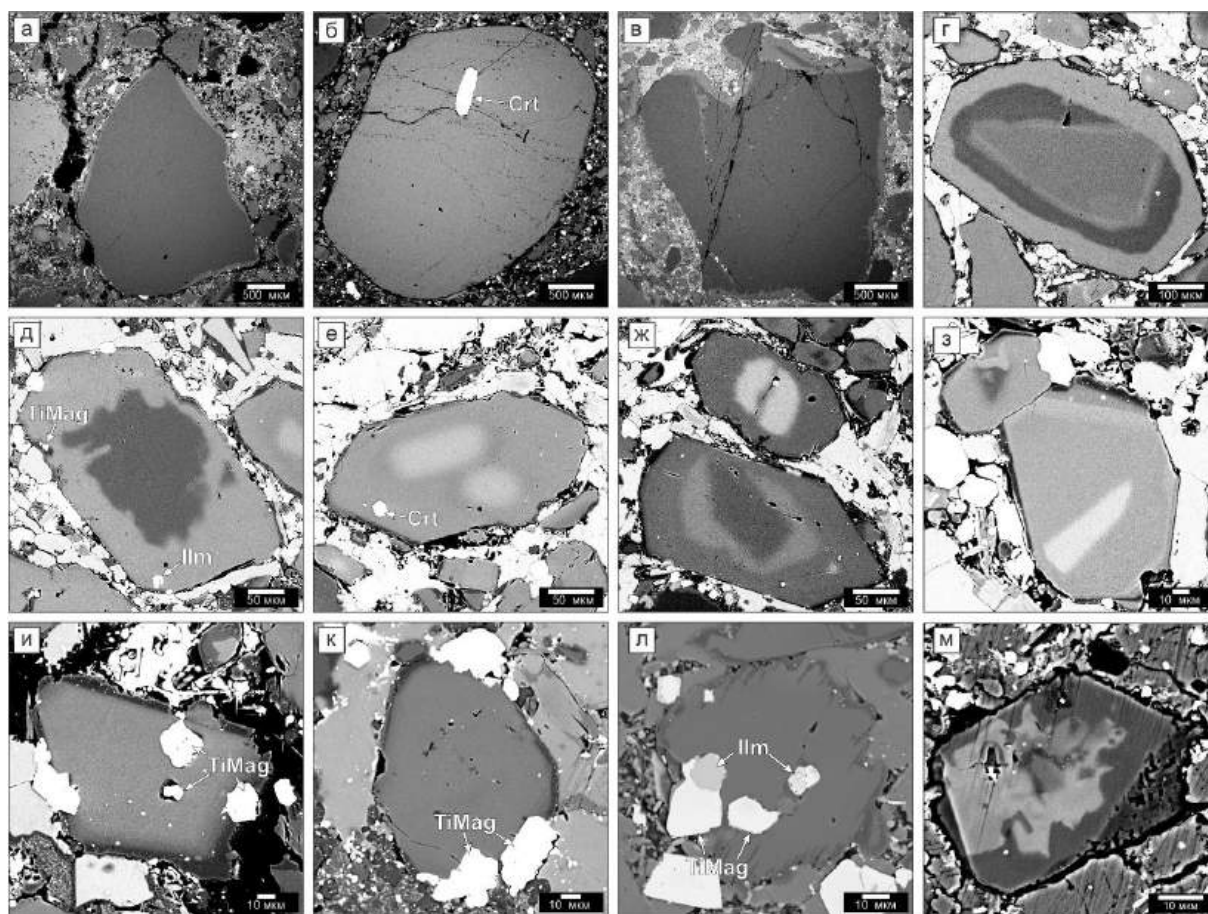


Рис. 1. Вариации форм и внутреннего строения (BSE изображения) отдельных зерен оливина различной размерности из несерпентинизированных вулканокластических кимберлитов трубки Удачная-Восточная. (а-в) Макрокристы оливина классом размерности 2–10 мм. (г-е) Регенированные кристаллы оливина размерностью 0.25–1 мм (фенокристовая/микрофенокристовая размерность). (ж-з) Регенированные кристаллы оливина размерностью основной массы породы (0.25–0.02 мм). (и-м) Подлинный оливин матрикса кимберлитов (размерность 0.25–0.02 мм)

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках проекта № 24-27-00287 (<https://rscf.ru/project/24-27-00287/>).

Литература

Brett R.C., Russell J.K., Moss S. Origin of olivine in kimberlite: phenocryst or impostor? // *Lithos*, 2009. V. 112S. P. 201–212.

ФАЗОВЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ СЛОИСТЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ПРИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Л.А. Горелова¹, А.В. Спивак²

¹СПбГУ (l.gorelova@spbu.ru), Санкт-Петербург;

²ИЭМ РАН им.Д.С. Коржинского, Черноголовка

Полевые шпаты являются одними из наиболее распространенных минералов Земной коры, в связи, с чем их исследованию, в том числе, при экстремальных условиях посвящено большое количество работ. Согласно недавно опубликованной номенклатуре (Bask, 2022), к полевым шпатам относят каркасные минералы с общей формулой MT_4O_8 , где, как правило, 25–50 % позиции T (тетраэдр) занято Al^{3+} (реже – B^{3+}), а остальные – Si^{4+} , а позиция M занята Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Si^{2+} Ba^{2+} . Однако такой формулой обладают также минералы, имеющие слоистое строение, которые предложено включать в семейство полевых шпатов (Krivovichev, 2020). На настоящий момент известно 7 таких минералов: дмиштейнбергит $CaAl_2Si_2O_8$, гексацельзиан $BaAl_2Si_2O_8$, кокчетавит $KAlSi_3O_8$, миныйзит $BaBe_2P_2O_8$, кимрит $BaAl_2Si_2O_8 \cdot H_2O$, водегонгейт $KCa_3Al_7Si_9O_3$ и пфаффербенгит $KNa_3(Al_4Si_{12})O_{32}$. Структуры всех указанных минералов состоят из двойных слоев тетраэдров типа слюды и обладают одинаковой топологией, хотя и незначительно отличающейся симметрией.

В настоящей работе было *in situ* исследовано поведение двух слоистых полевых шпатов (дмиштейнбергита и гексацельзиана) при высоких температурах и давлениях. Исследования выполнены с использованием метода спектроскопии комбинационного рассеяния (высокие давления) и монокристалльного рентгеноструктурного анализа (высокие температуры). Исследования при высоких давлениях выполнены в алмазных ячейках с использованием смеси спиртов метанол:этанол = 4:1 и NaCl в качестве среды, передающей давление.

В результате воздействия, как давлений, так и температур, оба минерала претерпевают ряд полиморфных превращений. Согласно спектроскопическим данным, дмиштейнбергит, по-видимому, претерпевает два полиморфных превращения при 8 и 12 ГПа. Первый из них фиксируется по инверсии интенсивности некоторых полос, а второй по резкому изменению положения всех полос. Аналогичные исследования гексацельзиана демонстрируют сходные преобразования, но при более низких давлениях – так, инверсия интенсивности полос происходит при давлениях около 4 ГПа, а выше 8 ГПа происходит расщепление полос с низкими волновыми числами. Интересно отметить, что хотя при декомпрессии положение КР полос меняется обратимо, обратной инверсии интенсивностей не происходит, что может свидетельствовать о закаливании высокобарических фаз.

Исследования при высоких температурах (до 1000 °С) обоих минералов также показали по два обратимых полиморфных перехода, сопровождающиеся изменением геометрии слоев, однако, пути преобразования исследуемых минералов различны (Gorelova et al., 2023; 2024). Так, при повышении температуры кристаллическая структура гексацельзиана постепенно повышает симметрию от моноклинной ($I2/c$) до ромбической ($Fmmm$) при ~300 °С и гексагональной ($P-62m$) при ~700 °С. Тогда как кристаллическая структура дмиштейнбергита сначала (при 650 °С) повышает симметрию от тригональной ($P312$) до гексагональной ($P-6$), а затем (при 777 °С) симметрия понижается до моноклинной ($C2/c$). При этом для обоих минералов высокотемпературная модификация может быть закалена, а промежуточная – нет.

Таким образом, несмотря на то, что в целом, кристаллические структуры гексацельзиана и дмиштейнбергита претерпевают схожие изменения, как при изменении давления, так и температуры, однако пути, давления и температуры их преобразований различны.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 22-77-10033.

Литература

- Back M.E. Fleischer's Glossary of Mineral Species 2022 // Education Publication Volume 1. Mineralogical Association of Canada, Quebec, Canada. 2022.*
- Gorelova L., Britvin S., Vereshchagin O., Pankin D., Bocharov V., Silyukov O., Kasatkin A. Structural anatomy and thermal transitions of barium feldspars, $BaAl_2Si_2O_8$ // J. Europ. Ceram. Soc. 2024. V. 4. P. 6402–6412.*
- Gorelova L.A., Vereshchagin O.S., Bocharov V.N., Krivovichev S.V., Zolotarev A.A., Rassomakhin M.A. $CaAl_2Si_2O_8$ polymorphs: Sensitive geothermometers and geospeedometers // Geosci. Front., 2023. V. 14. P. 101458.*
- Krivovichev S.V. Feldspar polymorphism: diversity, complexity, stability // Zap. Ross. Mineral. O-va., 2020. V. 149. P. 16–66.*

МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ОБОГАЩЕНИЕ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК АРХАНГЕЛЬСКАЯ И ЛОМОНОСОВСКАЯ: ДАННЫЕ ПО КСЕНОКРИСТАМ ГРАНАТОВ И КЛИНОПИРОКСЕНОВ

А.И. Гудимова, Е.В. Агашева

ИГМ СО РАН, Новосибирск, a.gudimova@igm.nsc.ru

Гранаты и клинопироксены из кимберлитов являются наиболее информативными минералами, позволяющие дать характеристику состава и строения литосферной мантии и этапов ее эволюции. Изучения этих минералов из кимберлитовых трубок Архангельская (высокоалмазоносная, 0.99 кар/т) и Ломоносовская (среднеалмазоносная, 0.44 кар/т) месторождения им. М.В. Ломоносова Архангельской алмазоносной провинции (север Восточно-Европейской платформы) выявило существенные различия в строении и метасоматическом обогащении литосферной мантии, несмотря на их петрохимическое сходство.

По концентрациям главных элементов в гранатах было установлено, что в районе кимберлитовой трубки Ломоносовская (данные по 472 зернам) литосферная мантия сложена преимущественно перцолитами с подчиненной ролью гарцбургит-дунитов, из которых 5 % могут являться потенциально алмазоносными. В составе литосферной мантии в районе трубки Архангельская (по данным 532 зерен гранатов) перцолиты и гарцбургит-дуниты, из которых лишь 1.3 % могут относиться к «алмазной ассоциации», представлены в меньшем количестве, широко распространены пироксениты и эклогиты, практически отсутствующие в трубке Ломоносовская.

По концентрациям редких и редкоземельных (РЗ) элементов (Э) в гранатах (193 зерна из трубки Архангельская и 240 зерен из трубки Ломоносовская) были выделены геохимические группы по аналогии с (Shchukina et al., 2017):

Группа гранатов перцолитовой ассоциации (Lz) с фракционированным спектром распределения РЗЭ от средних (С) к тяжелым (Т) (Lz-1) подразделяется на подгруппу Lz-1-1, обедненную TiO_2 , ЛРЗЭ, Y, Zr и по составу близкую к гипотетическому «до-метасоматическому» гранату (Stachel et al., 2004; Gibson, 2017), и на подгруппу Lz-1-2, более обогащенную TiO_2 , Zr, Y и ТРЗЭ со слабой степенью метасоматического обогащения силикатными расплавами. Гранаты Lz-1-2 обнаружены в количестве 19 % для трубки Архангельская и 24 % для трубки Ломоносовская, а подгруппа Lz-1-1 представлена только в трубке Архангельская и составляет 2 % от общего количества.

Гранаты Lz-2 с плоским спектром распределения СРЗЭ-ТРЗЭ обогащены TiO_2 , Y, Zr, ТРЗЭ в сравнение с первой группой, и могут представлять собой продукт конечной эволюции гранатов Lz-1. Такие гранаты были подвержены воздействию высокотемпературного расплавленного силикатного мантийного метасоматоза. Данная группа составляет 31 % для трубки Архангельская и 8 % для трубки Ломоносовская.

Гранаты Lz-3 с «горбатым» спектром распределения СРЗЭ и ТРЗЭ характеризуются содержаниями Y, близкими к группе Lz-2, но значительно обогащены CaO и Zr. Геохимическое моделирование позволило установить, что вероятным метасоматическим агентом мог являться расплав, имеющий высокое отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ. Количество гранатов данной группы составляет 27 % для трубки Архангельская и 41 % для трубки Ломоносовская.

Гранаты Lz-4 с синусоидальными спектрами распределения содержат самые высокие концентрации CaO среди всех выделенных групп перцолитовой ассоциации. В данной группе было обнаружено, что при увеличении содержаний Cr_2O_3 происходит

обогащение ЛРЗЭ и СРЗЭ, значительно снижаются концентрации Zr при незначительном уменьшении содержаний Y. Гранаты данной группы составляют 13 % для трубки Архангельская и 11 % для трубки Ломоносовская.

Гранаты Hz гарцбургит-дунитовой ассоциации с синусоидальными спектрами распределения содержат меньшие концентрации CaO и близкие концентрации Zr и Y в сравнении с группой Lz-4. Гранаты групп Lz-4 и Hz могли испытать воздействие флюидного или карбонатитового типов мантийного метасоматоза (Stachel et al., 2022). Тем не менее, на диаграмме Ti/Eu–Zr/Hf (Stachel et al., 2022) преобладающее большинство составов гранатов соответствует области составов флюида, и лишь малая часть полн карбонатитового метасоматоза. Гранаты гарцбургитовой ассоциации обнаружены в количестве 9 % для трубки Архангельская и 16 % для трубки Ломоносовская.

Данные по концентрациям главных и редких элементов к клинопироксенам (103 зерна из трубки Архангельская и 148 зерен из трубки Ломоносовская) указывают на наличие двух групп. Первая группа (Срх-1) значительно обогащена ЛРЗЭ, MgO, FeO и составляет 4 % для трубки Архангельская и 5 % для трубки Ломоносовская. На диаграмме (La/Yb)_n–Ti/Eu (Coltorti et al., 1999) составы клинопироксенов соответствуют тренду карбонатитового метасоматоза, что подтверждается моделированием метасоматического агента. Вторая группа (Срх-2), менее обогащенная ЛРЗЭ, составляет абсолютное большинство среди клинопироксенов обеих трубок и соответствует тренду силикатного мантийного метасоматоза. В качестве агента предполагается силикатно-карбонатный расплав, по составу близкий к кимберлиту.

Общее количество гранатов групп Lz-3, Lz-4 и Hz в трубке Ломоносовская составляет 68 %. Для трубки Архангельская суммарное количество гранатов данных групп меньше и составляет 48 %, что свидетельствует о более масштабной проработке пород литосферной мантии силикатными расплавами, но, тем не менее, с сохранением деплетированных пород.

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда, грант № 20-77-10018.

Литература

- Coltorti M., Bonadiman C., Hinton R. W., Siena F. and Upton B. G. J. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. // *Journal of petrology*, V. 40. P. 133–165.
- Gibson S.A. On the nature and origin of garnet in high-refractory Archean lithospheric mantle: Constraints from the garnet exsolved in Kaapvaal craton orthopyroxene // *Mineralogical Magazine*. 2017, V. 81. P. 781–809.
- Shchukina E.V., Agashev A.M., Pokhilenko, N.P. Metasomatic origin of garnet xenocrysts from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia // *Geoscience Frontiers*. 2017, V. 8. P. 641–651.
- Stachel T., Aulbach S., Brey G.P., Harris, J.W., Leost I., Tappert R., Viljoen K.S. The trace element composition of silicate inclusions in diamonds: A review // *Lithos*. 2004, V. 77. P. 1–19.
- Stachel T., Aulbach S., Harri, J.W. Mineral Inclusions in Lithospheric Diamonds // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2022, V. 88 (1), P. 307–391.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ ОРЕОЛОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЯАП

А.И. Дак¹, А.М. Агашев², А.Л. Рагозин²

¹ВГРЭ АК «АЛРОСА», Новосибирск, DakAI@alrosa.ru;

²ИГМ СО РАН, Новосибирск

К настоящему времени многолетними усилиями нескольких поколений геологов накоплен большой банк данных микрозондовых анализов индикаторных минералов кимберлитов ИМК из коренных источников и ореолов Якутской алмазонасной провинции. С использованием этой информации проведены региональные границы ореолов, связанных с Мирнинским, Далдынским и Алаakit-Мархинским кимберлитовыми полями, возникает необходимость их дальнейшей детализации с целью прогнозирования неизвестных кимберлитопоявлений. Большие надежды на решение этой проблемы связаны с массовым изучением микропримесного состава зерен ИМК с применением протонного зонда/методом лазерной абляции ИСП-МС ЛА.

Совместными работами ВГРЭ АК «АЛРОСА» и ИГМ СО РАН были изучены геохимические особенности зерен пикроильменитов и хромшпинелидов из ряда кимберлитов и ореолов в пределах действующих поисковых объектов. Всего проанализировано около 3000 зерен.

Содержания редких и редкоземельных элементов были получены при помощи масс-спектрометра iCAP Q (Thermo Scientific) с индуктивно-связанной плазмой с системой лазерного пробоотбора NewWaveResearch 213 (Elemental Scientific). В качестве внешнего стандарта использовался многоэлементный сертифицированный стандартный образец стекла NIST 612.

Все выборки проанализированы на содержания широкого спектра редких и редкоземельных элементов, включая элементы группы платины. Для хромшпинелидов значимые содержания, превышающие порог чувствительности прибора диагностированы только для 16 элементов, приведены в порядке возрастания атомной массы: Sc, Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Hf, Ta.

В ореолах ЯАП повсеместно распространены хромшпинелиды некимберлитового генезиса, содержания которых в шлихах могут достигать сотен и тысяч зерен. Выделить на их фоне кимберлитовые бывает довольно затруднительно. С подобной задачей сталкиваются геологи алмазники на всех континентах, известны попытки подобрать работающий алгоритм идентификации этих зерен по типу первоисточника в Канаде, Финляндии, Южной Африке и Австралии (Barnes et al, 2001; Griffin et al, 1993; Lehtonen et al, 2002). Накопленная информация о микропримесном составе хромшпинелидов из кимберлитов и ореолов ЯАП пока находится на начальном этапе [Griffin et al, 1994; Venier et al, 2022]. В настоящее время нет пока однозначных критериев, позволяющих с абсолютной уверенностью разделять хромшпинелиды россыпей по генезису на основе их микропримесного состава. Но поиск таких подходов активно ведется и первые результаты обнадеживают.

Сведений об особенностях геохимического состава пикроильменитов еще меньше, известны единичные попытки исследований на материале Южной Африки (Гриффин и др, 1997), Архангельской (Бовкун и др 2008; Afanasiev et al, 2013) и Якутской (Ashchepkov et al, 2014) кимберлитовых провинций.

К настоящему времени в россыпях центральной части ЯАМ установлены как минимум три региональные ассоциации хромшпинелидов, наиболее известной из которых является «курунгская», выделенная и описанная впервые В.П. Афанасьевым (Афанасьев и др, 2010). Второй – доминирующей в северной части ЯАП – является

«серкинская», описанная А.М.Хмельковым (Хмельков, 2008) и третья, развитая в левых притоках верховьев р.Виллой была названа нами «сянской», по имени соответствующего водотока. Все эти ассоциации присутствуют в ореолах Виллой-Мархинского междуречья в ассоциации с традиционными ИМК и алмазами, встречаясь как в чистом виде, так и смешиваясь в разной пропорции.

Уже накопленный нами небольшой банк данных показывает, что изученные хромиты с традиционно кимберлитовыми спектрами составов содержат примесь $Ni > 490$ ppm, а подавляющее число зерен в ореолах < 500 ppm (есть небольшая полоса перекрытия). Наряду с Ni в группу наиболее информативных из редких элементов попадают Co , Zn , Ga и, отчасти, V . По имеющимся на сегодняшний момент у нас данным, намечается разделение зерен из кимберлитов от большинства россыпных на графике Co/Ni и $Ga/Zn \cdot 10$. Группа возможно кимберлитовых хромитов располагается вдоль оси Y , а некимберлитовых по оси X . Условная граница разграничения намечается по отношению $Co/Ni = 0.8$. Однако хромшпинелиды из концентрата кимберлитов трубок Моркока и Сюльдюкарская по своим геохимическим характеристикам выглядят как смесь фоновых для региона «курунских» и «сянских». Возможно, их присутствие в данных кимберлитах связано с ксеногенным заражением за счет перекрывающих осадков, развитых на площади в момент внедрения тел.

На этой же территории в россыпях присутствуют ассоциации пикроильменитов, связанные, предположительно, с ореолами Мирнинского, Далдынского, Сюльдюкарского и Моркокинского кимберлитовых полей, уверенно различающиеся по особенностям распределения минералообразующих окислов, дополнительно подкрепленными данными по содержаниям в них Zr , Hf , Co , Ni и $P3Э$ (Ashchepkov et al, 2014).

Работа этих критериев была опробована нами на пикроильменитах и хромитах ряда ореолов Виллой-Моркокинского междуречья и северной части Мало-Ботуобинского района: ШХМА, Хатырыкский, Садынский, Улахан Курунг Юрях, Бестях, Моркока-Мархарата и хромшпинелидах Томбинской площади.

Полученные результаты подтверждают возможность использования данных по микропримесному составу ИМК для дальнейшего уточнения границ влияния разных кимберлитовых полей и различения их материала даже в смешанных и переотложенных полигенных ореолах.

Литература

- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза / под науч. ред. Н.В. Соболева, С.И. Митюхина. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2010. 650 с.
- Бовкун А.В., Гаранин В.К., Третьяченко В.В. Особенности индикаторных минералов кимберлитов из поздневизейского коллектора бассейна р. Падун Зимнебережного района. // Известия вузов. Геология и разведка. 2008. № 5. С. 11–17.
- Гриффин В.Л., Мур Р.О., Райан К.Дж. и др. Геохимия магнезиальных ильменитовых мегакристов из кимберлитов Южной Африки // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 2. С. 398–419.
- Хмельков А. М. Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазоносной провинции). Новосибирск: Изд-во АРТА, 2008. 252 с.
- Afanasiev V.P., Ashchepkov I.V., Verzhak V.V., O'Brien H., Palessky S.V. PT conditions and trace element variations of picroilmenites and pyropes from placers and kimberlites in the Arkhangelsk region, NW Russia. // Journal of Asian Earth Sciences 70–71 (2013) 45–63.
- Ashchepkov I.V., Alymova N.V., Logvinova A.M., Vladikin N.V., Kuligin S.S., Mityukhin S.I., Downes H., Stegnitsky Yu.B., Prokopiev S.A., Salikhov R.F., Palessky V.S., and Khmel'nikova O.S. Picroilmenites in Yakutian kimberlites: variations and genetic models // Solid Earth, 5, 915–938, 2014.
- Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol., 2001, V. 42, № 12. P. 2279–2302.

- Griffin, W.L.; Sobolev, N.V.; Ryan, C.G.; Pokhilenko, N.P.; Win, T.T.; Yefimova, E.S. Trace elements in garnets and chromites: Diamond formation in the Siberian lithosphere. *Lithos* 1993, 29, 235–256.
- Griffin W.L., Ryan C.G., Gurney J.J., Sobolev N.V., Win T.T. Chromite macrocrysts in kimberlites and lamproites; geochemistry and origin // *Proc. Fifth Int. Kimberlite Conf*, 1994, p. 366–377.
- Lehtonen, M. L., Marmo, J. S. 2002. Exploring for kimberlites in glaciated terrains using chromite in quaternary till — a regional case study from northern Finland. *Journal of Geochemical Exploration* 76, 155–174.
- Venier, M.; Ziberna, L.; Princivalle, F.; Petrelli, M.; Lughi, V.; Logvinova, A.; Sobolev, N.V.; Turco, G.; Lenaz, D. Trace Elements in Chromian Spinel from Four Siberian Kimberlites. *Minerals* 2022, 12, 1439. <https://doi.org/10.3390/min12111439>.

МЕТАСЕРПЕНТИНИТЫ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

К.А. Докукина¹, В.И. Пожиленко², Е.Л.Куннакузин², А.Н.Конилов¹

¹ГИН РАН, Улан-Удэ, dokukina@mail.ru; ²ГИ КНЦ РАН, Анапты

Субдукционные эклогиты Салма мезо-неоархейской Беломорской эклогитовой провинции имеют составы протолитов океанической коры N-MORB и включают магнезиальные породы основного-ультраосновного состава: серпентиниты, тальковые сланцы, карбонатсодержащие хлоритовые гарцбургиты со слоями и жилами гранатовых пироксенитов. Метаперидотиты строго приурочены к эклогитовым телам. Минеральные ассоциации метаперидотитов показывают последовательное преобразование метаперидотита от низкобарных и низкотемпературных условий до высокобарических условий эклогитовой фации метаморфизма. Серпентиниты и тальковые сланцы встречаются как реликты, а наиболее распространены карбонатсодержащие хлоритовые гарцбургиты с прослоями и жилами гранатовых пироксенитов. Хлоритовые гарцбургиты имеют минеральную ассоциацию антигорит + оливин + ортопироксен + хлорит + доломит + хромшпинелиды и представляют собой результат неполной дегидратации серпентинитов при давлении более 10 кбар и температуре 650 °С.

Метаперидотиты имеют два направления эволюции примитивного мантийного источника, как в сторону истощения, так и обогащения, что, по-видимому, связано с их смешанным генезисом и разными протолитами, включая частично серпентинизированные абиссальные перидотиты, серпентиниты, образовавшиеся при циркуляции воды через разломы в океанической коре на изгибе океанической плиты вблизи желоба, и серпентинизированные преддуговые перидотиты.

На неглубоких уровнях субдукции метаморфические реакции дегазации измененной океанической коры и осадков в океанической плите генерировали богатые карбонатом флюиды, которые действовали на мантийные породы океанической плиты и в переходной зоне океан–континент, образуя серпентиниты. Крупные фрагменты серпентинита, по-видимому, тектонически были включены в субдуцирующую плиту и впоследствии были субдуцированы вместе с океаническими породами на более глубокий уровень, где мантийные породы взаимодействовали с расплавом, полученным из плиты, и слои граната с двупироксеном и жилы вебстеритового состава образовались при ~ 780 °С и давлениях более 22 кбар. Оценка РТ-условий для образования гранатовых пироксенитов дала широкий диапазон давлений от 16 до 29 кбар и температур от 700 до 920 °С.

Работа выполнена согласно плану научных исследований ГИН РАН (FMMG-2023-0007).

ТЕРМАЛЬНЫЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КСЕНОКРИСТАЛЛОВ ИЗ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КИМБЕРЛИТОВ

А.М. Дымшиц¹, О.Б. Олейников², М.Г. Ощепкова², Н.А. Опарин²

¹ИЗК СО РАН, Иркутск, *a.dymshits@gmail.com*; ²ИГАБМ СО РАН, Якутск

Термальное состояние кратонной литосферной мантии остается актуальной темой на протяжении многих лет, так как является ключевым параметром при геодинамических, геофизических и петрологических интерпретациях. Последние годы очень удачно зарекомендовал себя подход, основанный на реконструкции мантийных палеогеотерм с использованием материала из кимберлитов (Hasterok, Chapman, 2011).

В данной работе были изучены 736 ксенокристалла клинопироксена, отобранные из концентрата тяжелой фракции кимберлитов. Из них 461 ксенокристалл из кимберлитовой трубки Ивушка (Толуопское кимберлитовое поле) и 275 из аномалии 75/90 (Молодинское кимберлитовое поле). Рассчитанные значения температур варьируют от 620 до 1369 °С, значения давлений варьируют от 15 до 58 кбар (Рис. 1). Небольшая группа точек наблюдается в области стабильности алмаза. В литосферной мантии под трубкой Ивушка выделяется два кластера высокотемпературных зерен клинопироксена (желтые кружки), один в области низов литосферной мантии, другой на глубинах 50–90 км. Образование таких клинопироксенов имеет дискуссионный характер (Тычков и др., 2018; Liu et al., 2022).

Реконструированная геотерма показывает величину теплового потока 36.7 мВт/м² и толщину термальной литосферы – 230 км (Рис. 1). Реконструкции термального состояния литосферной мантии показывают, что на момент палеозойского кимберлитового магматизма (Толуопское поле) термальная граница литосферы с астеносферой была близка к таковой в районе южных кимберлитовых полей и составляла около 230 км (Milaushkin et al., 2024). При этом кимберлитовые магмы для трубок южных полей захватывали больший диапазон потенциально алмазоносных пород (глубины от 130 до 230 км) при подъеме относительно трубок северных полей. Для трубки Ивушка наиболее глубинные ксенокристаллы клинопироксена вынесены со 170 км, что сопоставимо с трубками из Ары-Мастахского, Дюкенского, Лучаканского полей (Дымшиц и др., 2024). То есть кимберлитовые магмы этих полей, имеющие на момент кимберлитового магматизма достаточно мощную литосферу (более 220 км), захватывают при подъеме весьма ограниченный объем потенциально алмазоносных мантийных пород. Тут важно отметить, что в отличие от алмазоносных южных полей, которые расположены на архейских террейнах, данные кимберлитовые поля уже относятся к области палеопротерозойских террейнов и коллизионных зон (Donskaya, 2020).

Предварительные оценки термального режима для Аномалии 75/90 указывают на то, что в мезозойское время литосферная мантия в этом регионе уже, вероятно, подверглась значительным преобразованиям, и выносимые кимберлитовой магмой ксенокристаллы представляют собой обломки значительно метасоматизированных пород. Тот факт, что для Аномалии 75/90 мы наблюдаем слой с прогретыми относительно кондуктивной геотермы клинопироксенами, вплоть до очень малых глубин (около 110 км), может указывать на значительный процесс термального воздействия на этот регион в период с 360 млн лет (трубка Ивушка в близлежащем поле) до 150 млн лет.

Н.П. Похиленко и Н.В. Соболев (1998) отмечают наличие в трубке Ивушка гранатов, дезинтегрированных из алмазоносных дунит-гарцбургитов и считают, что деструкция

алмазоносной мантии могла произойти во время мезозойской тектонической активизации. Этот вывод существенно повышает перспективы территории в региональном плане на среднепалеозойский алмазоносный магматизм.

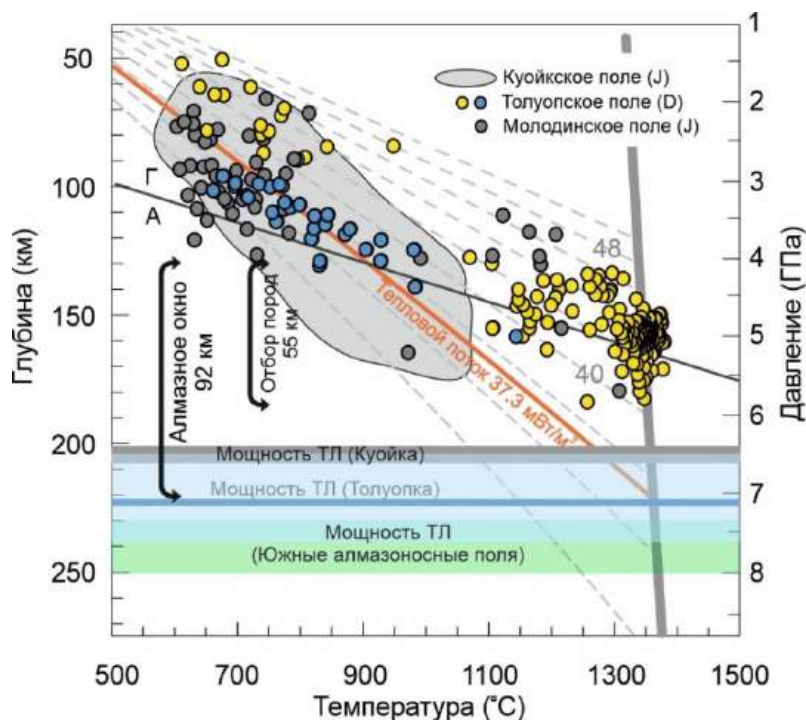


Рис. 1. Реконструированная палеогеотерма и мощность термальной литосферы (ТЛ) под трубкой Ивушка, Толуокское поле (девонское время). Данные из Аномалии 75/90 (Молодинское поле, юрское время) приведены для сравнения. Пунктирные линии – набор кондуктивных геотерм из работы Hasterok, Chapman (2011). Синие круги – хромдиопсиды, использованные для реконструкции кондуктивной геотермы; желтые круги – высокотемпературные хромдиопсиды, смещенные с кондуктивной геотермы

Выполнено при поддержке базового задания ИГАБМ СО РАН FUGG-2024-0007.

Литература

- Дымицкий А.М., Гладкочуб Е.А., Костровицкий С.И. Сложная история термального режима литосферной мантии Прианбарья: реконструкции на основе ксенокристаллов из кимберлитов // *Геодинамика и Тектонофизика*. 2024. Т. 15. № 5. С. 0778.
- Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Некоторые аспекты эволюции литосферной мантии северо-восточной части Сибирской платформы в связи с проблемой алмазоносности разновозрастных кимберлитов // *Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов*. 1998. С. 65–67.
- Тычков Н.С. и соавт. Мезозойская литосферная оболочка северо-востока Сибирского кратона (по включениям в кимберлитах) // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. №. 10. С. 1254–1270.
- Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: constraints from Paleoproterozoic granitoids // *Precambrian Research*. 2020. 348. С. 105869.
- Hasterok D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. Т. 307. № 1–2. С. 59–70.
- Liu Z. et al. Thermal and compositional anomalies in a detailed xenolith-based lithospheric mantle profile of the Siberian craton and the origin of seismic midlithosphere discontinuities // *Geology*. 2022. Т. 50. № 8. С. 891–896.
- Milaushkin M.V., Malkovets V.G., Gibsher A.A. et al. The Thickness and Thermal State of the Lithospheric Mantle beneath the Yubileynaya Pipe (Alakit–Markha Kimberlite Field, Siberian Craton) // *Doklady Earth Science*. 2024. 519. P. 2236–2242.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Д.А. Зедгенизов¹, Н.В. Губанов¹, В.А. Наумов¹, А.М. Логвинова²

¹ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, zedgenizov@igg.uran.ru; ²ИГМ СО РАН, Новосибирск

Известно, что первый алмаз в России был обнаружен в 1829 году в аллювии на западном склоне Центрального Урала. Алмазы из россыпей Урала обладают уникальными особенностями по сравнению с алмазами из кимберлитовых и лампроитовых месторождений, но имеют ряд схожих характеристик с алмазами из россыпей северо-востока Сибирской платформы (Shatsky et al., 2015). Подавляющая часть кристаллов (> 80 %) характеризуется кривогранно-округлой морфологией (так называемые додекаэдровиды “уральского” или “бразильского” типа), свидетельствующей о значительной степени их растворения. В россыпях Урала также нередко встречаются алмазы кубического габитуса II и III минералогических разновидностей по классификации Ю.Л. Орлова (1984). Для значительного количества алмазов из россыпей Урала характерны признаки пластической деформации. По характеристикам дефектно-примесного состава были выделены три группы таких кристаллов, отражающие соответствующие особенности термальной эволюции их материнского источника (Рахманова и др., 2023).

Исследования минеральных включений в уральских алмазах позволили выявить важные индикаторы состава их материнских субстратов и условий кристаллизации. В более чем 80% случаев включения представлены омфацитом и высококальциевым пироп-альмандиновым гранатом, что позволяет отнести большинство изученных уральских алмазов к эклогитовому парагенезису (Sobolev et al., 2019). Редкоэлементный состав гранатов характеризуется дифференцированным хондрит-нормированным спектром с повышенным содержанием HREE без значительных аномалий. По сравнению с хондритом гранаты незначительно обогащены Zr, Hf и Y и резко обеднены Ni. Клинопироксены также характеризуются широкими вариациями содержаний некоторых компонентов (вес.%): MgO = 4.1–12.7; CaO = 7.6–14.3; FeO = 3.9–5.7; Al₂O₃ = 8.5–19.2; Na₂O = 5.1–8.3. Концентрации K₂O и TiO₂ незначительны и не превышают 0.24 и 0.89 вес.%, соответственно. Для клинопироксенов характерен пологий спектр REE со слабым уменьшением концентраций в области HREE. По сравнению с хондритом клинопироксены обогащены Sr и значительно обеднены Ni. Наблюдаемые особенности составов минеральных включений в изученных алмазах соотносятся с известными данными по составу породообразующих минералов из алмазоносных ксенолитов эклогитов из кимберлитов из разных регионов мира.

Изотопный состав углерода уральских алмазов демонстрирует широкий диапазон вариаций $\delta^{13}\text{C}$ от –25 до +2,3 ‰, однако, для большинства алмазов он соответствует среднемантийным значениям (–7 до –5 ‰), а алмазы с облегченным изотопным составом углерода, указывающим на вовлечение в процесс роста алмаза флюидов/расплавов субдукционной природы, редки. Содержащие микровключения таких флюидов/расплавов алмазы (кубоиды и алмаз в «оболочке») по характеристикам дефектно-примесного состава представлены тремя разными типами, образование которых было связано с независимыми метасоматическими событиями (Губанов и др., 2023). Алмазы, содержащие азотные центры A и B1, отражают более древний метасоматический этап, характеризующийся ведущей ролью силикатных и низко-Mg карбонатитовых флюидов/расплавов. Второй этап ассоциирован с ростом алмазов,

содержащих азот исключительно в форме А-центров. На этом этапе образование алмазов было связано с низко-Mg карбонатитовыми средами, более обогащенными MgO, CaO, CO₂ и Na₂O по сравнению со средами первого этапа. Третий этап, вероятно, предшествовал извержению транспортирующего мантийного расплава и привёл к образованию алмаза, содержащего А и С азотные дефектные центры и микровключения силикатно-карбонатного состава. Зафиксированный тренд эволюции алмазообразующих флюидов/расплавов направлен в сторону более карбонатных составов. Источниками вовлечённых флюидов/расплавов могли являться эклогитовые и пироксенитовые мантийные субстраты с разным соотношением H₂O и CO₂.

Полученные данные определяют ключевую роль субдуцированных коровых протолитов при формировании алмазоносных субстратов в литосферной мантии краевых частей древних кратонов. Согласно современным представлениям, эклогиты образуются в процессе метаморфизма, дегидратации и частичного плавления океанической и/или континентальной коры, погружающейся и захороненной в основании литосферной мантии. В связи с отсутствием коренных алмазоносных трубок в регионе и, как следствие, недоступностью мантийных ксенолитов, является необходимым искать альтернативные источники информации о глубинных процессах, связанных с преобразованием глубоко субдуцированных пород земной коры и образованием алмазов. На сегодняшний день материалы, опубликованные по высокобарическим комплексам Урала, все ещё достаточно фрагментарны. Так, например, некоторые исследователи утверждают о существовании нано- и микро-алмазов в виде включений в различных минералах Максютовского высокобарического комплекса (Bostick et al., 2003). В связи с этим, целенаправленное изучение геохимических особенностей таких пород, а также оценка возраста метаморфических событий и Р-Т параметров их стабильных минеральных ассоциаций может стать дополнительным ключом к пониманию глубинных процессов, ответственных за формирование алмазов.

Литература

- Губанов Н.В., Зедгенизов Д.А., Васильев Е.А., Наумов В.А. Новые данные о составе среды кристаллизации волокнистых алмазов из россыпей Западного Урала // *Записки Горного института*. 2023. Т. 263. С. 645–656.
- Рахманова М.И., Юрьева О.П., Зедгенизов Д.А., Губанов Н.В. Спектроскопические особенности коричневых алмазов из россыпей Урала // *Литосфера*. 2023. Т. 23. С. 564–578.
- Bostick B.C., Jones R.E., Ernst W.G., Chen C., Leech M.L., Beane, R.J. Low-temperature microdiamond aggregates in the Maksyutov Metamorphic Complex, South Ural Mountains, Russia // *American Mineralogist*, 2003. V. 88. P. 1709–1717.
- Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V. Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian Craton: Evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds // *Gondwana Research*, 2015. V. 28. P. 106–120.
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Tomilenko A.A., Wirth R., Bul'bak T., Luk'yanova L.I., Fedorova E., Reutsky V., Efimova E.S. Mineral and fluid inclusions in diamonds from the Urals placers, Russia: Evidence for solid molecular N₂ and hydrocarbons in fluid inclusions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2019. V. 266. P. 197–219.

КОМПЛЕКСНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ФАЦИАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ – ПУТЬ К ПОВЫШЕНИЮ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРОГНОЗНО- ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА АЛМАЗЫ

Н.Н. Зинчук

ЗЯНЦ АН РС, Якутск, nnzinchuk@rambler.ru

Особенности геодинамических и фациальных условий формирования древних осадочных толщ нами рассмотрены на примере Малоботубинского района (МБАР) Сибирской платформы (СП), в котором перспективными для дальнейшего прироста сырья являются верхнепалеозойские отложения, в разрезе которых выделяются (Афанасьев и др., 2000; Серокуров и др., 2001) лапчанская (P_{1l}), ботубинской (P_{1b}) и боруллойской (P_{2br}) свиты. В пределах площади распространения отложений *лапчанской свиты* выделяется пять фациальных зон: развития аллювиальных, аллювиально-пролювиальных, делювиальных, делювиально-пролювиальных, озерно-лагунных и лагунных отложений. Эти зоны характеризуют три палеоландшафтные области, отражающие условия седиментации отложений лапчанской свиты: подножий склонов и конусов выноса, речных долин (малых водотоков), заливно-лагунного мелководья бассейна. Область подножий склонов и конусов выноса отмечена в юго-западной, центральной и северо-западных частях рассматриваемой территории. Она окаймляет крупное палеоподняtie и постепенно переходит в незначительную по размерам область речных долин. В западной части региона в то время господствовали бассейновые условия седиментации. Здесь получили развитие фации песчано-алевритно-щебнистых элювиально-делювиальных образований (ЭД), гравийно-песчано-алевритовых осадков пролювия (ПР), алевритно-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (ОЗ), алевритно-песчаных осадков крупных озер (ОК), углисто-глинистых осадков заиляющихся торфяных болот (БЗ) и осадков торфяных болот (БТ). Рассматриваемые отложения выполняют наиболее пониженные участки доверхнепалеозойского рельефа, в то время как на прилегающих склонах палеоподнятий накапливались элювиально-делювиальные и пролювиальные отложения. В пределах площади распространения отложений нижней части *ботубинской свиты* выделяется несколько фациальных зон: преимущественного развития аллювиальных, подвижного мелководья бассейна, подводно-дельтовых, озерно-болотных отложений и осадков заливно-лагунного мелководья бассейна, при участии озёрно-болотных делювиально-лагунных и пролювиально-лагунных образований. По условиям седиментации все перечисленные фациальные зоны объединяются (Rozen et.al., 2002) в следующие палеоландшафтные области: континентального осадконакопления, приберегового сильно подвижного мелководья, заливно-лагунного мелководья и открытого подвижного мелководья бассейна. В начале раннепермского времени широкое развитие получил комплекс фаций континентальных отложений. Затем последовало незначительное прогибание территории, что способствовало дальнейшему продвижению вод бассейна вглубь суши. В основании разреза ботубинской свиты преобладают фации песчаных осадков русла и подводной части дельты (ПД). В пределах области развития заливно-лагунного мелководья бассейна выделяются три фациальные зоны. Зона развития озерно-болотных и лагунных отложений имеет широкое площадное распространение. Здесь устанавливаются фации алевритно-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). В разрезе отмечаются также фации алевритно-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (ОЗ), углисто-глинистых осадков заливающихся торфяных болот (БЗ), алевритно-

песчаных осадков крупных озер (ОК), глинисто-алеврито-песчаных осадков открытого подвижного мелководья бассейна (ОМБ) и песчаных осадков подводной дельты (ПД). В пределах поля развития нижней части разреза *боруллойской свиты* выделяются четыре фациальные зоны: преимущественного развития аллювиальных, аллювиально-дельтовых и подводнодельтовых отложений, а также образований открытого мелководья бассейна. Перечисленные фациальные зоны образуют три палеоландшафтные области, характеризующиеся различными условиями седиментации в начале позднепермского времени: речных долин и аллювиально-дельтовых равнин, прибрегового сильно подвижного мелководья и открытого подвижного мелководья бассейна. Область речных долин и лагунно-дельтовых равнин включает в себя фациальные зоны развития аллювиальных и аллювиально-дельтовых отложений. В пределах аллювиальной равнины преимущественное развитие получили фации песчано-гравийно-галечных осадков русла (АР) и песчано-алевритовых осадков поймы (АП). Меньшее распространение получили фации: алеврито-песчаных осадков крупных озер (ОК), алеврито-глинистых осадков застойных и зарастающих озер (ОКЗ), углисто-глинистых осадков заливающихся торфяных болот, а также осадков торфяных болот. Область прибрегового сильно подвижного бассейна включает в себя фациальную зону преимущественного развития подводнодельтовых осадков, для которых характерно преобладание фаций песчаных осадков подводной дельты (ПД), на которых вблизи береговой линии залегают фации алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (ОЗ) и алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). Область подводного открытого мелководья занимает зону преимущественного развития фаций глинисто-алеврито-песчаных осадков открытого мелководья бассейна (ОМБ). В основании позднепермского разреза залегают фации песчаных осадков подводной части дельты (ПД) и незначительные по мощности фации углисто-глинистых осадков заливающихся торфяных болот (БЗ), которые перекрываются глинисто-алеврито-песчаными осадками открытого подвижного мелководья бассейна, а также алеврито-глинистыми осадками лагун и заливов (ЛЗ). Итак, значительное уменьшение в нижнепермское время восходящих тектонических движений в бассейнах седиментации привело к перестройке палеогеографической зональности и установлению перерыва в осадконакоплении на части изученной территории. Последовавшая тектоническая стабилизация и гумидный климат обусловили развитие гипергенных процессов, а геодинамические процессы привели к формированию элювиального чехла на изверженных и осадочных породах региона. Замедление тектонических движений компенсировалось осадконакоплением и заканчивалось регрессией. Минимум регрессии приходится на первую половину раннеборуллойского времени, а максимум – на конец этого же периода. Кимберлитовый материал (алмазы и их минералы-спутники, переотложенные выветрелые продукты) в фации нижних частей разрезов поступал (Коптиль, 1994) за счет размыва верхних горизонтов из известных и предполагаемых в регионе диатрем.

Литература

- Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А. и др. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю.Л. Орлова) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2000. № 5. С.79–97.
- Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Логвинова А.М. и др. Особенности морфологии и состава некоторых хромитинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41. № 12. С.1729–1741.
- Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-минерал. наук. ИГМ СО РАН. Новосибирск. 1994. 25 с.

- Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зувев В.М. Космические методы при прогнозировании и поисках месторождений алмазов. М.: Недра. 2001. 198 с.*
- Rosen O.M., Serenko V.P., Spetsius Z.V., Manakov A.V., Zinchuk N.N. Yakutian kimberlite position in the Siberian craton and composition of the upper and lower crust // Geologiya and Geofizika, 2002. V. 43. № 1. P. 3–26.*

ПОИСКОВО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОВ

Н.Н. Зинчук, Л.Д. Бардухинов

ЗЯНЦ АН РС, Якутск, nnzinchuk@rambler.ru

Важным для прогнозно-поисковых работ является изучение алмаза — минерала с широким комплексом физико-химических, кристалло-морфологических и других особенностей. В кимберлитах и образованных за счет их размыва россыпях отмечен (Афанасьев и др., 2000) широкий спектр алмазов, разделенных по классификации Ю.Л. Орлова (Орлов, 1984) на 11 генетических разновидностей. В пределах Сибирской алмазоносной провинции (САП) представилась возможность выделить четыре типа источников алмазов (Коптиль, 1994; Rozen et. al., 2002): *1 тип первоисточника* — кимберлитовый, отмеченный в богатых кимберлитовых телах фанерозойского возраста, характеризуется преобладанием алмазов I разновидности, представленных ламинарными кристаллами октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитусов и образующих непрерывный ряд, а также присутствием алмазов с оболочкой IV разновидности, серых кубов III разновидности, поликристаллических агрегатов VIII-IX разновидностей, а в отдельных месторождениях равномерно окрашенных в желтый цвет кубоидов II разновидности. *2 тип первоисточника* — алмазы кимберлитового генезиса, характерные для кимберлитовых тел с убогой алмазоносностью и кимберлитовых жил; он выделяется по преобладанию додекаэдроидов с шагренью и полосами пластической деформации «жильного» типа, типичных округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа и присутствию бесцветных кубоидов I разновидности. *3 тип первоисточника* — алмазы невыясненного генезиса, характерные для россыпей северо-востока САП, коренные источники которых до настоящего времени не обнаружены. Кристаллы этих источников представлены графитизированными ромбододекаэдрами У-разновидности, сложенными двойниками и сростками додекаэдроидов VII разновидности с легким ($\delta^{13}\text{C} = -23\text{‰}$) изотопным составом углерода и равномерно окрашенными кубоидами II разновидности с изотопным составом углерода промежуточного ($\delta^{13}\text{C} = -13,60\text{‰}$) состава, образующими ассоциацию «эбеляхского» («нижнеленского») типа. *4 тип первоисточника* — алмазы взрывных кольцевых структур импактного генезиса, представленные поликристаллами алмаза типа карбонадо с примесью гексагональной модификации углерода — лонсдейлита (якутит). Полученные данные позволили разделить САП на четыре субпровинции (Афанасьев и др., 2000; Серокуров и др., 2001): Центральную-Сибирскую (центральная часть платформы) с преобладанием 1 типа первоисточника; Лено-Анабарскую (северо-восток платформы) с преобладанием кристаллов 3 типа первоисточника невыясненного генезиса; Тунгусскую (юго-запад платформы) с преобладанием округлых алмазов уральского (бразильского) типа, источником которых были докембрийские терригенные формации платформы; Алданскую (юго-восток платформы) с находкой единичных округлых алмазов.

Исследование алмазов из разновозрастных коллекторов и кимберлитовых диатрем позволили выработать систему анализа их типоморфных особенностей и провести, кроме регионального, среднемасштабное районирование. В россыпях первой субпровинции отмечается высокое содержание кристаллов октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов. В пределах Лено-Анабарской субпровинции выделяется две алмазоносные области: Кютюнгинская (Приленская) и Анабаро-Оленекская. В россыпях первой области устанавливаются кристаллы октаэдрического габитуса (ассоциация «кютюнгинского» типа), характерные для богатого типа первоисточника кимберлитового генезиса. В россыпях Лено-Анабарской области наблюдается резкое преобладание алмазов из первоисточника

невьясненного генезиса (ассоциации «эбеляхского» типа) с преобладанием кристаллов II, V и VII разновидностей, типичных округлых алмазов во всех возрастных и генетических типах алмазоносных отложений. Тунгусская субпровинция разделяется на две области: Байkitскую и Саяно-Тунгусскую. Для россыпей последней типично доминирование округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа и присутствие значительного количества (до 10 %) балласов. В россыпях Байkitской области преобладают кристаллы октаэдрического габитуса ассоциации «мирнинского типа», характерной для богатых кимберлитовых трубок, но при значительных содержаниях округлых алмазов (особенно в крупных классах), свойственных периферийным частям древних платформ. Алмазоносность кимберлитов определяется многими факторами, главными из которых являются: геолого-тектонические особенности районов распространения кимберлитового магматизма; состав вещества верхней мантии, генерирующего кимберлитовые расплавы; глубина заложения корней магматических очагов; скорость миграции (подъема) кимберлитового расплава в земную кору; сохранность алмазов в условиях земной коры (в диатремах); содержание "пустого" материала в кимберлитовых телах. Состав глубинных (мантийных) минералов (пироп, пикроильменит, хромшпинелид и др.), кристалломорфология и физические свойства алмазов дифференцированы на уровне провинции, поля и каждой трубки. Индивидуальные особенности состава и физических свойств индикаторных минералов трубок выявляются на статистическом уровне. Исследование алмазов из всех разновозрастных коллекторов и кимберлитовых диатрем позволили выработать систему анализа их типоморфных особенностей и провести районирование территорий, выделяя перспективные площади для проведения прогнозно-поисковых работ. Результаты такого районирования по алмазам и ИМК с учетом ряда критериев (морфологических, структурно-тектонических, палеогеографических и др.) служат основой для прогнозирования как новых богатых кимберлитовых тел, так и россыпей с невыявленными типами первоисточников, а также месторождений с повышенным качеством алмазного сырья. Анализ результатов изучения алмазов и других индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) различными исследователями подчеркивает актуальность и необходимость минералогических исследований комплексом современных методов с геологической привязкой находок минерала., позволяя решить ряд задач. С одной стороны – это фундаментальные исследования, позволяющие уточнять условия генезиса алмазосодержащих пород, с другой – это получение прикладных данных для геолого-поисковых работ и технологического извлечения алмазов из кимберлитов. Установление связей вещественно-индикационных параметров кимберлитового магматизма различной продуктивности и геолого-структурного положения этих диатрем, позволяет выявлять региональные и локальные типоморфные особенности первичных минералов продуктивных пород, а также выяснять вопрос о коренных источниках полезного компонента в россыпях.

Литература

- Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Логвинова А.М. и др. Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // *Геология и геофизика*. 2000. Т. 41. № 12. С. 1729–1741.
- Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений // *Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-минерал. наук*. ИГМ СО РАН. Новосибирск. 1994. 25 с.
- Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. 2-е изд. М.: Наука. 1984. 264 с.
- Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М. Космические методы при прогнозировании и поисках месторождений алмазов. М.: Недра. 2001. 198 с.
- Rosen O.M., Serenko V.P., Spetsius Z.V., Manakov A.V., Zinchuk N.N. Yakutian kimberlite position in the Siberian craton and composition of the upper and lower crust // *Geologiya and Geofizika*. 2002. V. 43. № 1. P. 3–26.

ГРАНАТОВАЯ МЕТКА В МАНТИЙНЫХ ВЫПЛАВКАХ И ЕЕ ОТСУТСТВИЕ: ЯВЛЯЕТСЯ ЛИ ЭТО ОДНОЗНАЧНЫМ ПОКАЗАТЕЛЕМ ГЛУБИНЫ ПЛАВЛЕНИЯ?

А.В. Иванов¹, Е.И. Демонтерова¹, А.М. Дымшиц¹, С.А. Писаревский²,
В.С. Каменецкий³, Дж.Р. Фоулжер⁴, Дж. Фетеан⁵

¹ИЗК СО РАН, Иркутск, aivanov@crust.irk.ru; ²Кёртинский университет, Австралия;

³Институт океанологии КАН, Китай; ⁴Университет Дарема, Англия;

⁵Университет Дерби, Англия

Под гранатовой меткой в мантийных выплавках понимают крутой наклон спектров редкоземельных элементов (РЗЭ) на диаграммах нормирования к хондриту, исходя из того, что остаточный гранат в рестите концентрирует в себе тяжелые РЗЭ, тогда легкие и средние РЗЭ переходят в расплав в соответствии с их коэффициентами распределения, уменьшающимися от тяжелых к легким РЗЭ. Таким образом, породы с гранатовой меткой являются продуктом кристаллизации частичных выплавов, образовывавшихся из мантийных пород с гранатом в рестите, а породы без гранатовой метки – из мантии без граната в рестите. Обычно от этого наблюдения непосредственно переходят к интерпретации глубины плавления: есть гранатовая метка, значит глубина плавления соответствует гранатовой фации глубинности (более 60–100 км в зависимости от геотермального градиента), нет гранатовой метки – глубины плавления меньше, т.е. в поле стабильности шпинели. Однако, если допустить, что гранат полностью перешел в расплав, или мантийные породы изначально не содержат этого минерала, например, из-за недостатка алюминия, отсутствие гранатовой метки не будет являться показателем глубины. В этом докладе будет показано, что отсутствие гранатовой метки в распространенных среди трапповых провинций мира низкотитанистых базальтах скорее всего является примером плавления мантии в условиях отсутствия граната в рестите, а значит не является индикатором малой глубины плавления. Более того, для заметного ряда трапповых провинций мира последовательность извержений высокотитанистых магм с гранатовой меткой и низкотитанистых без таковой, наряду с реконструируемой мощностью литосферы, указывают на большую глубину плавления, вероятно в основании толстой континентальной литосферы. Для объяснения глубинной генерации магм траппового магматизма предложена модель длительного (десятки миллионов лет) плавления мантии в условиях высоких концентраций летучих компонентов и формирования магматического океана на глубине в основании литосферы. Магмы из этого магматического океана, по-видимому из-за тектонических триггеров, быстро (на интервалах десятков-сотен тысяч лет) прорываются на поверхность, формируя объемные трапповые провинции. Данная модель является развитием модели двухстадийного формирования трапповых провинций (Silver et al., 2006), дополненной идеями глубинного водного цикла (Ivanov, Litasov, 2014), что объясняет плавление мантии во флюидонасыщенных условиях на больших глубинах.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-77-30006, <https://rscf.ru/project/25-77-30006>.

Литература

- Ivanov A.V., Litasov K.D. The deep water cycle and flood basalt volcanism // *International Geology Review*, 2014. V. 56. P. 1–14.
- Silver P.G., Behn M.D., Kelley K., Schmitz M., Savage B. Understanding cratonic flood basalts // *Earth and Planetary Science Letters*, 2006. V. 245. P. 190–201.

ДИАГРАММА Н.В. СОБОЛЕВА В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ МИКРОЗОНДОВОЙ АНАЛИТИКИ ГРАНАТОВ

А.С. Иванов¹, В.Н. Зинченко², З.В. Специус³

¹СПбГУ, Санкт-Петербург, asivan@mail.ru;

²ГРО КАТОКА, Ангола; ³ИГАБМ СО РАН, Якутск

Классическая диаграмма Н.В. Соболева $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-CaO}$ для гранатов (Соболев, 1971) широко используется в алмазопрогностике для оценки алмазоносности кимберлитов, а также для изучения процессов их петрогенеза и минерагенеза. В первоначальный период накопления данных о составах гранатов точность RX-EDS аналитики на микрозонде для примесных элементов была низкой, и ошибка составляла 30–40 %. Сравнительно недавно предложена более точная аналитическая технология одновременной регистрации RX излучения спектрометрами EDS и WDS, что даёт возможность увеличить время накопления импульсов 120 секунд на пике и 30 секунд при замерах на фоне и на порядок увеличить ток пучка до 300 нА, при ускоряющем напряжении 20 кВт. Она позволяет регистрировать одновременно весь спектр главных химических элементов в минерале EDS и четыре примесных элемента Mn, Ni, Ti и Na – WDS спектрометрами. Относительная ошибка измерений составляет от 2,0 % для Ti, до 5 % для Ni (Иванов и др., 2005).

В последние 20 лет создана база данных составов пиропов (более 100 000 зерен) из 200 кимберлитовых трубок разных алмазоносных провинций мира, которая использована для оценки степени алмазоносности кимберлитовых трубок и физико-химических условий литосферной мантии под ними. База данных была разбита методом кластерного анализа на 60 кластерных групп (метод k-среднего). Статистический анализ методом k-среднего основан на том, что дисперсии всех измеренных переменных (содержаний химических элементов) разделяются на одинаковое количество рангов (n^* ... кластеров), и выборки n -кратным подбором выбираются и сортируются в кластерные группы (всего 60 КГ). Алгоритм анализа можно выразить формулой $\{(X_{\text{ср}} - X_i) = R\}$, где R определяет дисперсионный ранг и количество кластерных групп (Иванов, 2004). Средние значения всех 60 КГ были пересчитаны по опубликованным алгоритмам Дж. Доусона на его 12 КГ (G1-G12) (Dawson et al., 1975). Для статистических вычислений и построения диаграмм была применена программа СТАТИСТИКА 10.

Высокоточные определения содержаний Mn, Ti, Ni, Na и других примесных элементов дают возможность использовать их для продвижения метода и диаграммы Н.В. Соболева на более высокий прогнозный уровень. Представлены диаграммы содержаний окислов – примесного TiO_2 и главного MgO, демонстрирующие новые версии диаграммы Н.В. Соболева и их возможности для прогноза алмазоносных кимберлитов и исследования их глубинного минерагенеза (Рис.1).

Особое значение имеет критерий Н.В. Соболева – наличие пиропов из области алмазоносных парагенезисов и включений в алмазах (Соболев, 1971). Установлено также, что содержания MgO и MnO в составах пиропов – значимые показатели, которые характеризуют РТ условия, благоприятные для кристаллизации алмазов в пределах мантии – Mg-Mn «алмазное окно» (Иванов, 2015). Каталитическую роль Ti^{+4} в процессе алмазообразования отмечал В.А. Милашев (Милашев, 1994).

На диаграмму Н.В. Соболева вынесены в изолиниях средне кластерных значений в КГ Дж. Доусона содержания MgO, а на диаграмму А.С. Иванова – содержания TiO_2 в пиропе (Рис.1). Расстояния между изолиниями на диаграммах рассчитывались по средневзвешенным значениям наименьших квадратов содержаний указанных окислов.

Область составов пиропов алмазоносных ультраосновных парагенезисов и включений в алмазах определена Н.В. Соболевым, как область с наиболее высокими значениями MgO (пиропового минала) и Cr₂O₃ (кноррингитового минала) (Рис. 1б). Область алмазного «окна» отвечает условиям – 18 % < MgO < 22 % и 0,3% < MnO < 0,5% (Рис. 1а).

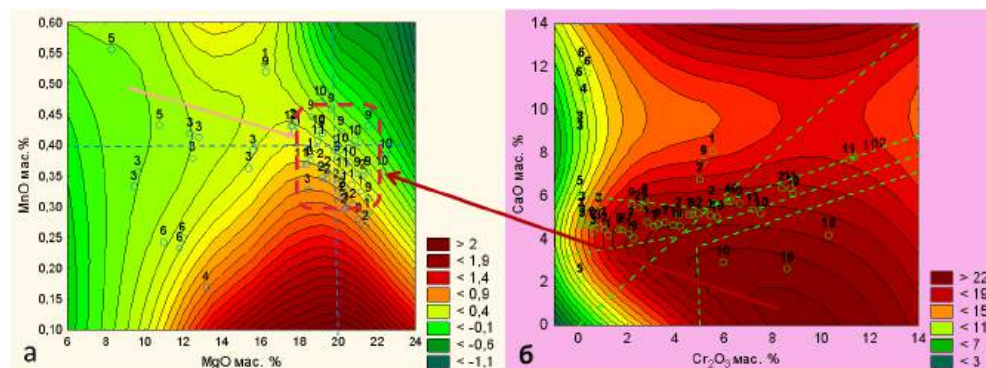


Рис.1. Карты концентраций TiO₂ и MgO на диаграммах MgO-MnO А.С. Иванова (а) и Cr₂O₃-CaO Н.В. Соболева (б): в правых углах диаграмм - шкала содержаний изолиний содержаний TiO₂ на (а) и MgO на (б); штриховая прямоугольная область – Mg-Mn алмазное «окно» Иванова (а); зелёные пунктирные линии – поля мантийных парагенезисов на диаграмме Соболева (б); оранжевая стрелка на диаграмме «а» – тренд повышения концентрации MgO; красная стрелка транслирует положение «алмазного окна» на диаграмме Соболева; кружки фиксируют составы КГ Дж. Доусона, обозначенных цифрами – (1–12)

В соответствии с критерием алмазоносности кимберлитов (Иванов, 2015), составы пиропов из неалмазоносных кимберлитов далеки от центра температурной «мишени» алмазного «окна» (MgO = 20 % и MnO = 0.4 %) и они не формировались одновременно с алмазами. По нашему мнению, особенности составов пиропов в области алмазного «окна» связаны с процессом взаимной диффузии при объединении двух разных по магнезиальности расплавов. Менее магнезиальный отдавал пиропам железо и продуцировал углерод из эклогитовых и вебстеритовых слоев, более магнезиальный – магний и хром, что соответствует характеру зональности зёрен пиропов. При этом процессе РТ параметры и *f*O₂ были благоприятны для образования и сохранности алмазов. Умеренные и низкие концентрации TiO₂ обеспечивали каталитическое влияние титана на процесс мантийной алмазогенерации (Милашев, 1994).

Диаграммы содержания примесных элементов в пиробах могут использоваться в качестве дополнительного критерия оценки алмазоносности кимберлитов при проведении поисково-разведочных работ на алмазы.

Литература

- Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов // Геология и геофизика, 1971. №3. С. 70–80.
- J.B. Dawson, W.E. Stephens. Statistical classification of garnets from kimberlites and xenoliths / J. Geol., 1975. Vol. 83. № 5. P. 589–607.
- Иванов А.С., Дак А.И. Методика количественного определения элементов-примесей в минералах-спутниках алмаза на микроанализаторе JXA-8800R // Сб.: Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию Юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж, 2005. ВГУ. С. 1526–1530.
- Иванов А. С. Статистический анализ составов индикаторных минералов кимберлитов// Труды XIV Всероссийской научной школы «Математические исследования в естественных науках». Апатиты, 2017. С. 173–182.
- Иванов А.С. Новый критерий алмазоносности кимберлитов // Труды XII Всероссийской Ферсмановской сессии. Апатиты, 2015. КНЦ РАН. С. 268–270.
- Милашев В.А. Среда и процессы образования природных алмазов.. С-Пб. Недра, 1994. 142 с.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ В СИСТЕМЕ ГРАНАТ-АНГИДРИТ-УГЛЕРОД ПРИ 6,3 ГПА И 1150–1450 °С

С.В. Иванов^{1,2}, И.Д. Новосёлов^{1,2}

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, ivanovsv@igm.nsc.ru; ²НГУ, Новосибирск

Изучение метасоматических преобразований глубинных пород является актуальным в связи с необходимостью накопления фундаментальных знаний в области мантийного минералообразования, включая генезис алмаза. Особый интерес представляет участие серы этих процессах. Наличие её в глубинах Земли подтверждается включениями сульфатных и сульфидных фаз в мантийных минералах (Leung, 1990; Shirey et al., 2008; Головин, Каменецкий, 2023). При этом экспериментальные работы, посвящённые моделированию мантийного метасоматоза с участием серосодержащих агентов, пока единичны (Palyanov et al., 2007; Bataleva et al., 2018). Распространёнными минералами верхней мантии являются гранаты, которые могут входить в состав как эклогитов, так и перидотитов. Данная работа посвящена экспериментам по взаимодействию гранатов лерцолитового и эклогитового парагенезисов с окисленным обогащённым серой флюидом при мантийных P,T-параметрах.

Эксперименты проведены с применением многопуансонной аппаратуры высокого давления “разрезная сфера” (БАРС), в интервале температур 1150–1450 °С, при давлении 6,3 ГПа. В качестве исходных реагентов использовали природные гранаты лерцолитового и эклогитового парагенезисов, графит, а также ангидрит в качестве источника окисленного обогащённого серой флюида. Эксперименты проведены в графитовых ампулах в двух системах: эклогитовый гранат-ангидрит-углерод и лерцолитовый гранат-ангидрит-углерод. В каждую ампулу помещали по два кубооктаэдрических кристалла синтетического алмаза. Также проведены контрольные эксперименты в системе эклогитовый гранат-ангидрит-алмаз в платиновых ампулах при температуре 1300 °С с применением буферирующего гематитового контейнера.

В результате взаимодействий в системах гранат-ангидрит-углерод установлена частичная перекристаллизация граната. При 1150 и 1300 °С в результате восстановления оксида серы, полученного при разложении ангидрита, формируется С-О-S-флюид, реакция которого с гранатом приводит к образованию пирита и выделению кислорода с последующим окислением графита капсул:

- (1) $\text{CaSO}_4 \leftrightarrow \text{CaO} + \text{SO}_2 + \text{O}_2$
- (2) $\text{SO}_2 + \text{C} \leftrightarrow \text{S} + \text{CO}_2$
- (3) $2\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3 + 6\text{S} \leftrightarrow 6\text{FeS}_2 + 2\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4] + 4\text{SiO}_2 + 3\text{O}_2$
- (4) $\text{C} + \text{O}_2 \leftrightarrow \text{CO}_2$

Далее в результате взаимодействия CO_2 с гранатом и оксидом кальция формируются магнезит и доломит:

- (5) $2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3 + 3\text{CO}_2 \leftrightarrow 3\text{MgCO}_3 + \text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4] + 2\text{SiO}_2$
- (6) $\text{CaO} + \text{CO}_2 + \text{MgCO}_3 \leftrightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

Реакция граната с кальциевым компонентом карбоната приводит к увеличению в гранате содержания кальция:

- (7) $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3 + 6\text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3 + 3\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

При 1300 °С при взаимодействии граната с CO_2 -компонентом флюида формируется обогащённый кальцием карбонатно-силикатный расплав:

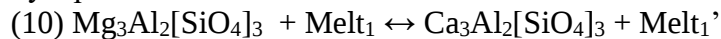
- (8) $\text{Grt} + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{Melt}_1$
(Grt – гранат, Melt_1 – карбонатно-силикатный расплав).

При температуре 1450 °С в результате реакции ангидрита, граната и углерода образуется два несмешиваемых расплава – сульфидный и карбонатно-силикатный:



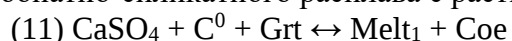
(Melt₂ – сульфидный расплав).

Карбонатно-силикатный расплав, вступая в реакцию с гранатом, обогащает егоgrossуляровым компонентом:



Кристаллы полученных гранатов при всех температурах имеют зональное строение с пониженными относительно исходных содержаниями Fe и повышенными содержаниями Ca в краевых частях. Кроме того, установлены включения пирита (1150 и 1300 °С) сульфидного расплава (1450 °С) во внешних зонах кристаллов.

В экспериментах в платиновых ампулах при температуре 1300 °С взаимодействие эклогитового граната, ангидрита и углерода приводит к образованию коэсита и карбонатно-силикатного расплава с растворённой серой:



Кристаллы гранатов зональны, внешние зоны характеризуются большими содержаниями кальция и меньшими – железа, чем исходные.

В экспериментах в графитовых ампулах затравочные кристаллы алмазов были подвергнуты растворению с образованием ямок травления в форме прямоугольников на гранях куба и негативных тригонов на гранях октаэдра. В эксперименте в платиновой ампуле кристалл алмаза подвергнут существенному растворению (потеря массы порядка 70 %) и преобразован из октаэдра в додекаэдрон.

Таким образом, основными процессами взаимодействий в системе гранат-ангидрит-углерод являются растворение и перекристаллизация гранатов, а также их карбонатизация и сульфидизация, ведущие к формированию коэсита, кианита, карбонатов, пирита и двух несмешиваемых расплавов – карбонатно-силикатного и сульфидного. Признаками мантийного метасоматоза гранатсодержащих пород с участием обогащённых серой флюидов можно считать включения сульфидов в гранатах и зональное строение их индивидов, выраженное в пониженном содержании железа и повышенном содержании кальция в периферийных частях кристаллов относительно центральных. Характерные фигуры растворения на гранях кристаллов алмаза могут также являться индикатором метасоматических преобразований глубинных пород обогащёнными серой флюидами.

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 24-77-10006, <http://rscf.ru/project/24-77-10006/>.

Литература

- Головин А.В., Каменецкий В.С. Составы кимберлитовых расплавов: обзор исследований расплавных включений в минералах кимберлитов // *Петрология*, 2023. Т. 31 (2). С. 115–152.
- Bataleva Y.V., Palyanov Y.N., Borzdov Y.N. Sulfide formation as a result of sulfate subduction into silicate mantle (experimental modeling under high P, T-parameters) // *Minerals*, 2018. V. 8 (9). P. 373.
- Leung I. S. Silicon carbide cluster entrapped in a diamond from Fuxian, China // *American Mineralogist*, 1990. V. 75 (9–10). P. 1110–1119.
- Palyanov Yu.N., Borzdov Yu.M., Bataleva Yu.V., Sokol A.G., Palyanova G.A., Kupriyanov I.N. Reducing role of sulfides and diamond formation in the Earth's mantle // *Earth and Planetary Science Letters*, 2007. V. 260 (1–2). P. 242–256.
- Shirey S.B., Kamber B.S., Whitehouse M.J. M.J., Mueller, P.A., and Basu, A.R., A review of the isotopic and trace element evidence for mantle and crustal processes in the Hadean and Archean: Implications for the onset of plate tectonic subduction // *Geological Society of America Special Papers*, 2008. V. 440. P. 1–29.

МОРФОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ИЛЬМЕНИТА В КСЕНОЛИТАХ ПЕРИДОТИТОВОГО ПАРАГЕНЕЗИСА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

Т.В. Калашникова^{1,2}, С.С. Воробей³, С.И. Костровицкий¹

¹ИГХ СО РАН, Иркутск, Kalashnikova@igc.irk.ru;

²ИЗК СО РАН, Иркутск; ³ГЕОХИ РАН, Москва

Ильменит представляет особый интерес как минерал-спутник алмаза. Морфология кристаллов ильменита, его химический состав и генезис в ультраосновных и основных щелочных породах изучалась рядом исследователей (Гаранин и др., 1984; Афанасьев и др., 2010; Kostrovitsky, 2023 и другие). В кимберлитах ильменит встречается в виде мегакрист и макрокрист (мономинеральных желваков), а также виде фенокрист в мелкозернистой основной массе. В крупных зернах иногда наблюдается волнистое погасание и «мозаичное» строение, свидетельствующее о влиянии деформационных процессов после кристаллизации. Для ильменитов из кимберлитов характерны повышенные содержания таких элементов-примесей, как Cr, Nb, Zr. Также ильменит встречается в породах литосферной мантии, названными ильменитовыми гипербазитами. Количество ильменит-содержащих парагенезисов из общего количества мантийных ксенолитов составляет до 4–7 % (Уханов и др., 1988). Морфология ильменита в данном типе пород весьма разнообразна – наблюдаются крупные округлые нодулы – мегакристы, отдельные изоморфные кристаллы (часто в сростании с флогопитом). Также отмечены ильменитовые включения различной формы в пироксене и гранате, сидеронитовые структуры (срастания с силикатами) и прожилковые выделения в мелкозернистой оливиновой матрице. Происхождение ильменита и связь с перидотитами в данном типе пород остается дискуссионной.

В данной работе были изучены мантийные ксенолиты из кимберлитовых трубок Мир (Мирнинское поле) и Обнаженная (Куойкское поле) Якутской кимберлитовой провинции, которые расположены в различных частях Сибирского кратона и имеют различный возраст. Из указанных трубок была отобрана коллекция гранатовых, гранат-шпинелевых лерцолитов, а также гранатовых вебстеритов, в которых наблюдался ильменит. Ильменит в данной группе пород представлен в виде мелких округлых и удлиненных (размером до 20–50 мкм) включений в гранате и клинопироксене, игл и пластинок (ламелей) (толщиной до 20–40 мкм), подчиняющихся кристаллографической ориентировке минерала-хозяина. Предположительно, они являются структурами распада. Кроме того, в трубке Обнаженная отмечены крупные (до 100–200 мкм) округлые включения ильменита в гранате и пироксене, срастания ильменита с гранатом и флогопитом – подобные образцы не обнаружены в коллекции из трубки Мир. Химический состав исследованных ламелей и округлых включений из двух трубок приведен на Рис 1. Также на рисунке приведены литературные составы для ламелей из гранатов трубки Мир (Roden et al., 2006; Alifirova et al., 2012). Также в клинопироксен-гранат - содержащих парагенезисах был произведен расчёт Р-Т параметров кристаллизации.

Для ламелей из обеих трубок наблюдается широкий разброс значений – от 39.7 до 57.6 мас.% TiO₂. Данный факт можно объяснить формированием структур распада в кумулатах и постепенным охлаждением мегакристаллов при широких вариациях температуры – от 1200–1300 до 700–800 °С (трубка Мир) и с 900–800 до 700–500 °С (трубка Обнаженная). Также на вариации химического состава ильменита могла влиять и диффузия элементов из минерала-хозяина, так как размеры мелких включений составляют до 20–40 мкм.

Включения ильменита в минералах из трубки Обнаженная отличаются разнообразной морфологией и узкими вариациями составов – 53–56 мас.% TiO_2 . При этом химические составы на диаграмме MgO-TiO_2 образуют компактную группу и близки к полю мантийных, астеносферных ильменитов (Pokhilenko, 2009). Предположительно они образуются в результате воздействия щелочных базальтовых расплавов с высоким содержанием железа и титана (FeO – до 12–15 мас.%; TiO_2 – до 5–9 мас.%). Формирование нескольких генераций ильменита и флогопита, зональность ассоциирующих минералов предполагает, что воздействие таких расплав-флюидов было неоднократным, что свидетельствует о многостадийной истории формирования и гетерогенной литосферной мантии под трубкой Обнаженная.

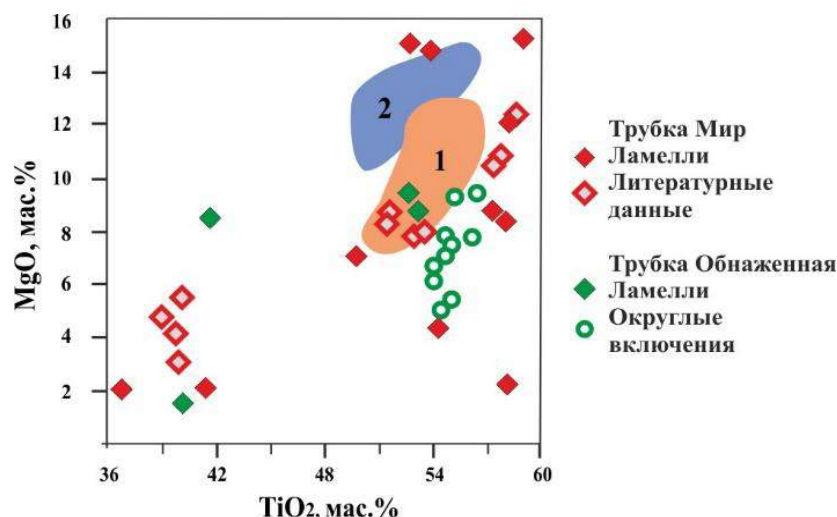


Рис 1. Химический состав ильменита из трубок Обнаженная и Мир на диаграмме MgO-TiO_2 . Приведены литературные данные для ламелей ильменитов в ксенолитах пироксенитов из трубки Мир (Roden et al., 2006; Alifirova et al., 2012). Поля составов по (Pokhilenko, 2009; Похиленко и др., 2022): 1 – мегакристы и ксенокристы (мантийное происхождение); 2 – мелкозернистые ильмениты основной массы кимберлитов

Исследование выполнено за счет гранта РНФ (проект № 22-77- 10073).

Литература

- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2010. 650 с.
- Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов. М.: изд-во МГУ, 1984. 240 с.
- Похиленко Л.Н., Похиленко Н.П., Афанасьев В.П. Ксенолиты полимиктовых брекчий из кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // Геодинамика и тектонофизика, 2022. Т. 13(4). №0660.
- Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 286 с.
- Alifirova T.A., Pokhilenko L.N., Ovchinnikov Y.I., Donnelly C.L., Riches A.J.V., Taylor L.A. Petrologic origin of exsolution textures in mantle minerals: Evidence in pyroxenitic xenoliths from Yakutia kimberlites // International Geology Review, 2012. V. 54 (№ 9). P. 1071–1092.
- Kostrovitsky S.I. Mg-Ilmenite from Kimberlites, Its Origin. Chapter in: Book «Mineralogy» // Edited by Miloš René - Publisher: Czech Academy of Sciences, 2022. P. 145–164.
- Pokhilenko N.P. Polymict breccia xenoliths: evidence for the complex character of kimberlite formation // Lithos, 2009. V. 112. P. 934–941.
- Roden M.F., Patiño-Douce A.E., Jagoutz E., Laz'ko E.E. High pressure petrogenesis of Mg-rich garnet pyroxenites from Mir kimberlite, Russia // Lithos, 2006. V. 90 (1–2). P. 77–91.

РЕСТИТОВЫЙ ГЕНЕЗИС ЛЕРЦОЛИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ТРУБКИ МИР

И.С. Карпутин^{1,2}, А.М. Агашев¹, И.В. Серов³

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, karputinis@igm.nsc.ru;
²НГУ, Новосибирск; ³АК АЛРОСА ПАО, Новосибирск

Перидотитовые ксенолиты в кимберлитах служат ключевым источником данных о процессах, протекающих в глубинных слоях литосферной мантии. Исследование распределения редких и редкоземельных элементов в гранатах и клинопироксенах данных ксенолитов представляет собой значимый метод в современной петрологии мантии и геохимии.

В настоящем исследовании изучены 125 ксенолитов перидотитов из кимберлитовой трубки Мир (Сибирский кратон), преимущественно представленные серпентинизированными лерцолитами (свыше 90 % выборки). В работе использованы методы рентгеноспектрального микроанализа (JEOL JXA-8100, Япония), масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (iCAP Q, США) и лазерной абляции (NWR-213, США) в ЦКП многоэлементных исследований СО РАН. Лерцолиты содержат деплетированные гранаты, Cr-пироп (до 15% объёма) и Cr-диопсид (< 2 % объёма), при этом Cr-пиропы (#Mg = 80.0) характеризуются средним содержанием 1.91 мас.% Cr₂O₃ и 4.72 мас.% CaO. Большинство гранатов относится к деплетированным перидотитам и лерцолитам группы 2 (Агашев и др., 2018), демонстрируя Y-Zr тренд, а в крупных зёрнах – слабую зональность с уменьшением концентраций Y-Zr от центра к краю (Рис. 1).

Распределения РЗЭ в гранатах подгруппы деплетированных перидотитов фракционированные и обеднены ЛРЗЭ вплоть до 0,001 от хондрита С1. Гранаты подгруппы лерцолитов 2 обогащены ЛРЗЭ относительно вышеописанной категории и отличаются меньшим отношением Yb_n/Gd_n 2 (в подгруппе деплетированных – 6). Среднее отношение La_n/Yb_n для гранатов близко к 0,03. Клинопироксены из ксенолитов трубки Мир, аналогично гранатам, характеризуются крайне низкими концентрациями несовместимых элементов, включая ЛРЗЭ — ниже хондритовых значений. Соотношение La_n/Yb_n варьирует в диапазоне 0,6–5 (Рис. 2).

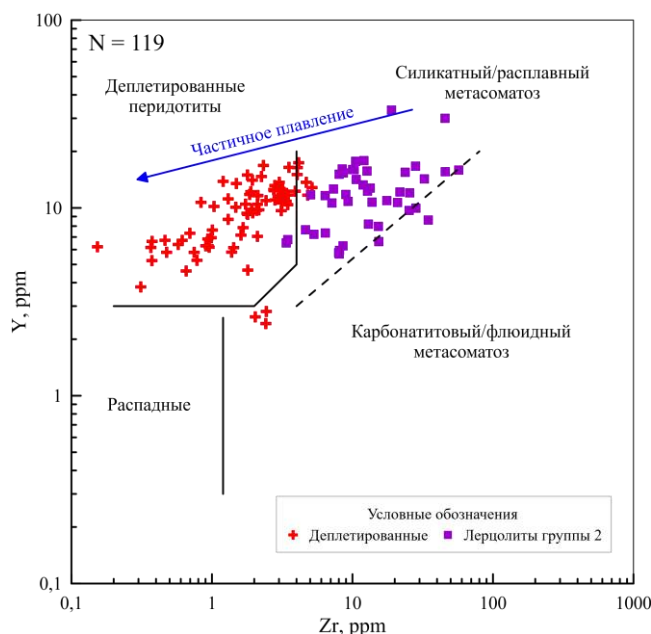


Рис. 1. Дискриминационная диаграмма по Y-Zr для гранатов (Агашев и др., 2018)

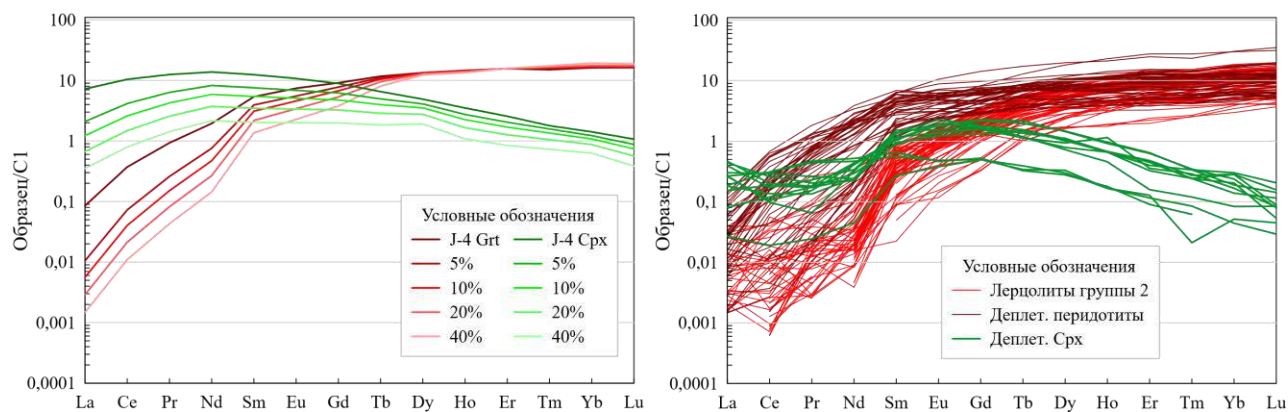


Рис. 2. Слева моделирование процесса частичного плавления с использованием исходного граната и клинопироксена из лерцолитового ксенолита J-4 (Stachel et al., 2022) (нормированы на хондрит C1) (McDonough and Sun, 1995). Коэффициенты распределения были взяты из статьи (Tuff and Gibson, 2007). Формулы расчета модели частичного плавления взяты из статьи (Rollinson, 2014). Справа распределения редкоземельных элементов для клинопироксенов и гранатов подгруппы деплетированных перидотитов, гранатов подгруппы лерцолитов 2

Моделирование частичного плавления гранатов и клинопироксенов из лерцолитового ксенолита J-4 проведено с использованием коэффициентов распределения для гранатовых пироксенитов (Tuff and Gibson, 2006). Низкие степени плавления (~5 %) сопровождаются резким снижением ЛРЗЭ и слабым ростом ТРЗЭ в гранатах. Для деплетированных гранатов характерна степень плавления ~20 % при исходном составе, близком к гранату из J-4. Для деплетированных клинопироксенов исходный состав отличается от такового в J-4, так как даже высокие степени плавления не обеспечивают наблюдаемых низких концентраций ЛРЗЭ.

Гранаты и вмещающие породы, обедненные ЛРЗЭ и другими несовместимыми элементами, имеют реститовое происхождение. Моделирование подтверждает предположение, что они сформированы при умеренном частичном плавлении (15–20 %), существенно уступающем таковому в глубинных дунитах и гарцбургитах. Вероятно, эти породы слагают верхние горизонты мантии, образуя комплементарную систему с базальтами нижней коры. Полученные данные подтверждают сложное строение мантии, обусловленное различными вариациями степени плавления.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 20-77-10018.

Литература

- Агашев А.М., Серов И.В., Толстов А.В. Новая генетическая классификация гранатов литосферной мантии // *Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические пути ее повышения*. 2018. С. 339–341.
- McDonough W.F and Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical geology*, 1995. V. 120. №. 3–4. P. 223–253.
- Rollinson H.R. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation* // Routledge, 2014.
- Stachel T., Aulbach S., Harris J. W. Mineral inclusions in lithospheric diamonds // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2022. V. 88. №. 1. P. 307–391.
- Tuff J. and Gibson S.A. Trace-element partitioning between garnet, clinopyroxene and Fe-rich picritic melts at 3 to 7 GPa // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2007. V. 153. P. 369–387.

ВЫСОКОБАРИЧЕСКОЕ ИНКОНГРУЭНТНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГРАНУЛИТОВ И ЭКЛОГИТОВ НА ПРИМЕРЕ КСЕНОЛИТОВ ИЗ ТРУБКИ ЭКЛОГИТОВАЯ (ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)

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

ИГМ СО РАН, Новосибирск, korsakov@igm.nsc.ru

Частичное плавление земной коры является одним из ключевых процессов ее дифференциации. Состав и объем образующихся расплавов зависит от состава протолита, количества и состава флюидной фазы, а также температуры и давления, при которых происходит плавление (см. обзор Stepanov et al., 2024). Наиболее глубинные ассоциации пород континентальной земной коры, испытавших на пике метаморфизма экстремально высокие температуры и давления известны лишь в алмазодержащих комплексах, среди которых выделяются Кокчетавский массив (Северный Казахстан) и массив Эрцгебирге (Германия и Чехия). Именно в пределах этих комплексов включения кристаллов алмаза были диагностированы в различных типах пород (Korsakov et al., 2002; Kotková et al., 2011; Massonne, 1999; Schertl and Sobolev, 2013; Sobolev and Shatsky, 1990; Розен и др., 1972). Изучение геохимических особенностей пород Кокчетавского массива позволили В.С. Шацкому с соавторами (Shatsky et al., 1999) сделать предположение, что процессы частичного плавления играли важную роль в формировании геохимических характеристик этих пород. Признаки высокобарического плавления корового субстрата в поле стабильности алмаза были диагностированы в виде раскристаллизованных полифазных включений в гранате из алмазоносных пород Эрцгебирге (Hwang et al., 2001), а в последствии в породах Кокчетавского массива (Korsakov and Hermann, 2006). Позднее А.С. Степановым с соавторами (Stepanov et al., 2014) процессы частичного плавления корового субстрата при ультравысокобарных условиях было выделено в отдельный тип – Кокчетавский тип анатексиса. Однако, даже при высоких скоростях эксгумации до 1 м/год (Dobretsov and Shatsky, 2004; Korsakov et al., 2002) этих пород, высокобарические расплавы раскристаллизовываются на регрессивном этапе и не образуют стекловатых расплавных включений, встречающихся в образцах глубинных пород, вынесенных на поверхность Земли в результате эксплозивных извержений (Мадюков и др., 2011; Чупин и др., 2006).

Находки ксенолитов эклогитов и гранулитов известны в трубках взрыва Восточного Памира и впервые были описаны в работе Э.А. Дмитриева (Дмитриев, 1976). Высокобарические условия формирования (950–1100 °С и до 3 ГПа) этих необычных пород были реконструированы в работах (Hacker et al., 2005; Лутков, 2003), а находки стекловатых расплавных включений в минералах из этих пород (Корсаков и др., 2025; Мадюков и др., 2011; Чупин и др., 2006) делает их весьма перспективными для изучения процессов частичного плавления в высокобарических условиях. В данной работе мы представляем результаты исследования особенностей состава расплавных включений, диагностированных в порообразующих и акцессорных минералах ксенолитов гранулитов и эклогитов из трубки взрыва "Эклогитовая", относящаяся к Дункельдыкскому комплексу (Восточный Памир). Дункельдыкское магматическое поле является проявлением самого молодого щелочного магматизма в горах Памира возрастом около 11 млн лет (по данным Hacker et al., 2005).

Ксенолиты эклогитов ($\text{Grt} - \text{Omp} - \text{Qtz} \pm \text{Ky} \pm \text{Kfs} \pm \text{Scap} \pm \text{Phl}$) и гранулитов ($\text{Grt} - \text{Ky} - \text{Kfs} - \text{Qtz} \pm \text{Pl} \pm \text{Cpx} \pm \text{Opx} \pm \text{Scap} \pm \text{Phl}$) являются крупнозернистыми породами, в которых расплавные включения диагностированы как в порообразующих минералах: гранате, кианите, кварце, клинопироксене, ортопироксене, а также акцессорных минералах: цирконе, монаците, апатите и титаните. Размер большинства расплавных

включений в гранате и кианите не превосходит 20 микрон. Более крупные включения до 40 микрон встречаются в кварце, апатите и реже в гранате. Состав этих включений соответствует богатым калием кислым расплавам от риодацитов до риолитов. Кислый состав и невысокое содержание воды (до 4 мас.%,) в этих включениях свидетельствует об их образовании в результате дегидратационного (инконгруэнтного) плавления слюды (мусковита и/или биотита) при погружении корового материала на глубины более 70 км на поздних стадиях Индо-Евразийской коллизии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ 24-17-00164.

Литература

- Дмитриев Э.А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе, 1976. 168 с.
- Корсаков А.В., Чупин В.П., Кузьмин Д.В., Похилenko Н.П. Включения расплава в минералах ксенолитов гранулитов из диатрем Восточного Памира (Таджикистан): свидетельства инконгруэнтного плавления на границе коры и мантии // ДАН, 2025. Т. 520.
- Лутков В.С. Петрохимическая эволюция и генезис калиевой пироксенит-эклогит-гранулитовой ассоциации: мантийные и коровые ксенолиты в неогеновых фергуситах южного Памира, Таджикистан. // Геохимия, 2003. С. 254–265.
- Мадюков И.А., Чупин В.П., Кузьмин Д.В. Генезис скаполита из гранулитов (нижнекоровые ксенолиты из диатрем Памира): Результаты изучения расплавных включений // Геология и Геофизика, 2011. Т. 52. С. 1677–1694.
- Розен О.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива // ДАН СССР, 1972. Т. 203. С. 674–676.
- Чупин В.П., Кузьмин Д.В., Мадюков И.А. Расплавные включения в минералах скаполитсодержащего гранулита (нижнекоровые ксенолиты из диатрем Памира) // ДАН, 2006. Т. 407, С. 823–827.
- Dobretsov N.L., Shatsky V.S. Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models. // Lithos, 2004. V. 78. P. 307–318.
- Hacker B.R., Luffi P., Lutkov V., Minaev V., Ratschbacher L., Plank T., Ducea M., Patiño-Douce A., McWilliams M., Metcalf J. Near-Ultrahigh Pressure Processing of Continental Crust: Miocene Crustal Xenoliths from the Pamir // Journal of Petrology, 2005. V. 46. P. 1661–1687.
- Hwang S.-L., Shen P., Chu H.-T., Yui T.-F., Lin C.-C. Genesis of microdiamonds from melt and associated multiphase inclusions in garnet of ultrahigh-pressure gneiss from Erzgebirge, Germany. // Earth and Planetary Science Letters, 2001. V. 188. P. 9–15.
- Korsakov, A.V., Hermann, J., 2006. Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks. // Earth and Planetary Science Letters 241, 104–118.
- Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Zayachkovsky A.A. Garnet-biotite-clinozoisite gneisses: a new type of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav massif. // European Journal of Mineralogy, 2002. V. 14. P. 915–929.
- Kotková J., O'Brien P.J., Ziemann M.A. Diamond and coesite discovered in Saxony-type granulite: Solution to the Variscan garnet peridotite enigma. // Geology, 2011. V. 39, P. 667–670.
- Massonne, H.-J. A new occurrence of microdiamonds in quartzfeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany and their metamorphic evolution, in: Proceedings of 7th International Kimberlite Conference, 1999. P. 533–539.
- Schertl H.-P., Sobolev N. The Kokchetav Massif, Kazakhstan: Type locality of diamond-bearing UHP metamorphic rocks. // Journal of Asian Earth Sciences, 2013. V. 63. P. 5–38.
- Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan). // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1999. V. 137. P. 185–205.
- Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation. // Nature, 1990. V. 343. P. 742–746.
- Stepanov A.S., Allen C.M., Jiang S.-Y., Zhukova I.A., Duan D.-F., Wang L. Geochemistry of metasedimentary restitic rocks and implications for melting conditions and metal potential of crustal felsic magmas. // Earth-Science Reviews, 2024. V. 254. P. 104799
- Stepanov A.S., Hermann J., Korsakov A.V., Rubatto D. Geochemistry of ultrahigh-pressure anatexis: fractionation of elements in the Kokchetav gneisses during melting at diamond-facies conditions. // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2014. V. 167. P. 1–25.

ОЛИВИНЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД, ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

С.И. Костровицкий^{1,2}, Т.В. Калашникова^{1,2}

¹ИГХ СО РАН, Иркутск, serkost@igc.irk.ru;

²ИЗК СО РАН, Иркутск

Оливин является доминирующей минеральной фазой кимберлитовых пород и составляет 40–60 %. Построение петрогенетической модели формирования кимберлитов полностью зависит от вывода о его происхождении, однако решение этого вопроса остается дискуссионным. Кристаллизовался ли оливин из кимберлитового расплава, или он полностью обязан дезинтеграции и последующему захвату обломочного материала пород литосферной мантии, или в кимберлитах присутствует оливин и ксеногенного, и фенокристного происхождения? Выяснению этих вопросов посвящен более десятка зарубежных статей, доминирующее число авторов которых являются сторонниками ксеногенной точки зрения (Bussweiler et al., 2015; Giuliani, 2018; Abersteiner et al., 2022 и другие).

Авторами выполнено представительное число анализов состава макрокристаллов оливина из кимберлитов разных полей Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП). Соотношение высоко-Mg (6–8 мас. % FeO) и высоко-Fe (8–16 мас. % FeO) оливинов широко варьирует как в отдельных трубках (в зависимости от фаз их выполнения), так и на отдельных полях (в зависимости от разных кустов трубок). Все анализы разделены на 3 группы: 1) из кимберлитов большинства алмазоносных южных полей ЯКП; 2) из Верхнемунского поля; 3) из северных неалмазоносных полей, прилегающих к Анабарскому щиту; 4) из Куойкского поля. Сравнение состава оливина из кимберлитов с оливином из мантийных ксенолитов (который характеризуется, в основном, высоким значением показателя магнезиальности (Mg#)), дало основание для вывода о фенокристном происхождении, по крайней мере, для большинства макрокристов оливина с высоким содержанием FeO (Рис. 1А-Б). Предполагается, что большинство высоко-Mg оливинов имеют ксеногенное происхождение. Соотношение ксеногенных и фенокристных оливинов зависит в первую очередь от петрохимического типа вмещающего кимберлита. Высоко-Mg кимберлиты с $\text{FeO}_{\text{tot}} < 8$ мас. % содержат, в основном, ксеногенный оливин. Кимберлиты Mg-Fe ($8 < \text{FeO}_{\text{tot}} < 12$ мас. %) и Fe-Ti ($\text{FeO}_{\text{tot}} > 12$ мас. %) типов содержат как ксеногенные, так и фенокристные оливины. Показано (Рис. 1В), что составы оливина с северных полей ЯКП имеют более высокое содержание FeO по сравнению с оливином из южных полей и, следовательно, более высокое содержание фенокристного оливина. Как правило, пирокластические и вулканокластические разновидности кимберлитов содержат, в основном, ксеногенный оливин, в то время как когерентный кимберлит представлен оливином, как ксеногенного, так и фенокристного происхождения. Дайки, выполненные когерентным кимберлитом в Ары-Мастахском (дайки Рудный двор и Бета), Куойкском поле (дайки Великан, аномалия 87/2), содержат до 100 % фенокристного оливина (Рис. 1Г).

Таким образом, в противовес сторонникам преимущественно ксеногенного генезиса макрокристов оливина из кимберлитов нами делается вывод, что в основном они кристаллизовались из кимберлитового расплава. Исключением являются оливины из кимберлитов Верхнемунского поля.

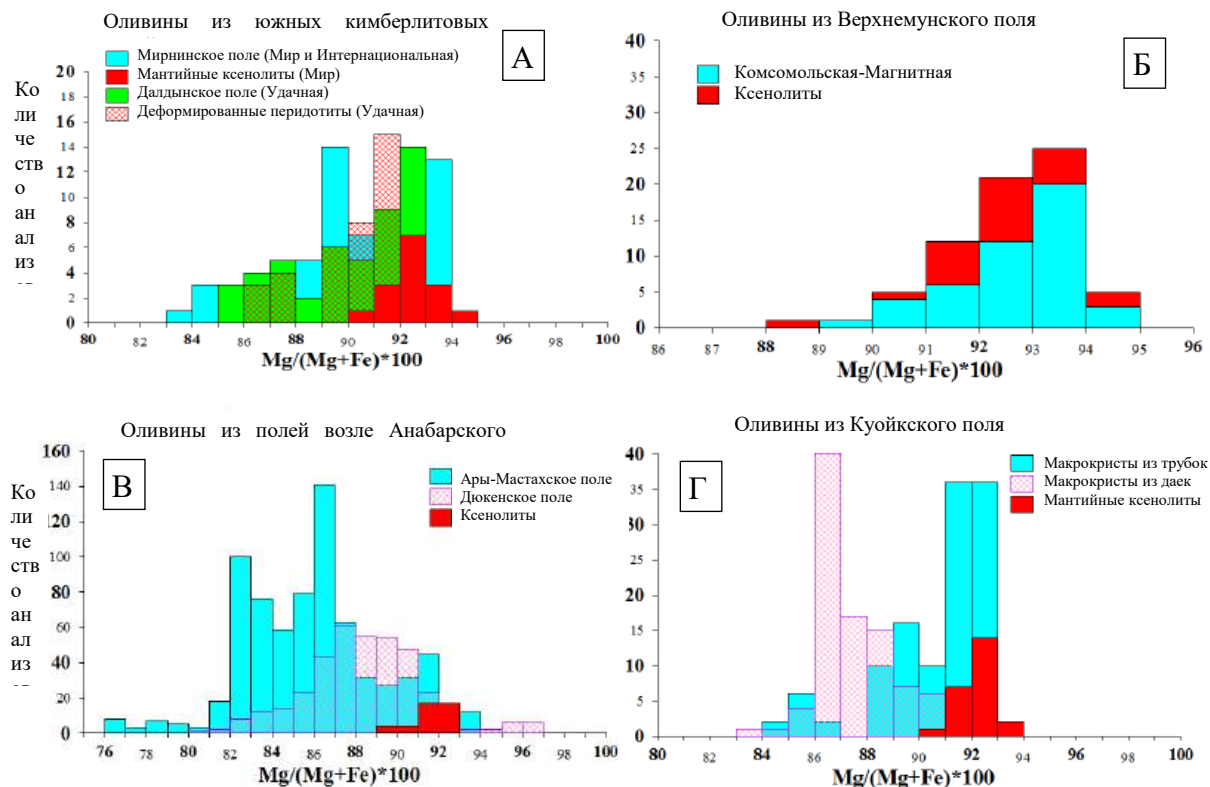


Рис. 1. Гистограмма значения $Mg\#$ для оливинов: А – из южных полей ЯКП (Мирнинского и Далдынского); Б – из Верхнемунского поля; В – из полей Анабарского щита; Г – из Куойкского поля

Литература

- Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K., Golovin A., Kamenetsky M. Olivine in Kimberlites: Magma Evolution from Deep Mantle to Eruption // *Journal of Petrology*, 2022. V. 63, Issue 7. P. 1–32.
- Bussweiler Y., Foley S.F., Prelevic D.J., Jacob D.E. The olivine macrocryst problem: new insights from minor and trace element compositions of olivine from Lac de Gras kimberlites, Canada// *Lithos*, 2015. V. 220–223. P. 238–252.
- Giuliani A. Insights into kimberlite petrogenesis and mantle metasomatism from a review of the compositional zoning of olivine in kimberlites worldwide// *Lithos*, 2018. V. 312–313. P. 322–342.

СИЛИКАТЫ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ И ОБОБЩЕННАЯ КРИСТАЛЛОХИМИЯ СИЛИКАТОВ

С.В. Кривовичев^{1,2}

¹ФИЦ КНЦ РАН, *Anatimty s.krivovichev@ksc.ru*; ²ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Силикаты представляют собой наиболее важную группу минералов Земной коры и мантии, в связи с чем их систематические исследования привлекали и привлекают самое пристальное внимание геологов и геохимиков (Соболев, 2007). Особый интерес представляет изучение поведения силикатов при высоких давлениях и температурах, имеющее решающее значение для понимания состояния кристаллического вещества в глубинных геосферах Земли. В нашем обзоре (Krivovichev, 2021) были собраны данные по кристаллохимии высокобарических силикатов, полученные с начала 1960-х годов, когда были сделаны первые открытия силикатов с шестикоординированным кремнием ^{VI}Si (Стишов, Попова, 1961; Стишов, Белов, 1962). Ранее кристаллохимия высокобарических силикатов систематически рассматривалась Л. Фингером и Р. Хейзенем в 1991 году (Finger, Hazen, 1991): на тот момент были известны всего двенадцать структурных топологий этих интересных минеральных фаз и синтетических соединений. Спустя десять лет – в 2000 году – теми же авторами (Finger, Hazen, 2000) был опубликован повторный обзор на эту тему и выделены уже порядка двух дюжин высокобарических структурных типов силикатов с ^{VI}Si, сформулированы основные тренды высокобарических фазовых переходов и предсказана целая серия возможных структур силикатов при высоких давлениях на основании их потенциального подобия с минералами и неорганическими соединениями, содержащими шестикоординированные атомы ^{VI}Al, ^{VI}Ge и ^{VI}Ti. В работе (Krivovichev, 2021; Кривовичев, 2022) было рассмотрено более 160 высокобарических силикатов, которые кристаллизуются в более чем 115 различных структурных типах.

Анализ высокобарических силикатов позволил расширить принципы кристаллохимии силикатов, рассмотренные в классической книге Ф. Либау (1988) и сформулировать принципы обобщенной кристаллохимии силикатов, включающей и описывающей все возможные типы кремнекислородных комплексов в широком интервале температур и давлений, в том числе характерных для глубинных геосфер Земли. По координации кремния все силикаты могут быть разделены на семь структурных групп: 4; 4+5; 4+5+6; 4+6; 5; 5+6; 6. При этом важно, что структуры менее половины всех известных высокобарических силикатов образованы плотнейшими упаковками атомов, что расходится с интуитивным представлением о стремлении структур при повышении давления к наиболее плотным конфигурациям. По всей видимости, это связано с различной сжимаемостью анионов и катионов, что делает последние равноценным «участником» атомных упаковок и меняет «правила игры» на кристаллохимическом поле структурных принципов. Эта гипотеза требует отдельной проверки и подтверждения – возможно, с использованием расчета атомных бассейнов для разных давлений при помощи топологического анализа распределения электронной плотности (Бейдер, 2001).

Топологические свойства объединения силикатных полиэдров включают объединение по вершинам (для всех координационных чисел (КЧ) кремния), по ребрам (для КЧ = 5 и 6) и граням (для КЧ = 6). Один атом кислорода может быть поделен не более чем между тремя координационными полиэдрами кремния. Несмотря на то, что разнообразие координационных полиэдров кремния растет с повышением давления, наиболее многочисленной и разнообразной остается группа силикатов с тетраэдрическими анионами. Поведение информационных параметров структурной

сложности при повышении давления оказывается нелинейным, но в случае сохранения координационных чисел атомов количество структурной информации, как правило, всегда повышается. В целом же влияние температуры и давления при фазовых переходах не представляются точно разнонаправленным, что связано, по всей видимости, с большей вариацией координационных чисел при высокобарических переходах. Иными словами, оценка сложности высокобарических трансформаций должна проводиться не только с учетом общей сложности кристаллической структуры, но и сложности всего массива химических связей, что вполне можно оценить, если внести в расчет информационной сложности наборы межатомных контактов (Krivovichev, 2024).

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ 24-17-00083.

Литература

- Бейдер Р. Атомы в молекулах. Квантовая теория. Пер. с англ. М.: Мир, 2001. 532 с.
- Либау Ф. Структурная химия силикатов. Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 410 с.
- Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. 2-е изд. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2007.
- Стишов С.М., Попова С.В. Новая модификация кремнезема // Геохимия. 1961. № 10. С. 837–839.
- Стишов С.М., Белов Н.В. О кристаллической структуре новой плотной модификации кремнезема SiO_2 // Доклады АН СССР. 1962. Т. 143. С. 951–954.
- Finger L.W., Hazen R.M. Crystal chemistry of six-coordinated silicon: a key to understanding the Earth's deep interior // Acta Crystallographica, 1991. V. B47. P. 561–580.
- Finger L.W., Hazen R.M. Systematics of high-pressure silicate structures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2000. V. 41. P. 123–155.
- Krivovichev S.V. High-pressure silicates: crystal chemistry and systematics // Записки Российского минералогического общества. 2021. Т. 150, Вып. 5. С. 1–78.
- Krivovichev S.V. Which nets are the most common? Reticular chemistry and information entropy // CrystEngComm, 2024, V. 26, p. 1245–1251.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТОЗА ПЕРИДОТИТА СУБДУКЦИОННЫМИ БОГАТЫМИ SiO_2 ФЛЮИДАМИ/РАСПЛАВАМИ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИ 3,0–5,5 ГПа И 1200 °С

А.Н. Крук, А.Г. Сокол

ИГМ СО РАН, Новосибирск, KrukAN@igm.nsc.ru

При давлении 3,0 и 5,5 ГПа и температуре 1200 °С, воспроизводящих тепловой режим в мантийном клине на глубинах 100–150 км, экспериментально промоделированы метасоматические реакции с участием перидотитов субконтинентальной литосферной мантии и флюидов/расплавов, которые могли быть образованы в процессах декarbonатизации, дегидратации и плавления метapelитов в зонах субдукции.

Для экспериментального исследования были выбраны четыре состава модельного метасоматического агента. Богатые SiO_2 составы типов I и II воспроизводят кислые, обогащенные Al_2O_3 расплавы, полученные в системе GLOSS при 3,5–4,5 ГПа и температурах 750–1000 °С (Hermann and Spandler, 2008), а также расплав, образующийся в CO_2 -содержащем пелите при 3,0 ГПа и 900 °С (Сокол и др., 2023). Составы типа III и IV получены из составов типов I и II за счет введения в них дополнительных порций H_2O и, прежде всего, CO_2 . Эти составы в первом приближении отражают состав пелитовых сверхкритических флюидов. В качестве перидотита субконтинентальной литосферной мантии мы использовали свежий гранатовый лерцолит из ксенолита UD-05-05 из кимберлита Удачная-Восточная, Якутия.

Экспериментальные исследования выполнены на многопуансонном аппарате высокого давления «разрезная сфера» (БАРС) при давлении 3,0 и 5,5 ГПа и температуре 1200 °С. Образцы были исследованы на сканирующем электронном микроскопе Tescan MIRA 3 LMU и оптическом микроскопе Carl Zeiss Stemi 2000-C. Составы твердых фазы были проанализированы методом энергодисперсионной рентгеновской спектromетрии с помощью микроскопа Tescan MIRA 3 LMU, оснащенного системами микроанализа INCA Energy 450+/Aztec Energy XMax.

Показано, что реакционное взаимодействие гранатового лерцолита с модельными метасоматическими агентами приводит к модальному метасоматозу мантийного перидотита (характер изменения фазового состава исходного гранатового лерцолита при его взаимодействии с модельными метасоматическими агентами отображен на рис. 1. При этом химический состав стабильных фаз меняется незначительно. Основной фазой, появляющейся в лерцолите при воздействии на него богатых SiO_2 и Al_2O_3 расплавов, содержащих относительно небольшое количество CO_2 и H_2O (метасоматические агенты I и II), является флогопит. В результате метасоматической реакции с такими расплавами при 5,5 ГПа образуется флогопитсодержащий гранатовый лерцолит, а при 3,0 ГПа флогопитсодержащий гранатовый гарцбургит. При увеличении содержания летучих и, прежде всего CO_2 , в метасоматических агентах (агенты III и IV), взаимодействие с ним идет за счет интенсивной карбонатизации перидотита с исчезновением оливина, а также образованием ортопироксена и магнезита, что приводит к преобразованию лерцолита в карбонатизированный пироксенит (вебстерит). Кроме того, при 3,0 ГПа в образцах появляется богатый щелочами карбонатно-силикатный расплав.

Анализ полученных данных позволил сделать вывод, что наличие в обогащенном SiO_2 сверхкритическом флюиде значительного количества растворенного CO_2 вызывает метасоматические преобразования очень сходные с теми, которые формируются при воздействии карбонатитовых расплавов. В частности, в результате такого метасоматического воздействия на гранатовый лерцолит при 3,0 ГПа и 1200 °С

возникает карбонатно-силикатный расплав, который по содержанию SiO_2 (18–23 мас. %) схож с кимберлитовым, однако содержит слишком высокое содержание Al_2O_3 (4.2–4.7 мас. %).

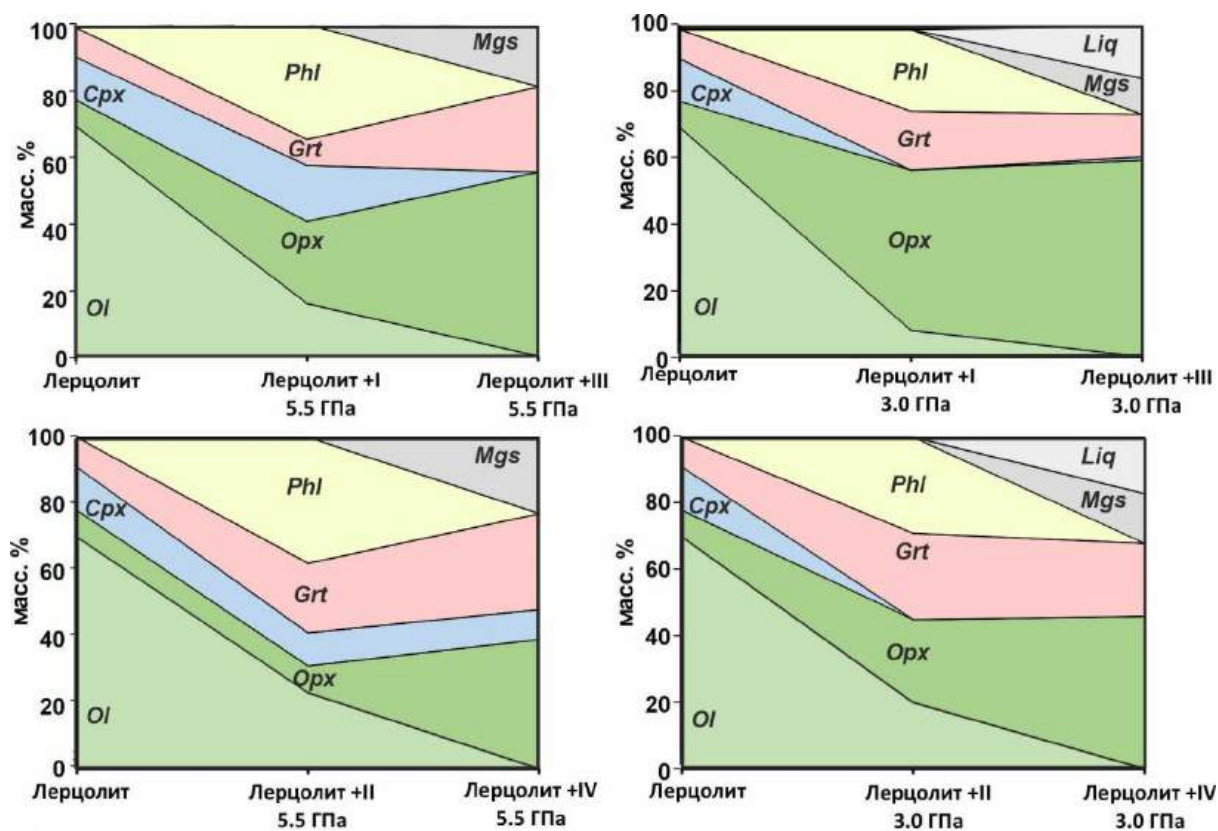


Рис. 1. Характер изменения фазового состава исходного гранатового лерцолита при его взаимодействии с богатым SiO_2 и летучими метapelитовым флюидом/расплавом (составы I–IV). Ol – оливин, Opx – ортопироксен, Cpx – клинопироксен, Grt – гранат, Phl – флогопит, Mgs – магнезит, Liq – закаленный расплав

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 24-77-10006, <https://rscf.ru/ru/project/24-77-10006/>.

Литература

- Сокол А.Г., Козьменко О.А., Крук А.Н., Нечепуренко С.Ф. Состав флюида в карбонат- и хлорсодержащем пелите вблизи второй критической точки: результаты экспериментов с применением методики алмазной ловушки // *Геология и Геофизика*, 2023. Т. 64(8). С. 1106–1120.
- Hermann, J., Spandler, C. J. Sediment melts at sub-arc depths: an experimental study // *Journal of Petrology*, 2008. 49(4), 717–740.

ГЕОХИМИЯ ГРАНАТОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УМБИНСКАЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН)

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

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, fopolina1@yandex.ru

В 1970-х гг. проводились поисковые геофизические работы на девонских бокситах Среднего Тимана, тогда в пределах Вымской гряды Г.А. Еремой и Р.С. Контаровичем и были выделены локальные слабомагнитные аномалии изометрической формы. При проверке одной из них было вскрыто трубчатое тело (Умбинская трубка), сложенное кимберлитовой туфобрекцией, где обнаружен мелкий осколок алмаза. На данный момент находка алмаза в Умбинской трубке – единственная находка коренных алмазов в трубках на Среднем Тимане (Плякин, Ершова, 2011).

Ранее было показано, что для трубки Умбинская характерен очень узкий спектр составов пиропов: присутствуют только низкохромистые (1,19–4,21%) зёрнаgrossидитовой субфации глубинности С2 (22–34 кбар) с содержаниями Y (2.4–28.5 ppm), Ga (3.8–11 ppm) (Саблуков и др., 2009).

Нами были изучены особенности пороодообразующих и редких элементов гранатов Умбинской трубки. Изучение химического состава (микрозондовые исследования) проведены на базе ЦКП «Геонаука» (г. Сыктывкар), редких элементов – на ионном зонде в ЯФ ФТИАН РАН (г. Ярославль), аналитик С.Г. Симакин.

По составу исследованные гранаты подразделяются на два типа – пироповый и альмандиновый. Пироповый тип имеет состав $\text{Py}(72)\text{Grs}(12)\text{Alm}(9)$. Суммарная концентрация РЗЭ низкая и варьирует от 4.69 до 12.66 г/т. Распределение РЗЭ характеризуется относительно «плоским» профилем в области тяжелых РЗЭ ((Lu/Gd) n 2.25–4.89), наличием как положительной, так и отрицательной Eu аномалий (положительная $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.16$, а отрицательная выражена слабо – Eu/Eu^* около 0.89). Содержания оксида кальция (CaO) варьируют от 4.8 до 5.5 мас. %, Cr_2O_3 – от 1/75 до 3.33 мас. %, что соответствует парагенезису гранатов лерцолитового типа (Grütter et al., 2004, Sobolev et al., 1973). Полученные нами значения концентраций по таким элементам как Zr, Y и Ga составляют 7.4 – 32.9 ppm, 6.99 – 19.95 ppm, 23.46 – 35.91 ppm соответственно. Отношение (Sm/Er) n варьирует от 0.16 до 0.30. Поскольку установлено, что если в гранате $\text{Sm}/\text{ErN} > 1$, то именно такой гранат относиться к потенциально алмазоносной ассоциации (Агашев и др., 2016), то по этому критерию трубка Умбинская не является алмазоносной.

Альмандиновый тип более разнообразен, в нем выделяется ряд разновидностей. Парагенезис гранатов низко хромистых пироксенитов (по Grütter et al., 2004, Sobolev et al., 1973) характеризуется низким CaO. Наиболее железистые разновидности отвечают составу $\text{Alm}(80)\text{Py}(16)\text{Spess}(6)$. CaO не превышает 1.2 мас. %. Суммарные содержания РЗЭ варьируют от 254 до 555 г/т. Значения (Lu/Gd) n = 15–45. Характерна отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.3$). Концентрации Zr составляют 1.9–6.7, в одной из точек достигают 74.97 ppm, Y – от 299 до 699 ppm, Ga – от 18.78 до 77.03 ppm. Пироп–гроссуляр–альмандины состава $\text{Alm}(57)\text{Grs}(14)\text{Py}(13)$ содержат от 183 до 326 г/т РЗЭ. Отношение (Lu/Gd) n варьирует от 56 до 198, наблюдается отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6$). CaO не превышает 4.99 мас. %.

Парагенезис гранатов эклогитового типа в среднем соответствует составу пироп–гроссуляр–альмандина ($\text{Alm}(52)\text{Grs}(24)\text{Py}(8)$). CaO варьирует от 7.7 до 10.3 мас. %. Выделяется группа составов с повышенными концентрациями РЗЭ (257–1185 г/т) и

высокими значениями $(\text{Lu/Gd})_n$ – от 311 до 3384, либо с более низкими содержаниями как РЗЭ (66–247 г/т), так и $(\text{Lu/Gd})_n = 10\text{--}196$.

Разнообразие типов парагенезисов гранатов в кимберлитах трубки Умбинская Среднего Тимана может указывать на то, что кимберлитовый расплав, поднимаясь к поверхности, проходил через различные участки литосферной мантии региона.

Литература

- Агашев А.М., Серов И.В., Похилenko Н.П., Щукина Е.В., Толстов А.В. Состав РЗЭ перидотитовых гранатов как критерий оценки алмазности кимберлитов // Труды Рабочего совещания «Месторождения алмазов: процессы формирования, закономерности локализации, методы прогнозирования и поисков» // Отв. ред. ак. Н.П. Похилenko – Новосибирск, 2016. С. 14–19.
- Плякин А. М., Ершова О. В. История открытия и изучения Умбинско-Средненского полиминерального месторождения // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 7 (199). С. 25–29.
- Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Гриффин В.Л. Распределение редких элементов в глубинных минералах кимберлитов как признак плюмовых процессов на Севере Русской платформы // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Труды IX международного семинара, г. Миасс. Изд-во Института географии СО РАН, 2009. С. 135–171.
- Grütter H. S., Gurney J. J., Menzies A. H., Winter F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // Lithos. 2004. № 77. P. 841–857.
- Sobolev N. V., Lavrentyev Y. G., Pokhilenko N. P., Usova L. V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973, № 40. P. 39–52.

ВОДОРОДНЫЕ ДЕФЕКТЫ В КРИСТАЛЛАХ АЛМАЗА ИЗ МЕТАЛЛ-УГЛЕРОДНЫХ СИСТЕМ

И.Н. Куприянов, Ю.М. Борздов, Ю.Н. Пальянов

ИГМ СО РАН, Новосибирск, spectra@igm.nsc.ru

Среди примесных элементов в алмазе особое место занимает водород, который, как известно, способен встраиваться в решётку алмаза с образованием структурных дефектов. Основным из водородосодержащих дефектов в алмазе является центр, проявляющийся в спектрах ИК поглощения линиями 3107 и 1405 см^{-1} . По распространенности в природных алмазах водород занимает второе место после азота, однако абсолютное большинство исследований посвящено азоту, тогда как работ по водороду в алмазе крайне мало. Так, по-прежнему остаются не определены условия, контролирующие вхождение водорода в решетку алмаза и образование центров 3107 см^{-1} . Отсутствие таких данных не позволяет в полной мере использовать этот центр как индикатор конкретных физико-химических условий образования кристаллов природного алмаза. По существующим модельным представлениям, центр 3107 см^{-1} является комплексом, состоящим из трех атомов азота, вакансии и атома водорода. Такая модель предполагает, что образование центра 3107 см^{-1} должно быть сопряжено с процессом агрегирования примесного азота, причем на стадиях более поздних чем трансформация одиночного азота в парный. Соответственно, принципиально важными являются вопросы о том какова исходная форма водородных дефектов в кристаллах, и какие условия способствуют вхождению водорода в решетку алмаза. В настоящей работе представлены результаты комплексного исследования по получению кристаллов алмаза в металл-углеродных системах, их высокобарическому отжигу и изучению методами оптической спектроскопии.

В результате экспериментов по синтезу и росту кристаллов алмаза в металл-углеродных системах с добавками водород- и азотсодержащих соединений получены качественные кристаллы, пригодные для экспериментов по отжигу при высоких Р-Т параметрах. На основании данных ИК-Фурье спектроскопии определена концентрация примесного азота в полученных кристаллах. Эксперименты по отжигу проведены при стабилизирующем давлении $7,5\text{ ГПа}$ и температурах в диапазоне $2200\text{--}2300\text{ }^{\circ}\text{C}$. Исследование алмазов после отжига выявило несколько типов кристаллов, в структуре которых образовались водородсодержащие центры 3107 см^{-1} в концентрациях, достаточных для регистрации методом ИК-Фурье спектроскопии. Линия 3107 см^{-1} установлена в ИК спектрах (1) кристаллов с элементами полицентрического роста и/или расщепленного строения из системы «металл-антрацен-углерод»; (2) спонтанных кристаллах кубического габитуса из экспериментов в режиме снижения температуры; (3) кристаллах, полученных в системе Ni-Fe-C с добавками Fe_3N . Полученные результаты позволяют сделать вывод о возможности вхождения водорода в структуру алмаза при его росте в металл-углеродных системах. При этом исходная форма водородсодержащих дефектов может быть неактивной в ИК поглощении, а вероятность их формирования в решетке алмаза определяется не только присутствием водорода в среде кристаллизации, но и спецификой ростовых процессов.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00032, <https://rscf.ru/project/24-17-00032/>.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МИКРОМОРФОЛОГИИ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА ИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ ЗАПАДНОГО ПРИУРАЛЬЯ И АНАБАРО-ОЛЕНЕКСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

А.В. Лебеде́нко^{1,2}, И.В. Клепи́ков^{1,2,3}, Е.А. Васи́льев⁴

¹СПбГУ, Санкт-Петербург, a.lebedenko@spbu.ru; ²РТУ МИРЭА, Москва;

³ООО «НПК «Алмаз», Санкт-Петербург; ⁴СПГУ, Санкт-Петербург

Изучение морфологии (в т.ч. микроморфологических особенностей) алмазов из аллювиальных россыпей играет ключевую роль в реконструкции условий их формирования, переноса и постгенетических преобразований. Аллювиальные месторождения формируются в результате разрушения коренных источников и последующего переотложения материала, чаще всего в речных долинах (Граханов и др., 2007). Аллювиальные россыпи Западного Приуралья (ЗП) и Анабаро-Оленекского междуречья (АОМ) представляют собой два контрастных региона с различной геологической историей и до конца невыясненными условиями формирования алмазов. Кристаллы из этих двух и некоторых других регионов принято относить к «уральскому типу», при изучении их морфологической эволюции многими авторами подчеркивается значение процессов растворения и травления, формирования характерного микрорельефа — углублений, каплевидных бугорков, гранных швов, штриховки (Кухаренко, 1955; Зинчук и Коптиль, 2001; Khokhryakov and Pal'yanov, 2007).

В работе представлен сравнительный анализ особенностей микроморфологии поверхности 58 кристаллов алмаза: 32 кристалла алмаза из россыпей Западного Приуралья (реки Большой Щугор, Колчим, Красновишерский район), массой 0,01–0,79 ст, и 26 кристаллов из россыпей Анабаро-Оленекского междуречья (реки Булгунняхтах и Дьелиндэ), массой 0,01–0,29 ст. Исследования выполнены на многофункциональном растровом электронном микроскопе с интегрированной системой фокусированного ионного пучка Quanta 200 3D и сканирующем электронном микроскопе SM-32 в ресурсных центрах «Микроскопии и микроанализа» и «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ.

Кристаллы из россыпей ЗП представлены округлыми формами: додэкаэдроидами (87,5 %) и октаэдроидами (12,5 %). Для них характерно наличие ростовой штриховки, трех- и четырехугольных углублений (размером до 400 мкм), множественных вытянутых каплевидных бугорков (размером от 1 до 50 мкм). На поверхности образца 692–66 присутствуют пятна пигментации зеленого цвета. Порядка 20% кристаллов из аллювиальных россыпей ЗП имеют на поверхности следы сколов и трещины. Среди изученных кристаллов алмаза из россыпей АОМ наиболее распространены додэкаэдроиды (73,1 %), также встречаются октаэдры (23,1 %) и октаэдроиды (3,8 %). Образцы имеют большое количество углублений (трех-, четырех-, шестиугольных размером 40–200 мкм) и скульптур на поверхности (каплевидные бугорки размером 5–100 мкм, ростовая штриховка. Также встречен образец зеленого цвета с множественными пятнами пигментации, 2 образца имеют на поверхности следы механического износа. Интересным индикатором условий нахождения и подъема кристаллов на поверхность является дисковая скульптура, которая обнаружена на поверхности кристаллов обоих регионов. Встречаются также более измененные кристаллы, уже не с дисками на поверхности, а с глубокими следами коррозии.

Проведённые исследования демонстрируют, что основные микроскульптурные элементы кристаллов «Уральского типа» (трёх-, четырёх- и шестиугольные углубления, каплевидные бугорки, гранные швы, ростовая штриховка, пятна пигментации,

механические повреждения) встречаются как в кристаллах из Западного Приуралья, так и в образцах из Анабаро-Оленекского междуречья. Однако степень выраженности, размеры и сочетание этих признаков варьируют. Каплевидные бугорки присутствуют в большинстве кристаллов из обеих выборок, но в кристаллах АОМ они отмечаются на большей группе образцов и могут достигать больших размеров (до 100 мкм), в то время как бугорки на кристаллах изученных уральских алмазов более вытянутые и редко превышают 50 мкм. У додекаэдридов из обоих регионов бугорки сочетаются с углублениями и ростовой штриховкой, но для АОМ бугорки чаще располагаются с шестиугольными углублениями, а для ЗП – с трёх- и четырёхугольными. Механический износ кристаллов выявлен в обеих выборках, но существенно выражен в виде истертых ребер лишь для единичных образцов.

Важно подчеркнуть, что наличие одинаковых микроскульптур указывает на близость условий формирования и/или подъема из глубин мантии. Однако при общей схожести формы и размера скульптур, их сочетание, локализация и выраженность различаются, что может быть связано с вариациями условий растворения, химического состава среды или продолжительности воздействия.

Исследование алмазов из аллювиальных россыпей Западного Приуралья и Анабаро-Оленекского междуречья выявило ряд характерных особенностей: 1) все основные типы микроскульптурных элементов алмазов «уральского типа» выявлены в кристаллах из обоих регионов; 2) дисковая скульптура обнаружена как в выборке из АОМ, так и ЗП; 3) размеры и сочетаемость каплевидных бугорков и углублений различаются между кристаллами из двух регионов; 4) механический износ зафиксирован в обеих выборках, но выражен слабо, за исключением единичных образцов; 5) различия в деталях микроморфологии изученных кристаллов вероятно отражают вариации условий их подъема из глубин мантии.

Литература

- Граханов Э.В., Голобурдина М.К., Полянская Е.А. и др. Уральские алмазоносные провинции: особенности геологического строения и поисковые критерии // М.: Недра, 2007. 267 с.
- Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Минералогия алмазов и их включений из россыпей Северного Урала // Геология и геофизика, 2001. (6). С. 670–680.
- Кухаренко А.А. Морфология кристаллов алмаза из россыпей Урала // Доклады АН СССР, 1955. Т. 105 (1). С. 134–137.
- Khokhryakov A.F., Pal'yanov Y.N. Fluid and dissolution influence on diamond morphology: Experimental insights // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2007. V. 71(9). P. 2142–2158.

ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛОВ ПРИРОДНОГО АЛМАЗА С ФОТОЛЮМИНЕСЦЕНТНОЙ СИСТЕМОЙ 603, 700, 787 нм

С. В. Лепеха¹, Е. А. Васильев², Д. А. Зедгенизов^{1,3}, Н. В. Губанов¹

¹ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, Lepkha@igg.uran.ru;

²СПГУ, Санкт-Петербург; ³УГГУ, Екатеринбург

В большинстве случаев, природные кристаллы алмаза имеют примесные и собственные дефекты кристаллической структуры (ДКС). ДКС являются источником информации о процессах роста кристаллов и их дальнейшего пребывания в мантии. Выявляются ДКС в алмазе преимущественно методами оптической и ЭПР спектроскопии. Однако, природа многих широко изучаемых оптически активных центров (ОАЦ) алмаза, таких как например никелевые центры, часто представляет собой дискуссионный вопрос.

Бесфононные линии (БФЛ) 603, 700, 787 нм фотолюминесцентной (ФЛ) системы в обзорных работах (Dobrinets et al, 2013) относят к никельсодержащим ДКС. В первую очередь это связано с подобием энергетических интервалов фононных повторений с азотно-никелевыми центрами S2, S3 и 793 нм (Плотникова и др, 1980; Бокий и др, 1986). Далее с присутствием системы 603, 700, 787 нм в ФЛ спектрах природных кристаллов со смешанным механизмом роста наблюдается совместный рост граней куба {100} и октаэдра {111} (Плотникова и др, 1980; Tretiakova, 2009). В таких алмазах система локализуется в секторах <100>, где часто также наблюдаются примеси никеля, азота, водорода и присутствие микровключений (Васильев и др, 2018; Lang et al, 2004). Однако, авторы работы (Степанов и др, 2019) предполагают, связь ФЛ центров 656 и 700 нм природного алмаза с пластической деформацией. В работе (Emerson, 2009) БФЛ 700 нм была отнесена к примеси водорода. Отмечалось также появление БФЛ 700.2 нм в ФЛ спектрах никельсодержащих НРНТ кристаллов после отжига 1950 К (Yelisseyev et al, 2002). Таким образом, представления исследователей о природе ФЛ системы 603, 700, 787 нм являются неоднозначными, несмотря на широкую распространённость природных алмазов с этими центрами.

В данной работе приведены результаты изучения внутреннего строения и спектроскопических характеристик 35 бесцветных кристаллов природного алмаза и центральной части кристаллов в оболочке. Образцы были вырезаны и отполированы в пластинки вдоль плоскости {100}. Установлено, что фотолюминесцентная система 603, 700, 787 нм присутствует в спектрах алмазов со смешанным и послойным механизмами роста. Для алмазов со смешанным механизмом роста система наблюдается в секторах <100> с жёлтой ФЛ и часто сопровождается никель-азотными центрами 523 и 793 нм; иногда система сопровождается S1 центром, который относят к примеси титана (Nadolinny et al, 2012). Нередко БФЛ 603, 700, 787 нм наблюдаются в спектрах кристаллов с послойным механизмом роста, в зонах с жёлтой или зелёной фотолюминесценцией.

Большинство исследованных алмазов с системой 603, 700, 787 нм не имеют признаков пластической деформации. В ФЛ спектрах пластически деформированных кристаллов наблюдается появление центра 490.7 нм, относительно высокая интенсивность линий азотно-вакансионных Н4 и Н3 центров, а БФЛ 603, 700, 787 нм имеют относительно низкую интенсивность.

Спектры инфракрасного поглощения (ИК) алмазов с ФЛ системой 603, 700, 787 нм состоят из полос, относящихся к широко известным дефектам примесного азота и водорода. Общее содержание азота составляет от 155 до 1386 ppm. Относительное

содержание В1 центров (степень агрегации) для 34 образцов IaAB типа варьирует от 16 до 82 %. Один алмаз (685-66) с ФЛ системой 603, 700, 787 нм относится к IaA типу и не содержит В1 центры. Для изучаемых кристаллов характерны модельные температуры 1100–1200 °С, соответствующие пребыванию алмазов в мантии 1 млрд лет. Коэффициент поглощения водородсодержащего центра с пиком 3107 см⁻¹ меняется от 0.12 до 61 см⁻¹. Распределение полосы 3107 см⁻¹ в исследуемых пластинках алмаза совпадает с распределением ФЛ системы 603, 700, 787 нм.

В спектрах ФЛ изучаемых алмазов не наблюдается взаимосвязи системы 603, 700, 787 нм с никельсодержащими центрами. Для нескольких кристаллов БФЛ 523 и 793 нм в ФЛ спектрах отсутствуют. Центр 883/885 нм простейшего ростового ДКС наблюдается лишь в ФЛ спектрах одного кристалла, где общее содержание азота 155 ppm является наиболее низким для данной выборки.

Выделяемые нами особенности набора и распределения оптических центров в алмазах с ФЛ системой 603, 700, 787 нм указывают на примесную природу соответствующего системе ДКС. Формирование данного ДКС происходит во время роста или последующего отжига алмаза и напрямую не связано с пост-ростовыми процессами облучения и деформации. По-видимому, примесь никеля также не важна для образования ДКС системы.

Исследование выполнено при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ гос. регистрации 123011800012-9).

Литература

- Бокий Г. Б., Безруков Г. Н., Клюев Ю. А. *Природные и синтетические алмазы*. М. 1986. С. 209.
- Васильев Е. А., Клепиков И. В., Антонов И. В. Округлые кристаллы алмаза со смешанным механизмом роста из россыпей Красновишерского района (Приуралье) // *Записки РМО*. 2018. Т. 147 (4). С. 144–126.
- Плотникова С.П., Клюев Ю. А., Парфианович И.А. Длинноволновая фотолюминесценция природных алмазов // *Минералогический журнал*. 1980. Т. 2(4). С. 75–80.
- Степанов Ф. А., Емельянова А. С., Ракевич А. Л и др. Особенности температурных зависимостей спектров красной фотолюминесценции алмазов // *Известия РАН. Серия физическая*. 2019. Т. 83 (3). С. 371.
- Dobrinets I.A., Vins V.G., Zaitsev A.M. *HPHT-Treated Diamonds: Diamonds Forever*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2013. 181 p.
- Emerson E. With Hydrogen Cloud and Etch Channels // *Gems & Gemology*. 2009. V. 45. P. 209–210.
- Lang A.R., Yelissev A.P., Pokhilenko N.P., et al. Is dispersed nickel in natural diamonds associated with cuboid growth sectors in diamonds that exhibit a history of mixed-habit growth? // *J. Cryst. Growth*. 2004. V. 263 (1). P. 575–589.
- Nadolinny V.A., Yuryeva O.P., Rakhmanova M.I., Shatsky V.S., Kupriyanov I.N., Zedgenizov D.A. Distribution of OK1, N3 and NU1 defects in diamond crystals of different habits // *Europ. J. Mineral.*, 2012. V. 24(4). P. 645–650.
- Tretiakova L. Spectroscopic methods for the identification of natural yellow gem-quality diamonds // *Eur. J. Mineral.* 2009. V. 21. P. 43–50.
- Yelissev A., Nadolinny V., Feigelson B., Babich Yu. Spectroscopic features due to Ni-related defects in HPHT synthetic diamonds // *International Journal of Modern Physics B*. 2002. V. 16. P. 900–905.

ФАЗЫ ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ КАРБОНАТОВ

А.В.Мезенцева, П.Н.Гаврюшкин

ИГМ СО РАН, Новосибирск, avmez@mail.ru

Карбонаты щелочных металлов имеют множество областей применения благодаря своим уникальным свойствам. Например, они используются в качестве неметаллических катализаторов для синтеза алмазов, для легирования сорбентов и сверхпроводников. Помимо этого щелочные карбонаты, а именно Na_2CO_3 и K_2CO_3 , представляют интерес с точки зрения наук о Земле, однако для полного понимания тенденций в свойствах карбонатов щелочных металлов необходимо также рассмотреть соединения рубидия и цезия. Экспериментальные исследования фазовых переходов Rb_2CO_3 и Cs_2CO_3 в условиях высоких давлений не проводились. Теоретические исследования фазовых переходов щелочных карбонатов, представленные в работах (Čančarevič et al., 2006, Gavryushkin et al., 2016) имеют расхождения в значениях фазовых переходов щелочных карбонатов, кроме того в работе (Gavryushkin et al., 2016) не рассматриваются карбонаты Rb и Cs. В связи с этим для установления общей тенденции фазовых переходов щелочных карбонатов следует провести предсказания стабильных структур Rb_2CO_3 и Cs_2CO_3 при высоких давлениях.

Предсказание кристаллической структуры было выполнено с использованием эволюционных алгоритмов, реализованных в пакете USPEX (Universal Structure Predictor: Evolutionary Xtallography) при давлениях 0, 25, 50, 75 ГПа для 2-4 формульных единиц. Локальная оптимизация была выполнена методом теории функционала плотности DFT с использованием кода VASP (Vienna Ab initio Simulation Package).

Согласно полученным результатам, при 0 ГПа (атмосферное давление) для Rb_2CO_3 и Cs_2CO_3 стабильной структурой является структура $P2_1/c$, что согласуется с имеющимися данными, полученными экспериментально. Данный результат демонстрирует надежность используемых нами расчетных методов.

Проведенные нами предсказания стабильных структур Rb_2CO_3 и Cs_2CO_3 в диапазоне давлений 0-100 ГПа помимо структуры атмосферного давления $P2_1/c$ выявили две новые высокобарические модификации, а именно Cc и $C2/c$. Согласно полученным результатам, структура Rb_2CO_3 - $P2_1/c$ является стабильной от 0 до 4,9 ГПа. При превышении этого давления Rb_2CO_3 - $P2_1/c$ переходит в структуру Cc . Эта структура является наиболее энергетически выгодной в диапазоне давлений 4,9–23,4 ГПа. При давлении 23,4 ГПа происходит второй фазовый переход от Cc к $C2/c$, причем последняя фаза остается стабильной вплоть до 100 ГПа (Рис. 1).

В случае Cs_2CO_3 структура атмосферного давления Cs_2CO_3 - $P2_1/c$ стабильна до 5,2 ГПа. Выше этого давления Cs_2CO_3 - $P2_1/c$ переходит в структуру Cc . Диапазон давлений, при котором эта структура наиболее энергетически выгодна, составляет 5,2–35,5 ГПа. При 35,5 ГПа происходит фазовый переход от структуры Cc к $C2/c$, которая остается стабильной вплоть до 100 ГПа (Рис. 1).

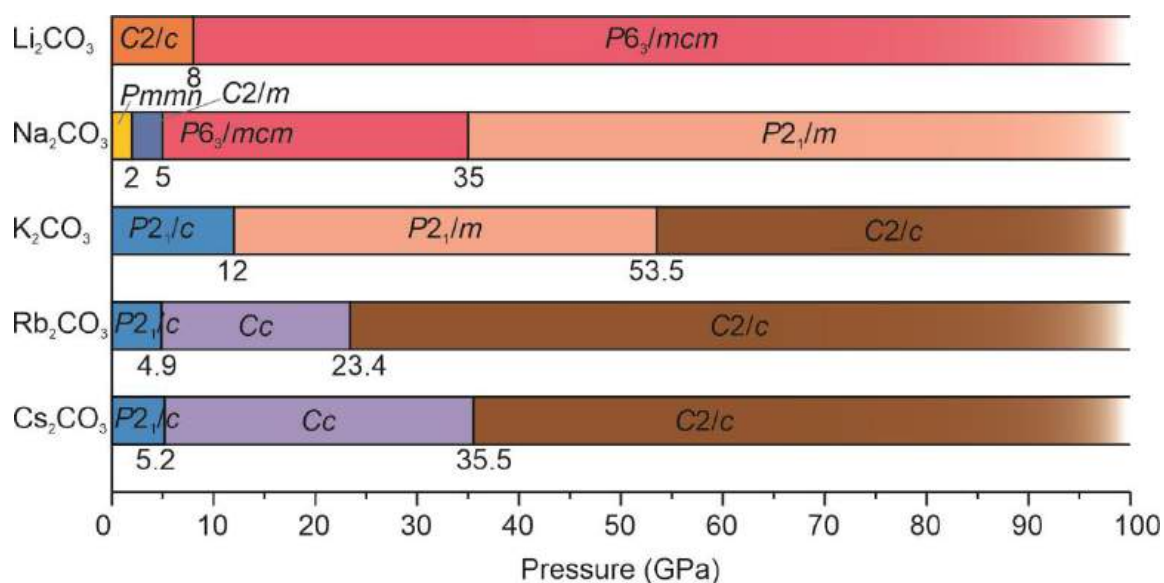


Рис. 1. Фазовые переходы для Rb_2CO_3 и Cs_2CO_3 при высоком давлении. Одинаковые структуры выделены одним цветом. Фазовые переходы для Li_2CO_3 , Na_2CO_3 , K_2CO_3 , приведены согласно работе Gavryushkin et al. (2016)

Во всех рассмотренных высокобарических структурах Rb_2CO_3 и Cs_2CO_3 атомы углерода находятся в sp^2 гибризованном состоянии и образуют $[\text{CO}_3]$ треугольники.

Литература

- Čančarevič Ž., Schön J.C., and Jansen M. Alkali Metal Carbonates at High Pressure // *Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie*, 2006. V. 632(8–9). P. 1437–1448.
- Gavryushkin P.N., Behtenova A., Popov Z.I., Bakakin V.V., Likhacheva A.Y., Litasov K.D., Gavryushkin A. Toward Analysis of Structural Changes Common for Alkaline Carbonates and Binary Compounds: Prediction of High-Pressure Structures of Li_2CO_3 , Na_2CO_3 , and K_2CO_3 // *Crystal Growth & Design*, 2016. V. 16(10). P. 5612–5617.

МАНТИЙНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ ПОД КИМБЕРЛИТОВЫМИ ТРУБКАМИ АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО ПОЛЯ НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ГРАНАТОВ

М.В. Милаушкин, В.Г. Мальковец, А.А. Гибшер, И.В. Яковлев

АК «АЛРОСА» (ПАО), Новосибирск, milaushkin1997@mail.ru

С целью расширения представлений о строении и составе литосферной мантии под центральной частью Алаakit-Мархинского кимберлитового поля (АМКП) была оценена палеогеотерма, мощность литосферы и “алмазного окна” под трубкой Юбилейная на основе изучения клинопироксенов из концентрата тяжелой фракции (КТФ) кимберлитов трубки Юбилейная. Для того чтобы охарактеризовать мантийные парагенезисы и оценить степень метасоматической переработки перидотитов литосферной мантии изучен химический и микроэлементный состав гранатов из КТФ кимберлитов из трубок Айхал, Юбилейная, ЦНИГРИ, Искорка, Сытыканская, им. Бобкова, Кисмет, Аномалия 16, им. Морозовых, им. Щукина.

Детальное исследование клинопироксенов и построение мантийной палеогеотермы под трубкой Юбилейная проведено в работе (Milaushkin et al., 2024). Установлено, что мантийная палеогеотерма соответствует тепловому потоку 34,8 мВт/м², мощность литосферы ~230 км, а мощность “алмазного окна” ~108 км.

Таблица 1. Гранаты из трубок: I – Айхал, II – Юбилейная, III – ЦНИГРИ, IV – Искорка, V – Сытыканская, VI – им. Бобкова, VII – Кисмет, VIII – Аномалия 16, IX – им. Морозовых, X – им. Щукина; (а) – классификация гранатов из различных парагенезисов по (Griffin et al. 1995): 1 – низкокальциевые гарцбургиты, 2 – кальциевые гарцбургиты, 3 – лерцолиты, 4 – верлиты; (б) – классификация CARP по (Griffin et al., 2002), 5 – гарцбургиты, 6 – деплетированные лерцолиты, 7 – деплетированные метасоматизированные, 8 – фертильные, 9 – расплав метасоматизированные; (в) 10 – алмазная ассоциация по (Соболев, 1974); 13 – мощность алмазного окна

	№		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
	Трубка		Ай.	Юб.	Ц.	Иск.	Сыт.	Боб.	Кис.	А16	Мор.	Щук.
		N	543	694	108	109	176	110	170	172	173	170
	(а)											
1	Низко-Са	%	18	6	14	5	4	7	5	9	2	2
2	Са Гарц.		40	22	19	40	16	29	25	17	7	15
3	Лерц.		37	71	67	54	77	62	70	72	83	77
4	Верл.		5	1	-	1	3	2	-	2	8	6
	(б)											
5	Гарц.		34	16	20	21	5	14	21	18	5	11
6	Депл. Л		17	10	11	2	3	12	12	5	2	12
7	Депл. М		28	13	19	16	18	34	24	8	10	10
8	Ферт.		10	11	14	43	24	16	13	18	17	22
9	Распл. М		11	50	36	18	50	25	29	51	65	46
	(в)											
10	Алм. асс.		32	12	24	14	10	21	15	13	5	5
11	Сг ₂ О ₃ > 5		75	26	70	40	39	86	76	37	37	32
12	У-“край”	Т°С	1301	1111	1163	1090	1083	1080	1040	1017	981	912
13	Алм. окно	км	207	175	180	175	170	170	162	160	154	143
			85	53	58	53	48	48	40	38	32	21

Микроэлементный состав исследованных гранатов указывает на три типа метасоматического преобразования литосферной мантии в пределах центральной части АМКП. Карбонатитовый/флюидный метасоматоз (S-образные спектры распределения РЗЭ), метасоматоз силикатными расплавами (привнос Fe, Ti, MREE, HREE, HFSE) и в меньшей степени метасоматоз с участием водно-калиевых флюидов (флогопитовый метасоматоз) (обогащение Zr, без значительного обогащения Y и HFSE).

Проводя сравнение между исследуемыми трубками, отмечается, что в наибольшей степени карбонатитовый метасоматоз воздействовал на мантийные колонны под трубками Айхал, ЦНИГРИ, Бобкова и Кисмет. Преобладание карбонатитового метасоматоза для данных трубок устанавливается в первую очередь по доле гарцбургитовых гранатов относительно гранатов из других ассоциаций (> 30%), а также процента гранатов алмазной ассоциации по (Соболев, 1974) (табл. 1). Характерна высокая доля гранатов (70–86 %) с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 5$ мас. % (табл. 1), а также установлено, что для 90–100 % гранатов из низко-Са-гарцбургитов, 70–80% Са-гарцбургитов и 50–60 % гранатов из лерцолитов характерны S-образные спектры распределения РЗЭ. Это свидетельствует о высоких степенях переработки литосферы карбонатитовыми расплавами/флюидами, которые воздействовали не только на гарцбургиты, но и на лерцолиты.

В мантийных колоннах под другими трубками (Юбилейная, Искорка, Сытыканская, Аномалия 16, Морозовых, Щукина) карбонатитовый метасоматоз также был проявлен, однако здесь отмечается сильное воздействие силикатного метасоматоза, который мог накладываться как на исходные деплетированные гарцбургиты, так и на ассоциации, которые ранее были подвержены карбонатитовому метасоматозу (Malkovets et al., 2007; Рагозин и др., 2021). Здесь для (70–80 %) гранатов из лерцолитов характерен нормальный (N-тип) распределения РЗЭ. Доля гарцбургитовых гранатов относительно лерцолитов и верлитовых за исключением трубки Искорка меньше 30% (табл. 1). Процент алмазной ассоциации по (Соболев, 1974) также ниже чем в трубках, где метасоматоз силикатными расплавами был незначителен.

Температуры “Y-края” спроецированные на палеогеотерму, реконструированную по РТ параметрам хромдиопсидов, дают значения глубин деплетированной литосферы от ~207 км под трубкой Айхал до ~143 км под трубкой Щукина, и значения мощностей алмазного окна 85 км и 21 км, соответственно (табл. 1). Химические томографические разрезы, построенные путем проецирования температур равновесия гранатов на локальную палеогеотерму демонстрируют существенные различия в относительных долях гранатов различных классов (Griffin et al., 2002), и отражают влияние различных типов метасоматоза на мантийные колонны под отдельными трубками.

Литература

- Milaushkin M.V., Malkovets V.G., Gibsher A.A. et al. The Thickness and Thermal State of the Lithospheric Mantle beneath the Yubileynaya Pipe (Alakit–Markha Kimberlite Field, Siberian Craton) // *Dokl. Earth Sc.*, 2024. V. 519. P. 2236–2242.
- Griffin W. L., Ryan C. G. Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration // *Journal of geochemical Exploration*, 1995. V. 53(1–3). P. 311–337.
- Griffin W. L. et al. Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle 2. Compositional populations and their distribution in time and space // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2002. V. 3(12). P. 1–35.
- Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии, 1974. 263 с.
- Рагозин А. Л., Агашев А. М., Зеденизов Д. А., Денисенко А. А. Эволюция литосферной мантии в районе Накынского кимберлитового поля по данным изучения гранатов из ксенолитов мантийных перидотитов трубок Нюрбинская и Ботуобинская // *Геохимия*, 2021. Т. 66, № 8. С. 694–708.
- Malkovets V. G., Griffin W. L., O'reilly S. Y., Wood B. J. Diamond, subcalcic garnet, and mantle metasomatism: Kimberlite sampling patterns define the link // *Geology*, 2007. V. 3, № 4. P. 339–342.

ГЕНЕЗИС ПЕРВИЧНЫХ И ВТОРИЧНЫХ КАРБОНАТ-СОДЕРЖАЩИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ ИЗВЕСТКОВО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

А.О.Михно¹, Ю.Г.Виноградова², И.С.Шарыгин³, С.В.Рашенко¹,
А.Ф.Шацкий², А.В.Корсаков¹

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, mikhno@igm.nsc.ru;

²ГЕОХИ РАН, Москва; ³ИЗК СО РАН, Иркутск

Кокчетавский массив представляет собой зону мегамеланжа, состоящую из блоков, субдуцированных на глубины 150–200 км и сформировавшихся при различных температурах и давлениях (Dobretsov et al., 1995). Находки карбонатных включений в породообразующих минералах известково-силикатных пород Кокчетавского массива с морфологическими признаками, а также распределением редкоземельных элементов, соответствующим расплавленным включениям явились свидетельством плавления карбонатов в субдуцированных на мантийные глубины коровых породах (Шацкий и др., 2006; Korsakov and Hermann, 2006). В работе (Korsakov and Hermann, 2006) предполагалось, что данные включения были захвачены в качестве карбонатитового расплава на пике метаморфизма ($P = 5\text{--}6$ ГПа, $T = 900\text{--}1000$ °С). Экспериментальные исследования (Перчук и др., 2009) продемонстрировали, что полиминеральные включения в гранате, содержащие карбонаты и водосодержащие силикаты могут претерпевать плавление с образованием карбонатного расплава при $P \sim 4$ ГПа и $T = 800\text{--}1000$ °С. Перчуком с соавторами (Перчук и др., 2009) была предложена альтернативная гипотеза образования первичных карбонат-содержащих включений: включения были захвачены на прогрессивной стадии метаморфизма и претерпели плавление в условиях, близких к пику метаморфизма.

В настоящей работе методами сканирующей электронной микроскопии и КР-спектроскопии были исследованы первичные и вторичные карбонат-содержащие включения в гранатах и клинопироксенах известково-силикатных пород сверхвысоких давлений Кокчетавского массива.

Исследованные образцы были отобраны в отвалах разведочной штольни Кумды-Коль. Изученные образцы карбонатно-силикатных пород сложены гранатом (15–40 %), клинопироксеном (15–30 %), кальцитом (5–60 %) и доломитом (3–30 %). Породы характеризуются полосчатой текстурой. Гранат и клинопироксен образуют порфиробласты размером от 0.5 мм до 10 см и 4 см соответственно. Исследованные образцы содержат минералы-индикаторы сверхвысоких давлений, такие как алмаз и калийсодержащий клинопироксен ($\omega(K_2O) = 0.75$ мас.%).

Первичные карбонат-содержащие включения характеризуются неправильной или округлой формой и размером от 50 мкм до 4 мм. Они сложены преимущественно карбонатами (кальцит и доломит) и содержат флогопит, графит/алмаз, алланит, цоизит, эпидот, хлорит и скаполит. Вторичные карбонат-содержащие включения расположены в зонах залеченных трещин в порфиробластах граната и включениях клинопироксена, приуроченных к первичным карбонат-содержащим включениям. Исследование включения клинопироксена в гранате методом сканирующей электронной микроскопии, включающее в себя картирование позволило установить, что содержание калия в клинопироксене-включении не меняется в зоне залеченной трещины со вторичными включениями ($\omega(K_2O) = 0.64$ мас.%). Таким образом, декрипитация первичного карбонатного включения и последующее залечивание трещины происходило в условиях сверхвысоких давлений. КР-картирование вторичных карбонатных включений

позволило идентифицировать кальцит, доломит, кварц, фенгит/мусковит, графит и метан в качестве фаз включений.

Наиболее вероятно, что первичные включения были захвачены гранатом или клинопироксеном в качестве минерального агрегата $\pm$ силикатный/карбонатитовый расплав на прогрессивной стадии в условиях близких к пику метаморфизма. Плавление минерального агрегата в первичных включениях на пике метаморфизма привело к декрипитации этих включений. Вторичные включения возникли в результате зарастания трещин, заполненных карбонатитовым расплавом при сверхвысоких давлениях.

Литература

- Перчук А.Л., Давыдова В.В., Бурхард М., Мареш В.В., Шертл Х.П., Янаскурт В.О., Сафонов О.Г. Эффекты преобразования минеральных включений в гранате при высоком давлении: Эксперимент и его приложение к карбонатно-силикатным породам Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. (S12). С. 1487–1505.*
- Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Соболев Н.В. Некоторые аспекты метаморфической эволюции ультравысокобарических известково-силикатных пород Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. (S1). С. 105–118.*
- Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G. Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses, Kokchetav Complex, northern Kazakhstan: The geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // Island Arc., 1995. V. 4. (S4). P. 267–279.*
- Korsakov A.V., Hermann J. Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks // Earth and Planetary Science Letters, 2006. V. 241. P. 104–1182.*

ХАРАКТЕРНЫЕ ДЕФЕКТЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА РАЗНЫХ ТИПОВ

В.А. Надолинный¹, А.Ю. Комаровских¹, М.И. Рахманова¹,
Ю.Н. Пальянов², В.С. Шацкий²

¹ИИХ СО РАН, Новосибирск, spectr@niic.nsc.ru; ²ИГМ СО РАН, Новосибирск

Впервые речь зашла о возможности пластической деформации алмазов в работах Урусовской и Орлова, в которых авторы попытались объяснить коричневую окраску кристаллов сетью дислокаций, создающих непрерывную систему энергетических уровней в запрещенной зоне. Кристаллы действительно имеют на поверхности ямки травления от выхода ядер дислокаций и соответствующее двулучепреломление, показывающее напряжения в кристаллах от образующихся дислокаций. Но такой информации оказалось недостаточно, т.к. коричневый цвет приобретают только пластически деформированные кристаллы алмаза типа 1aAB. В настоящее время установлено, что пластическая деформация алмаза происходит при смещении слоев углерода в плоскости (111) и в направлении $\langle 110 \rangle$ при движении краевых дислокаций. Поэтому одним из характерных дефектов, образующихся при пластической деформации, являются оборванные связи в ядре дислокаций. Исследования показали, что такие дефекты проявляются в спектрах ЭПР в виде одиночной линии с g-фактором 2.0031. В спектрах люминесценции такие дефекты характеризуются бесфоновной линией (БФЛ) 490.7 нм. Для малоазотных кристаллов алмаза наличие таких центров является доказательством их пластической деформации. Но пластически деформированные малоазотные кристаллы оказались бесцветными. Пластически деформированные кристаллы типа 1aAB, содержащие в основном агрегатное состояние примеси азота в виде А центров, наряду с оптической системой 490.7 нм имеют целый ряд других характерных дефектов, указывающих на наличие пластической деформации кристаллов. При скольжении углеродных слоев для части А центров связь N-N направлена перпендикулярно направлению скольжения слоев углерода, что приводит к ее разрыву и смещению атомов азота относительно друг друга в направлении $\langle 110 \rangle$. Наиболее часто встречающейся такой разделенной парой атомов азота является центр W7, проявляющийся в спектрах ЭПР при низких температурах в виде центра с электронным спином $S=1/2$ и СТС от двух неэквивалентных атомов азота. В структуре этого центра атомы азота разделены двумя атомами углерода. При повышении температуры до 500°C спектр ЭПР преобразуется в СТС от двух эквивалентных атомов азота. Наличие только одного неспаренного электрона для такого центра означает его ионизацию за счет переноса одного электрона на акцепторный центр. Такими акцепторными центрами в пластически деформированных кристаллах являются оборванные связи в ядре дислокаций. Проведенные исследования спектров поглощения пластически деформированных кристаллов типа 1aAB показали, что в результате захвата одного электрона на оборванные связи в ядре дислокаций образуется полоса переноса заряда с максимумом 550 нм. Поскольку ядро дислокаций представляет собой канал достаточно большого диаметра, мы попытались внедрить водород при высоких РТ параметрах для пассивации оборванных связей. В результате в ИК спектрах появилась новая полоса колебаний от С-Н связей (2850 см^{-1}), уменьшилась интенсивность полосы поглощения 550 нм и кристалл просветлел. Для пластически деформированных кристаллов алмаза типа 1aB несмотря на регистрацию в ЭПР и люминесценции центра “490.7 nm” кристаллы не окрашиваются в коричневый цвет. При этом, наблюдается разрушение В1 центров на С и N3V центры. Причем, при комнатной температуре оба центра

непарамагнитны из-за переноса электрона с С центра на N3V центр. При температуре 77К УФ возбуждением удастся перезарядить оба центра в парамагнитное состояние. Для пластически деформированных природных кристаллов алмаза типа 1b оптический центр “490.7 nm” не наблюдается ни в спектрах ЭПР, ни в спектрах люминесценции из-за переноса неспаренного электрона С центров на оборванные связи в ядре дислокаций. Характерной особенностью пластически деформированных кристаллов алмаза типа 1b является термическая стабильность состояний азота N^+ вплоть до температур $\sim 2000^\circ\text{C}$, что соответствует условиям разрушения дислокаций. Как показывают другие процессы образования состояний N^+ , то их термическая стабильность зависит от термической стабильности акцепторов электрона. Для случая переноса электрона с С центров на вакансию состояние N^+ отжигается при температуре $\sim 600^\circ\text{C}$, при образовании центров NV^- состояние N^+ отжигается при температуре 1600°C . При решении этой задачи для кристаллов типа 1b удалось показать, что лимитирующей стадией агрегирования азотных С центров в А центры является нейтральное состояние пары атомов азота (NCN), разделенных одним атомом углерода. Энергетический барьер последнем этапе образования тесной азотной пары (А-центра) увеличивается в следствие кулоновского отталкивания неспаренных электронов атомов азота. Такие состояния проявляются ИК спектрах в виде так называемых Y центров (1500 см^{-1}). Как показывают результаты исследования пластически деформированных кристаллов типа 1aAB и 1aB пластическая деформация разрушает пространственно большие центры в алмазе (А и В1 центры). Но есть в алмазе и более масштабные дефекты. Это плейтлетсы – пластинчатые образования в виде плоскостей (100). В настоящее время установлено, что плейтлетсы образуются при агрегировании А центров в В1 центры с выделением межузельного углерода. Квантово-химическими расчетами показано, что межузельный углерод образует устойчивую расщепленную по $\langle 100 \rangle$ конфигурацию, которая, далее агрегирует, образуя пластинки в виде плоскостей по (100). Размеры таких плейтлетсов достигают в некоторых кристаллах до 100 nm. Такие пространственно большие дефекты также являются мишенью для пластической деформации. Проявлением воздействия пластической деформации на плейтлетсы являются Amber центры в области ИК спектров “4100” см^{-1} . Показано, что положение пиков Amber центров “4100” см^{-1} коррелирует с положениями пиков в ИК спектрах от плейтлетсов в зависимости от их размеров. Предполагается, что Amber центры “4100” см^{-1} являются результатом взаимодействия фрагментов плейтлетсов с вакансионными образованиями. Причем для мелких фрагментов пик Amber центров смещен в область 4065 см^{-1} , а для крупных в область 4175 см^{-1} . А увеличение степени деформированности кристаллов приводит к уменьшению интенсивности плейтлетсов и к увеличению интенсивности Amber центров.

Литература

Nadolinny V.A., Palyanov Yu.N., Rakhmanova M.I., Borzdov Yu.M., Komarovskikh A.Yu., Yelisseyev A.P., Yurjeva O.P., Shatsky V.S., Ragozin A.L. Defect formation in plastically deformed natural Ib, IaAB, IaB, and low nitrogen diamonds // Diamond and Related Materials, 2025. V. 154. P. 112207.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЭКЛОГИТА С ОБОГАЩЁННЫМИ СЕРОЙ ФЛЮИДАМИ ПРИ P,T-ПАРАМЕТРАХ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

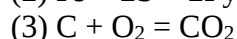
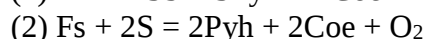
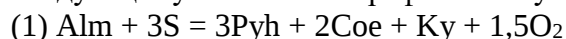
И.Д. Новоселов^{1,2}, Ю.Н. Пальянов^{1,2}

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, novoselovid@igm.nsc.ru; ²НГУ, Новосибирск

Мантийный метасоматоз – один из важнейших процессов в эволюции глубинных пород. Потенциальными метасоматическими агентами в мантии являются серосодержащие флюиды, что подтверждают находки включений сульфидов (Shirey et al., 2008) и сульфатов (Leung, 1990) в природных алмазах. Эклогиты – вторые по распространённости мантийные породы после перидотитов. Представляется актуальным экспериментальное моделирование взаимодействия эклогита с обогащёнными серой флюидами с целью установления индикаторных признаков метасоматоза с участием серосодержащих флюидов/расплавов.

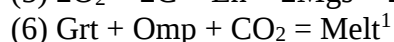
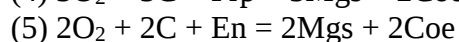
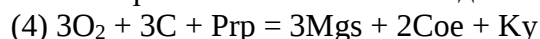
Экспериментальное моделирование процессов взаимодействия в системах эклогит-сера-углерод и эклогит-ангидрит-углерод проведено при давлении 6,3 ГПа и температурах 1150, 1300 и 1450 °С с использованием беспрессовой многопуансонной аппаратуры высокого давления «разрезная сфера» (БАРС) в графитовых ампулах. Также проведены контрольные эксперименты в системе ангидрит-эклогит в платиновых ампулах при температуре 1300 °С с внешним контролем редокс-условий на уровне буферного равновесия гематит-магнетит. Сера и ангидрит выбраны в качестве флюидгенерирующих веществ, которые при P,T-параметрах экспериментов формируют восстановленные и окисленные обогащённые серой флюиды, соответственно.

В результате взаимодействия в системе эклогит-сера-углерод происходит частичная перекристаллизация омфациита и граната. При 1150 °С реакция граната и омфациита с серным флюидом приводит к формированию пирротина, а также выделению кислорода и последующему окислению графита капсул:



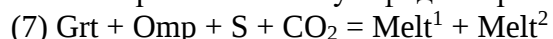
(Alm – альмандиновый компонент граната, Pyh – пирротин, Coe – коэсит, Ky – кианит, Fs – ферросилитовый компонент омфациита)

Это, в свою очередь, влечёт за собой формирование магнезита, а также карбонатно-силикатного расплава за счёт взаимодействия силикатов с CO₂:



(Prp – пироповый компонент граната, En – энстатитовый компонент омфациита, Mgs – магнезит, Grt – гранат, Omp – омфациит, Melt¹ – карбонатно-силикатный расплав)

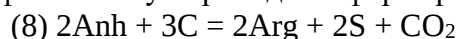
При 1300 и 1450 °С вследствие реакции силикатов с CO₂- и S-флюидом образуются силикатно-карбонатный и сульфидный расплавы:



(Melt² – сульфидный расплав с растворённым кислородом)

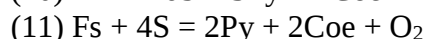
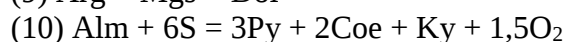
Кристаллы граната и омфациита имеют зональное строение с пониженными относительно исходных содержаниями железа в периферических зонах. Также для внешних зон кристаллов силикатов характерны включения сульфидной фазы.

При взаимодействии в системе эклогит-ангидрит-углерод в графитовых ампулах установлена частичная перекристаллизация исходных силикатов. Реакция ангидрита с графитом ампул приводит к формированию CO₂- и S-флюида:



(Anh – ангидрит, Arg - арагонит)

При 1150°C установлено формирование пирита, доломита и коэсита (реакции (9), (10) и (11)), магнетитовый компонент карбоната при этом формируется по реакциям (4) и (5) и карбонатно-силикатный расплав – по схеме (6).



(Dol – доломит, Py - пирит)

При повышении температуры до 1300-1450°C образуется также сульфидный расплав по реакции (7). Кристаллы силикатов зональные, внешние зоны характеризуются большими содержаниями кальция и меньшими – железа, чем исходные силикаты. Кроме того, в периферических зонах кристаллов силикатов установлены включения пирита и сульфидного расплава. Взаимодействие эклогит-ангидрит в платиновых ампулах не приводит к формированию новых фаз, установлена лишь незначительная перекристаллизация исходных веществ.

Затравочные кристаллы алмаза в системах эклогит-сера-углерод и эклогит-ангидрит-углерод подвергнуты частичному растворению с образованием характерных ямок травления в форме прямоугольников на гранях куба и негативных тригонов на гранях октаэдра.

Основными процессами при взаимодействии эклогита с обогащёнными серой флюидами являются растворение и перекристаллизация силикатов, а также их сульфидизация и карбонатизация с формированием коэсита, карбонатов (магнетит±доломит), карбонатно-силикатного расплава и сульфидной фазы (пирит, пирротин либо расплав). Установлены индикаторные признаки эклогита, подвергшегося воздействию серосодержащих флюидов, а именно - пониженные содержания FeO в периферических зонах кристаллов силикатов относительно центральных и сульфидные включения. Выявленные в данном исследовании закономерности могут быть использованы как индикаторные характеристики мантийного метасоматоза с участием флюидов системы C-O-S.

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 24-77-10006, <http://rscf.ru/project/24-77-10006/>.

Литература

- Leung I. S. Silicon carbide cluster entrapped in a diamond from Fuxian, China // *American Mineralogist*, 1990, V. 75 (9–10). P. 1110–1119.
- Shirey S.B., Kamber B.S., Whitehouse M.J., Mueller P., Basu A. A review of the isotopic and trace element evidence for mantle and crustal processes in the Hadean and Archean: Implications for the onset of plate tectonic subduction // *Geological Society of America Special Papers*, 2008. V. 440. P. 1–29.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАСТИНЧАТЫХ ДЕФЕКТОВ РАЗЛИЧНЫХ РАЗМЕРОВ ПО ОБЪЁМУ КРИСТАЛЛОВ ПРИРОДНЫХ АЛМАЗОВ

С.Л. Новочадов, С.В. Титков, В.Ю. Прокофьев

ИГЕМ РАН, Москва, sergei.novochadov@mail.ru

В структуре кристаллов алмаза из кимберлитов присутствуют необычные пластинчатые дефекты в плоскостях куба – плейтлетсы, которые проявляются на катодолюминесцентных топограммах и в виде экстра рефлексов на рентген-дифракционных картинах (Speitch et al., 2018, и ссылки в этой работе). Их размеры составляют от 5 до 100 нм, достигая иногда 10 мкм. Как было установлено Е.В. Соболевым (Соболев и др., 1968), в ИК-спектрах с плейтлетсами связана узкая линия в области $1358\text{--}1380\text{ см}^{-1}$, положение которой определяется их размером. Чем больше размер плейтлетсов, тем меньше волновое число, отвечающее линии в ИК-спектре.

На начальных этапах исследований в 60-е годы XX века полагалось, что весь азот в структуре природных алмазов сконцентрирован в плейтлетсах. Потом были предложены их азот-углеродные модели. В настоящее время общепринятой является модель скопления междоузельных атомов углерода в плоскостях куба, при этом содержание азота в них соответствует его содержанию в объёме кристалла.

Механизм образования плейтлетсов в структуре природных алмазов пока окончательно не установлен. Согласно одной точки зрения (Woods, 1986), образование интерстициальных атомов углерода происходило в ходе трансформации азотных A[N-N] дефектов в B[4N-V] дефекты в процессе длительного посткристаллизационного отжига кристаллов. По мнению других исследователей (Бокий и др., 1986) плейтлетсы формировались в результате отжига кристаллов в процессе роста, когда время роста и время отжига были сопоставимы. В соответствии с третьей точкой зрения встраивание междоузельных атомов углерода в структуру алмазов происходило непосредственно в процессе роста кристаллов (Соболев, 1978).

В настоящей работе для выяснения механизма образования плейтлетсов было проведено исследование их распределения по объёму кристаллов природных алмазов с использованием ИК-микроспектроскопии. С этой целью были изучены 29 пластин, которые были изготовлены из природных кристаллов алмаза высокого качества массой 1–1,5 карат и в спектрах которых наблюдались линии плейтлетсов. Алмазы имели октаэдрический и ромбодокаэдрический габитус и были добыты на месторождениях Сибирской платформы. Исследования были проведены с использованием высокоточного ИК-микроспектрометра Lumos II (BRUKER), оснащённого специальным ПО (OPUS, BRUKER) и позволяющего проводить исследования в сканирующем режиме. Исследование проводилось в диапазоне от $600\text{ до }4500\text{ см}^{-1}$, с расширением от 4 до 100 мк, в основном 65 мк, со спектральным расширением $0,5\text{ см}^{-1}$.

Все изученные алмазы содержали азотные дефекты A [N-N], некоторые – азотные дефекты B [4N-V], т.е. относились к типам IaA и IaAB по физической классификации алмазов.

В работах предшествующих исследователей отмечалось, что линия плейтлетсов в ИК-спектрах природных алмазов часто значительно уширена или ассиметрична (Соболев и др., 1968; Woods et al., 1986). Проведённые исследования с использованием современного микроспектрофотометра позволили установить, что эта линия почти

всегда (в 28 из 29 изученных образцов) состоит из двух компонент, соответствующих плейтлетсам малых и больших размеров.

На полученных картинах распределения отчетливо видно, что плейтлеты малых и больших размеров приурочены к различным зонам кристалла, границы между которыми, как правило, достаточно резкие. При этом можно выделить три типа распределения малых и больших плейтлетов по объёму кристаллов. В центре кристаллов с распределением первого типа наблюдаются плейтлеты большого размера. Далее следует зона с малыми плейтлетами, распределённых неоднородно, затем - незначительная зоны с большими плейтлетами, но в значительно меньшей концентрации по сравнению с центром кристалла.

Второй тип распределения характеризуется наличием малых плейтлетов в центре кристалла. Внешняя зона кристалла сложена крупными дефектами, которые равномерно распространены в её пределах.

Третий тип распределения плейтлетов наблюдался в двух пластинах. В их центре располагаются плейтлеты малого размера. Их окружают плейтлеты большего размера. По краям таких кристаллов снова появляются плейтлеты малого размера.

Выделяя общие закономерности распределения плейтлетов, можно отметить относительно равномерную концентрацию больших дефектов внутри зон распространения. И напротив, для малых дефектов – не равномерную концентрацию.

Примечательно, что во всех кристаллах зоны с малыми дефектами весьма хорошо коррелируют с зонами, обогащёнными водородными дефектами (линия 3105 см^{-1}). А в зонах, где распространены крупные плейтлеты, водородные дефекты имеют значительно меньшее содержание или полностью отсутствуют.

Было также установлено, что в кристаллах, образованных в результате одновременного развития октаэдрических и кубических секторов роста, малые плейтлеты всегда сконцентрированы в октаэдрических секторах, а большие в кубических.

Кроме того, проведённых исследования показали, что, хотя и наблюдается общая тенденция повышения общего содержания плейтлетов в зонах с пониженным отношением А/В дефектов, она не является универсальной. При этом были выявлены кристаллы с отчётливыми линиями плейтлетов, в которых В дефекты вообще отсутствовали. Поэтому с процессом возможной трансформации А в В дефекты вряд ли можно связать образование плейтлетов.

Полученные данные свидетельствуют в пользу гипотезы образования пластинчатых встроек в структуре природных алмазов непосредственно в процессе роста (Соболев, 1978). Если исходить из гипотезы их посткристаллизационного происхождения в результате отжига, то очевидно следует предполагать, что в кристаллах природных алмазов для образования плейтлетов существуют определённые структурные предпосылки (или предцентры), которые образуются непосредственно при росте.

Работа выполнена по теме FMMN-2024-0017 государственного задания ИГЕМ РАН.

Литература

- Бокий Г.Б. *Природные и синтетические алмазы*. М. Наука, 1986. 221 с.
- Соболев Е.В. О пластинчатых образованиях в структуре природных алмазов // *Журнал структурной химии*, 1968. Т. 9. № 6. С. 1029–1033.
- Соболев Е.В. Азотные центры и рост кристаллов природных алмазов // *Труды института геологии и геофизики*, 1978. Вып. 403. С. 245–255.
- Speich L. Kohn S. C. Bulanova G. P. Smith C. B. The behaviour of platelets in natural diamonds and the development of a new mantle thermometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2018. V. 173. P. 1–21.
- Woods G.S. Platelets and the infrared-absorption of Type-Ia diamonds // *Proceedings of the Royal Society of London*, 1986 (Series A). V. 407(1832) P. 219–238.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ КИМБЕРЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

О.Б. Олейников, Н.А. Опарин

ИГАБМ СО РАН, Якутск, olei-oleg@yandex.ru

Северная часть Алданской антеклизы покрыта мезозойскими и кайнозойскими терригенными отложениями, мощность которых увеличивается к северу. Они залегают на отложениях нижнего палеозоя, представленных преимущественно карбонатными породами кембрия. Только благодаря геофизическим методам за последние десятилетия на этой части территории Алданской антеклизы открыты погребенные кимберлитовые трубки, которые образуют Хомпу-Майское кимберлитовое поле. Оно является единственным на юго-восточной окраине Сибирского кратона и занимает обособленную позицию относительно Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП). К настоящему времени в результате заверки геофизических аномалий установлено 8 компактно расположенных кимберлитовых трубок. Проведенный анализ геологического положения Хомпу-Майское кимберлитовое поля относительно возраста, состава и тектонического строения фундамента, в том числе наличие расположенных вблизи зон тектонического меланжа, показал отсутствие принципиальных отличий от ранее известных кимберлитовых полей ЯКП (Смелов и др., 2012).

Предварительные результаты Rb-Sr геохронологических исследований мезостазиа пород позволили отнести кимберлиты трубки Манчары (358 ± 42 млн лет) (Зайцев и др., 2013) к алмазоносной среднепалеозойской эпохе кимберлитообразования. Геохронологические исследования U-Th-Pb (LA-ICP-MS) перовскита и апатита из основной массы кимберлитов трубки Атырдах и трубки им. А.П. Смелова (Хомпу-Майского поле), показали более ранний среднепалеозойский возраст ($425\text{--}431$ млн лет) образования пород (Махоткин и др., 2021). Таким образом, потребовалось проведение дополнительных геохронологических исследований. С точки зрения потенциальной алмазоносности кимберлитовых трубок ЯКП их возраст имеет важное значение, так как все разрабатываемые алмазные месторождения региона относятся к среднепалеозойской эпохе.

Для получения надежных результатов был выбран U-Pb (ID-TIMS) метод геохронологических исследований с использованием микронавесок перовскита – минерала основной массы кимберлитовых пород, который является надёжным минералом-геохронометром для определения возраста кристаллизации кимберлитовых тел. Объектом исследования явилась петрографически изученная трубка Манчары размером 250×300 м, вскрытая скважинами на глубину до 120 м (Oleinikov et. al., 2024).

U-Pb (ID TIMS) геохронологические исследования перовскита выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Для перовскита из кимберлитов трубки Манчары получена конкордантная оценка возраст 472 ± 1 млн лет ($СКВО = 0.001$) (Рис. 1). Данное значение указывает на то, что кимберлитовый магматизм Хомпу-Майской поля относится к ранее не выделяемой для ЯКП раннепалеозойской эпохе. С учетом того, что полихронность кимберлитовых полей ЯКП однозначно не доказана можно предположить, что данное значение соответствует возрасту поля. Такой возраст согласуется с существованием на данной территории в раннеордовикский период перерыва в осадконакоплении – «палеотектонической ниши», что является необходимым фактором для проявления кимберлитового магматизма (Брахфогель, 1984).

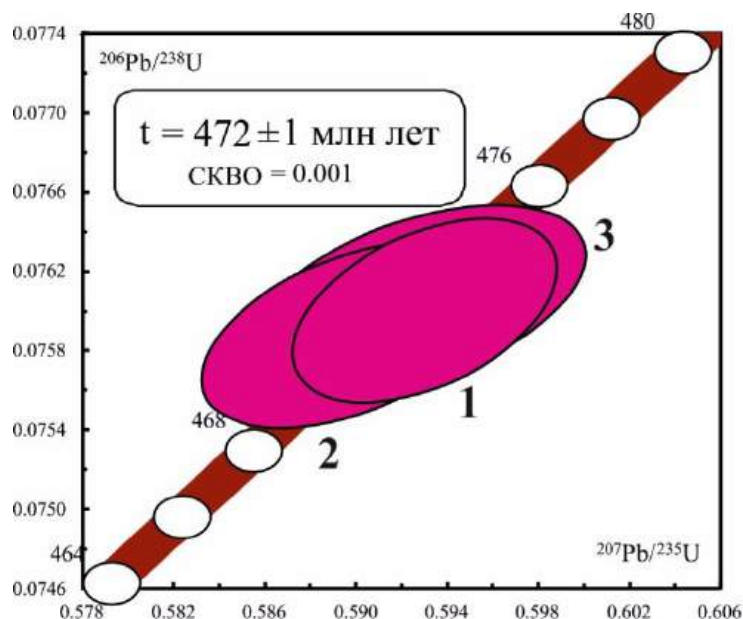


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для перовскита из кимберлитов трубки Манчары (Хомпу-Майское кимберлитовое поле) (Oleinikov et. al, 2024). U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования перовскита выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург)

Ранее на территории антиклизы выделялась Алданская кимберлитовая провинция (Каминский и др., 1970), объединяющая Чомполинское, Тобук-Хатыстырское, Арбарастахское и Ингилийское поля, однако позднее породы этих полей были отнесены к лампроитам (Богатиков и др., 1991). Хомпу-Майское поле имеет возраст, отличный от ранее известных кимберлитовых полей ЯКП, и территориально удалено от кимберлитоконтролирующих зон, в пределах которых расположены поля ЯКП (Брахфогель, 1984), поэтому было предложено выделить в данном районе Алданскую субпровинцию, входящую в состав ЯКП (Oleinikov et. al, 2024).

Литература

- Богатиков О. А., Рябчиков И. Д., Кононова В. А. и др. Лампроиты. 1991. 302 с.
- Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. 1984. 128 с.
- Зайцев А.И., Смелов А.П., Алтухова З.А. Первые данные по изотопному составу стронция и возрасту кимберлитов трубки Манчары (Центральная Якутия) // Отечественная геология, 2010. № 5. С. 51–59.
- Каминский Ф.В., Потапов С.В. Новая кимберлитовая провинция докембрийского возраста на восточной окраине Алданского щита // Геология и условия образования алмазных месторождений: Труды II Всесоюзного совещания по геологии алмазных месторождений. 1970. С. 128–133.
- Махоткин И.Л., Бекренев К.А., Кочнев В.Э., Хачатрян Г. К., Каменецкий В. С. Палеозойские Mg-Ti кимберлиты и Mg карбонаты Менда-Барылайского алмазного района Южной Якутии – новый петрологический ключ к пониманию формирования Якутской алмазносной провинции // Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания, 2021. Т.2. С. 148–151.
- Смелов А.П., Прокопьев А.В., Олейников О.Б. Васильев Д. А., Королева О. В. Перспективы алмазносности Алданской антиклизы: результаты геолого-геофизических данных // Отечественная геология, 2012. № 5. С. 3–10.
- Oleinikov O.B., Stifeeva M.V., Oparin N.A., Kotov A. B., Salnikova E. B., Oshchepkova M. G. U-Pb (ID-TIMS) Age of Perovskite from Kimberlites of the Manchary Pipe (Khompuy-May Kimberlite Field, Central Yakutia) // Doklady Earth Sciences, 2024. V. 517. P.1277–1280.

КОМБИНАТОРНЫЙ СИММЕТРИЙНЫЙ АНАЛИЗ ТИПОМОРФНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РЕАЛЬНОЙ ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА И ОПЫТ ЕГО ПРИМЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

А.Д. Павлушин¹, Д.Г. Степенщиков²

¹ИГАБМ СО РАН, Якутск, pavlushin@diamond.ysn.ru; ²ГИ КНЦ РАН, Анапаты

Разработка дополнительных параметров и усовершенствование приемов нового метода комбинаторного симметричного анализа реальной формы кристаллов алмаза систематически проводилось совместно с АК «АЛРОСА» (ПАО) (Павлушин, Степенщиков 2019, 2020; Stepenshchikov, Pavlushin 2024). Завершено апробирование выявленных типоморфных признаков на геологических алмазоносных объектах, в том числе позволяющих охарактеризовать анизотропию кристаллообразующей среды природного алмазообразования и проводить топоминералогические исследования на территории Якутской алмазоносной провинции.

Под реальной формой кристалла подразумевается его геометрическое отклонение от идеальной простой кристаллографической формы в виде полиэдра с полным или неполным количеством граней исходной формы и сохранением углов между гранями кристалла. Морфометрический анализ октаэдрических кристаллов алмаза с выделением разновидностей, комбинаторных типов, точечных групп внешней симметрии реальной формы кристаллов, степени их искажения проводился с помощью инструментальных и оптических измерений пяти параметров элементов огранения (Stepenshchikov, Pavlushin 2024) и обработки результатов в модернизированной компьютерной программе «Интерактивный симметричный анализ реальной формы кристаллов алмаза», версия 8.0 (Павлушин Степенщиков, 2023). С помощью оптической микроскопии изучена морфология поверхности кристаллов, выделены кристаллогенетические предпосылки искажения и типоморфные характеристики реальной формы кристаллов алмаза. Произведена статистическая обработка данных морфометрии кристаллов алмаза, выполнены топоминералогические сопоставления в системе «источник-россыпь».

Проведены исследования значительных выборок октаэдрических и додекаэдрических кристаллов алмаза из крупных кимберлитовых и россыпных месторождений Якутской алмазоносной провинции включая Мало-Ботуобинское, Далдынское, Алакит-Мархинское кимберлитовые поля и Анабарский алмазоносный район. Типоморфные особенности реальной формы октаэдрических кристаллов алмаза из кимберлитов Якутской алмазоносной провинции определяются статистическим соотношением пяти типов октаэдра с наборами 3-, 4-, 5- и 6-угольных граней [4004], [2222], [0602], [1331], [2060] и доминирующей значимостью распространения разновидности [4004] с «тетраэдрическим» положением граней. Дополнительным типоморфным признаком является наличие менее распространенных реальных форм октаэдра: [1511]; [224]; [2321]; [4022], а также эндемичных неполногранных форм в виде псевдоромбоэдра [0600] и семигранника [3031].

Обнаружение новых комбинаторных разновидностей октаэдра и додекаэдра существенно расширило представления об их разнообразии у природных кристаллов, опровергло теоретические расчеты и увеличило селективные возможности статистического анализа типоморфных признаков искаженных форм кристаллов алмаза в приложении к практике геолого-поисковых работ.

Показана принципиальная возможность анализа симметрии реальной формы округлых додекаэдровидов алмаза с помощью надежных инструментальных измерений

9 параметров элементов огранки кристаллов (Павлушин, Степеничиков 2020). Из 34 возможных морфотипов искажения ромбододекаэдра (Voytekhovskiy, Stepenshchikov 2004) среди алмазов из кимберлитов установлено семь разновидностей. В россыпях формы растворения алмазов имеют более широкое разнообразие искажений ромбододекаэдра, представленное 13 типами, из которых четыре являются наиболее распространенными и общими для кристаллов из россыпей Анабарского и Приленского района. Установлено, что частично растворенные додекаэдры из кимберлитов унаследовали первоначальную форму роста алмазов близкую к ромбододекаэдру и реликты ламинарного строения кристаллов. В отличие от них, кристаллы из северных россыпей пережили более глубокое растворение, что существенно изменило их первичную октаэдрическую форму роста и внешнюю симметрию. Резко контрастные морфометрические типоморфные признаки октаэдрических кристаллов алмаза из россыпных алмазоносных объектов и их предполагаемых известных коренных источников позволяют определять перспективные участки на обнаружение коренной алмазоносности.

Выявленные особенности статистического распространения комбинаторных разновидностей октаэдра и видов визуальной симметрии октаэдрических и додекаэдрических кристаллов алмаза позволяют их использовать в качестве нового типоморфного признака для коренных и россыпных источников алмазов Якутской алмазоносной провинции и использовать в практике геологопоисковых работ.

Литература

- Войтеховский Ю.Л., Степеничиков Д.Г. Реальные кристаллографические простые формы // *Записки ВМО*, 2004. № 2. С. 112–120.
- Павлушин, А.Д. Степеничиков Д.Г. Анализ симметрии искаженной формы кристаллов алмаза и оценка ее прогнозно-поискового значения // *Проблемы магматической и метаморфической петрологии, геодинамики и происхождения алмазов: Тезисы докладов Международной конференции, посвященной 110-летию со дня рождения академика В.С. Соболева, Новосибирск, 09–14 июня 2018 года*. Новосибирск: СО РАН, 2018. С. 45.
- Павлушин А.Д., Степеничиков Д.Г. Первые результаты исследований искаженной формы додекаэдрических кристаллов алмаза из россыпей Якутской алмазоносной провинции // *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*, 2019. Т. 24, № 4. С. 25–36.
- Павлушин А.Д., Степеничиков Д.Г. Diam – Интерактивный анализ реальной симметрии кристаллов алмаза: Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2023611806 Российская Федерация. № 2023610347.
- Stepenshchikov D.G., Pavlushin A.D. The Description of Octahedral Crystals Using Five Parameters // *Acta Crystallographica. Section A: Foundations and Advances*, 2024. A80.
- Voytekhovskiy Y.L., Stepenshchikov D.G. On the real crystal rhombododecahedra // *Acta Crystallographica. Section A: Foundations and Advances*. 2004. A60. P. 582–584.

ВЛИЯНИЕ ФЛЮИДОВ СИСТЕМЫ С-О-Н-N-S НА КРИСТАЛЛИЗАЦИЮ АЛМАЗА В ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ МАНТИИ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

Ю.Н. Пальянов, Ю.М. Борздов, И.Н. Куприянов, А.Ф. Хохряков, Ю.В. Баталева

ИГМ СО РАН, Новосибирск, palyanov@igm.nsc.ru

Природные алмазы полигенны и образуются в очень широком диапазоне Р-Т параметров, составов среды кристаллизации и фугитивности кислорода. Как доказано в последние годы, генезис части алмазов непосредственно связан с кристаллизацией алмаза из металл-углеродных расплавов (Smith et al., 2016, Shatsky et al., 2020). Поскольку в природных минералообразующих процессах весьма вероятно участие различных компонентов, характерных для мантийных сред, представляется актуальным исследование влияния флюидов системы С-О-Н-N-S на специфику кристаллизации и индикаторные характеристики алмаза.

Здесь мы представляем обзор экспериментальных данных по влиянию флюидов (O_2 , S, N, H_2O , CH_4-H_2) на кристаллизацию алмаза в металл-углеродных расплавах, полученных на многопуансонной аппаратуре высокого давления «разрезная сфера» при давлениях 5.5–7.5 ГПа в интервале температур 1400–1700 °С. В качестве исходных материалов использовали никель и железо, графит и флюидгенерирующие вещества (Fe_3N , Fe_2O_3 , FeS_2 , $C_{14}H_{10} \rightarrow C + CH_4 + H_2$ и $Mg(OH)_2 + SiO_2 \rightarrow H_2O + Mg_2SiO_4$).

Влияние кислорода. Установлено, что увеличение X_O от 0 до 10 мас. % приводит к следующей закономерности роста алмаза: монокристаллы $\rightarrow$ блочные кристаллы $\rightarrow$ спонтанные кристаллы $\rightarrow$ агрегаты блочных кристаллов и двойников. При $X_O \geq 5$ мас. % алмаз кристаллизуется совместно с вюститом и метастабильным графитом. С увеличением X_O от 0 до 10 мас. % содержание структурной примеси азота в алмазах увеличивается от 200–250 ppm до 1100–1200 ppm (Palyanov et al., 2020a).

Влияние серы. При увеличении содержания серы (X_S) в системе Fe_9Ni_1 от 0 до 20 мас.% при $P = 6$ ГПа и $T = 1400$ °С установлено уменьшение степени трансформации графита в алмаз со 100% до нуля и уменьшение растворимости углерода в расплаве металлов с 6.6 до 0.4 мас. %. Повышение X_S приводит к появлению метастабильного графита, трансформации морфологии алмаза и уменьшению концентрации примеси азота в алмазе от 50–100 ppm при $X_S = 0$ до 5–10 ppm при $X_S = 10$ –15 мас. % (Palyanov et al., 2020b). Повышение давления до 7.5 ГПа при температуре $T \geq 1600$ °С позволяет синтезировать алмаз даже в расплавах пирротина и пентландита.

Влияние азота. При $P = 5.5$ ГПа и $T = 1400$ °С увеличение содержания азота в системе (X_N) от 0.001 до 0.15 мас. % за счет добавления Fe_3N приводит к тому, что рост монокристаллов алмаза сменяется образованием агрегата блочных сдвойникованных кристаллов, а затем кристаллизацией метастабильного графита. На стадии роста монокристаллов содержание азота в алмазе увеличивается с 200 до 1100 ppm, а затем на стадии роста агрегатов снижается до 120–300 ppm (Palyanov et al., 2010). Повышение давления до 7 ГПа позволяет синтезировать алмазы в системе Fe_3N-C при температуре 1700–1850 °С с содержанием примеси азота до 3300 ppm.

Влияние воды. Увеличение содержания воды (X_{H_2O}) от 0 до 0.43 мас. % в системе при $P = 5.5$ ГПа и $T = 1370$ °С приводит к закономерным изменениям морфологии кристаллов алмаза ряда куб-октаэдр до антискелетных кристаллов и ромбододекаэдров. При $X_{H_2O} > 0.43$ кристаллизация алмаза полностью блокируется, а в системе образуется только метастабильный графит. С увеличением X_{H_2O} содержание азота уменьшается с 200–230 до 40–50 ppm (Palyanov et al., 2012).

Влияние метаново-водородного флюида. В качестве флюидгенерирующего вещества использовали антрацен $C_{14}H_{10}$. Установлено, что увеличение содержания $C_{14}H_{10}$ от 0 до 2.06 мас. % в системе Ni_7Fe_3-C при 5.5 ГПа и 1400°C приводит к уменьшению степени трансформации графита в алмаз с 100 % до 0. С увеличением содержания $C_{14}H_{10}$ рост монокристаллов алмаза сменяется спонтанной кристаллизацией, а затем совместной кристаллизацией алмаза с элементами антискелетного роста и метастабильного графита. В интервале содержаний $C_{14}H_{10}$ от 2.0 до 2.69 кристаллизуется только метастабильный графит. С увеличением содержания антрацена в системе количество примеси азота в алмазе уменьшается от 190–225 ppm до ≤ 20 ppm. Увеличение давления до 7.5 ГПа и температуры в интервале 1400–1700 °C при $C_{14}H_{10}$ – 2 мас. % повышает степень трансформации графита в алмаз от 0–5 до 100 % (Palyanov et al., 2025).

Таким образом, увеличение содержания флюидов системы $C-O-H-N-S$ (O_2 , S, N, H_2O , CH_4-H_2) в металл-углеродном расплаве сопровождается специфическими изменениями морфологии и дефектно-примесного состава алмазов, что позволяет использовать данные закономерности для обоснования индикаторных характеристик алмаза.

Повышение концентрации флюидных компонентов в металл-углеродном расплаве оказывает ингибирующее влияние на процесс кристаллизации алмаза и приводит к образованию метастабильного графита.

Повышение температуры и давления уменьшает ингибирующее влияние изученных флюидов на образование алмаза и расширяет область его кристаллизации.

Полученные результаты позволяют допустить, что нахождение графита в номинально алмазообразующих средах и парагенезисах не является однозначным показателем соответствия условий области термодинамической стабильности графита. С большой вероятностью графит может быть метастабильной фазой.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00032, (<https://rscf.ru/project/24-17-00032/>) и по государственному заданию ИГМ СО РАН № 122041400159-3.

Литература

- Smith E.M., Wang W. Fluid CH_4 and H_2 trapped around metallic inclusions in HPHT synthetic diamond // *Diamond and Related Materials*, 2016. V. 68. P. 10–12.
- Shatsky V.S., Ragozin A.L., Logvinova A.M., Wirth R., Kalinina V. V., Sobolev N. V. Diamond-rich placer deposits from iron-saturated mantle beneath the northeastern margin of the Siberian Craton // *Lithos*, 2020. V. 364. 105514.
- Palyanov Yu.N., Borzdov Yu.M., Kupriyanov I.N., Bataleva Y. V., Nechaev D. V. Effect of oxygen on diamond crystallization in metal–carbon systems // *ACS Omega*, 2020a. V. 5 (29). P. 18376–18383.
- Palyanov Y.N., Borzdov Y.M., Khokhryakov A.F. et al. Effect of sulfur on diamond growth and morphology in metal-carbon systems // *CRYSTENGCOMM*, 2020b. V. 22 (33). P. 5497–5508.
- Palyanov Yu.N., Borzdov Yu.M., Khokhryakov A.F. et al. Effect of nitrogen impurity on diamond crystal growth processes // *Cryst. Growth Des.*, 2010. V. 10. P. 3169–3175.
- Palyanov Yu.N., Borzdov Yu.M., Kupriyanov I.N., Khokhryakov A.F. Effect of H_2O on diamond crystal growth in metal-carbon systems// *Cryst. Growth Des.*, 2012. V. 12 (11). P. 5571–5578.
- Palyanov Yu.N., Kupriyanov I.N., Borzdov Yu.M. et al. Conditions of diamond and graphite crystallization in the reduced metal-bearing mantle // *Lithos*, 2025 (in press)

ОБОБЩЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЯЗКОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ ПРИ Т, Р- ПАРАМЕТРАХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ. ЭКСПЕРИМЕНТЫ, МОДЕЛЬ

Э.С. Персиков¹, П.Г. Бухтияров¹, А.Г.Сокол²

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

²ИГМ СО РАН, Новосибирск

Недавно нами получены первые экспериментально – теоретические данные по температурной и барической зависимостям вязкости модельных кимберлитовых и базальтовых расплавов при мантийных термодинамических параметрах (Persikov et al., 2018). А на основе систематических экспериментально – теоретических исследований установлены обобщенные закономерности температурной, барической и фазовой зависимостей вязкости деполимеризованных магматических расплавов (базальтовые, дунитовые, кимберлитовые) в условиях верхней мантии. Давление является важнейшим термодинамическим параметром магматических систем, и высокие давления являются характерной особенностью существования магматических расплавов в мантии Земли. Во всех теориях вязкости жидкости, несмотря на различные исходные концепции, получен качественно единый вывод об увеличении вязкости расплавов с ростом давления по экспоненциальному закону. В ряде работ нами установлена аномальная и экстремальная зависимость вязкости базальтовых расплавов от давления — с ростом давления вязкость таких расплавов уменьшается, проходит через минимум и далее растет. Тогда как для деполимеризованных ультраосновных расплавов зависимость их вязкости от давления соответствует теоретической зависимости, т.е. с ростом давления вязкость таких расплавов экспоненциально растёт (например, Persikov et al., 2017).

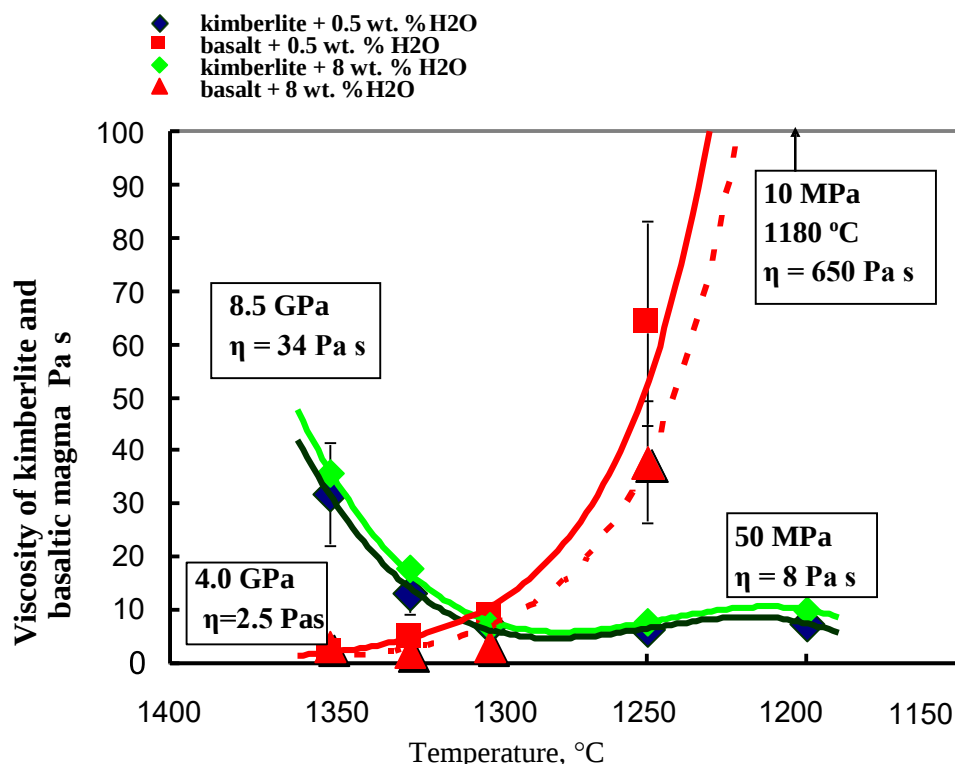


Рис. 1. Динамика изменения вязкости водосодержащих кимберлитовых и базальтовых магм в процессах их образования, эволюции и подъёма из мантии в земную кору

Разработана структурно-химическая модель достоверных прогнозов и расчетов вязкости магматических расплавов в полном диапазоне их основности от кислых до ультраосновных при Т,Р- параметрах земной коры и верхней мантии с погрешностью, соизмеримой с экспериментальной (Persikov, Bukhtiyarov, 2020).

С использованием компьютерной версии этой модели установлены характерные особенности изменения вязкости ультраосновных и базальтовых расплавов при их подъёме из мантии в земную кору (Рис.1). В настоящей работе приведены обобщенные данные по вязкости деполимеризованных ультраосновных расплавов при мантийных давлениях, полученные в результате анализа опубликованных результатов.

Литература

- Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G., Sokol A.G. Viscosity of hydrous kimberlite and basaltic melts at high pressures // Russian Geology and Geophysics, 2017. V. 58. P. 1093–1100.*
- Persikov E.S., Bukhtiyarov P.G., Sokol A.G. Viscosity of haplokimberlitic and basaltic melts at high pressures: Experimental and theoretical studies // Chemical Geology, Elsevier BV (Netherlands), 2018. V. 497. P. 54–63.*
- Persikov E S., Bukhtiyarov P.G. Viscosity of magmatic melts: Improved structural – chemical model // Chemical Geol., 2020. V. 556. P. 119820.*

ИЗМЕНЕНИЕ РЕЖИМА СУБДУКЦИИ И РЕЦИКЛИНГА H_2O В МАНТИИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

А.Л. Перчук^{1,2}, В.С. Захаров¹, Т.В. Геря³, Штерн Р.Д.⁴

¹МГУ, Москва, alp@geol.msu.ru; ²ИЭМ РАН, Черноголовка;

³ETH, Швейцария; ⁴Университет Техаса, США

Современные литосферные плиты транспортируют в мантию значительные объемы воды, связанной в структуре минералов. Средний годовой дебит воды субдуцирующих плит порядка 10^9 тонн — весьма значимая величина для мирового океана ($\sim 10^{18}$ тонн), если учитывать, что субдукция существует на Земле с архейского эона (> 2.5 млрд лет). Проблема количественной оценки рециклинга воды осложняется сложной зависимостью от множества взаимосвязанных параметров, включающих степень гидратации субдуцирующей плиты, термальную и петрологическую структуры зон субдукции, которые в совокупности контролируют термодинамическую стабильность водосодержащих минералов и протонирование номинально безводных минералов (NAMs, nominally anhydrous minerals). Масштаб и характер рециклинга воды в истории остывающей Земли менялись по мере изменения режима субдукции. Оценить соответствующие изменения на качественном и отчасти количественном уровне можно с помощью численного петролого-термомеханического моделирования субдукции при различных потенциальных температурах мантии, соответствующих различным стадиям эволюции Земли.

В настоящей работе приводятся результаты двумерного численного моделирования субдукции в зоне перехода океан-континент с использованием расчетного кода I2VIS (Gerya, Yuen, 2003). В коде комплексно учитывается влияние фазовых переходов, частичное плавление, миграция флюидов и расплавов, образование и распад водосодержащих минералов. Параметризация модели включала: степень деплетирования и плотность мантии как функцию частичного плавления перидотита в зависимости от потенциальной температуры мантии (T_p), линейное увеличение степени эклогитизации для океанической коры (450–650 °C для базальтов, 600–800 °C для габбро), вариации мощности океанической коры, фиксированные параметры континентальной литосферы (литосфера 80 км, мощность коры 40 км), а также скорости конвергенции в диапазоне 2–10 см/год. Детальное описание метода приводится в работе (Perchuk et al., 2025).

Результаты моделирования выявили принципиальные различия в режимах субдукции для различных стадий термической эволюции Земли. В условиях, соответствующих современной Земле ($\Delta T = 0$ –100 °C относительно современной T_p), установлена устойчивая глубокая и крутая геометрия зоны субдукции (углы падения $> 60^\circ$), обеспечивающая эффективный транспорт воды в переходную зону мантии с ее последующей аккумуляцией в NAMs (вадслеит, рингвудит) на глубинах 410–660 км. Напротив, для докембрийских условий ($\Delta T = 150$ –275 °C, 1.5–3.0 млрд лет) моделирование показало развитие малоглубинной, пологой субдукции ($< 30^\circ$), сопровождающейся интенсивной дегидратацией на глубинах < 120 км и сопряженной масштабной гидратацией мантийного клина с образованием серпентина и хлорита. Таким образом, рециклинг воды при этом режиме субдукции происходит преимущественно в верхнюю мантию и континентальную кору.

Полученные результаты позволяют сделать выводы об эволюции обмена H_2O между погружающимися плитами и окружающей мантией. В ходе остывания Земли происходит прогрессирующее сокращение общего объема рециркулируемой воды, систематическое

увеличение глубины ее проникновения в мантию, кардинальное изменение механизмов аккумуляции (от коровых и верхнемантийных водосодержащих минералов к НАМ-фазам переходной зоны). Следует подчеркнуть, что данные выводы справедливы исключительно для периода тектоники плит; для эпохи "stagnant lid" требуются принципиально иные модели водного обмена между внешними и внутренними геосферами, разработка которых представляет отдельную важную задачу.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 23-17-00066.

Литература

- Gerya, T.V., Yuen, D.A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2003. V. 140. P. 293–318.
- Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V., Stern R. J. Shallow vs. deep subduction in Earth history: contrasting regimes of water recycling into the mantle // *Precambrian Research*, 2025. V. 418. 1107960.

ИССЛЕДОВАНИЕ КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ КИАНИТА ИЗ КСЕНОЛИТОВ ТРУБКИ ВЗРЫВА "ЭКЛОГИТОВАЯ" (ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)

Е.Е. Подугольникова^{1,2}, А.В. Корсаков¹, Д.С. Михайленко¹, Д.А. Замятин³

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, podugolnikova@igm.nsc.ru; ²НГУ, Новосибирск;

³ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

Катодолюминесцентная микроскопия является информативным методом визуализации внутреннего строения кристаллов, чувствительным к распределению примесных элементов и дефектам кристаллической решётки. Она позволяет выявлять различные типы зональности, отражающие этапы роста, растворения и взаимодействия минерала с внешней средой и таким образом может фиксировать историю развития минерала в процессе его эволюции (Boggs & Krinsley, 2006; Götze & Kempe, 2008; Götze et al., 2013; Schertl et al., 2004; Sullivan & Peterman, 2017; Wiebe et al., 2007). Одним из таких примеров являются исследования циркона (Corfu et al., 2003; Hanchar & Miller, 1993; Rubatto, 2017; Taylor et al., 2016) и кварца (Götze et al., 2001; Rusk et al., 2008; Wark & Spear, 2005; Wark & Watson, 2006), тогда как кианит в этом контексте исследован значительно меньше. Тем не менее, недавние исследования (Müller et al., 2016; Götze et al., 2013; Kendrick & Indares, 2018; Rezvukhina et al., 2019) показывают, что катодолюминесценция может раскрыть важные детали внутреннего строения кианита и стать эффективным инструментом для изучения истории его кристаллизации.

Современные исследования демонстрируют, что различные зоны кианита характеризуются различной степенью интенсивности катодолюминесценции, а это может быть обусловлено вариациями в содержании примесных элементов (в основном Cr^{3+} (Müller et al., 2016) и Ti^{4+} (Gaft & Panczer, 2013)), влиянием кристаллографической ориентировки кристалла (Götze et al., 2013; Kendrick & Indares, 2018; Schertl et al., 2004) или воздействием радиации от соседствующих минералов, в состав которых входят редкоземельные элементы (Rezvukhina et al., 2019).

Целью данного исследования было выявление особенностей катодолюминесценции порфиروبластов кианита в ксенолитах разного состава из миоценовой трубки взрыва «Эклогитовая» (Восточный Памир). Кианитсодержащие ксенолиты представлены фельзическими гранулитами, мафическими гранулитами и эклогитами.

Кианит из разных типов пород отличается как морфологическими признаками, так и катодолюминесцентными характеристиками. В фельзических гранулитах он встречается преимущественно в виде крупных идиоморфных порфиروبластов, тогда как в мафических гранулитах и эклогитах – в форме агрегатов из субидиоморфных кристаллов. Методом катодолюминесцентной микроскопии установлены различия в интенсивности и характере свечения зёрен кианита: кианит из фельзических гранулитов проявляет яркую люминесценцию с разными степенью и типами зональности: от концентрической (в более мелких зёрнах) и пятнистой (в крупных порфиробластах) до её почти полного отсутствия. В мафических гранулитах и эклогитах люминесценция менее выражена или практически отсутствует, но в отдельных зёрнах всё же наблюдаются слабопроявленная зональность.

Сравнение катодолюминесцентных характеристик кристаллов кианита из ксенолитов разных типов пород трубки «Эклогитовая» показало заметные различия в интенсивности и типах зональности, что может указывать на отличия в условиях их формирования, а также различия в кианитпродуцирующих реакциях, протекающих в этих породах.

Литература

- Boggs S., Krinsley D. *Application of cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks* // Cambridge University Press, 2006.
- Gaft M., Panczer G. *Laser-induced time-resolved luminescence spectroscopy of minerals: a powerful tool for studying the nature of emission centres* // *Mineralogy and Petrology*, 2013. V. 107. P. 363–372.
- Gotze J., Kempe U. *A comparison of optical microscope- and scanning electron microscope-based cathodoluminescence (CL) imaging and spectroscopy applied to geosciences* // *Mineralogical Magazine*, 2008. V. 72. № 4. P. 909–924.
- Götze J., Schertl H.P., Neuser R.D., Kempe U., Hanchar J.M. *Optical microscope-cathodoluminescence (OM–CL) imaging as a powerful tool to reveal internal textures of minerals* // *Mineralogy and Petrology*, 2013. V. 107. P. 373–392.
- Götze J., Tichomirowa M., Fuchs H., Pilot J., Sharp Z.D. *Geochemistry of agates: a trace element and stable isotope study* // *Chemical Geology*, 2001. V. 175. № 3–4. P. 523–541.
- Hanchar J.M., Miller C.F. *Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories* // *Chemical Geology*, 1993. V. 110. № 1–3. P. 1–13.
- Kendrick J., Indares A. *The reaction history of kyanite in high-P aluminous granulites* // *Journal of Metamorphic Geology*, 2018. V. 36. № 2. P. 125–146.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W., Kinny P. *Atlas of zircon textures* // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003. V. 53. № 1. P. 469–500.
- Müller A., van den Kerkhof A.M., Selbekk R.S., Broekmans M.A. *Trace element composition and cathodoluminescence of kyanite and its petrogenetic implications* // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2016. V. 171. P. 1–17.
- Rubatto D. *Zircon: the metamorphic mineral* // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2017. V. 83. № 1. P. 261–295.
- Rusk B.G., Lowers H.A., Reed M.H. *Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation* // *Geology*, 2008. V. 36. № 7. P. 547–550.
- Schertl H.P., Neuser R.D., Sobolev N.V., Shatsky V.S. *UHP-metamorphic rocks from Dora Maira/Western Alps and Kokchetav/Kazakhstan: new insights using cathodoluminescence petrography* // *European Journal of Mineralogy*, 2004. V. 16. № 1. P. 49–57.
- Sullivan W.A., Peterman E.M. *Pulverized granite at the brittle-ductile transition: An example from the Kellyland fault zone, eastern Maine, USA* // *Journal of Structural Geology*, 2017. V. 101. P. 109–123.
- Wark D.A., Spear F.S. *Ti in quartz: Cathodoluminescence and thermometry* // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005. V. 69. № 10. P. A592–A592.
- Wiebe R.A., Wark D.A., Hawkins D.P. *Insights from quartz cathodoluminescence zoning into crystallization of the Vinalhaven granite, coastal Maine* // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2007. T. 154. P. 439–453.
- Rezvukhina O.V., Korsakov A.V., Rezvukhin D.I., Zamyatin D.A., Zelenovskiy P.S., Greshnyakov E.D., Shur V.Y. *A combined Raman spectroscopy, cathodoluminescence, and electron backscatter diffraction study of kyanite porphyroblasts from diamondiferous and diamond-free metamorphic rocks (Kokchetav massif)* // *Journal of Raman Spectroscopy*, 2020. V. 51. № 9. P. 1425–1437.

О РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ В МИНЕРАЛАХ ИЗ ВУЛКАНИЧЕСКИХ БОМБ (ВУЛКАН КСУДАЧ, КАМЧАТКА РОССИЯ)

Н.И. Пономарева¹, В.Н. Бочаров², Н.С. Власенко², С.Ю. Янсон³, Н.В. Афанасьева¹

¹*Институт Наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, n_ponomareva@mail.ru;*

²*РЦ Геомодель, Научный Парк СПбГУ, Санкт-Петербург;*

³*РЦ Микроскопии и микроанализа, Научный Парк СПбГУ, Санкт-Петербург,*

Настоящее сообщение посвящено результатам изучения расплавных включений в минералах из перидотитов, слагающих оливиновые бомбы из вулкана Ксудач (Камчатка).

Вулкан Ксудач (известный в литературе также под именем вулкана Штюбеля) находится в южной части Восточного вулканического пояса Камчатки. С вулканом Ксудач связано четыре кальдерообразующих извержения (Брайцева, и др., 2014). С каждым из них ассоциируются мощные пирокластические отложения, представленные вулканическим песком, лапиллями и бомбами.

В коллекции кафедры минералогии имеются оливиновые бомбы, размером 4–5 см, которые заведующий кафедрой проф. А.И. Брусницын предоставил нам для изучения.

Методы исследования. Минералы, слагающие оливиновую бомбу, исследовались с помощью поляризационного микроскопа Leica DM4500 P, снабженного цифровой камерой Leica DFC 495, и электронного сканирующего микроскопа SEM-501 Hitachi S-3400N, оснащенного энергодисперсионным спектрометром Oxford X-max 20. Условия съёмки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1.5 нА).

Детальное изучение оливина и клинопироксена и микроанализ минеральных включений выполнены на сканирующем электронном микроскопе Hitachi TM 3000 с приставкой для энергодисперсионного микроанализа OXFORD в режиме низкого вакуума, что позволяло использовать непроводящие образцы без предварительного напыления.

Состав включений в оливине изучался на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800. Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000–100 см⁻¹. Источником возбуждения служил твердотельный лазер с длиной волны 532 нм. Мощность лазера – до 100 мВт, время экспозиции от 2 до 10 сек, число повторений – от 2 до 15, увеличение микроскопа – 100^x. Калибровка прибора осуществлялась по Si-эталоны (520.7 см⁻¹). Использовалась дифракционная решетка 1800 ш/мм, диаметр конфокального отверстия 300 мкм.

Результаты исследований. Вулканические бомбы сложены оливином, энстатитом, клинопироксеном, а также шпинелью. Детальное исследование минералов позволило выявить многочисленные многофазные флюидные включения и, кроме того, мелкие сферические (каплевидные) включения чёрного цвета. Многофазные включения в оливине содержат твёрдые фазы, представленные магнезитом. В газовой фазе рамановской спектроскопией установлены N₂ и CO₂, а также во многих вакуолях зафиксирована H₂O. Размер флюидных включений не превышает 60 мкм.

Сферические (каплевидные) включения чёрного цвета в проходящем свете распределены в минералах неравномерно. Размер их варьирует от 24 до 60 мкм (Рис. 1). По составу они существенно различаются. Выявлено 3 типа включений.

1 – сульфидные включения в оливине (Рис. 1, а). 2 – силикатно-сульфидные включения в оливине и клинопироксене (Рис. 1, б). 3 – углеводородно - силикатные в шпинели (Рис. 1, в) Сульфидные включения образованы сульфидами железа, никеля, меди, причём в разных точках «капли» отношение Ni(Cu)/(Ni+Cu+Fe) меняется. Так, для никеля оно варьирует от 0 до 54 %. Силикатная составляющая включений – это

базальтовое стекло, что подтверждается рамановской спектроскопией. Состав углеводородов с помощью рамановской спектроскопии установить не удалось, т.к. сильная флуоресценция не позволяет это сделать.

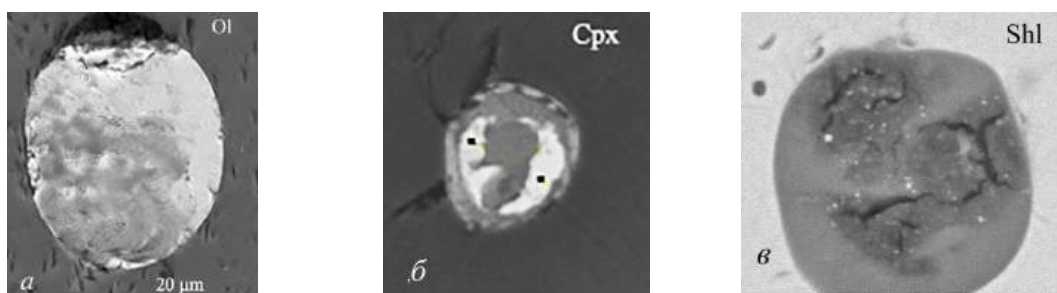


Рис.1. Включения расплавов в отражённых электронах: *а* – сульфидное включение в оливине (Ol); *б* – силикатно–сульфидное в клинопироксене (Cpx), размер включения 8 µm; *в* – углеводородно-силикатное в шпинели (Shl)

Каплеобразные включения сульфидов в оливине из пород вулкана Толбачик (Курило-Камчатская дуга) приведены в работе (Zelenski et al. 2022), а также установлены в базальтах горы Медвежья (Авачинская группа вулканов) (Савельев и др, 2023).

Как показано в ряде работ (Фролова, Митрейкина, 1978; Кабанова, 1995; Лебедева, 2009; Костюк, 2011), расплавные включения, как правило, неоднородны: в базальтовой стеклообразной матрице находятся разные кристаллиты, а также присутствуют углеводороды. При этом расслоение флюидсодержащих магм на несмешивающиеся сульфидные, силикатные и карбонатные расплавы является результатом магматической дифференциации.

Авторы благодарны заведующему кафедрой минералогии проф. А.И. Брусницину, предоставившему образцы из коллекции кафедры, а также сотрудникам РЦ «Микроскопии и микроанализа» Н.Р. Пинчук и К.А. Бенкину за помощь при выполнении исследований.

Исследования выполнены при поддержке гранта СПбГУ № 124032000029-9.

Литература

- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Кирьянов В.Ю. Последнее кальдерообразующее извержение на Камчатке (вулкан Ксудач) 1700–1800 ¹⁴С лет назад // *Вулканология и сейсмология*, 1995. №2. С. 30–50.
- Кабанова Л. Я. Микроструктуры закалочных стекол базальтовых лав как показатель ликвации. // *Магматизм и геодинамика. Материалы 1 Всероссийского петрографического совещания. Книга 3, Уфа, 1995. С. 78–79.*
- Костюк А.В. Экспериментальное моделирование несмесимости в сульфидно-силикатно-карбонатных мантийных магмах // *Афтореф. дисс. Москва, 2011. 28 с.*
- Лебедева С.М. Состав, структура и спектроскопия океанических базальтовых стекол // *Афтореф. дисс. Екатеринбург, 2009. 26 с.*
- Савельев Д. П., Горбач Н. В., Портнягин М. В., Щербаков В. Д. Происхождение оливиновых базальтов горы Медвежья (Авачинская группа вулканов, Камчатка): свидетельство ассимиляции сульфидсодержащих кумулатов // *Петрология*, 2023. № 3. С. 221–237.
- Фролова Т. И., Митрейкина О. Б. Явления ликвации в океанических базальтах // *Петрологические исследования базальтов островных дуг. М. Наука, 1978. С. 103–116.*
- Portnyagin M., Hoernle K., Plechov P., Mironov N., Khubunaya S. Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // *Earth and Planetary Science Letters*, 2007. V. 255. P. 53–69.
- Zelenski M., Nekrylov N., Kontonikas-Charos A. High Sulfur in Primitive Arc Magmas. Its Origin and Implications // *Minerals*, 2022. V. 12. P. 1–19.

СУЛЬФИДЫ ИЗ КСЕНОЛИТОВ МАНТИЙНЫХ ПОРОД КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЛУЭЛЕ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АФРИКА)

Л.Н. Похиленко¹, В.Н. Королюк¹, В.П. Афанасьев¹, Н.П. Похиленко^{1,2}

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, lu@igm.nsc.ru; ²НГУ, Новосибирск

Сульфиды являются обычными акцессорными минералами для всех типов мантийных ксенолитов трубки Удачная (Якутия). Перидотитовые парагенезисы характеризуются в основном пирротин (FeS)-пентландитовым ($\text{Fe}_4\text{Ni}_4(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe})_{0-1}\text{S}_8$) составом. В ксенолитах эклогитов часто отмечается халькопирит (CuFeS). В межзерновом пространстве или в виде оторочки на пирротин-пентландитовых сульфидах описаны K-Cl-содержащий сульфид – джерфишерит ($\text{K}_6\text{Na}(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Cu})_{24}\text{S}_{26}\text{Cl}$) и сульфиды без Cl с калием (состав не стехиометрический, пересчет на S_3 и S_4 отвечает $\text{K}_{0.94-0.96}\text{Fe}_{2.33-2.36}\text{S}_3$ и $\text{K}_{1.26-1.28}\text{Fe}_{3.11-3.15}\text{S}_4$, соответственно), отражающие влияние на породу расплава кимберлита/протокимберлита (Похиленко и др., 2011; Шарыгин и др., 2012).

Иная картина наблюдается для трубки Луэле (Ангола). Здесь сульфиды были обнаружены в ксенолитах следующих парагенетических групп: гранат-ильменитовые вебстериты, эклогиты, шпинелевые лерцолиты, ильменитовые и гранатовые клинопироксениты, ильменитовые дуниты, деформированные лерцолиты. Ни один из образцов шпинелевых верлитов и шпинелевых дунитов сульфидов не содержал. Пирротин-пентландитовые составы наблюдались только в двух гранат-ильменитовых вебстеритах, в одном из которых также присутствовал халькопирит. В вебстерите LuGIWB20 обнаружено округлое сульфидное двухфазное включение размером 8 мкм без обрамления и трещин (классическое первичное включение) в ильмените, представляющее собой распад моносульфидного твердого раствора (mss) – пентландита в пирротине. Во всех остальных случаях сульфиды (размером 20–30 мкм) в этом образце располагаются в межзерновом пространстве (часто с вторичным серпентином или амфиболом) или в трещинах и представляют собой сложные срастания пентландита, силикатной массы сложного состава и пластинок талкусита – сульфида таллия ($\text{Tl}_{1.58-2.10}\text{Cu}_{2.28-2.98}\text{Fe}_{1.08-1.71}\text{Ni}_{0.02-0.35}\text{S}_{4.00}$; анализ выполнен в "ЦКП МИИ СО РАН"). Талкусит — чрезвычайно редкий минерал, впервые обнаруженный на Талнахском медно-никеленосном месторождении (Коваленкер и др., 1976; соответствует $\text{Tl}_{2.01}\text{Cu}_{2.79}\text{Fe}_{1.28}\text{S}_{4.00}$), позднее найденный в чароитовых (Добровольская и др., 1982; соответствует $\text{Tl}_{0.94}\text{K}_{0.42}\text{Cu}_{3.00}\text{Fe}_{0.94}\text{S}_{4.00}$) и золоторудных породах Мурунского массива (Кондратьева и др., 2024; соответствует $\text{Tl}_{0.84-2.59}\text{Cu}_{1.98-3.49}\text{Fe}_{0.81-1.60}\text{S}_{4.00}$). Талкусит из трубки Луэле отличается от других находок тем, что содержит никель. Сульфид, обнаруженный в LuGIWB21, по-видимому, представляет собой скопление реликтов растрескавшихся (и/или перекристаллизованных) зерен пентландита с вкраплениями самородной меди (Cu 94 мас.%, Fe 4 мас.%). Сульфиды во всех остальных образцах практически не содержат железа, представляя собой сульфиды никеля, реже сульфиды меди. В ксенолитах ультраосновных парагенезисов (шпинелевый лерцолит, деформированный лерцолит) большинство сульфидов представлено хизлевудитом (Ni_3S_2), реже миллеритом (NiS), которые находятся в виде скоплений зерен в серпентине или хлорите, заполняя трещины в минералах или межзерновое пространство. Хизлевудит часто встречается в срастании с оксидом широкого спектра составов от магнетита до треворита (NiFe_2O_4). Последний, более характерный для метеоритов, в земных породах встречается редко (Muravyeva and Senin, 1993 и цитируемая ими литература). Подобная ассоциация была описана для месторождения сульфидов никеля

Западной Австралии Хадсоном и Тревисом (1981), а также Барнсом (2006). Другой редкий сульфид – шандит (по данным электронного микронзонда, соответствует $Pb_{1.5-2.2}Cu_{0-0.2}Fe_{0-0.1}Ni_{2.8-3.2}S_2$) – был обнаружен в трех образцах шпинелевых лерцолитов в виде мелких зерен в хизлевудите. Сульфиды из эклогита и клинопироксенитов представлены халькозином (Cu_2S), миллеритом, хизлевудитом. В последнем иногда отмечались высокие примеси меди. Гексаникелевый пентасульфид (Ni_6S_5) был обнаружен в ассоциации с миллеритом и хизлевудитом в гранатовом клинопироксените LuGC29.

Таким образом, для мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Луэле (Ангола) выделяются следующие особенности сульфидизации: 1) наличие не характерных для земных мантийных пород сульфидов и ассоциирующего с ними треворита; 2) находки экзотических сульфидов – талкусита и шандита; 3) обогащение сульфидной системы никелем. Объяснение отмеченным особенностям сульфидизации мантийных пород может быть связано с: (1) общим для Земли последовательным увеличением степени метасоматической проработки пород нижних и средних частей вертикального разреза литосферной мантии во времени (Kogarko, 2010); (2) более высокой, в сравнении с ситуацией для литосферной мантии Сибирской платформы, долей в сублитосферных метасоматизирующих расплавах, воздействовавших на породы литосферной мантии под трубкой Луэле (мелового возраста), продуктов переработки вещества, близкого по составу железо-каменным и железо-никелевым метеоритам.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400157-9).

Литература

- Добровольская М. Г., Малое В. С., Рогова В. П., Вьяльсов Л. Н. Новая находка калийсодержащего талкусита в чароитовых породах Мурунского массива // ДАН СССР, 1982. Т. 267. № 5. С. 1214–1217.
- Коваленкер В. А., Лапутина И. П., Евстигнеева Т. Л., Изюмко В. М. Талкусит $Cu_{3-x}Tl_2Fe_{1+x}S_4$ — новый сульфид таллия из медно-никелевых руд Талнахского месторождения // Записки Всесоюзного Минералогического Общества, 1976. Т. 105 (2). С. 202–206.
- Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Кардашевская В.Н. О рудной минерализации золотоносного Мурунского узла (Алданский щит) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики, 2024. Т. 29 (3). С. 345–361.
- Похиленко Л.Н., Головин А.В., Шарыгин И. С., Похиленко Н.П. Акцессорные минералы мантийных ксенолитов: первые находки K-Fe-сульфидов, не содержащих Cl // ДАН, 2011. Т. 440. № 4. С. 521–526.
- Шарыгин И. С., Головин А.В., Похиленко Н.П. Джерфшиерит в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): проблемы происхождения и связь с кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. № 3. С. 321–340.
- Barnes S.J. Book chapter. Special publications of the Society of Economic Geologists. Nickel Deposits of the Yilgarn Craton: Geology, Geochemistry, and Geophysics Applied to Exploration, Western Australia // Society of Economic Geologists, 2006. V. 13.
- Hudson D.R., Travis G.A. A native nickel-heazlewoodite-ferroan trevorite assemblage from Mount Clifford, Western Australia // Economic Geology, 1981. V. 76 (6). P. 1686–1697.
- Kogarko L.N. Metasomatised mantle is the source of interpolate alkaline and carbonatitic magmatism // Bull Tethys Geological Society, 2010. 1–21.
- Muravyeva N.S., Senin V.G. Trevorite in pyroxenite nodules from the Tokinsky Stanovik Mountains (ENE prolongation of Baikal rift zone) // Mineralogical Magazine, 1993. V. 57 (386). P. 171–173.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ БЛОКОВ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД КИМБЕРЛИТОВЫМИ ПОЛЯМИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.П. Похиленко^{1,2}, А.М. Агашев¹, Л.Н. Похиленко¹, Н.С. Тычков¹

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, chief@igm.nsc.ru; ²НГУ, Новосибирск

Ранее на основании изучения ксеногенного материала из разновозрастных кимберлитов Сибирской платформы (СП) нами было показано наличие существенных различий в мощности опробованных кимберлитовыми расплавами различных блоков СП не только на разное время (среднепалеозойское и мезозойское), но и для одного времени, причем наибольшие различия в мощности блоков характерны для среднепалеозойского времени: от 160 до 250 км (Pokhilenko et al., 1999, 2015, 2022; Agashev et al., 2013; Howarth et al., 2014). Вариации мощности литосферы различных блоков СП на средне- и верхнетриасовое время находились в диапазоне 140–170 км были оценены на основе изучения особенностей состава пиропов из кимберлитов Лучакан-Куранахского и Харамайского полей. Вариации мощности литосферы СП, опробованной верхнеюрскими кимберлитами Куойкского и Беевичинского полей находились в пределах от 120 до 160 км. Результаты изучения ксеногенного материала из разновозрастных кимберлитов СП показывают, что минимальные интенсивности силикатного метасоматоза истощенных перидотитов литосферной мантии (ЛМ) фиксируется в блоках литосферы под среднепалеозойскими Мирнинским и Накынским полями, а также триасовым Харамайским полем. Для истощенных перидотитов нижних частей ЛМ под среднепалеозойскими Далдынским и Алакит-Мархинским полями в целом фиксируется высокие уровни силикатного метасоматоза, в то же время здесь в объеме ЛМ на глубинах, отвечающих области стабильности алмаза иногда сохраняются блоки истощенных перидотитов с минимальными уровнями воздействия базитовых расплавов. Максимальные уровни силикатного метасоматоза зафиксированы для низов ЛМ на верхнеюрское время под Куойкским и Беевичинским полями, до 70 % пиропов в кимберлитах которых относятся к рефertilizированным перидотитам. Но на это же время в этой же части СП присутствуют блоки мантии, сравнительно слабо затронутых силикатным метасоматозом (под трубками Дьянга, Второгодница).

Эволюцию химического состава перидотитов ЛМ можно описать в рамках следующей модели. На первом этапе, в архее в результате экстракции из первичного вещества мантии расплавов, сформированных при высокой степени частичного плавления, образовались истощенные гарцбургит-дуниты. На втором этапе, в среднем архее происходило метасоматическое обогащение пород основания литосферной мантии расплавом/флюидом с высоким содержанием несовместимых элементов, близким по составу к карбонатитовым расплавам, и с начальными этапами этого процесса связывается образование большей части литосферных алмазов U-типа. Последующими этапами эволюции нижних уровней ЛМ были неоднократные разномасштабные циклы силикатного метасоматоза, связанные в большей мере с воздействием на перидотиты ЛМ существенно базитовых сублитосферных расплавов. Их происхождение, в свою очередь, было связано с подхлывшими к зоне взаимодействия литосфера-астеносфера разновозрастными плюмами. Разновозрастные и разномасштабные циклы SM значительно изменили минералогический и геохимический состав пород нижних уровней ЛМ (Pokhilenko et al., 1999, 2015, 2022; Agashev et al., 2013; Howarth et al., 2014).

Полученные результаты показывают наличие существенных различий в составе и строении литосферной мантии как под полями разновозрастных, так и одновозрастных кимберлитов. Последовательное уменьшение мощности литосферы и общее увеличение

интенсивности вторичного обогащения перидотитов мантии идут в ряду возрастов проявлений кимберлитов СП: средний палеозой – нижний и средний триас – верхняя юра и связываются с воздействием на нижние уровни литосферы среднепалеозойского и пермо-триасового плюмов. Анализ результатов изучения большого количества пиропов из разновозрастных кимберлитовых полей Сибирской платформы делает предпочтительным вариант регионального силикатного метасоматоза перидотитов в зоне взаимодействия литосфера-астеносфера. Значительные вариации его интенсивности, по-видимому, связаны с масштабами генерации протокимберлитовых расплавов и уровнями алмазонасности кимберлитов, выносящих на поверхность материал из вертикальных разрезов литосферной мантии различной мощности и разных сценариев их метасоматического обогащения.

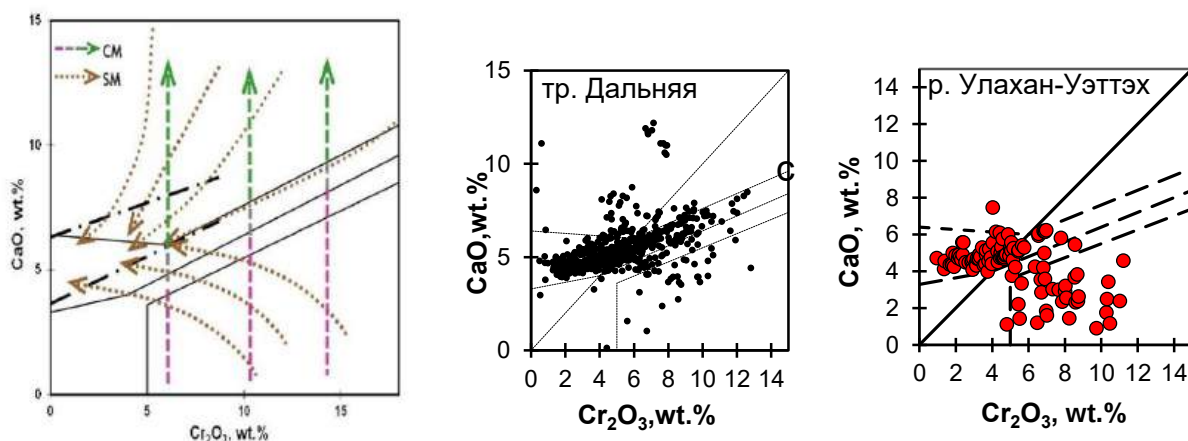


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая в координатах Cr_2O_3 -CaO тренды измерения составов пироповых гранатов перидотитов литосферной мантии при воздействии на них агентов карбонатитового (CM) и силикатного (SM) типов. Приведены примеры распределения составов пиропов из верхнедевонских кимберлитов трубки Дальняя, содержащей ксеногенный материал с промежуточным уровнем CM и SM перидотитов ЛМ и пиропов из аллювиальных отложений р. Улахан-Уэйтэх со слабым уровнем CM и без заметных признаков SM истощенных перидотитов нижних уровней ЛМ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400157-9).

Литература

- Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Y., Sharygin I.S. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // *Lithos*, 2013. V. 160–161. P. 201–215.
- Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // *Lithos*, 2014. V. 184–187. P. 209–224.
- Pokhilenko N., Sobolev N., Kuligin S., Shimizu N. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // *Proc. 7th Intern. Kimberlite Conf. Red Roof Design, Cape Town*, 1999. V. 2. P. 689–698.
- Pokhilenko N.P., Agashev A.M., Litasov K.D., Pokhilenko L.N. Carbonatite metasomatism of peridotite lithospheric mantle: implications for diamond formation and carbonatite-kimberlite magmatism // *Russian Geol. Geophys.*, 2015. V. 56(1–2). P. 280–295.
- Pokhilenko N.P., Afanasiev V.P., Agashev A.M., Pokhilenko L.N., Tychkov N.S., 2022. Lithospheric Mantle Composition and Structure Variations under the Siberian Platform Kimberlite Fields of Different Ages // *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (4), 0666.

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА МОЗАИЧНО-БЛОЧНЫХ АЛМАЗОВ ИЗ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.Л. Рагозин¹, В.С. Шацкий^{1,2,3}, М.А. Богданов^{1,2}, В.Н. Реутский¹, В.В. Калинина¹

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, ragoz@igm.nsc.ru; ²ГГФ НГУ, Новосибирск;

³ИГХ СО РАН, Иркутск

Северо-восточная часть Сибирской платформы является уникальным регионом по масштабам проявления кимберлитового магматизма. Многочисленные кимберлитовые трубки (на данный момент известно более 300), обнаруженные в этом регионе, неалмазоносны или крайне слабоалмазоносны. Однако, в этом районе Якутской алмазоносной провинции сосредоточено более 70 % разведанных россыпных месторождений алмазов Сибирской платформы. Первичные источники этих россыпей до настоящего времени не обнаружены.

Специфические кристаллы темно-серого до черного цвета с округлой морфологией, относящиеся к V разновидности по классификации Орлова (1984), являются одной из доминирующих групп алмазов в россыпных месторождениях северо-востока Сибирской платформы. Эти алмазы составляют > 45 % добычи из обрабатываемой россыпи р. Эбелях (Афанасьев и др., 2009). Алмазы V разновидности не характерны ни для трубок, расположенных поблизости, ни для какой-либо из известных кимберлитовых трубок Якутии. Редкие находки алмазов, описанные как разновидность V в кимберлитах (Солодова и др., 1975), отличаются от округлых россыпных алмазов. Главным отличием является резко облегченный изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$ – от –17 до –25 ‰) аллювиальных алмазов, относимых к V разновидности; также они отличаются особенностями внутреннего строения, включениями, содержаниями и составом азотных дефектов. Огромные запасы алмазов V разновидности в россыпях свидетельствуют о том, что их коренные источники были достаточно крупными или многочисленными.

Внутреннее строение алмазов V разновидности изучено методами дифракции обратно-рассеянных электронов (ДОРЭ), рентгеновской и катодолуминесцентной топографии. Полученные данные свидетельствуют, что алмазы V разновидности имеют мозаичное внутреннее строение, проявляющееся в рентгеновских топографических проекциях, с удлинёнными субиндивидами (до 10 мкм в поперечнике), расходящимися от центра и немного (до 30°) разориентированными относительно друг друга. Субиндивиды формируют радиально-лучистую структуру и сгруппированы в несколько более значительно разориентированные (до 5 град.) блоки кристаллов. Исследования внутреннего строения позволяют сделать вывод о формировании алмазов V разновидности результате процесса расщепления кристаллов (Shtukenberg et al., 2012), причиной для которого явились, вероятно, высокое пересыщение и большое количество механических примесей (включений).

В россыпных алмазах разновидности V северо-востока Сибирской платформы обнаружено три типа включений. Прежде всего, эти алмазы характеризуются типичными минеральными включениями коэсита (Рагозин и др., 2002) и рутила (Афанасьев и др. 2009), которые относятся к эклогитовому парагенезису. Помимо этих включений нами были обнаружены минеральные включения клинопироксена переменного состава, пироп-альмандин-гроссулярового граната, с повышенными содержаниями Mn (до 4.1 мас.% MnO), санидина, кианита, сидерита и циркона. Состав клинопироксена варьирует от диопсида через омфакит к практически чистому (98 %) жадеиту. При расчете остаточного давления, с использованием геобарометра «коэсит-в-алмазе» (Sobolev et al., 2000), было получено остаточное давление с величиной 3.62 (± 0.18) ГПа. Экстраполяции

этого значения на мантийные температуры дало значение давления 5.5 ГПа, что является типичным для литосферных алмазов значением и отвечает верхнемантийным условиям.

Кроме того, в алмазах обнаружены два типа флюидных/расплавных включений. Первый тип представлен полифазными включениями, состоящими в основном из карбонатов (кальцита), минералов эклогитового парагенезиса (коэсита, рутила и циркона), неопределенной Si-Ti-Al-Fe фазы с вариативными примесями K, Na, Mg, Ni, Ba, Sr, P и Cl. Эти включения располагаются вдоль границ субиндивидов и блоков и интерпретируются как частично расскристаллизованные первичные включения карбонатно-силикатного (карбонатитового) алмазообразующего расплава. Второй тип - флюидные включения в алмазах разновидности V был установлен ранее (Томиленко и др. 2001; Smith et al., 2014). При комнатной температуре это однофазные жидкие включения углекислоты и N₂, а также более тяжелых чем метан углеводородов. В изученных алмазах эти флюидные включения расположены вдоль залеченных трещин. Оптическая микроскопия свидетельствует о том, что включения полностью заключены в алмазную матрицу, что свидетельствует о том, что захват этих флюидов происходил в поле стабильности алмаза. Следует отметить разное время захвата полифазных включений и однофазных жидких включений. Включения карбонатно-силикатного расплава были захвачены в период роста кристаллов алмаза, а однофазные жидкие включения C-O-H-N были захвачены позднее во время залечивания трещин, образованных после хрупкой деформации кристаллов алмаза.

Специфический набор и состав минеральных, расплавных и флюидных включений, облегченный изотопный состав углерода округлых мозаично-блочных алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы, отличие от редко встречающихся внешне и морфологически подобных алмазов из кимберлитовых трубок, свидетельствуют об участии субдукционного компонента в процессах их формирования.

Литература

- Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984. 263 с.
- Shtukenberg A.G., Punin Y.O., Gunn E., Kahr B. Spherulites // *Chem Rev.*, 2012. V. 112. P. 1805–1838.
- Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Рылов Г.М., Горяйнов С.В. Включения коэсита в округлых алмазах из россыпей северо-восточной части Сибирской платформ // *ДАН*, 2002. Т. 384 (4). С. 509–513.
- Sobolev N.V., Fursenko B.A., Goryainov S.V., et al. Fossilized high pressure from the Earth's deep interior: the coesite-in-diamond barometer // *PNAS*, 2000. V. 97 (22). P. 11875–11879.
- Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Шебанин А.П. Вариации состава флюидной фазы в процессе кристаллизации природных алмазов // *ДАН*, 2001. Т. 378 (6). С. 802–805.
- Smith E.M., Kopylova M.G., Frezzotti M.L., Afanasiev V.P. N-rich fluid inclusions in octahedrally-grown diamond // *Earth Planet Sci Lett*, 2014. V. 393. P. 39–48.
- Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С. Включения в алмазах эклогитовых гранатов, обогащенных марганцем: свидетельство рециклирования земной коры // *ДАН*, 2013. Т. 453 (3). С. 326–328.
- Солодова Ю.П., Подольских Л.Д., Литвин А.Т. и др. Особенности внутреннего строения природных алмазов V разновидности // *Кристаллография*, 1975. Т. 20 (1). С. 90–95.
- Афанасьев В.П., Агашев А.М., Орихаши Ю., Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Палеозойский U/Pb возраст включения рутила в алмазе V–VII разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // *ДАН*, 2009. Т. 428 (2). С. 1–5.

НОВЫЕ ИНСТРУМЕНТЫ ДЛЯ КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА БАРИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

С.В. Ращенко^{1,2}

ИГМ СО РАН, Новосибирск, rashchenko@igm.nsc.ru; ²НГУ, Новосибирск

Прогресс в технологии лабораторных и синхротронных источников рентгеновского излучения в сочетании с возможностями НРС-детекторов неизбежно ведут к экспоненциальному росту объёма высококачественных дифракционных данных, в том числе полученных *in situ* при высоком давлении. Несмотря на имеющиеся успехи в области быстрой обработки таких данных («серийного» уточнения кристаллических структур), следующий этап — кристаллографический и кристаллохимический анализ барических деформаций, совместимый с большими наборами структурных данных, — остается практически не охваченным разработчиками программного обеспечения. Частными случаями являются наборы данных, соответствующие либо одному соединению, исследованному при изменении внешнего параметра (давления, температуры, времени, внешнего поля, поглощенной дозы и т.д.), либо соединениям с различным составом, имеющим общие структурные особенности.

Несмотря на то, что в настоящее время существует множество программ и библиотек для анализа и валидации CIF-файлов, кристаллографу, не обладающему навыками программирования, по-прежнему приходится вручную обрабатывать десятки файлов или блоков данных, чтобы извлечь, к примеру, зависимость длины определенной связи или параметра элементарной ячейки от давления или температуры. Проблема усугубляется, когда необходимый параметр отсутствует в CIF-файле и должен быть рассчитан с помощью внешнего программного обеспечения, что актуально, например, при извлечении длин связей и углов, не рассчитанных при генерации CIF-файла, а также таких параметров, как объем координационного полиэдра или эффективное координационное число, не поддерживающихся словарями CIF.

Для решения описанной проблемы разработана *crystchemlib* — кристаллографическая библиотека на языке Python, способная считывать информацию из CIF-файлов, вычислять ключевые параметры структуры и анализировать их зависимость от внешних параметров и состава (<https://github.com/SergeyRa/crystchemlib>). Использование языка Python обеспечивает легкую интеграцию *crystchemlib* с большим количеством сторонних библиотек для анализа и визуализации данных, а модуль графического интерфейса (GUI) даёт возможность использования библиотеки даже пользователям, не имеющим навыков программирования.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант №23-77-10047).

ВКЛЮЧЕНИЕ ГРАНАТОВОГО КЛИНОПИРОКСЕНИТА НЕОБЫЧНОГО ТИПА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ПРИЗНАК ПРИСУТСТВИЯ НЕОТКРЫТОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ТЕЛА (ЗИМНЕБЕРЕЖНЫЙ КИМБЕРЛИТОВЫЙ РАЙОН АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ)

С.М. Саблуков

ООО ИНПК «РУСГЕО», Москва

За 43 года работ в Зимнебережном кимберлитовом районе нами всесторонне изучено геологическое строение и вещественный состав ВСЕХ (около 100) магматических объектов, при этом примерно в 30 трубках и силлах кимберлитовых пород района нами обнаружено и изучено около 5000 образцов глубинных включений (мантийных ксенолитов). Изученные образцы мантийных ксенолитов хотя и весьма разнообразны по размеру, структуре и вещественному составу (мегакристы граната, ильменита, рутила, оливина, клинопироксена, ортопироксена, флогопита; гранатовые, шпинелевые, ильменитовые перидотиты и пироксениты, эклогиты, гроспидиты, глиммериты, МАРИДы и др.), но в целом представляют собой вполне обычные, широко распространенные в кимберлитах других районов Мира разновидности включений мантийных пород.

На этом обычном «фоне» пород мантийных ксенолитов района резко выделяется один образец гранатового (скорее даже гранатсодержащего) клинопироксенита. Образец размером 3,5*2,7 см неправильно-сглаженной формы представлен крепкой, «свежей» породой тёмного зеленовато-коричневого цвета неясно-пятнистой окраски (Рис. 1).



Рис. 1. Внешний облик включения деформированного (катаклазированного) гранатового клинопироксенита

Структура и состав минералов этого образца совершенно необычны для включений такого типа пород не только для Зимнебережного района, но, возможно и для других кимберлитовых районов Мира. Минеральный состав породы: клинопироксен – 95 %, гранат – 5 %. Структура породы отчётливая мозаично-порфиробластическая,

обусловленная развитием крупных (6–10 мм) порфиробластов клинопироксена овальной или неправильно-сглаженной формы в основной массе равномернозернистого тонкокристаллического агрегата изометричных зёрен клинопироксена. Цвет обеих структурных разновидностей клинопироксена зеленовато-коричневый, для порфиробластов клинопироксена характерно развитие нескольких систем ярко выраженной, в том числе волнистой отдельности. Химический состав клинопироксена необычен для гранатовых клинопироксенитов и для «естественных пироксенов» в целом (Дир и др., 1965): основная мозаичная масса породы образована авгитом, а порфиробласты – магнезиальным пижонитом. Гранат образует выделения неправильно-сглаженной формы размером 2–5 мм, сильно трещиноватые, возможно рекристаллизованные, характеризуется оранжевым цветом и по составу соответствует гранату алмазоносного эклогита группы I «В» (Coleman et al., 1965; Schulze, 2003).

Расчёт ТР-параметров образования породы по составу клинопироксена показывает значения: 1270–1340 °С и 24–26 кбар (Nimis, Taylor, 2000), а по паре клинопироксен + гранат – необычно высокие значения: 1360–1640 °С и 69–88 кбар (Никитина, Иванов, 1993), что возможно связано с несоответствием состава клинопироксена образца с показателями, заложенными в основу этого термобарометра, либо с неравновесностью парагенезиса клинопироксен+гранат в образце.

Это наш первый образец мантийного ксенолита Зимнебережного района, он обнаружен нами летом 1982 г. в первый же полевой сезон работы в районе, в керне скважины, пробуренной на первой трубке района (трубке Поморская Золотицкого куста) в щебне перекрывающих песчаников урзугской свиты среднего карбона(?). Судя по тому, что в кимберлитах трубки Поморская нами не было обнаружено вообще ни одного мантийного ксенолита, а во всех других трубках Зимнего Берега среди тысяч ксенолитов ни одного сколько-нибудь похожего образца также обнаружено не было, нельзя исключить вероятность того, что этот необычный образец катаклазированного гранатового клинопироксенита может представлять собой фрагмент (перемещённый щебень) ещё не обнаруженного магматического объекта, в том числе, кимберлитовой природы. Впрочем, полностью нельзя исключить и возможность перемещения этого образца с Балтийского щита.

Литература

- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. Цепочечные силикаты. М.: Изд. Мир, 1965. С. 14.
- Никитина Л.П., Иванов М.В. Гранат-клинопироксеновый геотермобарометр для мантийных эклогитов // Доклады РАН, 1993. Т.331(2). С. 214–216.
- Coleman R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W., 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities // Geological Society of America Bulletin, 1965. V. 76. №. 5. P. 483–508.
- Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol., 2000. V. 139 (5). P. 541–554.
- Schulze, D.J. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. // In: A Tale of Two Cratons: The Slave-Kaapvaal Workshop. Lithos, 2003. V. 71 (2–4). P. 195–213.

СРЕДНЕМАСШТАБНЫЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ПРОМЫШЛЕННО-АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ)

Р.Ф. Салихов¹, А.В. Толстов², П.И. Гапотченко¹, Н.Е. Морозова¹

¹АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, SalikhovRF@alrosa.ru; ²ИГАБМ СО РАН, Якутск

Помимо контроля кимберлитового магматизма узлами пересечения глубинных разломов в алмазоносных телах Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) рудоконтролирующими структурами кимберлитовмещающего цоколя являются отрицательные (синформные) элементы, связанные с зонами динамического влияния рифтов, представленные разномасштабными, иерархически соподчинёнными рифтам структурами – грабенами, желобами и/или грабенообразными депрессиями (прогибами) в платформенном чехле (Горев, 2011; Коробков, 2015). Контроль синформными структурами прослежен на уровне кимберлитового поля, кимберлитовых тел и их кустов на примере Алакит-Мархинского кимберлитового поля (Салихов и др., 2020).

Показано, что отдельные тела размещаются в пределах Сохсолохского грабенообразного прогиба клиновидной (трапециевидной) формы, сформированного по разломам субширотного и СВ направлений (Безымянный, Чукуцкий и Мерчимденский), сходящимися к СВ. Ось его ориентирована ортогонально простиранию региональных структур фундамента. Клиноформа «опирается» основанием на Ахтарандинский разлом, входящим в Вилуйско-Котуйскую систему СЗ региональных глубинных разломов.

Существенным ограничением методики использования картирования отрицательных пликативных тектонических структур является требование достаточно высокой плотности степени изученности структурного плана кимберлитовмещающих пород либо сейсморазведкой, либо развитой сетью структурно-картировочных скважин. Для решения данной проблемы авторами сформулирована задача: найти отражение подобных структур в геофизических полях.

В гравитационном поле (масштаб – 1:200 000) Сохсолохскому грабену соответствует отвечающая по морфологии минимуму клинообразной формы – Алакит-Мархинская гравиклиноформа. По данным предшественников (Герасимчук, 1998) отчётливо устанавливается пространственная сопряжённость Алакит-Мархинского и Далдынского кимберлитовых полей Далдыно-Алакитского алмазоносного района (ДААР) с локализованными гравитационными минимумами. Относительное понижение интенсивности гравитационного поля обусловлено региональным разуплотнением пород верхних горизонтов фундамента в диапазоне глубин – 3–20 км.

Формирование основных разломных кимберлитоконтролирующих структур в ДААР – диагональных северо-восточных и субширотных разломов Далдыно-Оленёкской зоны, объясняется, по мнению авторов следующей моделью. Для Вилуйско-Котуйской системы северо-западных глубинных разломов предполагается левосдвиговые движения в позднедевонскую эпоху (до ~30 км, по данным Дукардт и др., 2000). При левом сдвиге на изгибе системы глубинных разломов, возникает эффект «расщепления» с образованием Алакит-Мархинской гравиклиноформы, опирающейся основанием на Ахтарандинский разлом. Клиноформа состоит из сходящихся (субпараллельных между разломами одного направления) СВ и субширотных оперяющих разломов и имеет вид равнобедренной трапеции с высотой ~70 км. Кимберлитовмещающие разломы самого АМКП субпараллельны ограничениям Алакит-Мархинской гравиклиноформы и входящей ветви разлома-основания (левого сдвига) выше его изгиба.

Взаимосвязь систем глубинных разломов, гравиклиноформ и кимберлитовых полей, возможно, обусловлена «цепочкой» последовательных тектономагматических событий. При раскрытии Вилуйско-Патомского рифта высокоамплитудные левосдвиговые перемещения по разломам Вилуйско-Котуйской системы в местах изломов/изгибов вызывают возникновение локальных (ранга кимберлитовое поле) зон растяжения клиновидной формы. Тем самым снимается дополнительное литостатическое давление и определяется зарождение очагов образования кимберлитовой магмы по декомпрессионному механизму (Шкодзинский, 1995) и быстрый её транспорт в верхнюю часть коры с локализацией в рудоконтролирующих структурах клиноформы.

Конформность общих очертаний Сохолохского грабенообразного прогиба с отрицательной гравиклиноформой позволила применить такой подход и для анализа других промышленных кимберлитовых полей ЯАП. Для анализа использовалась карта аномального гравитационного поля масштаба 1:200 000 и карта гравиградиентов, на которых показано, что все алмазоносные поля (Далдынское, Верхне-Мунское, Мирнинское, Накынское) располагаются в пределах отрицательных гравиклиноформ, осложняющих более крупные гравимаксимумы и своим основанием «опирающихся» на предполагаемые глубинные разломы. Последние отчётливо трассируются зонами градиентов гравиполя.

По отношению к региональным структурам фундамента, которые в ЯАП наиболее отчётливо проявляются в магнитном поле, гравиклиноформы условно подразделяются на продольные, согласные с направлением основных структур, и поперечные к ним. В целом, продольные гравиклиноформы (Далдынская и Мирнинская) более продуктивны на алмазы, чем поперечные (Алакит-Мархинская, Накынская и Верхне-Мунская). Отмечается прямая корреляционная связь между параметрами (площадью и разностью гравипотенциала) гравиклиноформ и масштабом алмазоносности (таблица).

Таблица. Параметры гравиклиноформ и их алмазоносность

Гравиклиноформа	Площадь, км ²	Разность гравипотенциала внутри и вне:		Ресурсы алмазов, усл. ед.
		суммарная, мГл	удельная, мГл/км ²	
Поперечные гравиклиноформы				
Алакит-Мархинская	3830	–5050	–1.32	570
Накынская	1210	–1220	–1.01	270
Верхне-Мунская	870	–940	–1.08	40
Продольные гравиклиноформы				
Далдынская	3120	–6250	–2.00	1110
Мирнинская	2000	–1260	–0.63	680

В размещении кимберлитов в пределах минерагенических зон отмечается волновое распределение расстояний между проявлениями: первые две волны (интервалы 0–9 км и 11–38 км, Салихов, 2020), отражают особенности локализации кимберлитов в кустах и между ними в пределах полей. Для кимберлитовых полей на диаграммах распределения «расстояния между трубками – продуктивность на алмазы» наблюдаются максимумы 79 км, 104 км, 147 км, 217 км, 244 км, 316 км, 322–366 км.

Наличие отрицательной гравиклиноформы, опирающейся основанием на линейную зону гравиградиента, эквидистантные расстояния между кимберлитовыми полями внутри минерагенических зон можно использовать в качестве критериев среднемасштабного прогноза помимо коренных и россыпных проявлений алмазов.

Литература

- Горев Н.И., Герасимчук А.В., Проценко Е.В., Толстов А.В. Тектонические аспекты строения Вилуйско-Мархинской зоны, их использование при прогнозировании кимберлитовых полей // Наука и образование, 2011. № 3. С. 5–10.*
- Коробков И.Г. Тектоника, палеогеография и базитовый вулканизм алмазоносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы. Иркутск, 2015. 353 с.*
- Салихов Р.Ф., Толстов А.В., Салихова В.В., Кузьменок А.Н. Реконструкции палеорельефа при поисках погребенных кимберлитовых тел на закрытых траппонасыщенных территориях (на примере Алакит-Мархинского поля) // Руды и металлы, 2020. № 1. С. 39–50.*

ВНУТРЕННИЕ ИСТОЧНИКИ CO₂ В ПРОЦЕССАХ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАМОРФИЗМА И АНАТЕКСИСА: МОДЕЛИ, ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРИЛОЖЕНИЯ

О.Г. Сафонов^{1, 2}, Л.И. Ходоревская¹, С.А. Косова¹, А.В. Спивак¹, В.О. Япаскурт²

¹ИЭМ РАН, Черноголовка, oleg@iem.ac.ru; ²МГУ, Москва

Плавление протолитов, изначально содержащих карбонатные фазы и/или графит, т.е. внутренние источники углерода (напр., Nicoli et al., 2022), является одним из перспективных механизмов, объясняющих сосуществование богатых CO₂ флюидов и гранитоидных магм в условиях высокотемпературного метаморфизма в нижней и средней частях земной коры. В докладе обобщены некоторые природные данные о роли углерода в процессах анатексиса пород земной коры и результаты экспериментальных исследований плавления метаморфических пород, содержащих карбонаты и графит.

При плавлении карбонатно-биотитового гнейса при давлениях 6, 10 и 15 кбар и температурах 800–950 °C (Mityaev et al., 2022) вблизи солидуса формируются первые порции бедного SiO₂ (44–50 мас. %) расплава в результате перитектических реакций с участием карбонатных фаз (кальцита, доломит). С повышением температуры расплавы, сосуществующие с пироксенами и ильменитом при 6 и 10 кбар или с клинопироксеном, богатымgrossуляром гранатом и рутилом при 15 кбар, приобретают тоналитовый состав. Водно-углекислый флюид, содержащий растворенные Ca-Mg-Fe-карбонатные компоненты, сосуществует с этими расплавами. Сравнение экспериментальных результатов с предыдущими данными по частичному плавлению ассоциации плагиоклаз+биотит+кварц (Patiño Douce, Beard, 1995) без участия карбонатов позволяет сделать предварительный вывод о том, что Ca-Mg-Fe-карбонаты способствуют снижению температуры солидуса. Наличие клинопироксеновых и двухпироксеновых ассоциаций может служить минеральным индикатором присутствия карбонатов в источнике образования гранитных магм.

При плавлении бесплагиоклазового гранат-биотит-мусковитового сланца, содержащего различные количества графита (0 – 18.6 мас. %) при температуре 900°C и давлении 5 кбар CO₂, предположительно, образуется в результате окисления графита в процессе разложения слюды по механизмам:

(1) $2\text{Fe}_2\text{O}_3$ (в слюде) + графит $\rightarrow$ 4FeO (в силикатах Fe-Mg) + CO₂ (напр., Cesare et al., 2005) и

(2) $2\text{графит} + 2\text{H}_2\text{O}$ (в слюде) = CO₂ + CH₄ (напр., Whitney, 1992).

Закономерное уменьшение соотношения Fe³⁺/ΣFe в перитектической герцинит-магнетитовой шпинели, ортоамфиболе (жедрите) и ильмените, сосуществующих с гранитными расплавами, подтверждает реакцию (1), протекающую при снижении летучести кислорода с $\lg f_{\text{O}_2} = -11.3$ до -13.1 (значения рассчитаны по равновесию 3 герцинит + 3 кварц + 1/2O₂ = магнетит + 3 силлиманит). КР-спектры стекол содержат как полосы колебаний CO₃²⁻-групп, так и отдельных карбонатов и незначительные пики CO₂ наряду с OH-полосами. КР-спектры пузырей в стеклах показывают преобладание CO₂, а также присутствие карбонатных фаз, графита и OH-групп. Плотность некоторых пузырьков составляет 0.935 – 0.862 (± 0.03) г/см³ (метод Wang et al., 2011), что близко к плотности свободного CO₂ при параметрах эксперимента. Эти пузыри, по-видимому, представляют собой остатки флюида, который сосуществовал с расплавом во время экспериментов. Меньшие плотности CO₂ 0.740–0.647 (± 0.03) г/см³ соответствуют пузырькам, которые отделялись от расплава при декомпрессии во время неизобарической закалки (для экспериментов использовались газовые аппараты с

внутренним нагревом). В пузырьках не было обнаружено CH_4 , что свидетельствует о незначительном влиянии этого механизма (2). По мере увеличения содержания графита в системе состав расплавов меняется от калиевых высокоглиноземистых (S-типа) к щелочно-кальциевым (I-типа) гранитным разновидностям. Расчетное содержание летучих веществ ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) уменьшается с увеличением содержания графита в системе в соответствии с растворимостью этих компонентов в гранитных расплавах, равновесных с водно-углекислыми флюидами (напр., Tamić et al., 2001).

Эксперименты продемонстрировали образование гранитной магмы и водно-углекислых флюидов в протолитах, содержащих внутренние источники углерода (карбонаты или графит), в условиях высокотемпературного метаморфизма в земной коре. CO_2 , образующийся при разложении карбонатов или окислении графита, растворяется в расплавах в виде карбонатных комплексов Ca, Mg и K, а также накапливается во флюидной фазе, сосуществуя с расплавами. Эти особенности отражают перенос CO_2 либо вместе с расплавом, либо через него.

Исследование выполнено при поддержке темы государственного задания ИЭМ РАН FMUF-2022-0004 и частично Российского научного фонда (проект 25-47-00073; <https://rscf.ru/project/25-47-00073>).

Литература

- Cesare B., Meli S., Nodari L., Russo U. Fe^{3+} reduction during biotite melting in graphitic metapelites: another origin of CO_2 in granulites // *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 2005. V. 149. P. 129–140.
- Mityaev A. S., Safonov G.G., Varlamov D.A., Van Reenen D. D. Partial melting of carbonate–biotite gneiss at the conditions of the continental crust: experimental and thermodynamic modeling // *Petrology*, 2022. V. 30. P. 278–304.
- Nicoli G., Borghini A., Ferrero S. The carbon budget of crustal reworking during continental collision: Clues from nanorocks and fluid inclusions // *Chemical Geology*, 2022. V. 608. P. 121025.
- Patiño Douce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *Journal of Petrology*, 1995. V. 36. P. 707–738.
- Tamić N., Behrens H., Holtz F. The solubility of H_2O and CO_2 in rhyolitic melts in equilibrium with a mixed CO_2 – H_2O fluid phase // *Chemical Geology*, 2001. V. 174. P. 333–347.
- Wang X., Chou I. M., Hu W., Burruss R. C., Sun Q., Song Y. Raman spectroscopic measurements of CO_2 density: Experimental calibration with high-pressure optical cell (HPOC) and fused silica capillary capsule (FSCC) with application to fluid inclusion observations // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2011. V. 75. P. 4080–4093.
- Whitney D. L. Origin of CO_2 -rich fluid inclusions in leucosomes from the Skagit migmatites, North Cascades, Washington, USA // *Journal of Metamorphic Geology*, 1992. V. 10. P. 715–725.

ВАРИАЦИИ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ АЛМАЗОВ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

А.О. Серебрянников¹, А.М. Логвинова¹, Д.С. Михайленко¹, Ю. Шу²

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, serebryannikovao@igm.nsc.ru; ²Институт геохимии
и Центр изучения глубинного строения Земли КАН, Китай

Хромшпинелиды, наряду с пиропом и оливином, являются основными минералами-спутниками алмаза, а также постоянными минералами широкой серии ультраосновных пород различных геологических обстановок и относящихся к различным фациям глубинности. Включения хромшпинелидов в алмазе относятся к группе магнезиохромита и характеризуются высокими содержаниями Cr_2O_3 , низкими Al_2O_3 и TiO_2 и низкой ролью Fe^{3+} (Соболев и др., 1975). С точки зрения петрогенеза, хромит является одним из первых минералов, кристаллизующихся из первичных магм, и одним из последних расходуется при частичном плавлении мантии. Таким образом, вариации в составе хромитов потенциально могут способствовать получению важной информации о мантийных процессах.

В данной работе проведен статистический анализ накопленного авторами большого объема данных по содержанию редких элементов в хромшпинелидах из алмазов Якутской (Далдыно-Алакитский район: тр. Юбилейная, Удачная, Сытыканская, Комсомольская, Айхал; Мало-Ботуобинский район: тр. Мир, Интернациональная) и Архангельской (тр. Пионерская, Карпинского, Ломоносовская) алмазоносных провинций, из ксенолитов тр. Удачная и терригенных отложений поискового участка Курунг-Юрях Мало-Ботуобинского района, где обнаружены хромиты, имеющие по главным элементам схожий состав с включениями в алмазе и получившие общее название «курунгский» тип. Всего изучено 278 образцов. Содержания главных элементов (Mg, Fe, Cr, Al) были установлены методом микрозондового анализа в ИГМ СО РАН, примесных – методом LA-ICP-MS в Институте геохимии КАН (Китай). Для сравнения были использованы опубликованные данные по высокохромистым шпинелидам из дунитов Кемпирсайского массива (Hu et al., 2022) и бонинитов массива Тетфор Мин (Page, Barnes, 2009).

Установлено, что хромшпинелиды из алмазов Якутской и Архангельской алмазоносных провинций имеют идентичные распределения примесных элементов и различаются лишь по содержанию V, Mn, Zn, Co (в пределах 10–15 %) и Ta (рис. 1). Хромшпинелиды участка Курунг-Юрях значительно отличаются от хромшпинелидов из алмазов по содержанию V, Ni, Zn, Co, Sc, Nb и Ta (рис. 1).

Для более четкой визуализации распределения данных нами использован набирающий в последнее время популярность статистический инструмент - Диаграмма размаха (или «ящик с усами») (Баврина, 2020).

Установлено, что наиболее контрастными элементами, позволяющими статистически разделить хромшпинелиды из алмазов, «курунгского» типа и иные высокохромистые шпинелиды, являются V, Co, Zn, Ni (рис. 2). Различия по средним содержаниям элементов (ppm) для включений в алмазе и «курунгского» типа следующие (ссоответственно): V – 1985 и 845; Zn – 880 и 1585; Ni – 790 и 460; Co – 275 и 430.

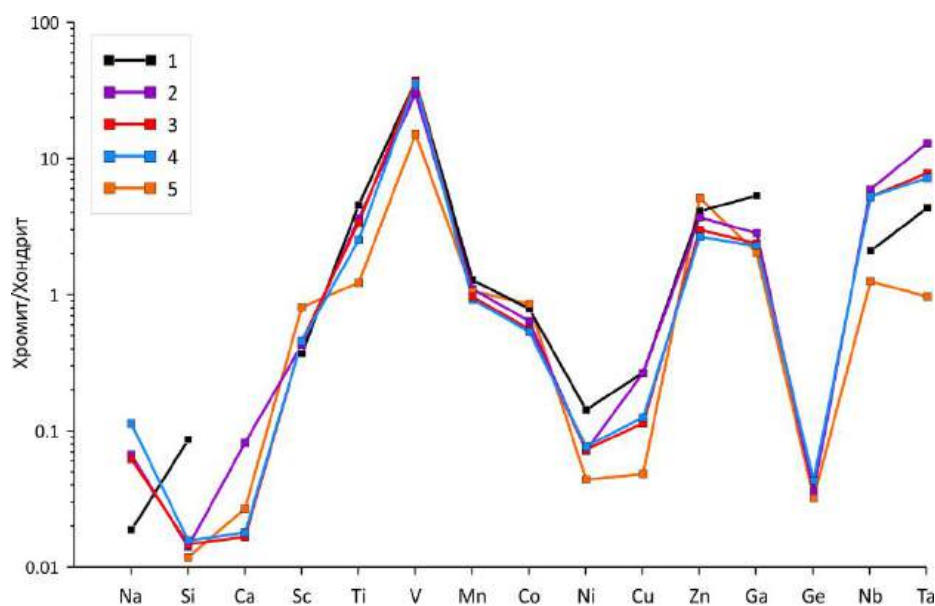


Рис. 1. Диаграмма распределения редких элементов в хромшпинелидах: (1) из ксенолитов тр. Удачная-Восточная; (2–4) включения в алмазе из Архангельской алмазоносной провинции (2); Мало-Ботуобинского района (3); Далдыно-Алакитского района; (5) из терригенных отложений поискового участка Курунг-Юрях. Нормирование – хондрит CI (McDonough & Sun, 1995).

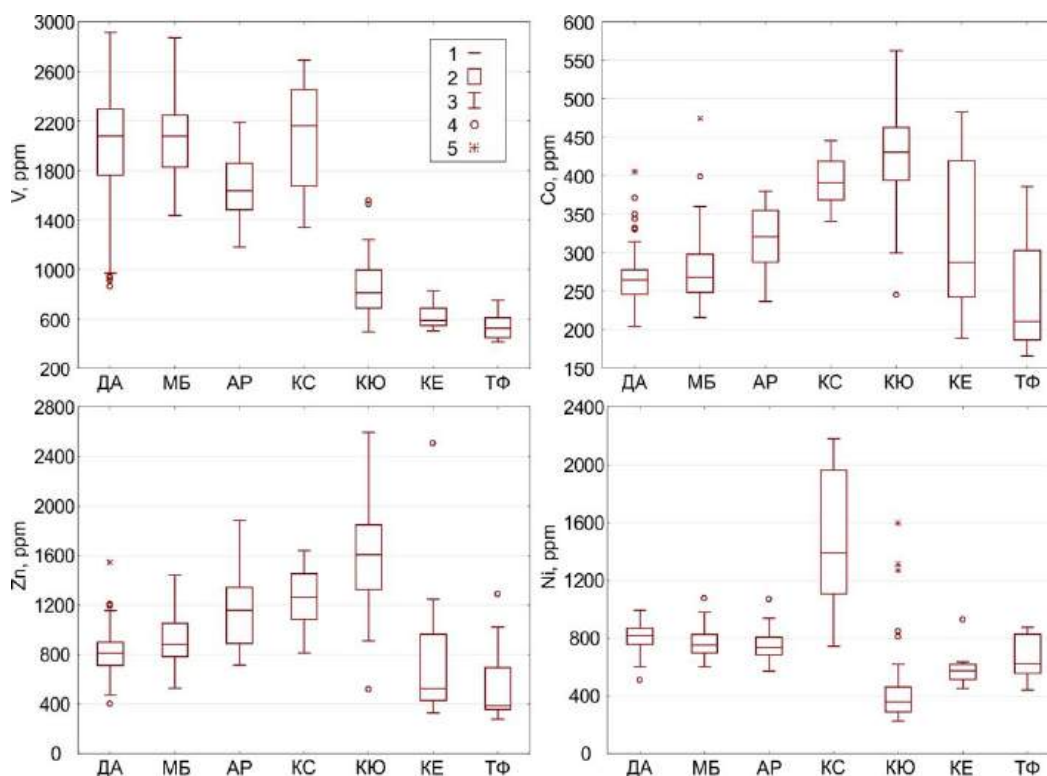


Рис. 2. Химический состав (график “ящик с усами”) хромшпинелидов. Включения в алмазе: ДА – Далдыно-Алакитский район; МБ – Мало-Ботуобинский район; АР – Архангельская провинция. КС – ксенолиты тр. Удачная; КЮ – «курунгский» тип; КЕ – дуниты Кемпирсайского массива (Hu et al., 2022); ТФ – бониниты массива Тетфор Мин (Page, Barnes, 2009). 1) Медиана; 2) 25%–75% квартиль; 3) Зона без выбросов; 4) Выбросы (1,5 IQR); 5) Выбросы (3 IQR); IQR – межквартильный размах.

Статистически показаны различия в распределении примесных элементов в составе хромитов, образовавшихся вместе с алмазами в истощенных ультраосновных породах литосферной мантии архейских кратонов в сравнении с хромитами из ультраосновных массивов, образовавшихся при кратно меньших давлениях. Установленные отличия существенно повышают надежность выявления хромитов алмазного парагенезиса при проведении поисковых работ на алмазы и снижают вероятность ошибок на площадях, где в терригенных отложениях присутствуют ложные индикаторы – хромиты не кимберлитового происхождения.

Литература

- Баврина А.П. Современные правила использования методов описательной статистики в медико-биологических исследованиях // Медицинский альманах, 2020. № 2 (63). С. 95–104.
- Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Особенности состава хромитинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика, 1975. Т. 16 (11), С. 7–24.
- Hu W.-J., Zhou M.-F., Yudovskaya M.A., Vikentyev I.V., Malpas J., Zhang P.-F. Trace Elements in Chromite as Indicators of the Origin of the Giant Podiform Chromite Deposit at Kempirsai, Kazakhstan // Economic Geology, 2022. V. 117 (7). P. 1629-1655.
- McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // Chemical Geology, 1995. V. 120 (3-4). P. 223–253.
- Page P., Barnes S.J. Using Trace Elements in Chromites to Constrain the Origin of Podiform Chromitites in the Thetford Mines Ophiolite, Quebec, Canada // Economic Geology, 2009. V. 104 (7). P. 997–1018.

ИЗОТОПНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ СЕРЫ ЭКЛОГИТОВ КАК ИНДИКАТОР ФЛЮИДНОГО МЕТАСОМАТОЗА В КОРНЕВЫХ ЗОНАХ СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНОВ (СЕВЕРО-МУЙСКИЙ БЛОК, СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

С.Ю. Скузоватов¹, Ю.И. Тарасова¹, В.Н. Реутский², Т.А. Веливецкая³, В.С. Шацкий²

¹ИГХ СО РАН, Иркутск, skuzovатов@igc.irk.ru; ²ИГМ СО РАН, Новосибирск;

³ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

Водные флюиды и богатые H₂O расплавы, генерируемые в процессе субдукционного погружения, деволатилизации слэба и частичного плавления надсубдукционной мантии, имеют ключевое значение для формирования химической и изотопной мантийной гетерогенности. Особую важность имеет корово-мантийное рециклирование летучих компонентов (C, H, O, S) и их состояние в субдукционных флюидах, которые во многом определяют редокс-состояние и реакции в надсубдукционной мантии, равно как и способность флюидов транспортировать в различной степени несовместимые элементы и металлы в вышележащую мантию (Kelley and Cottrell, 2009; Evans et al., 2017). Современные зоны субдукции и их древние аналоги, включая собственно островные дуги и задуговые бассейны, систематически сопровождаются проявлениями гидротермальной активности вплоть до крупных месторождений некоторых основных (Cu, Sn, Sb, Mo) и благородных металлов (Wang and Xiao, 2018). Тем не менее, взаимосвязь между окислительно-восстановительными условиями, степенью мобилизации металлов и формированием месторождений надсубдукционных обстановок все еще остается дискуссионной.

Для решения этого вопроса существенное внимание в последнее десятилетие было уделено происхождению, сохранности и составу сульфидных парагенезисов, включая их изотопные характеристики, в метабазах, метаосадочных породах и серпентинитах высокобарических комплексов океанических обстановок (Brown et al., 2014; Crossley et al., 2018; Evans et al., 2014; Li et al., 2021; Walters et al., 2019), и – в меньшей степени – поведению серы в обстановках континентальной субдукции, которые характеризуются более ограниченным флюидопереносом и проницаемостью коры. Симплектитовые и амфиболизированные порфиробластовые эклогиты Северо-Муйского блока (северное Забайкалье) содержат рассеянную сульфидную минерализацию с составом пирит + халькопирит ± пирротин, имеющую метасоматическое происхождение и сформированную на стадии ретроградной гидратации, тогда как первичных (магматических) или проградных сульфидов в породах не обнаружено. Данный факт предполагает незначительное содержание серы в породах протолита континентального происхождения или частичную потерю серы в проградном метаморфизме. Новообразованный метасоматический пирит в различной степени обогащен сидеро- и халькофильными элементами, из которых Cu, Zn, Pb, As, Hg, Tl, и Bi в среднем имеют систематически более высокое содержание в симплектитовых эклогитах. Отсутствие сколь-либо значимой зональности в распределении Co–Ni указывает на отложение сульфидов в едином событии просачивания флюида. Привнос содержащих S и H₂O флюидов привел к кристаллизации пирита с контрастными значениями $\delta^{34}\text{S}$, наблюдаемых обычно в гидротермально измененных океанических базитах и ультрамафитах ($\sim +0 \div +9 \text{ ‰}$), и сульфидов из метаосадков и вулканических пород океанического дна ($-10 \div -6 \text{ ‰}$). В симплектитовых эклогитах вариации $\delta^{34}\text{S}$ в пределах образца (до $\sim 5 \text{ ‰}$) наиболее вероятно являются результатом метасоматического взаимодействия окисленных, содержащих SO_4^{2-} флюидов на уровнях гранулитовой

фации нижней коры (Рис. 1), что согласуется с находками включений и микровключений барита в пирите. В свою очередь более ограниченные вариации $\delta^{34}\text{S}$ в образцах амфиболизированных порфиробластовых эклогитов могли контролироваться отложением пирита из восстановленных (с серой в форме H_2S или HS^-) флюидов в силу незначительного изотопного фракционирования серы в паре $\Delta_{\text{пирит-H}_2\text{S}}$ (Рис. 1). Присутствие контрастных источников серы может быть следствием локального происхождения флюидов в случае неоднородного строения литосферы в зоне субдукции и коллизии, где в качестве источников тектонически совмещены в различной степени измененные базиты и метаосадочные породы. В качестве альтернативного механизма можно предполагать последовательную эволюцию единого $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ флюида от условий эклогитовой до гранулитовой фации с уменьшением соотношения вода/порода, окислением серы и отложением обедненных ^{34}S сульфидов в симплектитовых эклогитах.

Исследования инициированы в рамках проекта № 21-77-10038 и продолжаются при поддержке базового проекта государственного задания ИГХ СО РАН №0284-2021-0007.

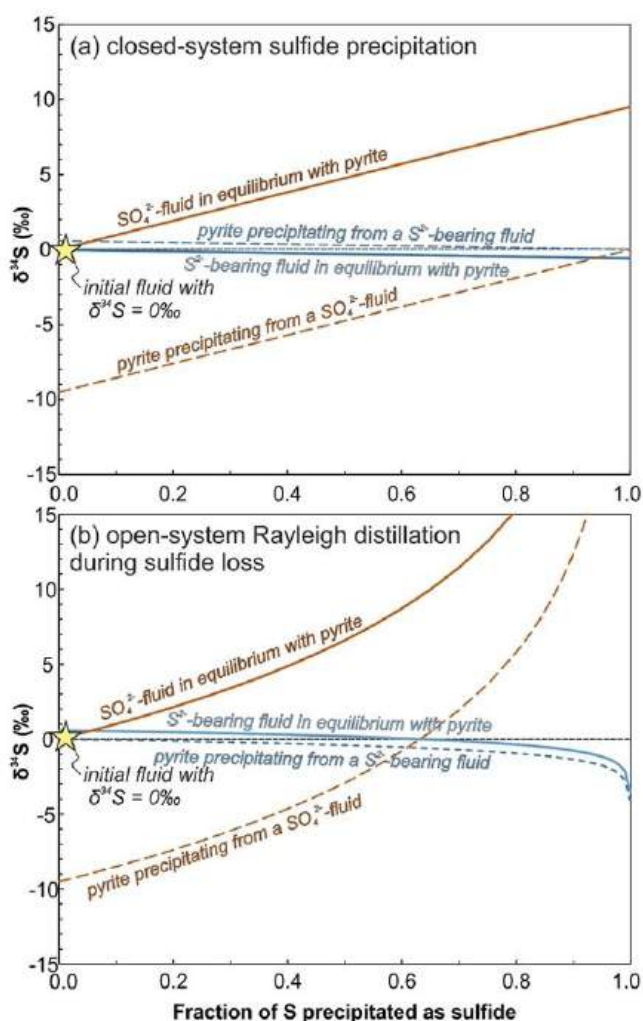


Рис. 1. Модели изотопного фракционирования серы в условиях закрытой системы (а) и Рэлеевской дистилляции при потере сульфида (б) при 550 °С

Литература

Соболев Н.В., Сереткин Ю.В., Логвинова А.М., Павлушин А. Д., Угайева С. С. Кристаллографическая ориентировка и геохимические особенности минеральных включений в алмазах // Геология и геофизика, 2020. Т. 61 (S5–6). С. 774–793.

- Brown J.L., Christy A.G., Ellis D.J., Arculus R. J. Prograde sulfide metamorphism in blueschist and eclogite, New Caledonia // *Journal of Petrology*, 2014. V. 55(3). P. 643–670.
- Crossley R.J., Evans K.A., Jeon H., Kilburn M. R. Insights into sulfur cycling in subduction zones from in-situ isotope analysis of sulphides in high-pressure serpentinites and 'hybrid' samples from Alpine Corsica // *Chemical Geology*, 2018. V. 493. P. 359–378.
- Evans K.A., Tomkins A.G., Cliff J., Fiorentini M. L. Insights into subduction zone sulfur recycling from isotopic analysis of eclogite-hosted sulfides // *Chemical Geology*, 2014. V. 365. P. 1–19.
- Evans K.A., Reddy S.M., Tomkins A.G., Crossley R. J., Frost B. R. Effects of geodynamic setting on the redox state of fluids released by subducted mantle lithosphere // *Lithos*, 2017. V. 278. P. 26–42.
- Li J.L., Klemm R., Huang G.F., Ague J. J., Gao J. Unravelling slab $\delta^{34}\text{S}$ compositions from in-situ sulphide $\delta^{34}\text{S}$ studies of high-pressure metamorphic rocks // *International Geology Review*, 2021. V. 63(1). P. 109–129.
- Kelley K.A., Cottrell E. Water and the oxidation state of subduction zone magmas // *Science*, 2009. V. 325. P. 605.
- Walters J.B., Cruz-Urbe A.M., Marschall H.R. Isotopic compositions of sulfides in exhumed high-pressure terranes: implications for sulfur cycling in subduction zones // *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2019. V. 20. № 7. C. 3347–3374.
- Wang Y.Y., Xiao Y. Fluid-controlled element transport and mineralization in subduction zones // *Solid Earth Sciences*, 2018. V. 3. 87e104.

СКРЫТАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ КОНВЕКТИРУЮЩЕЙ МАНТИИ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ В ГЕОДИНАМИКЕ

А.В. Соболев

Университет Гренобль Альпы, Институт Наук о Земле, Франция

Мантия Земли демонстрирует значительную изменчивость своего химического, минералогического и изотопного состава, что хорошо документировано и широко признано. Эти неоднородности являются результатом сложных процессов разного возраста, которые, если их правильно реконструировать, могут дать информацию о геодинамических режимах на разных этапах истории Земли.

Информация о геохимии конвектирующей мантии, как правило, получена из составов мантийных магм. Однако, поскольку эти магмы поднимаются на поверхность через магматические очаги и каналы или реагируют с литосферой на своем пути (как кимберлиты), они часто гомогенизируют неоднородности своего источника. Поэтому могут быть легко выявлены только крупномасштабные неоднородности мантийных источников изолированных вулканических систем, например, такие как линеаменты Лоа и Кеа в Гавайском плюме (Abouchami et al., 2005). Ещё одной проблемой является выявление неоднородностей в огнеупорных составах (реститах), обедненных несовместимыми элементами из-за их трудностей повторного плавления и тенденции к наложению результатов плавления более легкоплавких компонентов.

Расплавные включения, захваченные в ранних кристаллах оливина, часто демонстрируют значительную химическую изменчивость, которая уменьшается во включениях в более эволюционировавших оливинах в том же образце (Sobolev, 1996). Эта тенденция была интерпретирована как результат отбора проб гетерогенных первичных расплавов во время начальной фазы кристаллизации и их последующего смешивания на более поздних стадиях. Это дает надежду выявить исходную неоднородность первичных расплавов путем анализа расплавных включений в наиболее богатых магнием оливинах магм мантийного происхождения. Значительное развитие аналитических методов *in-situ* позволяет анализировать радиогенные изотопы (стронций) в расплавных включениях, что добавляет временное измерение к реконструкции химических неоднородностей мантии.

В этой презентации я приведу примеры того, как можно реконструировать составы химических неоднородностей в источниках мантийных плюмов, которые не распознаются в составах лав, путем изучения расплавных включений, содержащихся в оливине, в этих лавах. Будут показаны составы изотопов стронция и содержания микроэлементов расплавных включений в оливине сибирских меймечитов, фанерозойских (Горгона, Колумбия; Сонг Да, Вьетнам, Kazy et al., 2025) и архейских (Барбертон, Южная Африка, Vezinet et al., 2025) коматитов, а также гавайских толеитов. Будет продемонстрировано, что восстановленный состав и возраст неоднородностей мантии позволяют решать основные вопросы геодинамики Земли, такие как скорость формирования континентальной коры с самого начала ее истории и скорость рециркуляции коры в конвектирующей мантии.

Литература

- Abouchami W., Hofmann A.W., Galer S. J. G., Frey, F. A., Eisele, J., & Feigenson, M. et al. Lead isotopes reveal bilateral asymmetry and vertical continuity in the Hawaiian mantle plume // *Nature*, 2005. V. 434. № 7035. P. 851–856.
- Sobolev A.V. Melt inclusions in minerals as a source of principal petrological information // *Petrology*, 1996. V. 4 (3), P. 209–220.
- Kazy C., Sobolev A.V., Vezinet A., et al. Strontium isotope and trace element compositions of olivine-hosted melt inclusions from the Song Da ultramafic volcanic suite, northern Vietnam: Implications for chemical heterogeneity in mantle plumes // *Chemical Geology*, 2025. V. 674, P. 122564.
- Vezinet A., Chugunov A.V., Sobolev A.V., Charitra J., Sobolev S. V., Batanova V. G., Asafov E.V., Koshlyakova A.N., Arndt N.T., Danyushevsky L.V., Valley J. W. Growth of continental crust and lithosphere subduction in the Hadean revealed by geochemistry and geodynamics // *Nature Communications*, 2025. V. 16. № 1. P. 3850.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ИССЛЕДУЮТ. ПОЧЕМУ НА ЗЕМЛЕ СУЩЕСТВУЕТ ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ЧТО БЫЛО ДО НЕЁ?

С.В. Соболев^{1,2}, Ч. Джэйн¹, М. Понз¹

¹Национальный центр наук о Земле, Потсдам, Германия, stephan@gfz-potsdam.de;

²Университет Потсдама, Германия

Земля — единственная планета Солнечной системы с активной тектоникой плит — геологическим процессом, определившим эволюцию мантии и континентальной коры. Понимание причин её возникновения имеет ключевое значение. Распространённые гипотезы предполагают, что до тектоники плит существовал тектонический режим "твёрдой" или "вязкой крышки" с небольшим или нулевым вкладом субдукции, а её запуск связан с охлаждением мантии. Однако данная работа, опираясь на новые данные и модели, ставит эти идеи под сомнение.

Множество наблюдений указывает на то, что тектоника плит началась на Земле в середине архея. При этом численные модели и петрологические данные показывают, что середина архея, вероятно, была временем наивысшей температуры мантии, а значительное охлаждение произошло позднее — в протерозое. Кроме того, только тектоника плит, согласно моделям, способна обеспечить существенное охлаждение Земли. Следовательно, мы заключаем, что тектоника плит в середине архея вряд ли могла начаться из-за значительного охлаждения мантии Земли.

Новые геохимические данные и геодинамические модели, основанные на этих данных, указывают на активную субдукцию и формирование континентальной коры уже в гаее и раннем архее (Vezinet et al., 2025), что ставит под сомнение существование режимов без субдукции, таких как режимы "твёрдой крышки" или "вязкой крышки", до появления тектоники плит.

В данной работе представлены глобальные геодинамические модели эволюции Земли, рассчитанные в двумерной сферической оболочке и трёхмерной сферической геометрии. Согласно полученным результатам, субдукция и формирование континентальной коры, вероятно, были активны уже с момента затвердевания магматического океана. Однако до подъёма континентов в среднем архее субдукция носила импульсивный, и кратковременный характер. Она инициировалась мантийными плюмами, а зоны субдукции не образовывали глобальной сети, необходимой для функционирования тектоники плит.

Стабилизация процесса субдукции произошла после подъёма континентов и усиленного поступления осадков в субдукционные желоба, что сыграло не менее важную роль, чем охлаждение мантии Земли. Осадочные породы служили своего рода "смазкой" для субдукционных зон (Sobolev и Brown, 2019), облегчая как расширение уже существующих зон, так и формирование новых. В результате региональные зоны субдукции начали объединяться в глобальные сети, что, в свою очередь, привело к становлению современной тектоники плит.

Литература

Vezinet A., Chugunov A. V., Sobolev A. V., Jain C., Sobolev S. V., Batanova V. G., Asaflov E. V., Koshlaykova A. N., Arndt N. T., Danyushevsky L. V., Valley J. W. Growth of continental crust and lithosphere subduction in the Hadean revealed by geochemistry and geodynamics // *Nature Communications*, 2025. V. 16. № 1. P. 3850.

Sobolev S. V., Brown M. Surface erosion events controlled the evolution of plate tectonics on Earth // *Nature*, 2019. V. 570. P. 52–57.

РОЛЬ СВЕРХКРИТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ-РАСПЛАВОВ ВО ФРАКЦИОНИРОВАНИИ ЛЕТУЧИХ В СУБДУЦИРУЕМЫХ МЕТАОСАДКАХ

А.Г. Сокол, О.А. Козьменко, А.Н. Крук

ИГМ СО РАН, Новосибирск, sokola@igm.nsc.ru

Эксперимент является практически безальтернативным инструментом изучения механизмов транспорта и фракционирования подвижных элементов в субдуцируемых в мантию метаосадках, так как минералы и породы с глубин >100 км практически недоступны для лабораторного исследования. Экспериментальными работами последнего времени с использованием богатого летучими пелита и частично дефлюидизированного сланца показано, что эффективность транспорта и особенности фракционирования элементов в слэбе контролируются режимом дегидратации и декарбонатизации метаосадка и стабильностью в нем минералов-концентраторов летучих, LILE, HFSE и REE (Sokol et al., 2023a,b, 2024). При достижении P-T параметров второй критической точки в богатом летучими метаосадке возникает сверхкритический флюид-расплав (SCFM), в присутствии которого стабильность фенгита, карбоната и монацита (минералов концентраторов летучих, LILE и REE) оказывается существенно понижена. Вариации концентраций петрогенных элементов в SCFM с ростом P-T параметров вдоль траекторий промежуточной (теплой) и горячей субдукции обусловлены двумя основными факторами: более высокой растворимостью фенгита в сверхкритическом флюиде-расплаве и резким увеличением коэффициента распределения Na между клинопироксеном и подвижной фазой. В результате с погружением метаосадков коэффициенты распределения Al и Na между подвижной фазой и эклогитоподобным реститом уменьшаются, в то время как коэффициент распределения K увеличивается. Превращение водного расплава в SCFM с ростом давления и температуры сопровождается отчетливым трендом на диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$ в направлении к K_2O вершине (Рис. 1). Рост растворимости фенгита в SCFM с давлением приводит к тому, что температурная зависимость вариации $\text{K}_2\text{O}/\text{H}_2\text{O}$

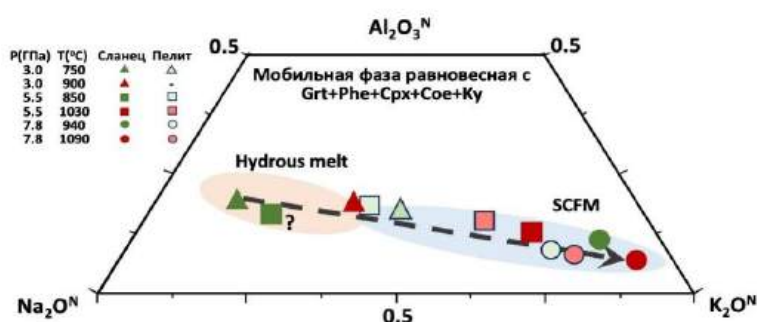


Рис. 1. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$ с трендом изменения состава при трансформации в метаосадках с ростом P-T параметров расплава в сверхкритический флюид-расплав (N – нормирован на исходный состав) (Sokol et al., 2023a)

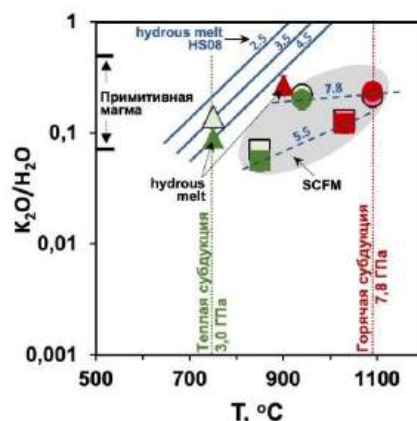


Рис. 2. Вариации $\text{K}_2\text{O}/\text{H}_2\text{O}$ в расплаве и сверхкритическом флюиде-расплаве из метаосадков (Sokol et al., 2023a). Для сравнения приведены данные по диапазону $\text{K}_2\text{O}/\text{H}_2\text{O}$ в примитивных островодужных магмах, расплаве, полученном в системе GLOSS при 2,5–4,6 ГПа (HS08) по данным (Hermann and Spandler, 2008). Условные обозначения приведены на Рис. 1.

давлением приводит к тому, что температурная зависимость вариации K_2O/H_2O практически исчезает, в то время как зависимость от давления становится определяющей (Рис. 2). Это является экспериментальным подтверждением ранее предложенной гипотезы “potash-depth relationship”, которая связывала рост содержания калия в примитивных дуговых магмах с увеличением глубины их генерации.

С увеличением содержания карбоната в метаосадке с 4 до 10 мас. % (Рис. 3) макроэлементный состав SCFM смещается от водно-силикатного, обогащенного Al и K

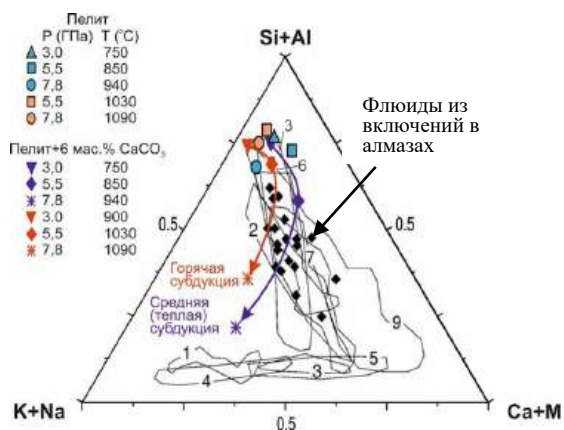


Рис. 3. Эволюция состава сверхкритического флюида-расплава в пелите (мол. %)

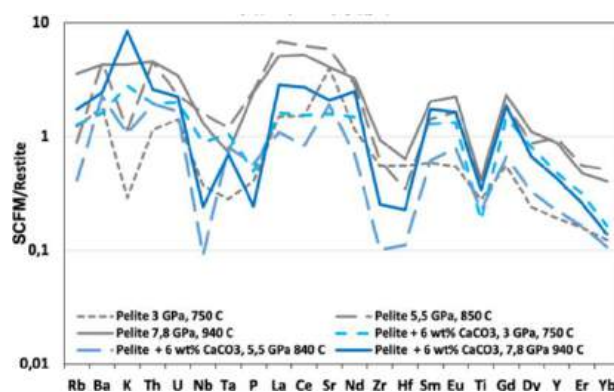


Рис. 4. Фракционирование элементов между SCFM и эклогитовым реститом при характерных для субдукции температурах

к карбонатно-силикатно-водному, обогащенному K и Ca. Изменение состава сопровождается снижением коэффициентов фракционирования HFSE и REE между SCFM и эклогитовым реститом (Рис. 4) (Sokol et al., 2024). Эффективность транспорта в слэбе летучих, LILE и REE может существенно возрастать в случае частичной дефлюидизации субдуцируемого метаосадка до момента появления SCFM. Стабильность карбоната и монацита увеличивается, а фенгит при $P \geq 7.8$ ГПа может замещаться K-кимритом, эффективным транспортером H_2O , N и LILE на более глубокие уровни мантии. Стабильность минералов концентраторов определяет и эффективность транспорта азота. Смена фазы-концентратора с биотита на фенгитовый мусковит с последующим перитектическим плавлением метаосадка на глубинах ~ 100 км приводит к резкому снижению эффективности транспорта азота в слэбе (Sokol et al., 2023b). На больших глубинах аммоний демонстрирует поведение от умеренно несовместимого до совместимого даже при T - fO_2 параметрах, характерных для горячего и окисленного слэба (Sokol et al., 2023b; Kupriyanov et al., 2023).

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект 22-17-00005).

Литература

- Hermann J., Spandler C.J. Sediment melts at sub-arc depths: an experimental study // *J. Petrol.*, 2008. V. 49. P. 717–740.
- Kupriyanov I.N., Sokol A.G., Seryotkin Y.V., Kruk A.N., Tomilenko A.A., Bul'bak T.A. Nitrogen fractionation in mica metapelite under hot subduction conditions: implications for nitrogen ingassing to the mantle // *Chemical Geology*, 2023. V. 628. P. 121476.
- Sokol A.G., Kozmenko O.A., Kruk A.N. Composition of supercritical fluid in carbonate- and chlorine-bearing pelite at conditions of subduction zones // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2023a. V. 178 (12). P. 90.
- Sokol A.G., Kupriyanov I.N., Kotsuba D.A., Korsakov A.V., Sokol E.V., Kruk A. N. Nitrogen storage capacity of phengitic muscovite and K-cymrite under the conditions of hot subduction and ultra high pressure metamorphism // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2023b. V. 355. P. 89–109.
- Sokol A.G., Kozmenko O.A., Kruk A.N., Skuzovatov S.Y., Kiseleva D.V. Trace-element mobility in pelite-derived supercritical fluid-melt at subduction-zone conditions // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2024. V. 179(5). P. 1–18.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РЕАКЦИИ ДОЛОМИТА С КЛИНОПИРОКСЕНОМ В СИСТЕМАХ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \pm \text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \pm \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ ПРИ 3–6 ГПА

К.М. Степанов, А.Ф. Шацкий

ГЕОХИ РАН, Москва, stepanov.km@geokhi.ru

Транспорт углерода в мантию Земли осуществляется посредством субдукции карбонатов в составе гидротермально измененных океанических плит. Частичное плавление этих плит определяет количество и глубину погружения углерода и сопровождается образованием карбонатных расплавов. Предполагается, что эти расплавы играли важную роль в мантийном метасоматозе и генерации кимберлитовых магм, а также обеспечивали образование природных алмазов. Вместе с тем, существующие экспериментальные данные имеют значительные расхождения по температурам солидуса системы эклогит- CO_2 (Yaxley, Brey 2004; Dasgupta et al. 2004), достигающие нескольких сотен градусов при 3–7 ГПа. Возможно, что эти расхождения связаны с различием в концентрациях натрия в исследованных системах. Чтобы это выяснить, в данной работе были изучены системы $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \pm \text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \pm \text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ при 3–6 ГПа, в диапазоне температур от 850 до 1700 °С (рис. 1). В результате были определены реакции плавления, составы карбонатных расплавов и температуры их образования. На основании этих данных сделаны выводы о реакциях плавления в сложных эклогитовых системах и о влиянии натрия на эти реакции.

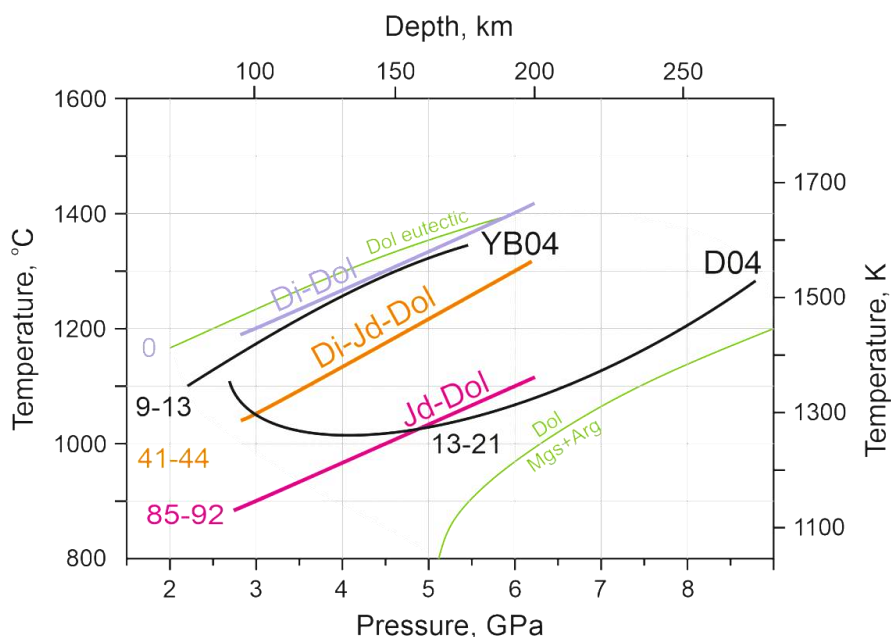


Рис. 1. Солидусы системы карбонатизированного эклогита из работ (Yaxley, Brey, 2004) (YB04) и (Dasgupta et.al., 2004) (D04) в сравнении с солидусами данной работы (Di-Dol, Di-Jd-Dol, Jd-Dol). Зелёным обозначена область устойчивости доломита (Byob et.al., 2006; Shatskiy et.al., 2018). Цифрами обозначены концентрации жадеитового минерала в солидусном клинопироксене, мол.%

Литература

- Buob A., Luth R.W., Schmidt M.W., Ulmer P. Experiments on CaCO_3 - MgCO_3 solid solutions at high pressure and temperature // *American Mineralogist*, 2006. V. 91(2-3). P.435-440.
- Dasgupta R., Hirschmann M.M., Withers A.C. Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions // *Earth and Planetary Science Letters*, 2004. V. 227. № 1-2. P. 73-85.
- Shatskiy A., Podborodnikov I.V., Arefiev A.V., Minin D.A., Chanyshiev A.D., Litasov K.D. Revision of the CaCO_3 - MgCO_3 phase diagram at 3 and 6 GPa // *American Mineralogist*, 2018. V. 103. № 3. P. 441-452.
- Yaxley G.M., Brey G.P. Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 GPa: implications for petrogenesis of carbonatites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2004. V. 146. № 5. P. 606-619.

ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЙ ОЛИВИН В НЕИЗМЕНЁННЫХ КИМБЕРЛИТАХ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ

А.А.Тарасов, А.В.Головин

ИГМ СО РАН, Новосибирск, tarasov.alexey@igm.nsc.ru

Необычный высокомагнезиальный (Mg# 93.7–98.3) оливин идентифицирован в уникальных по сохранности абсолютно неизмененных (несерпентинизированных) кимберлитах трубки Удачная-Восточная (Сибирский кратон). Высокомагнезиальный оливин формирует: (1) внешние каймы (Рис. 1 а) и оливиновые заливы (Рис. 1 б) в кристаллах оливина более ранних генераций; (2) индивидуальные зерна размерностью до 50 мкм (Рис. 1 в); (3) интерстиционные фазы между зёрнами оливина в микроксенолитах деформированных перидотитов (Рис. 1 г); (4) дочерние фазы в первичных (Рис. 1 д, е, и) и вторичных расплавных включениях (Рис. 1 ж, з) в оливине, а также в первичных расплавных включениях кальците (Рис. 1 и); (5) кристаллические включения в щелочных карбонатах (Рис. 1 к) и хлоридах (Рис. 1 л) основной массы неизмененных кимберлитов; (6) отдельные зоны на контакте оливина с монтichelлитом в частичных псевдоморфозах монтichelлита по оливину (Рис. 1 м). Высокомагнезиальный оливин характеризуется следующими вариациями примесного состава (в мас.%): 0.01–0.05 NiO; 0.12–0.26 CaO; 0.18–0.54 MnO. Высокомагнезиальный оливин ассоциирует с монтichelлитом, флогопитом, магнетитом, титаномagnetитом, перовскитом, кальцитом, щелочными карбонатами, хлоридами, апатитом и джерфшеритом (Рис. 1). Каймы высокомагнезиального оливина содержат кристаллические включения магнетита и перовскита; в расплавных включениях помимо дочернего оливина идентифицированы монтichelлит, флогопит, магнетит, титаномagnetит, кальцит, щелочные карбонаты, хлориды, апатит и джерфшерит; аналогичная минеральная ассоциация присутствует в интерстициях микроксенолитов и на контакте оливина и монтichelлита в частичных псевдоморфозах; щелочные карбонаты и хлориды основной массы содержат кристаллические включения высокомагнезиального оливина, монтichelлита, флогопита, магнетита, титаномagnetита, апатита, кальцита и джерфшерита.

Вариации температур кристаллизации высокомагнезиального оливина и окислительно-восстановительных условий его формирования оценены по составам парагенетических высокомагнезиального оливина и магнетита с использованием термометра (Ballhaus et al., 1991) и оксигарометра (Николаев и др., 2016) Расчёты показывают диапазоны температур от 618 до 896 °C и окислительно-восстановительного потенциалов от +9.6 до +11.2 $\Delta\log fO_2$ (QFM).

Ассоциация с минералами основной массы кимберлита, взаимоотношения с оливином более ранних генераций, особенности примесного состава высокомагнезиального оливина, а также температуры и окислительно-восстановительные условия его формирования указывают на то, что оливин такого необычного состава вне зависимости от формы выделения формировался совместно с позднемагматическими минералами основной массы из проэволюционировавшего кимберлитового расплава при относительно низких температурах и в окисленных условиях среды кристаллизации.

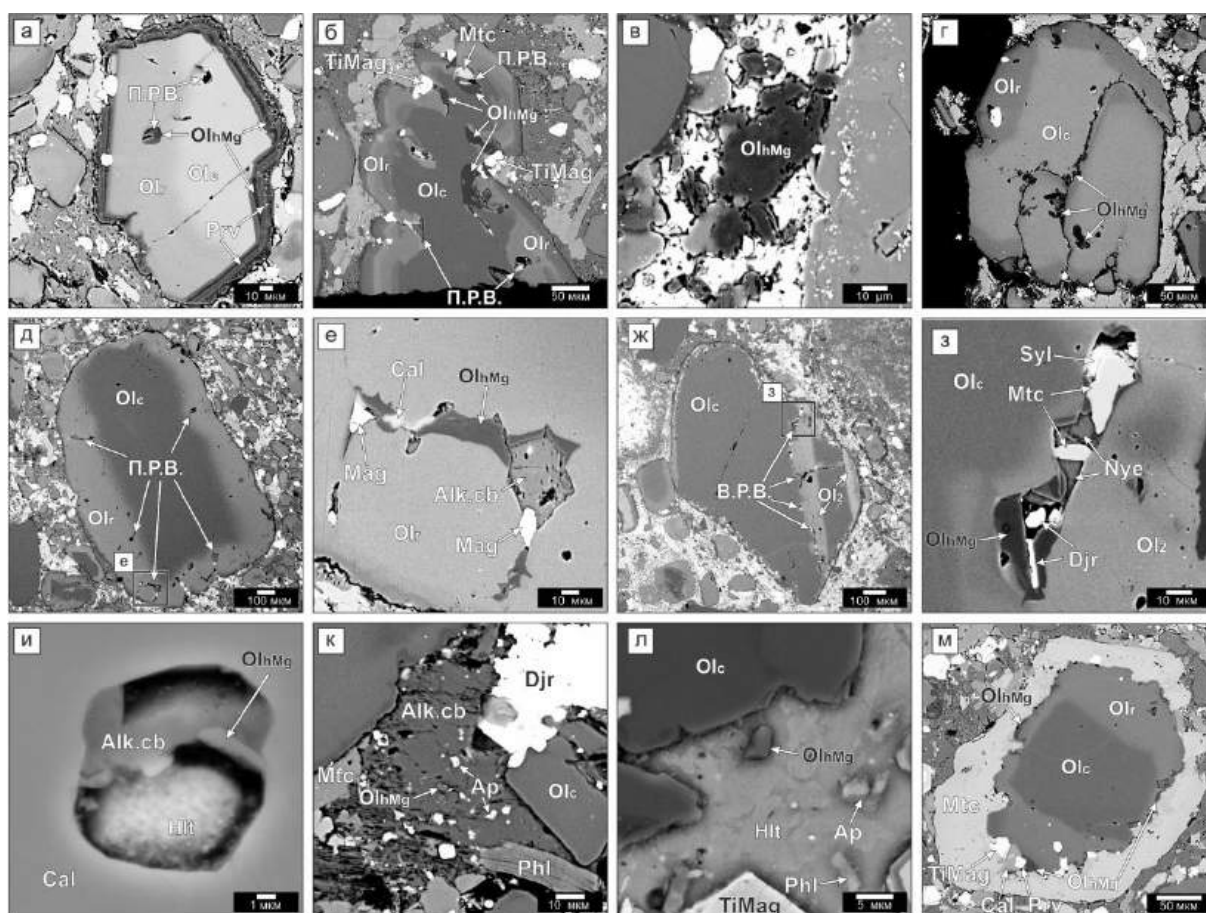


Рис. 1. Высокомагнезиальный оливин (Ol_{hMg}) в неизмененных кимберлитах трубки Удачная-Восточная, BSE-изображения. а – кайма высокомагнезиального оливина вокруг зерна оливина; б – оливиновые заливы и первичные расплавные включения (П.Р.В.) с высокомагнезиальным оливином; в – индивидуальное зерно высокомагнезиального оливина; г – высокомагнезиальный оливин в межзерновом пространстве микроксенолита деформированного перидотита; д – регенерированный кристалл оливина с первичными расплавными включениями; е – индивидуальное первичное включение с высокомагнезиальным дочерним оливином; ж – зерно оливина (Ol_c) с залеченной трещиной, маркированной оливином второй генерации (Ol_2) и вторичными расплавными включениями (В.Р.В.); з – индивидуальное вторичное включение с высокомагнезиальным дочерним оливином; и – индивидуальное первичное расплавное включение в кальците с высокомагнезиальным дочерним оливином; к – кристаллическое включение высокомагнезиального оливина в щелочном карбонате основной массы кимберлита; л – кристаллическое включение высокомагнезиального оливина в галите основной массы кимберлита; м – зоны высоко магнезиального оливина на контакте оливина с монтichelлитом. Ol_c – ядра кристаллов оливина; Ol_r – ранние магматические каймы кристаллов оливина; Mtc – монтichelлит, Phl – флогопит, Mag – магнетит, TiMag – титаномagnetит, Djr – джерфишерит, Prv – перовскит, Cal – кальцит, Alk.cb – щелочной карбонат, Nye – ньерерсит, Hlt – галит, Syl – сильвин, Ap – апатит

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ в рамках проекта № 24-27-00287 (<https://rscf.ru/project/24-27-00287/>).

Литература

- Ballhaus C., Berry, R., Green, D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1991. V. 107. P. 27–40.
- Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С., Назаров М.А., Альмеев Р.Р. Тестирование Ol – Orx – Sp оксибарометра Баллхауса–Берри–Грина и калировка нового уравнения для оценки окислительного состояния расплавов, насыщенных оливином и шпинелидом // *Геохимия*, 2016. № 4. С. 323–343.

ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ НОВЫХ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ НА АНАБАРСКОМ ЩИТЕ И ПРОБЛЕМЫ ИХ ПОИСКОВ

А.В. Толстов

ИГАБМ СО РАН, Якутск, tols61@mail.ru

Север Сибирской платформы характеризуется наличием уникальных россыпей алмазов при отсутствии их коренных источников (Толстов, 2001). Считавшиеся источниками мезозойские кимберлиты восточного обрамления Анабарского щита, за редким исключением, неалмазоносны (Sobolev et al, 2015), поэтому прогнозы связаны со среднепалеозойскими кимберлитами (Sobolev et al, 2018). Перспективы коренных источников алмазов исследователями связаны с с-в окраиной платформы (Лено-Анабарское междуречье). Наш прогноз основан на закономерностях пространственных взаимоотношений карбонатитов и кимберлитов, а также на прямых поисковых признаках – находках алмазов и минералов-индикаторов кимберлита (ИМК), выявленных вдали от известных источников (Толстов, 2006).

Основываясь на данных об алмазоносности древних кристаллических щитов, в частности Канадского, можно предполагать, что на Анабарском щите продуктивными могут оказаться не только кимберлиты характерного для Сибири среднепалеозойского возраста, но и более древние источники. На это указывает облик «древности», характерный для алмазов северных россыпей (Afanasiev et al, 2011). В этом отношении весьма интересны слабо изученные ультрабазиты, датируемые археем, часть которых может оказаться метаморфизованными кимберлитами.

Пространственно-временные отношения кимберлитов и карбонатитов позволяют прогнозировать в пределах Анабарского щита новые кимберлитовые поля – Сербянянское, Осурское и Рассохинское, продуктивность которых, учитывая алмазоносность россыпей, должна быть значительной (Толстов, 2006, Vasilenko et al, 2010). При этом необходимо остановиться на методике работ, поскольку все поиски здесь проводились исключительно по аллювиальным отложениям русел и пойм, которые в большинстве своем не несут объективной информации об источниках сноса, являются полигенными, многократно переотложенными, и не корректно характеризуют территорию.

Поскольку осадочные отложения, опробование которых позволило бы локализовать ореолы ИМК, развиты фрагментарно, это не позволяет применять данную методику. Наиболее ранними являются ледниковые отложения. Преобладающим фактором в истории района являлась денудация, и зная устойчивое направление движения ледников на протяжении всего четвертичного периода в ю-в румбах, ледниковые отложения можно использовать для выделения ореолов ИМК и оконтуривания прогнозируемых полей кимберлитов (Рис. 1), поскольку они характеризуют состав местных пород, что позволяет эффективно использовать их при поисках кимберлитов (Табл. 1).

Предложено опробование ледниковых отложений, сосредоточивших всю поисковую информацию об ИМК, алмазах и их коренных источниках. Учитывая длительную историю становления щита, кимберлиты должны быть представлены глубоко эродированной дайковой фацией, типа дайки Снэп-Лэйк, Канада (Pokhilenko et al, 2001).

Таблица 1. Минеральный состав шлихов из различных отложений Анабарского щита (Толстов, 2006)

Генезис	№ пробы	Магнетит	Ильменит	Ортопироксен	Клинопироксен	Амфибол	Гранат	Кварц + ПШ	Рутил	Монацит	Циркон
Ледниковые	3761	37,13	13,99	19,83	9,49	0,84	13,88	4,44	0,17	0,06	0,17
	3782	18	6,79	19,23	12,11	9,33	11,65	22,45	0,03	0,11	0,03
	3821	11,95	15,95	15,31	8,99	5,63	3,94	37,18		0,06	0,87
	5996	47,77	9,46	16,29	10,91	1,61	8,17	5,41	0,03	0,16	0,19
	Сумма	114,85	46,19	70,66	41,5	17,41	37,64	69,48			
	Среднее	28,71	11,55	17,67	10,38	4,35	9,41	17,37			
Русловые	3713	11,87	11,23	7,49	5,23	8,38	29,95	25,75	0,05		0,05
	3809	13,31	18,85	11,44	3,28	2,84	43,67	6,09	0,23	0,08	0,21
	3837	20,8	29,43	7,52	4,24	2,22	32,22	3	0,1	0,03	0,44
	6003	17,64	43,37	3,04	0,69	1,05	31,81	2,05	0,08	0,14	0,13
	Сумма	63,62	102,88	29,49	13,44	14,49	137,65	36,89			
	Среднее	15,91	25,72	7,37	3,36	3,62	34,41	9,22			
Склоновые	4122	10,86	38,07	11,03	5,57	1,18	22,29	10,63	0,12	0,03	0,2
	3745	60,96	13,7	6,95	3,13	2,05	8,22	4,79	0,1	зн.	0,1

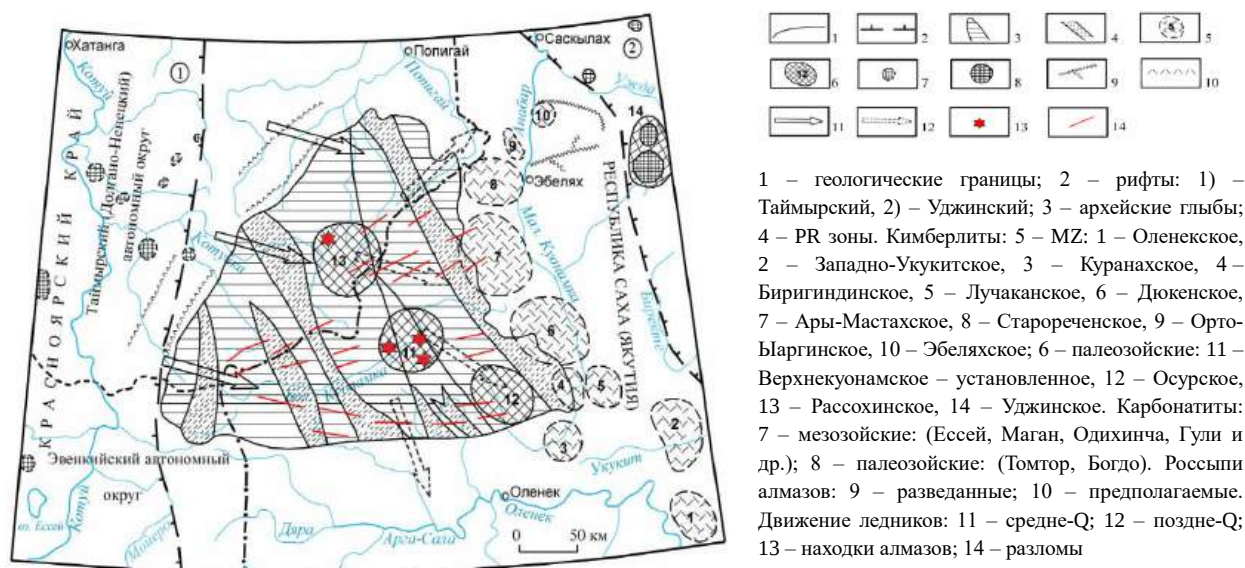


Рис. 1. Прогнозная схема Анабарского щита

Опробование ледниковых отложений выявило единичные ИМК хорошей сохранности, что подтверждает наличие местных коренных источников (Толстов, 2006). При поисках кимберлитов необходимо также опробовать выделенные по магниторазведке дайки гипербазитов, которые внешне весьма сходны с гипабиссальными кимберлитами, которыми при петрографическом изучении и могут оказаться (Толстов, 2001).

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГАБМ СО РАН (FUGG-2024-0007).

Литература

Толстов А.В. Проблемы алмазных месторождений на Анабарском щите и пути их решения // В сб: Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2001. С. 139–141.

- Толстов А.В., Граханов С.А. Прогнозно-минерогеническая оценка Анабарского поднятия. // В кн.: Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Тезисы докладов Всероссийского съезда геологов и научно-практической геологической конференции. Санкт-Петербург, 2000. С. 204–206.
- Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы // М.: ИМГРЭ, 2006, 212 с.
- Afanasiev V.P., Pokhilenko N.P., Lobanov S.S. Placer diamond potential of the Siberian craton: possible sources and ages // *Geology of Ore Deposits*, 2011. V. 53. № 6. P. 474–477.
- Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., McDonald J. A., Hall A. E., Yefimova E. S., Zedgenizov D. A., Reimers, L. F. Crystalline inclusions in diamond from the kimberlites of the Snape Lake area (Slave Craton, Canada): New evidences for the anomalous lithospheric structure // *Doklady Earth Sciences*, 2001. V. 380. P. 806–811.
- Sobolev N.V., Sobolev A.V., Tomilenko A.A., Batanova V. G., Tolstov A. V., Logvinova A. M., Kuz'min D. V. Unique compositional peculiarities of olivine phenocrysts from the post flood basalt diamondiferous Malokuonapskaya kimberlite pipe, Yakutia // *Doklady Earth Sciences*, 2015. V. 463(2). P. 828–832.
- Sobolev N.V., Sobolev A. V., Tomilenko A. A., Kuz'min D. V., Grakhanov S. A., Batanova V. G., Reutskii V. N. Prospects of search for diamondiferous kimberlites in the Siberian platform // *Russian Geology and Geophysics*, 2018. V. 59(10). P. 1365–1379.
- Vasilenko V.B., Kuznetsova L.G., Minin V.A. Petrochemical evolution of the diamond potentials of Yakutian kimberlite fields // *Geochemistry International*, 2010. V. 48(4). P. 346–354.

ФЛЮИДЫ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

А.А. Томиленко, Т.А. Бульбак, А.М. Логвинова, Л.Н. Похиленко

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

Проблема состава флюидных фаз в мантии Земли по-прежнему является предметом жарких научных дискуссий и относится к числу наиболее важных для реконструкции процессов метасоматоза и плавления в литосферной мантии. Очевидно, что более полное знание об особенностях состава и поведения летучих компонентов в мантии позволит также глубже понять причины происхождения кратонных алмазов и определить степень влияния глубинных литосферных флюидов на гидросферу и атмосферу Земли. Несомненно, что алмаз представляет собой самый надежный «природный» контейнер, который удерживает внутри включений «замороженное» высокое давление и сохраняет свой первоначальный химический состав. Это подтверждается данными, полученными при изучении алмазов из россыпей Урала, в которых были впервые в мире обнаружены флюидные включения с очень высоким «замороженным» давлением при комнатных условиях (более 8.5 ГПа) (Sobolev et al., 2019a).

Комплексное изучение флюидных включений в природных алмазах с помощью КР- и ИК-спектроскопии, просвечивающей и сканирующей электронной микроскопии, микротермометрии и газовой хромато-масс-спектрометрии показали, что основными летучими компонентами в алмазах из кимберлитов Якутской провинции и россыпей северо-востока Сибирской платформы и Урала являются алифатические (парафины и олефины), циклические (нафтенy и арены) и кислородсодержащие углеводороды (спирты и эфиры, альдегиды, кетоны и карбоновые кислоты), содержание которых составляет от 52 до 95 отн. % (Sobolev et al., 2019a, b; Томиленко и др., 2018; Соболев и др., 2018; Сокол и др., 2020). Кроме того, в природных алмазах впервые были установлены галогенсодержащие углеводороды. Главным образом это хлорсодержащие парафины (от 1-хлорбутана C_4H_9Cl до 1-хлортетрадекана $C_{14}H_{29}Cl$), но также были обнаружены хлорсодержащие олефины, хлорсодержащие циклические углеводороды и хлорсодержащие эфиры. Содержание хлорсодержащих соединений в отдельных образцах может достигать 3.5 отн. % и более (Sobolev et al., 2019a, b; Томиленко и др., 2018; Соболев и др., 2018).

В составе флюидных включений в природных алмазах впервые было установлено от 8 до 17 серосодержащих соединений. Наряду с диоксидом серы (SO_2), дисульфидом углерода (CS_2) и диметил дисульфидом ($C_2H_6S_2$), были обнаружены тиофены от C_4H_4S (тиофен) до $C_{14}H_{24}S$ (2-децилтиофен). Общее содержание серосодержащих соединений колеблется от 0.2 до 9 отн. %.

Во всех изученных алмазах из кимберлитовых трубок Якутии и россыпей северо-востока Сибирской платформы были обнаружены молекулярный азот от 0.1 до 0.5 отн. % и впервые от 9 до 40 азотсодержащих соединений (от 0.9 до 11.5 отн. %): амины, амиды, имидаы, нитрилы и др. (от пиридина C_5H_5N до тетрадеканнитрила $C_{14}H_{27}N$).

Содержание воды в алмазах из кимберлитовых трубок Якутии и россыпей северо-востока Сибирской платформы и Урала составляет от 0.4 до 12.0 отн. %, а содержание углекислоты – от 0.3 до 29.0 отн. %.

Таким образом, получены данные, свидетельствующие о том, что разнообразные углеводороды являются ключевыми компонентами мантийных флюидов. Среди наиболее характерных особенностей мантийных флюидов необходимо отметить: 1) низкую концентрацию метана и других легких алканов и одновременно повышенную концентрацию кислородсодержащих углеводородов; 2) как правило, низкую

концентрацию H_2O и иногда высокую концентрацию CO_2 ; 3) широкое распространение в таких флюидах азотсодержащих соединений; 4) присутствие хлорсодержащих углеводородов и серосодержащих соединений, которые являются устойчивыми при РТ-условиях верхней мантии.

Литература

- Sobolev N.V., Logvinova A. M., Tomilenko A.A., Wirth R., Bul'bak T.A., Luk'yanova L.I., Fedorova E.N., Reutsky V.N., Efimova E.S. Mineral and fluid inclusions in diamonds from the Urals placers, Russia: Evidence for solid molecular N_2 and hydrocarbons in fluid inclusions // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2019a. V. 266. P. 197–219.*
- Томиленко А.А. Бульбак Т.А., Логвинова А.М., Сонин В.М., Соболев Н.В. Особенности состава летучих компонентов в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы (по данным газовой хромато-масс-спектрометрии) // Доклады Академии наук. 2018, Т. 481. № 3. С. 310–314.*
- Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Кузьмин Д.В., Граханов С.А., Батанова В.Г., Логвинова А.М., Бульбак Т.А., Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Федорова Е.Н., Анастасенко Г.Ф., Николенко Е.И., Толстов А.В., Реутский В.Н. Перспективы поисков алмазоносных кимберлитов в северо-восточной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2018. Т. 59. № 10. С. 1701–1719.*
- Sobolev N.V., Tomilenko A.A., Bul'bak T.A., Logvinova A.M. Composition of hydrocarbons in diamonds, garnet, and olivine from diamondiferous peridotites from the Udachnaya pipe in Yakutia, Russia // Engineering, 2019b. V. 5. P. 471–478.*
- Сокол А.Г., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Сокол И.А., Заикин П.А., Соболев Н.В. Состав флюида восстановленной мантии по экспериментальным данным и результатам изучения флюидных включений в алмазах // Геология и геофизика, 2020. Т. 61. № 5–6. С. 810–825.*

ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА ОТ АРХЕЯ К ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЮ

О.М. Туркина

ИГМ СО РАН, Новосибирск, turkina@igm.nsc.ru

Информация о составе литосферной мантии докембрийских кратонов может быть получена при изучении мантийных ксенолитов и раннедокембрийских мафических магматических ассоциаций. Синтез данных по перидотитам из ксенолитов показывает, что архейская SCLM представлена высоко деплетированным материалом, образованным как рестит при высокой степени плавления (до 40 %) и рефertilizированным в результате более поздних процессов (Griffin, O'Reilly, 2019). Предполагается, что образование архейской SCLM происходило при накоплении реститов от плавления, связанного с мантийными плюмами, во временном диапазоне от 3.6 до 2.5 млрд лет с максимумом модельных Re-Os возрастов около 3.0 млрд лет (Griffin, O'Reilly, 2019). Анализ данных по геохимии архейских базальтов (Moyen, Laurent, 2018; Barnes et al., 2021) показывает, что среди них отсутствуют разновидности сопоставимые с современными NMORB и OIB, то есть образованные из резко деплетированных и обогащенных источников, и по соотношению немобильных редких элементов базальты центрируются вблизи точки примитивной мантии (PM), отклоняясь к деплетированному источнику или область умеренного вклада корового материала. Сочетание таких геохимических особенностей с изотопно деплетированным характером подавляющего большинства архейских базальтов, имеющих положительные значения ϵ_{Nd} , позволяет связывать их образование с плавлением близкого к примитивному мантийного источника при ограниченном вкладе ранее сформированной сильно деплетированной SCLM.

Для оценки характера мантийных источников и его изменения во времени автором использованы данные по составу и изотопным параметрам мезоархейских и палеопротерозойских мафических ассоциаций юго-запада Сибирского кратона (Шарыжалгайский выступ). Архейские мафические ассоциации представлены мезоархейскими (~2.88 и 2.8 млрд лет) базальтами зеленокаменных поясов (ЗКП) в Онотском и Булунском блоках. Среди архейских базальтов выделяется три геохимических типа (Рис. 1). Первый характеризуется обеднением легкими РЗЭ $(La/Sm)_n = 0.9-1.1$, отсутствием Nb минимума $(Nb/Nb^* = 0.9-1.8)$ и представлен базальтами юга-востока Урикского ЗКП. Второй тип – это metabазальты Онотского ЗКП слабо обогащенные легкими РЗЭ $(0.9-1.7)$ и обедненные Nb $(Nb/Nb^* = 0.4-0.7)$. Третий тип характеризуется различной степенью обогащения легкими РЗЭ $(La/Sm)_n = 1.1-2.2$, отчетливым обеднением Nb $(Nb/Nb^* = 0.2-0.8)$ и включает базальты западной части Урикского ЗКП. Два первых типа имеют $(Nb/Y)_{pm} = 0.6-1.0$, что отвечает слабо деплетированному источнику и согласуется с их положительными $\epsilon_{Nd}(t)$ от +4.1 до -0.1. Расчетное моделирование показывает возможность образования базитов первого типа из слабо деплетированных до примитивно-мантийных источников, которые вероятно отвечали архейской конвектирующей мантии при ограниченном вкладе древней деплетированной SCLM. Третий тип имеет слабо повышенное $(Nb/Y)_{pm} = 0.8-1.2$, резкое обеднение Nb и $\epsilon_{Nd}(t)$ от +2.8 до +0.5. Модельными расчетами показана возможность его образования из исходно деплетированного источника, метасоматизированного под действием флюида/расплава из субдуцированных базитов.

Палеопротерозойский постколлизийный базитовый магматизм (1.87–1.84 млрд лет) представлен интрузиями габброноритов, монцодиоритов, габбро-долеритами дайковых

роев. Палеопротерозойские комплексы включают два контрастных геохимических типа (Рис. 1). Первый представлен габброноритами Онотского блока с низкими $(La/Sm)_n$ (1.0–1.4), $(Nb/Y)_{pm}$ (0.7–1.0), слабым обеднением Nb ($Nb/Nb^* = 0.7–1.0$) и $\varepsilon_{Nd}(t)$ от -0.7 до -1.4 . Второй тип, доминирующий в Иркутском блоке, характеризуется высоким $(La/Sm)_n = 3.0–5.4$, повышенным $(Nb/Y)_{pm} = 1.2–2.8$, резким обеднением Nb ($Nb/Nb^* = 0.1–0.6$) и низкими $\varepsilon_{Nd}(t)$ от -5.9 до -9.6 . Согласно модельным оценкам источник пород первого типа был слабо деплетирован и сходен с таковым архейских базальтов Онотского ЗКП. Как редкоземельные, так и изотопные характеристики палеопротерозойских базитов Иркутского блока отвечают долгоживущему обогащенному литосферному мантийному источнику. Подобные OIB долериты появились на ЮЗ Сибирского кратона только в мезопротерозое (~1.35 млрд лет) (Рис. 1).

Заключение. Среди мезоархейских базитов Шарыжалгая отсутствуют породы сопоставимые по геохимии с NMORB и OIB. Предполагается их формирование за счет близкого к РМ источника при ограниченном вкладе ранее сформированной деплетированной SCLM. С рубежа 2.8 млрд лет появляются обедненные Nb базиты, что предполагает вклад SCLM, испытавшей метасоматоз. Геохимические и изотопные параметры палеопротерозойских базитов Шарыжалгая свидетельствуют о наличии долгоживущих обогащенных мантийных доменов в SCLM к рубежу ~1.86 млрд лет. образование которых обусловлено метасоматозом в архее. От мезоархей к палеопротерозою произошла дифференциация субконтинентальной литосферной мантии по редкоземельному и изотопному Nd составу, обусловленная ее метасоматическим преобразованием в архее, что привело к резким различиям в источниках, генерирующих палеопротерозойские мафические магмы.

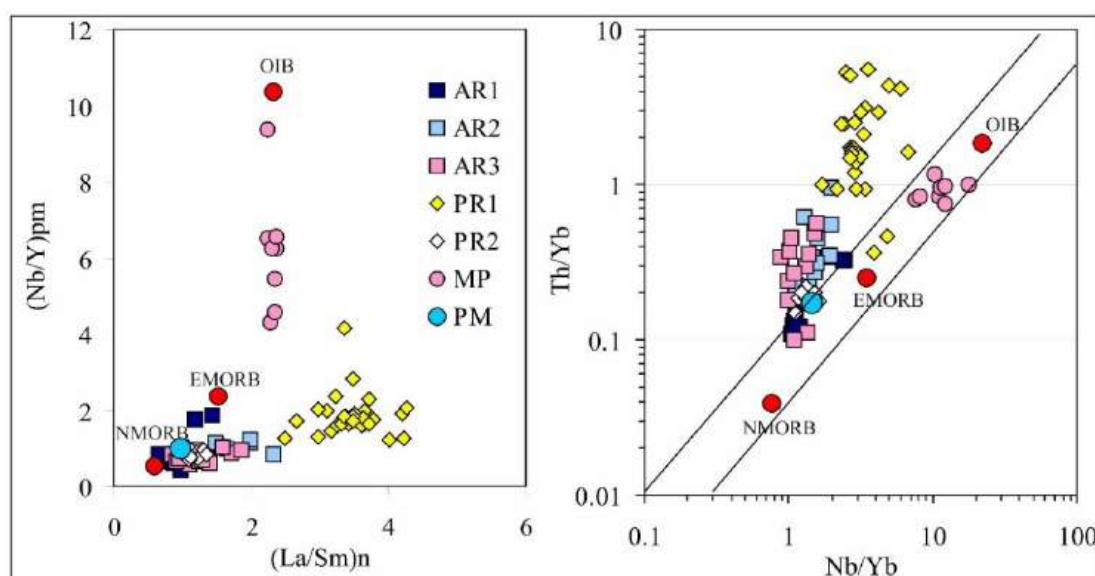


Рис. 1. Диаграммы для различных геохимических типов архейских (AR1, AR2, AR3), палеопротерозойских (PR1, PR2) и мезопротерозойских (MP) базитов Шарыжалгайского выступа

Литература

- Barnes S.J., Williams M., Smithies R.H., Hanks E., Lowrey J.R. Trace element content of mantle derived magmas through time // *J. Petrology*, 2021. V. 62 (6). egab024.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The Earliest subcontinental lithospheric mantle // *Earth's Oldest Rocks (Second Edition)*, 2019. P. 81–102.
- Moyen J.-F., Laurent O. Archaean tectonic systems: A view from igneous rocks // *Lithos*, 2018. V. 302–303. P. 99–125.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВОВ КЛИНОПИРОКСЕНОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ: ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ТЕРМИЧЕСКАЯ МОЩНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

Н.С. Тычков¹, А.М. Дымшиц², С.И. Костровицкий³, Е.А. Муравьева¹, Н.П. Похиленко^{1,4}

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, tych@igm.nsc.ru; ²ИЗК СО РАН, Иркутск;

³ИГХ СО РАН, Иркутск; ⁴НГУ, Новосибирск

Было проведено исследование более 3 тысяч ксенокристов клинопироксенов из разновозрастных кимберлитов различных частей Сибирской платформы. С помощью предложенных ранее методов (Ramsay & Tompkins, 1994; Tychkov et al., 2018) было проведено их разделение на парагенетические типы, а также с помощью термобарометра, предложенного (Nimis & Taylor, 2000) были посчитаны температуры и давления зерен, для которых это было возможно в связи с рядом ограничений (Ziberna et al., 2016). Для всех районов Сибирской платформы, где внедрялись исследованные кимберлитовые тела, были построены палеогеотермы (по модели (Hasterok & Chapman, 2011)), определены поверхностный тепловой поток и термическая мощность литосферной мантии. Были получены следующие результаты.

Распределение парагенетических типов клинопироксенов

Клинопироксены были разделены на следующие генетические типы: шпинелевых перидотитов (SP), гранатовых низкотемпературных перидотитов (PL), гранатовых перидотитов с повышенным содержанием Na₂O (PN), гранатовых высокотемпературных перидотитов (PH), низко-Al метасоматизированных перидотитов (MP), пироксенитов (PX), эклогитов типа А и низкохромистых пироксенитов (ЕА), эклогитов типа В (ЕВ), эклогитов типа С (ЕС), мегакристовой ассоциации (МА).

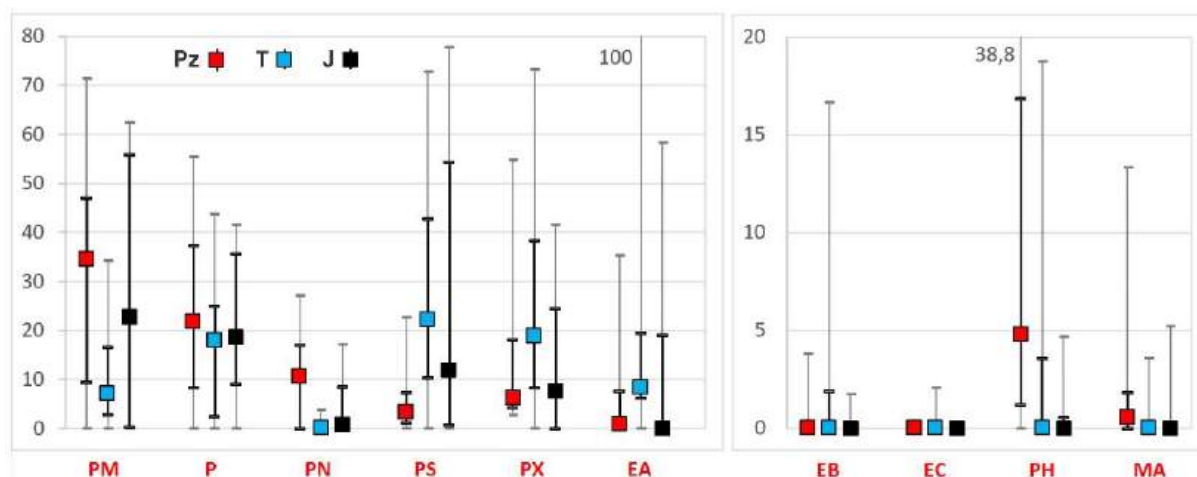


Рис. 1. Распределение типов клинопироксенов в кимберлитах различного возраста на Сибирской платформе (обозначение типов см. в тексте). Квадратами показаны значения медиан по выборкам, жирные линии – квартили 25 и 75, тонкие линии – минимальные и максимальные значения

Особенности распределения типов в соответствии с тремя основными эпохами кимберлитового магматизма на Сибирской платформе (Pz, T, J) таковы (Рис.1). Тип PL представлен в различные геологическое время в близких количествах (в среднем ок. 20 %), Pz кимберлиты характеризуются относительно меньшим количеством шпинелевых перидотитов и пироксенитов и большим количеством перидотитовых высоконатровых пироксенов, чем все мезозойские. Кроме того, в Pz кимберлитах существенно больше развиты клинопироксены высокотемпературных перидотитов, а также связанные с ними генетически пироксены мегакристовой ассоциации. Триасовые

кимберлиты характеризуются пониженным количеством низко-Al пироксенов из метасоматизированных перидотитов и перидотитовых высоконатровых пироксенов, и относительно повышенным количеством пироксенитовых и эклогитовых клинопироксенов. Эклогиты типов В и С фактически присутствуют только в триасовых кимберлитах, причем в существенных содержаниях эклогиты В – только в Харамайском кимберлитовом поле. Кимберлиты юрского возраста по распределению типов пироксенов в целом занимают промежуточное положение между палеозойскими и триасовыми. Относительно более ранних эпох, для них можно отметить меньшее количество пироксенов из высокотемпературных перидотитов. Пониженное количество высокотемпературных парагенезисов, связанных с процессами вторичного обогащения, в обеих мезозойских эпохах относительно палеозойской, коррелирует с малыми глубинами начала захвата мантийного вещества кимберлитами, что существенно понижает их алмазоносность. Наличие существенного количества эклогитовых парагенезисов в Харамайских кимберлитах интересно в связи с преобладанием этого типа включений в алмазах из россыпей северной части Сибирской платформы (Shatsky et al., 2015). Кимберлиты Харамайского поля из-за низкой алмазоносности и взаимного расположения относительно россыпей не могут быть источником этих алмазов, однако этот пример показывает, что ЛМ северной части кратона содержит эклогитовую составляющую в существенном количестве и источником могли бы служить аналогичные кимберлиты, например, палеозойского возраста.

Термическая мощность литосферы и глубина опробования

Были построены палеогеотермы по клинопироксенам из кимберлитовых трубок различных полей палеозойского возраста (Мир, Айхал, Юбилейная, Загадочная, Удачная, Комсомольская-Магнитная, Чомур), триасового возраста из нескольких полей восточного обрамления Анабарского щита, описанных (Dymshits et al., 2024), а также из кимберлитов юрского возраста Куойкского (Дьянга, Второгодница, Оливиновая, Обнаженная) и Дюкенского полей. Для построения исходной палеогеотермы брались клинопироксены, не измененные вторичными процессами, в т.ч. связанными с внедрением кимберлитов.

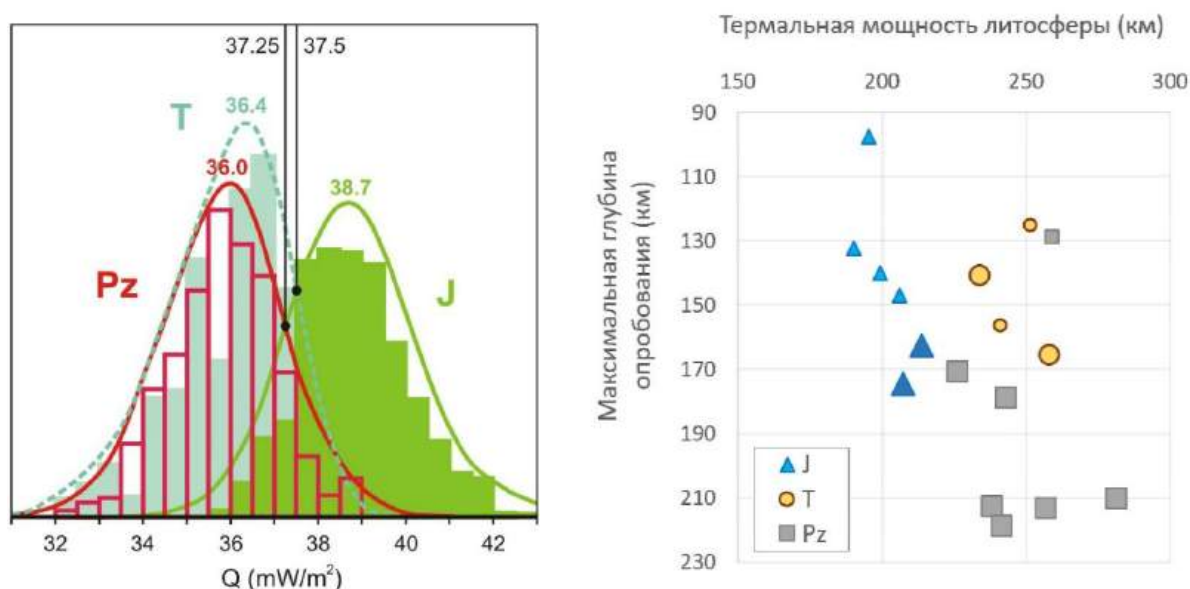


Рис.2. Распределение значений теплового потока для клинопироксенов из разновозрастных кимберлитов Сибирской платформы (слева) и сравнение рассчитанных значений мощности термической литосферы с максимальной глубиной опробования мантийного субстрата для кимберлитовых тел различного возраста (справа). Более крупными знаками показаны кимберлиты, в которых представлены вторичнообогащенные парагенезисы, возникающие при воздействии силикатных расплавов астеносферного происхождения

Обобщенные распределения значений теплового потока для различных эпох внедрения кимберлитов на Сибирской платформе показывают, что термические характеристики палеозойской и триасовой литосферной мантии различаются незначительно и имеют пики нормальных распределений, хорошо описывающих гистограммы, в 36.0 и 36.4 мВт/м² соответственно, что отвечает мощностям термической литосферы по модели (Хастерок-Чапман) 245 и 237 км (Рис. 2). Распределение для юрского времени существенно смещено в сторону больших значений с пиком в 38.7 мВт/м² (203 км). Сравнение рассчитанных значений мощности термической литосферы с максимальной глубиной опробования мантийного субстрата для кимберлитовых тел различных эпох кимберлитопрооявления (Рис. 2) показывает, что при практически одинаковых значениях термической мощности ЛМ в палеозойских и триасовых кимберлитах, глубина опробования последних существенно меньше и в среднем соответствует таковой для кимберлитов юрского времени.

Таким образом пониженная алмазоносность триасовых кимберлитов относительно палеозойских на Сибирской платформе объясняется не меньшей мощностью литосферной мантии на момент внедрения кимберлитов, а относительно малыми глубинами начала захвата мантийного вещества при внедрении. Это может быть связано с увеличившейся проницаемостью ЛМ в результате воздействия Сибирского суперплюма незадолго перед триасовым этапом кимберлитообразования. Отсутствие существенного отличия в мощности триасовой ЛМ от палеозойской говорит о том, что существенное утонение ЛМ в результате воздействия плюма, фиксируемое юрскими кимберлитами, происходило в основном после триасового этапа. Современные геофизические данные говорят о том, что утонение происходило и в послейурское время.

Литература

- Dymshits A.M., Gladkochub E.A., Kostrovitsky S.I. Complicated Thermal History of the Lithospheric Mantle of the Anabar Region: Reconstructions Based on Xenocrysts from Kimberlites // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2024. V. 15(5). P. 0778.
- Hasterok D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth Planet Sci Lett*, 2011. V. 307, P. 59–70.
- Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2000. V. 139, P. 541–554.
- Ramsay R.R., Tompkins, L. The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond propectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brasil, in: *In Proceedings of the Geology, Heavy Mineral Concentrate Mineralogy, and Diamond Propectivity of the Boa Esperanca and Cana Verde Pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brasil. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Special Publication*, 1994. P. 329–345.
- Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V. Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian Craton: Evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds // *Gondwana Research*, 2015. V. 28(1). P.106–120.
- Tychkov N.S., Yudin D.S., Nikolenko E.I., Malygina E. V., Sobolev N. V. Mesozoic lithospheric mantle of the northeastern Siberian craton (evidence from inclusions in kimberlite) // *Russian Geology and Geophysics*, 2018. V. 59. P. 1254–1270.
- Zibera L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G. Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // *American Mineralogist*, 2016. V. 101. P. 2222–2232.

МАНТИЙНЫЕ КСЕНОКРИСТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ МИР, КОМСОМОЛЬСКАЯ-МАГНИТНАЯ И ДИАНГА (СИБИРСКИЙ КРАТОН): ТЕРМИЧЕСКАЯ МОЩНОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Н.С. Тычков¹, А.М. Дымшиц², Е.А. Муравьева¹, А.М. Логвинова¹, Н.П. Похиленко^{1,3}

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, tych@igm.nsc.ru; ²ИЗК СО РАН, Новосибирск;

³НГУ, Новосибирск

Для улучшения понимания формирования и эволюции субкратонной литосферной мантии (СКЛМ), лежащей в основе Сибирской платформы, было проведено детальное петрологическое исследование ~ 3000 мантийных ксенокристов из трех кимберлитовых тел (Мир, Комсомольская-Магнитная (КМ) и Дианга) различных районов платформы. Оценки давления (Р) и температуры (Т) для хромдиопсидов, гранатов и оливинов совместно с их химическими характеристиками позволили определить особенности состава и строения литосферы районов.

Мантийная палеогеотерма была определена оценками Р-Т выбранных ксенокристов клинопироксена из трубок Мир, Комсомольская-Магнитная и Дианга. Определение Р-Т-параметров для 210 клинопироксенов из трубки Мир с использованием модели Hasterok и Charman (2011) дала поверхностный тепловой поток 34.6 мВт/м², около 275 км толщины термической литосферы, 172 км толщины «термического алмазного окна» и 104 км толщины «алмазного окна опробования». Клинопироксены из КМ дают 36.2 мВт/м², 242 и 218 км толщины, 128 и 104 алмазных окна соответственно. Дианга дает 38.5 мВт/м², мощность 205 и 173 км, алмазные окна 78 и 46 км.

В центральной части кратона (тр. Мир) средняя часть разреза СКЛМ состоит в основном из гранатового лерцолита с низким и умеренным содержанием TiO₂ и меньшего количества гарцбургита. Глубокие уровни ЛМ под трубкой Мир (> 165 км) представлены ультраистощенными реститовыми породами (гарцбургиты и дуниты), т.к. гранат и клинопироксен крайне малочисленны в разрезе после 950°C, в то время как оливин – широко представлен между 1000–1200 °С (глубже 170 км (5.4 ГПа)). Верлиты в ЛМ под трубкой Мир указывают на стадию карбонатитового метасоматоза, который, вероятно, также привел к росту алмазов, в то время как силикатный метасоматоз на глубоких уровнях ЛМ здесь почти не проявлен. Трубки КМ и Дианга, напротив, демонстрируют существенный силикатный метасоматоз в нижней части разреза, который мог привести к уничтожению алмазов и снижению алмазного потенциала (толщина алмазного окна под трубками Мир и КМ почти одинакова, а алмазоносность трубки КМ значительно ниже). Утонение ЛМ под северной частью платформы к юрскому времени (тр. Дьянга), вероятно, связано с воздействием масштабного пермотриасового траппового магматизма в районе 245 млн лет назад.

Включения и сростки клинопироксена, наблюдаемые в алмазах из трубки Мир, относятся как к лерцолитовому, так и к пироксенитовому парагенезису. На РТ-диаграмме включения смещены примерно на 150 °С относительно общей кондуктивной геотермы в область более высоких температур, что, вероятно, связано с более высокими температурами мантии в архейский период, когда происходил рост алмазов и захват включений. Отдельная группа включений расположена ближе к кондуктивной геотерме, а ее состав и Р-Т-Q условия соответствуют ксенокристам из кимберлита. Это свидетельствует о том, что они могли образоваться во время, близкое к внедрению кимберлита, которое произошло примерно 360 млн лет назад. Включения клинопироксена в алмазах тр. Мир распространены только до глубины около 155 км, как и относительно обогащенный слой ЛМ, в то время как включения гарцбургит-

дунитового граната принадлежат к более глубокому ультрадеплементированному слою. Включения в алмазах тр. Дианга показывают эклогитовый или пироксенитовый парагенезис, и по составу не соответствуют полю составов ксенокристов, что означает, что алмазы образовались задолго до внедрения кимберлита.

Было проведено сравнение мощности СКЛМ (глубины литосферно-астеносферного перехода (ЛАП)) по данным современного и древнего тепловых потоков, а также по сейсмическим данным. В центральной части платформы современный сейсмический ЛАП близок к оцененному здесь палеогеотермическому, а современный термальный ЛАП находится гораздо глубже (на 40–90 км). На севере кратона (район трубки Дианга), где зафиксировано уменьшение мощности ЛМ между 360 и 160 млн лет назад, как современная сейсмическая, так и термическая мощность ЛМ меньше палеогеотермической, что означает уменьшение мощности СКЛМ в этом регионе от 160 млн лет назад до настоящего времени.

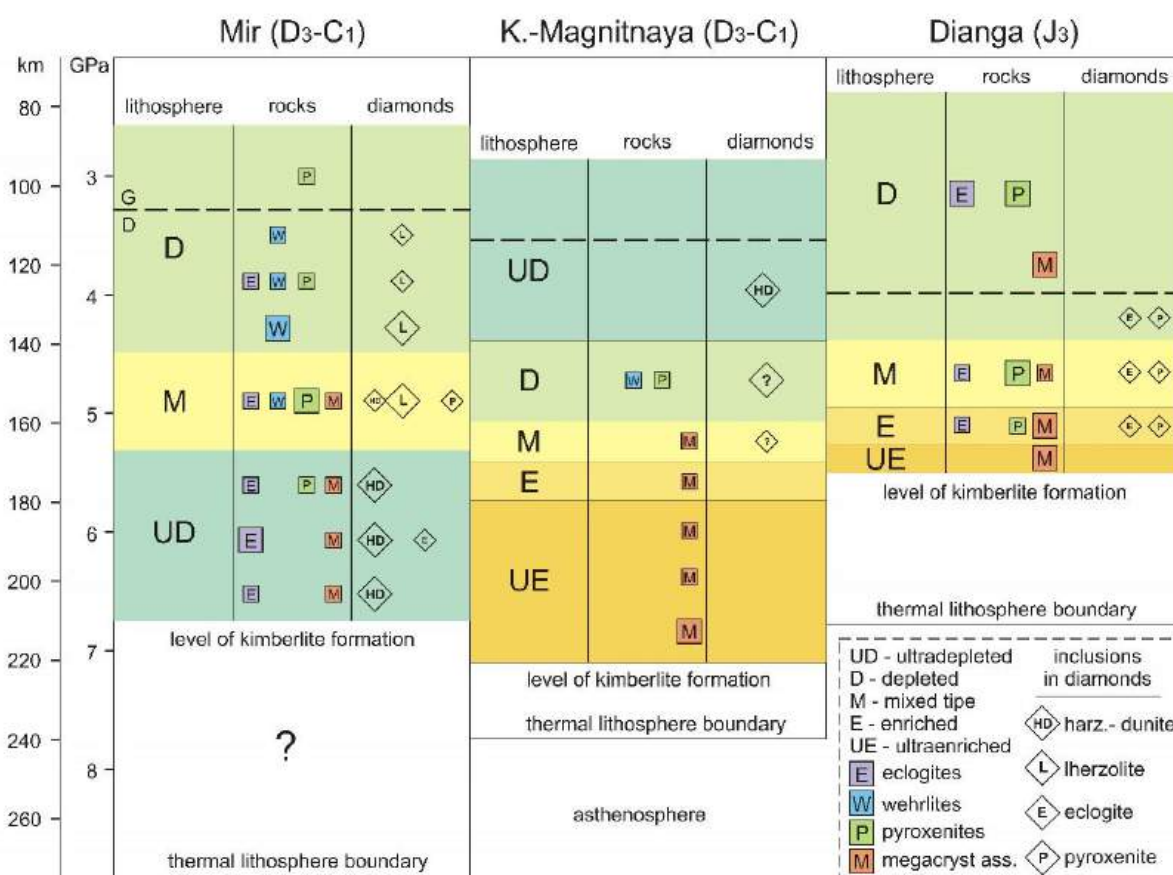


Рис 1. Схематическая модель, иллюстрирующая строение и состав литосферной мантии под тремя кимберлитовыми полями различных частей Сибирского кратона. Буквы в левой части столбцов показывают общую предполагаемую степень обеднения/обогащения литосферы несовместимыми компонентами: UD (ultradepleted) – преобладают ультраобедненные породы (грацбургиты и дуниты), D (depleted) – преобладают обедненные лерцолиты, E (enriched) – преобладают обогащенные лерцолиты (гранаты с содержанием $\text{TiO}_2 > 0,2$ мас.%, оливины с $\text{Mg\#} < 91,7$), UE (ultraenriched) – преобладают высокообогащенные лерцолиты с минеральным составом, близким к мегакристовой ассоциации (гранаты с содержанием $\text{TiO}_2 > 0,5$ мас.%, оливины с $\text{Mg\#} < 90,0$), M (mixed type) – обедненные и обогащенные типы пород примерно равны по количеству. Буквы в квадратах в средней части столбцов обозначают типы пород нереститового происхождения, встречающиеся на разных уровнях. Маленькие символы обозначают единичные находки, большие — более частые. То же самое относится к включениям в ромбах, показанных в правой части столбцов (обозначение парагенезисов пород и включений см. на рисунке).

ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В ПОЛУПРОЗРАЧНЫХ АЛМАЗАХ ИЗ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С.С. Угапьева, А.Д. Павлушин, М.Г. Ощепкова, А.Я. Биллер

ИГАБМ СО РАН, Якутск, sargylana-ugapeva@yandex.ru

Северо-восток Сибирской платформы богат алмазоносными россыпями, в которых наряду с типичными кимберлитовыми алмазами доминируют кристаллы, нехарактерные для установленных типов коренных источников – кривогранные, округлые кристаллы алмаза «уральского» типа I и V, VII разновидностей по минералогической классификации Ю.Л. Орлова (Орлов, 1984). Известно, что алмазы северо-востока отличаются и условиями образования, и источником углерода. Половина россыпных алмазов имеет «легкий» изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$ менее -10 ‰ (Галимов, 1984), тогда как в промышленных кимберлитах доминирует «тяжелый» состав углерода (Logvinova et al., 2011). Проблема определения характера коренных источников северных алмазов до сих пор остается дискуссионной. Изучение закапсулированной информации – включений минералов в алмазах, даст возможность приблизиться к решению данного вопроса.

Особенностью кристаллов алмаза из россыпей Анабарского алмазоносного района и туфогенно-осадочных пород Булкурской антиклинали является низкая степень прозрачности. Образцы представлены типичными прозрачными и полупрозрачными кривогранными додекаэдроидами I разновидности «уральского» типа, покрытые тонким шагреневым рельефом, затрудняющим визуальное наблюдение и диагностику включений минералов (Рис. 1).

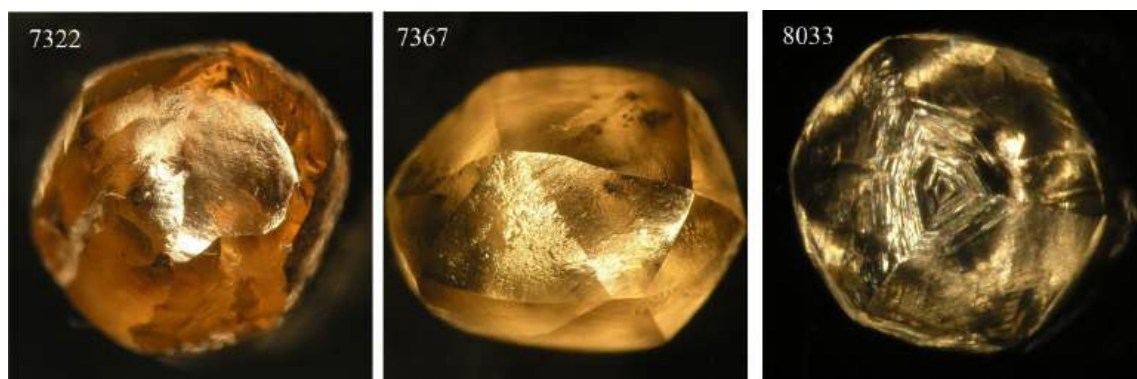


Рис. 1. Полупрозрачные кривогранные додекаэдроиды алмаза «уральского» типа из россыпей северо-востока Сибирской платформы

Метод Рамановской спектроскопии позволяет провести предварительную диагностику минералов включений в полупрозрачных додекаэдроидах алмаза без механической обработки и полировки поверхности. Используя этот метод, в исследованных образцах in-situ определены включения оливина, граната (Рис. 2), хромита и рутила. Дальнейшее исследование состава включений, после выведения их на поверхность показало, что включения оливина характеризуются низкой железистостью (6.61–7.14% Fa), повышенной магнезиальностью (92.5–93.3 % Fo), высокой примесью Cr_2O_3 (0.06–0.13 мас. %) и низким содержанием никеля (0.24–0.37 мас. %). Ранее было установлено (Пироговская и др., 2002), что по особенностям химического состава оливины в додекаэдроидах из россыпей р. Эбелях схожи с включениями этого минерала в алмазах из кимберлитовых трубок Якутии и россыпей Бразилии, а в качестве коренных

источников эбеляхских россыпей предложено считать докембрийские породы Анабарского поднятия.

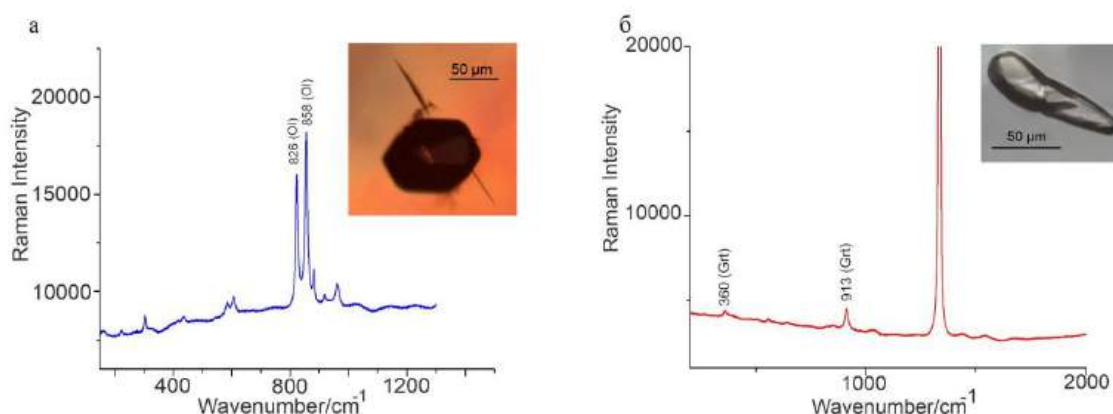


Рис. 2. КР спектры включений оливина (а) и граната (б) в алмазах из россыпи р. Эбелях и туфогенно-осадочных пород Булкурской антиклинали

Включение граната имеет следующее содержание основных компонентов (мас. %): SiO_2 – 38.78; Al_2O_3 – 22.80; FeO – 19.51; CaO – 9.30; MgO – 8.84; MnO – 0.46; TiO_2 – 0.43; Na_2O – 0.35; Cr_2O_3 – 0.03 (Alm. – 35.58; Pyg – 32.99; Gross – 23.64) и относится к эклогитовому типу парагенезиса. При сравнении с гранатами из алмазов северных россыпей Якутии (Соболев и др., 2013) данное включение относится к большинству, у которых отмечено низкое содержание MnO (0.2–0.4 мас. %). Относительно зерен граната из проб участка Булкур (Угапьева и др., 2016) включение граната в алмазе отличается более высоким содержанием TiO_2 и Na_2O . Таким образом, состав данного включения типичен для аналогичных гранатов E-типе из алмазов северных россыпей Якутии (Sobolev, 1999).

Наличие в алмазах из северных россыпей включений минералов ультраосновного и эклогитового парагенезисов согласуется с предположением о полигенности их мантийных и, вероятно, коренных источников (Афанасьев и др., 1998; Logvinova et al., 2011 и др.).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 25-27-20056).

Литература

- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // ДАН, 1998. Т. 361. № 3. С. 366–369.
- Галимов Э.М. Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями алмазообразования // Геохимия, 1984. Т. 8. С. 1091–1118.
- Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. Изд. 2. М.: Наука, 1984. 590 с.
- Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С. Включения эклогитовых гранатов, обогащенных марганцем, в алмазах: свидетельство рециклирования земной коры // ДАН, 2013б. Т. 453. № 3. С. 326–328.
- Угапьева С.С., Биллер А.Я., Олейников О.Б., Горайнов С.В., Попов В.И. Рамановская спектроскопия в изучении включений в алмазах и гранатах из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 2016. № 6. С. 29–34.
- Logvinova A.M., Wirth R., Tomilenko A.A., Afanas'ev V.P., Sobolev N.V. The phase composition of crystal-fluid nanoinclusions in alluvial diamonds in the Northeastern Siberian Platform // *Geology and Geophysics*, 2011. V. 52. № 11. P. 1634–1648.
- Sobolev N.V., Yefimova E.S., Koptil V.I. Mineral inclusions in diamonds in the Northeast of the Yakutian diamondiferous province / *Proc. VII Int. Kimb. Conf.* / Eds. J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Paskoe, S.H. Richardson. V. 2. Cape Town, 1999. P. 816–822. <https://doi.org/10.29173/ikc2900>

ОРИЕНТАЦИОННОЕ РАЗУПОРЯДОЧЕНИЕ В КРИСТАЛЛАХ ПРИРОДНОГО АРАГОНИТА

Д.А. Улыбин^{1,2,3}, П.Н. Гаврюшкин^{1,2}

¹НГУ, Новосибирскб, *d.a.ulybin@mail.ru*; ²ИГМ СО РАН, Новосибирск;

³ИНХ СО РАН, Новосибирск

Карбонат кальция в природе встречается в трех полиморфных формах: кальцит, арагонит и ватерит. Арагонит образуется и стабильно существует при высоких давлениях, а также может метастабильно кристаллизоваться при атмосферных условиях. Микроструктурные особенности арагонита, сформировавшиеся в процессе его генезиса, могут содержать информацию о его парагенетических ассоциациях с высокобарическими минералами.

Недавние исследования арагонита из Тазоута (Марокко), имеющего седиментационное происхождение (Gavryushkin et al.), с использованием рентгеновской монокристалльной дифракции, выявили однонаправленные Дебаевские дуги (ДД) в плоскости hkl , нормальной к оси c^* , а также диффузное рассеяние (ДР). Диффузное рассеяние, вероятно, связано с наноразмерным полисинтетическим двойникованием в плоскостях $\{110\}$. Интересно, что ДД, которые предположительно связаны с ориентационным разупорядочением макродоменов арагонита вдоль оси c (или так называемым “скручиванием”), ранее в литературе не упоминались. Анализ этого разупорядочения поможет раскрыть механизмы кристаллизации и твердофазной эволюции арагонитовых рудных тел и позволит исходя из анализа микроструктуры, определять генезис арагонитовых рудных тел.

В рамках данной работы исследовались образцы арагонита из месторождений: Подречное (Словакия), Баженовское (Россия), Тазоута (Марокко), а также из карьера д. Кушеево (респ. Башкортостан, Россия). С целью поиска ДД и ДР из каждого образца из Подречного, Баженовского и Кушеево для анализа было выделено пять проб размером до 100 мкм.

Из образца из Тазоуты было выделена проба для которой было обнаружено ДД и ДР и исследовано влияние низкотемпературного отжига. Проба была подвергнута обжигу при достаточно низкой температуре 220 °С в течении двух часов, для предупреждения перехода арагонита в стабильную фазу кальцита.

Все пробы отбирались от массивных кристаллических образцов механически, проба из Тазоуты отбиралась при температуре жидкого азота для избежание внесения напряжений в пробу, остальные пробы отбирались при комнатной температуре. Исследования проводились на лабораторном дифрактометре Bruker D8 Venture, с использованием рентгеновского источника Cu $I\mu S$ 3.0. Обработка рентгеновских данных проводилась в программном пакете APEX (Bruker), данные анализировались с помощью плоских реконструкций обратного пространства.

Анализ проб из Кушеево обнаружил наличие немероздрического псевдогексагонального двойникования арагонита: общей осью c^* и развернутыми относительно нее плоскостями a^*b^* на 64°, среди проб не было обнаружено ДД и ДР.

В пробах месторождений Баженовское и Подречны удалось обнаружить ДД и ДР (Рис. 1). В двух и четырех пробах месторождений Баженовского и Подречны соответственно было обнаружено ДД, в одной пробе месторождения Баженовское было обнаружено ДР.

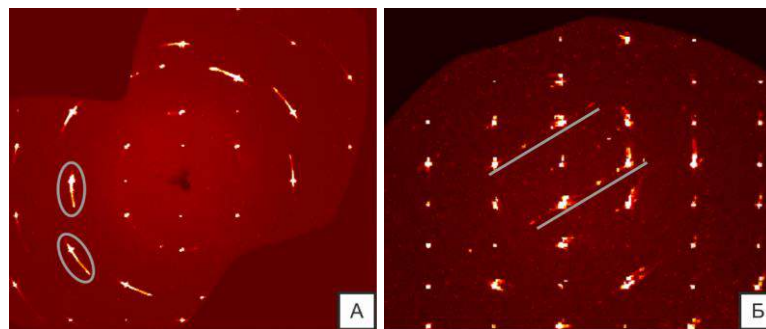


Рис. 1. Плоские реконструкции обратного пространства (А) $hk0$ пробы арагонита из м-ния Подречное, (Б) $hk2$ пробы арагонита из м-ния Баженовское. Серым выделены ДД (А) и ДР (Б)

Важно заметить, что из образца месторождения Подречное была выделена проба, в которой наблюдалось двунаправленные ДД (рис. 2А), что может быть связано с наличием в пробе двух доменов арагонита, скручивание в которых образовалось в момент кристаллизации или о возможности “скручивания” одного домена арагонита вдоль оси c^* , в двух направлениях, во время твердофазной эволюции кристалла.

Анализ образца месторождения Тазоута после отжига показал, что температурное воздействие не приводит к заметному количественному изменению эффектов ДД и ДР (рис. 2Б), что может свидетельствовать, что доменное “скручивание”, по-видимому, оно не соответствует зонам механического напряжения.

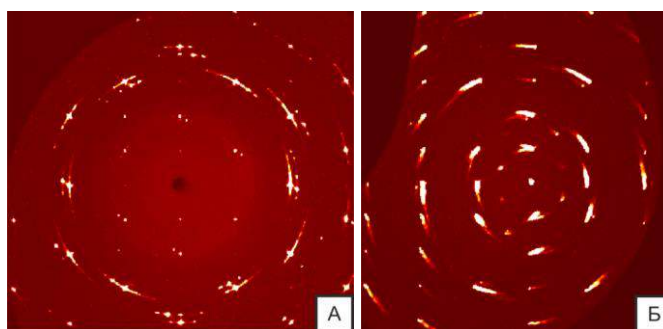


Рис. 2. Плоские реконструкции обратного пространства (А) $hk0$ пробы Подречного с двунаправленным ДД, (Б) $hk2$ пробы арагонита из месторождения Тазоута, отожженного при 220 °С

Таким образом, в трех из четырех исследованных месторождений (Баженовское, Подречное, Тазоута) были обнаружены ДД, что позволяет предположить схожие процессы кристаллизации и твердофазной эволюции арагонита. Дополнительно в пробе из Баженовского месторождения было зафиксировано ДР, что, вероятно, связано с протяженными областями полисинтетического двойникования в плоскостях $\{110\}$ арагонита, как и в образцах месторождения Тазоута (Gavryushkin et al.).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-23-00076 <https://rscf.ru/project/25-23-00076/>

Литература

Gavryushkin P.N. Recnik A. Donskikh K.G., Banaev M. V., Sagatov N. E., Rashchenko S.V., Litasov K. D. *The intrinsic twinning and enigmatic twisting of aragonite crystals*//*Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2024. V. 121(6). P. e2311738121.

Bruker APEX3 software suite, APEX3 v. 2019.1-0, Bruker Nonius (2003–2004), Bruker AXS (2005–2018), Bruker Nano (2019): Madison, WI, USA.

ИМПУЛЬСНОЕ ЛАЗЕРНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ КАК ИНСТРУМЕНТ МОДЕЛИРОВАНИЯ ИМПАКТНЫХ ПРОЦЕССОВ

В.В. Уляшев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, vvulashev@geo.komisc.ru

Изучение ударных процессов, возникающих при столкновении космических тел, играет важную роль в различных научных и инженерных областях, таких как астрофизика, геология и материаловедение. Однако проведение натурных экспериментов с высокоскоростными ударами связано с значительными техническими и финансовыми трудностями. В этой связи методы моделирования ударных процессов, с помощью лазерного воздействия, становятся важным инструментом для исследований.

Лазерное воздействие — это метод, при котором мощный лазерный импульс используется для создания локального давления и температуры в материале, что моделирует условия, возникающие при импактном воздействии. Когда лазерный луч фокусируется на поверхности материала, происходит быстрое испарение вещества, что приводит к образованию ударной волны. Эта волна распространяется вглубь материала, вызывая деформации, фазовые переходы и другие эффекты, аналогичные тем, которые возникают при ударном метаморфизме.

К преимуществам данного подхода можно отнести:

- высокую точность и контролируемость, лазерные импульсы позволяют довольно точно регулировать энергию, длительность и площадь воздействия, что делает эксперименты воспроизводимыми;
- лазерное воздействие позволяет изучать ударные процессы на микро- и наномасштабах, что особенно важно для современных материаловедческих исследований;
- в отличие от натурных экспериментов с высокоскоростными ударами, лазерные методы менее опасны и не требуют сложной инфраструктуры;
- возможность изучения экстремальных условий, лазеры позволяют создавать экстремальные давления и температуры, недостижимые в традиционных экспериментах.

Применение лазерного воздействия для моделирования импактного процесса позволяет решить и изучить одновременно несколько аспектов: влияние высоких давлений и температур на исходные горные породы, фазовые переходы и плавление различных минералов, анализ механизмов разрушения при ударном процессе (образование трещин и деформаций). В своих работах в качестве стартового вещества мы использовали различные прекурсоры: каменный уголь, стеклоподобный углерод, шунгит, алюмосиликатные и кварцевые породы (Уляшев, Исаенко, 2015; Уляшев, Исаенко, 2018; Уляшев и др., 2020; Ulyashev et al., 2023; Ulyashev et al., 2024).

В работе Уляшева В.В. с соавторами (Ulyashev et al., 2024) изучалось преобразование угля под действием лазерного излучения. В результате плавления угля с последующей дегазацией и дегидрогенизацией образовался стеклоподобный углерод. КР-спектроскопия и электронная дифракция подтвердили, что полученный материал имеет схожие характеристики с природным импактным стеклоуглеродом. Однако экспериментально полученный стеклоподобный углерод отличается от технического стеклоуглерода (СУ-2000) большей степенью разупорядоченности, что связано с быстрым охлаждением и высоким давлением.

Были также проведены экспериментальные работы по лазерному воздействию на алюмосиликатные и кварцевые породы (Уляшев, Исаенко, 2018; Ulyashev et al., 2023). В результате были получены импактные стекла с уникальными структурными

характеристиками и химическим составом. КР-спектроскопия выявила полифазную структуру стекол, включающую кварц-альбитовые и кварц-анортитовые компоненты. Также обнаружена слабоупорядоченная углеродная фаза, что указывает на возможность создания новых материалов на основе углеродсодержащих стекол.

Несмотря на вышеуказанные возможности, что дает экспериментальное моделирование с применением импульсного лазерного воздействия, есть и свои ограничения:

- масштабируемость: результаты, полученные на микроуровне, не всегда можно напрямую экстраполировать на макроуровень.
- сложность моделирования сложных структур: лазерное воздействие может быть менее эффективным для изучения гетерогенных материалов.
- высокая стоимость оборудования: мощные лазерные системы требуют значительных финансовых вложений.

Лазерное воздействие является мощным инструментом для моделирования импактных процессов, позволяющим изучать динамику ударных волн, фазовые переходы и разрушение материалов в контролируемых условиях. Несмотря на некоторые ограничения, этот метод продолжает развиваться и находить новые применения в науке и технике. Дальнейшее совершенствование лазерных технологий и методов анализа данных позволит расширить возможности моделирования и углубить понимание ударных процессов.

Литература

- Уляшев В.В., Исаенко С.И. Структурное преобразование шунгита при импульсном лазерном воздействии // В сборнике: Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. материалы 24-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2015. С. 157–160.
- Уляшев В.В., Исаенко С.И. Моделирование фазовых преобразований в глинистом известняке при импактном воздействии // Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, 2018. № 4 (280). С. 40–44.
- Уляшев В.В., Шумилова Т.Г., Кульницкий Б.А. и др. Экспериментальное моделирование фазовых преобразований в слабоупорядоченном углеродном веществе при импактном воздействии // Минералогия, 2020. Т. 6. № 3. С. 89–103.
- Ulyashev V.V., Shumilova T.G., Isaenko S.I. Characteristics of glass in products of experimental modeling of impact melts // Glass and Ceramics, 2023. T. 80. № 5–6. С. 178–184.
- Ulyashev V.V., Shumilova T.G., Isaenko S.I. Production of glass-like carbon by high-energy laser treatment of a coal target // Glass and Ceramics, 2024. T. 81. № 5–6. С. 212–216.

СИНТЕЗ НАНОЧАСТИЦ ПОЛИМОРФОВ МЕХАНИЧЕСКОЙ АКТИВАЦИЕЙ АРАГОНИТА И КАЛЬЦИТА С УЧАСТИЕМ ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ

Ф.Х. Уракаев, А.О. Климов, В.С. Шевченко

ИГМ СО РАН, Новосибирск, urakaev@igm.nsc.ru

Цель доклада состоит в изучении способности системы вода – диметилсульфоксид (ДМСО: 5% раствор; 10% масс. в МА шихте), как растворителя исходных прекурсоров, стабилизировать размеры получаемых механической активацией (МА; однобарабанная планетарная шаровая мельница Пульверизетте 6) наночастиц природных карбонатов и обеспечить возможность фазовых превращений типа арагонит $\leftrightarrow$ кальцит (Рис. 1, 2а).

Установлено (Рис. 1), что образование промежуточных (S1, S2) и конечных (S3) МА продуктов протекает через стадии растворения и перекристаллизации нанокристаллов полиморфов CaCO_3 из флюидной фазы с размерами до ≈ 20 нм. При МА арагонита (месторождение республика Тыва, перевал Коге-Даба) видно возрастающее содержание

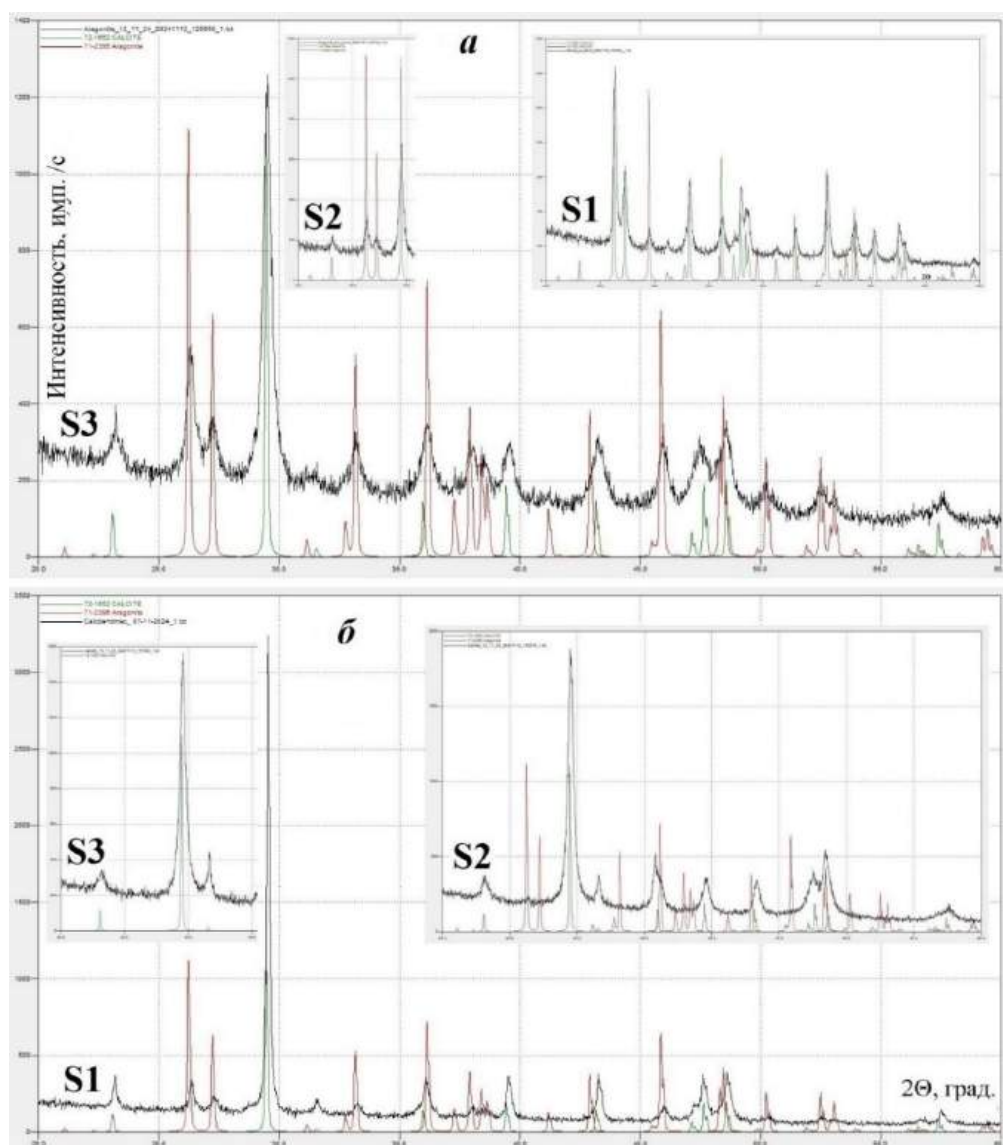


Рис. 1. Результаты РФА по МА пробы S3 арагонита (а, во вставках МА пробы S1 и S2) и пробы S1 кальцита (б, во вставках пробы S2 и S3) в сопоставлении с их эталонами



Рис. 2. Схема опытов по МА (а) и подготовки образцов для измерений (б)

кальцита вплоть до сопоставимого с арагонитом. При же МА кальцита (Красноярский край, Тунгусская шпатоносная провинция) синтез арагонита имеет место только в начальные времена МА, а конечный продукт представлен кальцитом. Показано, что образование наночастиц с участием растворителя происходит после достижения критического пересыщения по молекулам CaCO_3 (ионам Ca^{2+} и CO_3^{2-}) в жидкой фазе с кристаллизацией из нее стабильного при стандартных условиях кальцита, а метастабильные наночастицы арагонита возникают в процессе МА твердой фазы.

Рентгенографией исследовано соответствие всех проб образцов эталонам и измерены температурные зависимости параметров элементарных ячеек, в Å: $a(T) = 4.946 + 4.760T \times 10^{-5}$, $b(T) = 7.990 + 1.518T \times 10^{-4}$, $c(T) = 5.749 + 1.912T \times 10^{-4}$ для наночастиц арагонита; $a(T) = 4.9814 - 6.8649T \times 10^{-6}$, $c(T) = 17.076 + 4.7041T \times 10^{-4}$ для наночастиц кальцита.

Проведен термический анализ исходных и МА образцов арагонита и кальцита с описанием специфических особенностей кривых ТГ/ДСК для МА арагонита.

Применением (Рис. 2б) УЗИ-обработки МА образцов с последующим измерением размеров частиц методом интегрированного рассеяния света (БиНано-90) подтверждено свойство ДМСО как стабилизатора размеров наночастиц, и предложен обратимый механизм роста первичных наночастиц (Seepma et al., 2021; Urakaev et al., 2025).

Так измерения распределений по размерам частиц УЗИ-обработанных МА проб арагонита и кальцита в среде би-дистиллята воды для средних размеров частиц дали для: пробы S2 арагонита при начальном измерении (34.3 нм), при измерении через 10 мин (174.2 нм); пробы S1 кальцита при начальном измерении (157.5 нм), при измерении через 10 мин (518.6 нм). УЗИ в среде 5 % раствора ДМСО в би-дистилляте воды: проба S3 арагонита при начальном измерении по интенсивности (35.5 нм), таковое по числу наночастиц (31.6 нм); проба S3 кальцита при начальном измерении по интенсивности (26.4 нм), таковое по числу наночастиц (23.5 нм). Без УЗИ же обработки в среде би-дистиллята через 10 мин после начала измерений для пробы S3 арагонита (1431 нм), а для пробы S3 кальцита (1375 нм). От времени хранения (10 суток) пробы S3 кальцита: измерение по интенсивности в (7.1 нм); таковое по числу наночастиц (6.1 нм).

Изучены особенности старения коллоидных растворов при их длительном хранении.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 24-13-00140 (<https://rscf.ru/project/24-13-00140/>).

Литература

- Seepma S.Y.M.H., Ruiz-Hernandez S.E., Nehrke G., Soetaert K., Philipse A. P., Kuipers B. W., Wolthers M. Controlling CaCO_3 particle size with $\{\text{Ca}^{2+}\}:\{\text{CO}_3^{2-}\}$ ratios in aqueous environments // *Crystal Growth and Design*, 2021. V. 21 (3). P. 1576–1590.
- Urakaev F.Kh., Massalimov I.A., Akhmetshin B.S., Massalimov B. I., Khusainov A. N., Samsonov M. R., Mustafokulov S. S. Kinetics and mechanism of coarsening for nanoparticles of sulfur and alkaline earth metal sulfates coprecipitated from true polysulfide solutions // *Russian Journal of Physical Chemistry A*, 2025. V. 99 (3), P. 558–569.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУБДУКЦИИ МАКСЮТОВСКОГО ЭКЛОГИТ- ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В.В. Федькин¹, А.А. Щипанский²

¹ИЭМ РАН, Черноголовка, vfedkin@iem.ac.ru; ²ГИН РАН, Москва

Многолетняя история изучения Максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса (МК) на Южном Урале и большой фактический материал, накопившийся за это время, создает широкие возможности для тестирования новых геодинамических идей субдукции коровых эклогитов применительно к устоявшимся традиционным представлениям о строении и развитии аналогичных объектов. В свете новых прецизионных данных о химическом составе высокобарных пород комплекса (Fedkin et al., 2021) на примере МК проведена апробация геодинамической концепции «Правило инициации субдукции» (Whattam, Stern, 2011) и геодинамической классификации океанических базальтов (Pearce, 2008). Являются ли выявленные закономерности общими для эклогит-глаукофансланцевых комплексов или они носят случайный характер, отражающий специфику конкретного террейна?

«Правило инициации субдукции (ИС)» рассматривает процессы зарождения субдукции в преддуговых бассейнах во взаимосвязи с образованием офиолитовых комплексов, и формированием в них диагностической магматической хеомстратиграфической последовательности. Основные признаки ИС: временное и пространственное сочетание эклогитовой и офиолитовой частей комплекса, четкая хеомстратиграфическая последовательность пород, наличие восстановленного НР/UHP канала субдукции, отчетливо проявлены в МК. Однако проведенные исследования и их интерпретация в свете новаторских геодинамических идей выявляют новые и обостряют некоторые старые спорные вопросы строения и развития орогена, что осложняет восприятие установленных правил в качестве универсальной модели ИС.

Геохимические характеристики высокобарных пород МК показывают, что для формирования НР-UHP пород террейна требуется, по крайней мере, трехкомпонентный источник протолита: обогащенной мантии OIB, деплетированной мантии N-MORB и E-MORB тип, а также некого вклада субдукционного компонента и, возможно, участия мантийного источника (Shchipansky et al., 2012; Щипанский, Федькин, 2018).

Большая часть высокобарных пород МК оказалась обогащенной ниобием, что является показателем субдукции океанической коры. На этой основе возникает идея пересмотра полярности субдукции МК с восточной на западную (Ryazantsev, Tolmacheva, 2016). И тогда главным событием геодинамической эволюции комплекса является поддвижение палеоазиатской океанической коры под континент, а не субдукция окраины Восточно-Европейского кратона под Магнитогорскую островную дугу (Brown et al., 2006).

В связи с этим обостряется вопрос происхождения Уральского океанического бассейна. Длительность его существования определяет роль и степень участия субдукционной (континентальной) компоненты в породах МК. Согласно модельным расчетам (Pearce, 2008) доля субдукционного вклада в эклогитах МК составляет 1–4 %. Пока не ясно, была ли эта компонента в составе пород МК в начале субдукционного процесса или появилась в процессе ее развития, но расчеты однозначно указывают на ее присутствие.

Наличие в нижней единице комплекса древних (~533 Ma) ультрамафитовых (Ol-Ep) и эклогитовых (Jd-Gros) пород, структурно и генетически связанных между собой, а также высокие параметры их образования: $T > 700$ °C и $P > 3.5\text{--}4.0$ ГПа (Вализер и др.,

2015), предполагает участие в формировании комплекса тектонических мантийно-коровых включений, образовавшихся в процессе мантийно-плюмового взаимодействия. По соотношению микроэлементов $\text{TiO}_2/\text{Yb}-\text{Nb}/\text{Yb}$ в источниках разного типа (OIB, MORB) определены параметры магмогенерации при их взаимодействии. При снижении давления от 3.5 до 2.0 ГПа степень частичного плавления OIB источника увеличивается от 5 % до 20 %, где формируются N- и E-MORB составы (Shchipansky et al., 2012).

Максимальные (топовые) условия метаморфизма МК определяются предполагаемым присутствием в составе его пород алмаза и коэсита: $P \sim 2.7\text{--}3.2$ ГПа, $T = 600\text{--}700$ °C (Dobretsov et al., 1996). Однако единичные находки микровключений алмаза не могут считаться инициатором субдукции, поскольку источником его, скорее всего, являются глубинные мантийно-коровые включения, а не субдукционные процессы. Главной особенностью метаморфизма МК является его циклический возвратно-пульсационный характер проявления (Федькин, 2020), когда явления проградного и ретроградного метаморфизма неоднократно повторяются, а их РТ тренды, построенные по составам Grt-Cpx парагенезиса, образуют сопряженные пары, характеризующие режимы отдельных этапов (циклов) развития террейна. Четыре таких цикла, зафиксированные по составам сосуществующих фаз, образуют общий тренд ретроградной эволюции комплекса и характеризуют основные события на стадии его экзгумации.

Выявленные особенности и возникшие вопросы не затрагивают существа проблемы ИС, поскольку основные ее критерии четко проявлены в МК и не вызывают сомнения. Трехкомпонентный источник исходного материала МК указывает на то, что инициация субдукции комплекса проходила на океанической литосфере, претерпевшей ранние (ордовикские) надсубдукционные изменения, что говорит о длительной истории его накопления и эволюции. В связи с этим, остаются вопросы о времени возникновения и длительности формирования МК, по поводу смены полярности его субдукции, вопрос о специфическом возвратно-пульсационном характере метаморфизма. По-прежнему остается вопрос мантийно-плюмового или субдукционного происхождения алмаза.

Литература

- Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. УНРМ эколоит Максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН, 2015. Т. 461. (3). С. 316–321.
- Федькин В.В. Четыре эпизода термальной эволюции эколоитов Максютовского комплекса (Южный Урал) // Геология и Геофизика, 2020. Т. 61. С. 666–684.
- Щипанский А.А., Федькин В.В. Химические индикаторы происхождения и развития коровых эколоитов // Материалы 19й международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. М.: Наука, 2018. С. 364–367.
- Brown D., Alvarez-Marron J., Spadea P., Puchkov V., Gorozhanina Y., Herrington R., Willner A.P., Hetzel R., Juhlin C. Arc-continent collision in the Southern Urals // *Earth- Science Reviews*, 2006. V. 79. P. 261–287.
- Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G. et al. Tectonic setting of ultrahigh pressure metamorphic rocks in the Maksyutov Complex, Ural Mountains, Russia // *International Geology Review*, 1996. V. 38. P. 136–160.
- Fedkin V.V., Burlick T.D., Leech M.L., Shchipansky A. A., Valizer P. M., Ernst W. G. Petrotectonic origin of mafic eclogites from the Maksyutov subduction complex, south Ural Mountains, Russia // *Geological Society of America Special Paper*, 2021. V. 552. P. 177–195.
- Pearce J.A. Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust // *Lithos*, 2008. V. 100. P. 14–48.
- Ryazantsev A.V., Tolmacheva T.Yu. Ordovician volcanic and plutonic complex of the Sakmara allochthons in the Southern Urals // *Geotectonics*, 2016. V. 50(6). P. 23–51.
- Shchipansky A.A., Fedkin V.V., Ernst W.G., Leech M.L. Petrochemical and geochemical characteristic of eclogites of the Maksyutov complex (preliminary data) // *Mineralogy in a whole space of the word. RMS Annual Session and Fedorov Session Conf. proceedings*. St. Petersburg, 2012. P. 271–273.
- Whattam S.A., Stern R.J. The subduction initiation rule': for linking ophiolite, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2011. V. 162(5). P. 1031–1045.

РОСТ АЛМАЗА В РЕЗУЛЬТАТЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ Ca,Mg,Fe-КАРБОНАТНЫХ РАСПЛАВОВ С ОБОГАЩЕННЫМИ СЕРОЙ РАСПЛАВАМИ/ФЛЮИДАМИ ПРИ ВЫСОКИХ P,T-ПАРАМЕТРАХ

О.В. Фурман, Ю.В. Баталева, Ю.М. Борздов, Ю.Н. Пальянов

ИГМ СО РАН, Новосибирск, furmano@igm.nsc.ru

Моделирование составов, свойств и условий формирования природных агентов мантийного метасоматоза является одним из наиболее актуальных разделов экспериментальной петрологии. При этом, особое внимание уделяется исследованию поведения C- и S-содержащих метасоматических агентов, их роли в глобальных циклах углерода и серы, а также в процессах природного алмазообразования. Настоящая работа посвящена экспериментальной оценке возможности кристаллизации алмаза при взаимодействиях карбонатов щелочноземельных и переходных металлов (Ca, Mg, Fe) с обогащенными серой расплавами/флюидами, а также исследованию морфологии полученных кристаллов алмаза.

Экспериментальные исследования проведены на многопуансонном аппарате высокого давления «разрезная сфера» (БАРС) в системах Mg,Ca-карбонат-сера с различными значениями CaO/MgO (магнезит-сера, доломит-сера, кальцит-сера, магнезит-доломит-сера, кальцит-доломит-сера) (Баталева и др., 2023; Фурман и др., 2025), а также в системах Fe,Mg,Ca-карбонат-сера (анкерит-сидерит-сера с различными пропорциями FeO/CaO/MgO), при давлении 6.3 ГПа, температуре 1550 °C и длительности 20 ч. При сборке в графитовые ампулы помещали измельченные (20–30 мкм) и тщательно перемешанные исходные реагенты (природные сидерит, анкерит, доломит, магнезит, кальцит и серу (ОСЧ)), а также затравочные кубооктаэдрические кристаллы алмаза (размер ~ 500 мкм).

Таблица 1. Результаты экспериментов по росту алмаза в системе сидерит-анкерит-сера с переменными пропорциями сидерита и анкерита

Валовый состав карбоната, мас.%	Fe#	Стабильная форма роста алмаза	Толщина выросшего слоя на гранях {100}, мкм	Скорость роста граней {100}, мкм/ч
Sd ₉₀ Ank ₁₀	0,86	октаэдр	108,84	5,44
Sd ₈₀ Ank ₂₀	0,79	октаэдр	74,16	3,71
Sd ₇₀ Ank ₃₀	0,70	кубооктаэдр	71,41	3,57
Sd ₆₀ Ank ₄₀	0,65	кубооктаэдр	72,91	3,65
Sd ₅₀ Ank ₅₀	0,58	кубооктаэдр	48,43	2,42
Sd ₃₀ Ank ₇₀	0,44	кубооктаэдр	20,25	1,01

Sd – сидерит, Ank – анкерит, Fe# = FeO/(FeO+CaO+MgO)_(мольн.)

Экспериментально установлено, что в системах Mg,Ca-карбонат-сера рост алмаза происходит в карбонатном расплаве с растворенной серой, при этом источником углерода для кристаллизации алмаза является материал графитовой ампулы. Стабильной формой роста алмаза является кубооктаэдр. На гранях {100} и {111} отмечается начальная стадия роста алмаза, механизм роста граней октаэдра – тангенциальный. При понижении магнезиальности системы наблюдается уменьшение совокупной площади граней {100}.

Установлено, что в системе Fe,Mg,Ca-карбонат-сера (сидерит-анкерит-сера, с переменными пропорциями FeO/CaO/MgO) средой кристаллизации и источником углерода алмаза является расплав Mg,Fe,Ca-карбоната с растворенной серой. Рост

алмаза происходит в результате редокс взаимодействия сульфидного и карбонатного расплавов.

Методом КР-спектроскопии изучены включения в нарощенном слое алмаза. В системах сидерит-анкерит-сера ($\text{Fe\#}$ 0.79 и 0.86) расплавные включения представлены закаленным карбонатным расплавом (основной пик $1083\text{--}1093\text{ см}^{-1}$) с растворенной серой ($\sim 470\text{ см}^{-1}$) и пиритом (389 см^{-1}), в полученных спектрах наблюдаются единичные пики ангидрита (1026 см^{-1}) и гидросульфат-аниона (1040 см^{-1}). В системах сидерит-анкерит-сера с железистостью ($\text{Fe\#}$ 0.65 и 0.70) во включениях идентифицированы закаленный карбонатный расплав (основной пик $1093\text{--}1098\text{ см}^{-1}$) с растворенной серой ($\sim 465\text{ см}^{-1}$), встречаются единичные пики пирита (381 см^{-1}) и ангидрита ($1013\text{--}1016\text{ см}^{-1}$). При уменьшении железистости системы до $\text{Fe\#}$ 0.58 количество включений в кристаллах существенно снижается. В системах с $\text{Fe\#}$ = 0.44–0.58 включения представлены расплавом серы ($\sim 465\text{ см}^{-1}$), встречаются единичные пики в области полносимметричных колебаний $\nu_1(\text{A})$ сульфат-анионов (974 см^{-1}).

При исследовании затравочных кристаллов алмаза после экспериментов установлено, что при увеличении железистости системы от 0.44 до 0.86 толщина нарощенного слоя алмаза на гранях куба возрастает от 20.25 до 108.84 мкм, при этом скорость роста этих граней увеличивается более чем в пять раз – от 1.01 до 5.44 мкм/ч, соответственно (Табл. 1). По мере увеличения железистости системы стабильная форма роста кристаллов алмаза меняется с кубооктаэдрической на октаэдрическую, микрорельеф граней октаэдра меняется с послойного на вицинальный, а также наблюдается уменьшение совокупной площади граней $\{100\}$.

Таким образом, в результате проведенных экспериментальных исследований установлено, что кристаллизация алмаза может осуществляться при взаимодействиях карбонатов щелочноземельных и переходных металлов с обогащенными серой расплавами/флюидами, при этом, расплавы Fe, Mg, Ca-карбонатов с растворенной серой являются одновременно средой кристаллизации и источником углерода алмаза. Выявленные закономерности по изменению морфологии кристаллов алмаза, специфики роста граней, стабильных форм роста и состава включений в зависимости от катионного состава карбонатного расплава с растворенной серой могут быть использованы для реконструкций процессов природного алмазообразования.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00032, <https://rscf.ru/project/24-17-00032/>.

Литература

- Баталева Ю.В., Фурман О.В., Борздов Ю.М., Пальянов Ю.Н. Экспериментальное исследование растворимости серы в Ca, Mg-карбонатном расплаве при P, T-параметрах литосферной мантии // *Геология и геофизика*, 2023. Т. 64 (№4). С. 479–493.
- Фурман О.В., Баталева Ю.В., Здроков Е.В., и др. Влияние составов Ca, Mg-карбонатных расплавов на растворимость в них серы при P-T-параметрах литосферной мантии // *ДАН. Науки о Земле*, 2025. Т. 521 (№1). С. 69–76.

РАСТВОРЕНИЕ АЛМАЗА В ВОДНО-ХЛОРИДНОМ ФЛЮИДЕ ПРИ МАНТИЙНЫХ Р-Т ПАРАМЕТРАХ

А.Ф. Хохряков, А.Н. Крук, А.Г. Сокол, Д.В. Нечаев

ИГМ СО РАН, Новосибирск, khokhr@igm.nsc.ru

Наиболее достоверным источником информации о составе среды кристаллизации и условиях образования природного алмаза являются сингенетичные включения. Особое значение в этом отношении занимают флюидные микровключения, состав которых, по-видимому, наиболее адекватно отражает состав среды кристаллизации алмаза. В алмазах большинства месторождений мира микровключения имеют состав, который варьирует от водно-солевого до карбонатного или от карбонатного и до водно-силикатного. Концентрация хлоридов во включениях алмазов ряда месторождений достигает 50 мас.% (Tomlinson et al. 2006, Weiss et al. 2018).

Нами проведены эксперименты по исследованию взаимодействия алмаза с водно-хлоридными флюидами при давлении 5.5 ГПа и температурах 1200 °С и 1400 °С на аппаратах высокого давления типа «разрезная сфера». Реализовано два экстремально различных сценария растворения/резорбции алмаза. Моделирование возможной резорбции природного алмаза при окислительном хлоридном метасоматозе проведено при фугитивности кислорода на уровне гематит-магнетитового буфера (МН буфер). Во второй серии экспериментов реализованы условия воздействия на алмаз ненасыщенного углеродом водно-хлоридного флюида в восстановительных условиях при фугитивности кислорода на уровне железо-вюститового буфера (IW буфер).

Установлено, что в окислительных условиях (МН буфер) повышение содержания хлоридов во водном флюиде приводит к существенному ускорению процессов резорбции алмаза. Изменение состава флюида от чисто водного до водно-хлоридного с содержанием хлоридов 50 мас.% приводит к увеличению скорости резорбции алмаза в 1.8 раз для системы $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$ и в 1.6 раза для системы $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$.

В восстановительных условиях (IW буфер) хлориды выступают в роли ингибиторов процессов резорбции/растворения алмаза. Увеличение содержания хлоридов (как KCl , так и NaCl) во флюиде приводит к понижению скорости растворения алмаза в 1.7 раз. Эти результаты согласуются с ранее полученными экспериментальными данными по образованию алмаза в системе $\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{C}$ (Palyanov et al. 2007). По этим данным при изменении состава флюида от чисто водного до водно-хлоридного с содержанием KCl 50 мас.% степень трансформации графита в алмаз уменьшается в 15 раз от 60 % до 4 %.

Морфология форм растворения алмаза во всём интервале реализованных условий контролируется присутствием воды во флюиде. Во всех случаях происходит образование

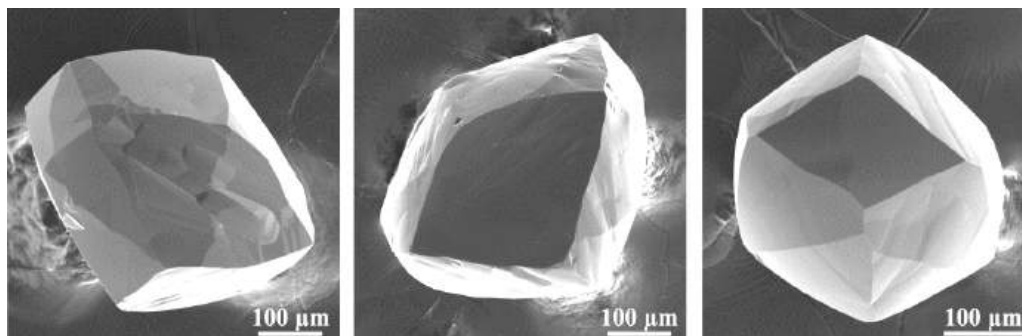


Рис. 1. Формы растворения кристаллов алмаза, полученные в водно-хлоридных системах при фугитивности кислорода на уровне МН буфера

тетрагексаэдридов, характерной формы для природных алмазов (Рис. 1). Особенностью рельефа поверхностей тетрагексаэдридов, полученных в водно-хлоридных системах является в основном гладкая их поверхность в различной степени осложнённая холмиками растворения.

Полученные экспериментальные результаты по растворению/резорбции алмаза в водно-хлоридном флюиде представляют интерес для реконструкции соляного метасоматоза, возможность которого допускается в мантии Земли незадолго до извержения кимберлитов. В окислительных условиях присутствие таких высоко щелочных водно-хлоридных флюидов могло негативно сказаться на сохранности алмаза и в итоге привести к формированию непродуктивных кимберлитовых тел. В тоже время в восстановительных условиях несомненно положительное влияние высоко хлоридных флюидов на сохранность алмазов в процессе мантийного метасоматоза.

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 24-77-10006, <https://rscf.ru/ru/project/24-77-10006/>.

Литература

- Palyanov Y.N., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Sokol A.G. The role of mantle ultrapotassic fluids in diamond formation // Proceedings of the National Academy of Sciences, 2007. V. 104 (22). P. 9122–9127.*
- Tomlinson E.L., Jones A.P., Harris J.W. Co-existing fluid and silicate inclusions in mantle diamond // Earth and Planetary Science Letters, 2006. V. 250. P. 581–595.*
- Weiss Y., Navon O., Goldstein S.L., Harris J.W. Inclusions in diamonds constrain thermo-chemical conditions during Mesozoic metasomatism of the Kaapvaal cratonic mantle // Earth and Planetary Science Letters, 2018. V. 491. P. 134–147.*

ИЗМЕНЕНИЕ КРИСТАЛЛОВ ИМПАКТНОГО АЛМАЗА ПОПИГАЙСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С МЕТАЛЛИЧЕСКИМ РАСПЛАВОМ ПРИ ВЫСОКИХ P-T ПАРАМЕТРАХ

А.А. Чепуров, Е.И. Жимулев, З.А. Карпович, Е.О. Барабаш,
И.А. Грязнов, В.П. Афанасьев

ИГМ СО РАН, Новосибирск, achipurov@igm.nsc.ru

Лонсдейлитсодержащие алмазы Попигайской астроблемы обладают уникальными физическими свойствами, одним из которых является сверхвысокая твердость. Такие алмазы являются параморфозой по графиту и характеризуются присутствием лонсдейлита в разном количестве, обычно до десятков процентов, при этом как самостоятельная фаза лонсдейлит не обнаружен (Вальтер и др., 1990; Масайтис и др., 1998; Yelisseyev et al., 2020). Поверхность кристаллов импактных алмазов имеет очень сложную структуру, где основными элементами являются многочисленные каверны различных размеров со сложными контурами. Использование импактных алмазов в качестве компонента в абразивном инструменте требует исследования процессов, происходящих при их взаимодействии с различными металлами. Целью работы является изучение изменения морфологии кристаллов импактного алмаза при взаимодействии с металлическим расплавом с высоким содержанием Ni при высоком давлении и температуре. Эксперименты выполнены на многопуансонном аппарате высокого давления «разрезная сфера», разработанном в Институте геологии и минералогии СО РАН при 5,5 ГПа и 1450 °С. Исходным металлом был сплав Fe и Ni. В качестве исходных кристаллов использовали светлые, прозрачные фрагменты (размер 0.1–0.3 мм) кристаллов лонсдейлитсодержащих паракристаллов импактных алмазов Попигайской астроблемы.

После экспериментов при высоких давлениях и температурах было обнаружено изменение микроморфологии поверхности исходных кристаллов. По результатам детального изучения кристаллов с помощью сканирующей электронной микроскопии можно выделить несколько последовательно сменяющихся зон, которые охарактеризованы ниже. **Зона А.** Поверхность исходной пластины импактного алмаза имеет ямочную слоистую текстуру, которая сохранилась после эксперимента. Участки более глубокого взаимодействия характеризуются появлением каверн, заполненных металлом, который удаляется после опыта при обработке в кислотах. В отдельных участках каверны имеют элементы огранки. **Зона Б** является переходной на границе поверхности исходной затравки. В данной зоне наблюдается нарастание тонких слоев алмаза (толщиной 10–100 мкм) в одной ориентировке по плоскости (111), т.е. в субоктаэдрической ориентировке относительно плоскости исходного кристалла импактного алмаза. Часть нарастающих слоёв алмаза не имеет правильных геометрических очертаний, а часть слоёв при удалении от границы раздела обнаруживает элементы огранки. Нарастающие слои алмаза покрывают ямочную поверхность, в отдельных участках видно срастание слоев алмаза с веществом исходного кристалла. **Зона В.** Слоистое строение сменяется агрегатом мелкокристаллических индивидов новообразованного синтетического алмаза размером в несколько мкм. По мере удаления от границы с участком исходной поверхности импактного алмаза, размер субиндивидов синтетического алмаза увеличивается, а число их уменьшается. Следует отметить, что во всех случаях растёт агрегат кристаллов синтетического алмаза, а не монокристалл.

Таким образом, обнаруженные изменения представляют собой не что иное, как разные этапы преобразования исходных импактных кристаллов в новообразованные синтетические алмазы при контакте с металлическим расплавом. Выделенные основные стадии этого процесса дают достаточно полную картину того, что может происходить с кристаллами импактного алмаза в случае контакта со средой, способной обеспечить рост алмазной фазы. Полученные экспериментальные результаты хорошо согласуются с фактами обнаружения микронаростов в виде отдельных субиндивидов кубического алмаза в параллельной ориентации на природных кристаллах импактных алмазов Попигайской астроблемы.

Работа выполнена при финансовой поддержке: грант РФФ 25-23-00045.

Литература

- Вальтер А.А., Квасница В.Н., Еременко Г.К. *Строение, состав и оптические свойства параморфоз алмаза по графиту* // Минералогический журнал, 1990. Т. 12. № 3. С. 3–16.
- Масайтис В.Л., Мацак М.С., Райхлин А.И., Селивановская Т.В., Шафрановский Г.И. *Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы*. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 1998. 178 с.
- Yelisseyev A., Gromilov S., Afanasiev V., Sildos I., Kiisk V. *Effect of lonsdaleite on the optical properties of impact diamonds* // *Diamond & Related Materials*, 2020. V. 101. Art. 107640.

ОБРАЗОВАНИЕ ВОДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ВО ВРЕМЯ РОСТА АЛМАЗА: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗУЧЕНИЮ МОДЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{--FeTiO}_3\text{--H}_2\text{O}$ ПРИ ДАВЛЕНИИ ДО 8 ГПа

Н.В. Черткова¹, А.В. Спивак¹, О.Г. Сафонов¹, А.В. Бобров^{1,2}, Е.С. Захарченко¹,
А.В. Бовкун², А.В. Кузюра¹, А.А. Вирюс¹

¹ИЭМ РАН, Черноголовка, spivak@iem.ac.ru; ²МГУ, Москва

Водосодержащие включения, захваченные в процессе роста мантийных минералов, являются уникальными свидетелями генезиса их хозяев и источниками информации о водном круговороте и балансе в глубинных оболочках Земли (например, Wirth et al., 2007; Tschauner et al., 2018). Экспериментальное моделирование фазовых соотношений в водосодержащих системах помогает расшифровать эту информацию, хотя это сопровождается техническими трудностями, такими как полная герметизация флюидной фазы и ограничения экспериментального оборудования по давлению и температуре. В настоящей работе мы применяем комбинацию «закалочных» и *in situ* экспериментов с использованием как тороидального аппарата типа «наковальня с лункой», так и ячейки с алмазными наковальнями с внешним нагревом для получения новых данных о фазовом составе и устойчивости водных фаз в системах ильменит– H_2O и оливин–ильменит– H_2O при давлении 4–8 ГПа и температуре 25–1200 °С.

Согласно полученным в работе данным, ильменит и водная жидкость (ледяные фазы при низких температурах) сосуществуют в широком диапазоне температур и давлений до 1200 °С и 6 ГПа. Поскольку экспериментальные данные о растворимости ильменита в H_2O (жидкость) при мантийных РТ-условиях отсутствуют, было неясно, как присутствие компонента ильменита повлияет на положение границ на фазовой диаграмме H_2O . Наши результаты показали, что присутствие ильменита оказывает незначительное влияние на фазовые соотношения в этой системе, что согласуется с ассоциацией ильменита и льда VII, обнаруженной в алмазе GRR1507 Tschauner и др. (2018).

Добавление оливина в систему показывает реакцию между компонентами оливина и ильменита в присутствии флюида H_2O с образованием пироксенов и Ti-клиногумита. Однако ни одна из этих фаз не была описана в других включениях, изученных Tschauner и др. (2018). Это указывает на то, что оливин мог быть захвачен алмазом на разных стадиях роста и подтверждает идею о том, что реакция между ильменитом и оливином инициируется на глубине водным флюидом. Образование ортопироксена и Ti-клиногумита в наших экспериментах можно описать следующей реакцией: $\text{FeTiO}_3 + 4\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + (3+x)\text{H}_2\text{O} = (\text{Mg, Fe})(\text{Mg, Fe, Ti})\text{Si}_2\text{O}_6 + (\text{Mg, Fe, Ti})_5(\text{SiO}_4)_2(\text{OH, O})_2 + 3(\text{Mg, Fe})(\text{OH})_2 + 0,5x\text{O}_2$, $0 \leq x \leq 1$. Предыдущие экспериментальные исследования показали разложение ОН-клиногумита с низким содержанием Ti при температуре ниже 1100 °С в интервале давлений от 5 до 6 ГПа (например, Grützner et al., 2017). Полученные экспериментальные данные показывают расширение поля устойчивости ОН-клиногумита в область более высоких температур в модельных системах с высоким содержанием TiO_2 в условиях насыщения водой. Это хорошо согласуется с предыдущими сообщениями о высокой устойчивости богатых Ti минералов группы гумита (например, Wirth et al., 2001).

Стоит отметить, что клиногумит и хондрит были обнаружены в матрице кимберлита (Taskayev and Ilupin, 1990) и включениях в алмазах (Logvinova and Sharygin, 2023). Основываясь на минералогических данных, было выдвинуто предположение, что хондрит, ассоциированный с хромсодержащим ильменитом в полиминеральных

включениях, является продуктом кристаллизации карбонатитового или силикатно-карбонатного расплава/флюида, захваченного алмазом (Logvinova and Sharygin, 2023). Однако, в результате наших экспериментальных работ было показано, что ассоциация Ti-клиногумита с ильменитом наблюдается и в системе без карбоната.

Таким образом, использование методик *in situ* в ячейке с алмазными наковальнями и внешним нагревом в сочетании с традиционными «закалочными» методами при высоких давлениях дало возможность получить новые экспериментальные данные о фазовых соотношениях и реакциях в системах ильменит–H₂O и оливин–ильменит–H₂O при высоких давлениях. Применение *in situ* методов позволило проанализировать состояние флюидной составляющей и определить параметры кристаллизации твердых фаз H₂O. «Закалочные» эксперименты в аппарате типа «наковальня с лункой» позволили выявить минеральный и химический состав сосуществующих твердых фаз. Примененный в настоящем исследовании комплексный подход имеет большой потенциал в области изучения включений в минералах мантии, а также при разработке новых моделей поведения минералов в сложных системах в условиях изменяющегося давления и температуры.

Источники финансирования: тема НИР ИЭМ РАН № FMUF-2022-0001.

Литература

- Grützner T., Klemme S., Rohrbach A., Gervasoni F., Berndt J. The role of F-clinohumite in volatile recycling processes in subduction zones // *Geology*, 2017. V. 45(5). P. 443–446.
- Logvinova A.M., Sharygin I.S. Second natural occurrence of KFeS₂ (Hanswilkeite): An inclusion in diamond from the Udachnaya kimberlite pipe (Siberian Craton, Yakutia) // *Minerals*, 2023. V. 13(7). P. 874.
- Taskayev V. I., Ilupin I. P. Clinohumite associated with k-richterite in the Kollektivnaya kimberlite pipe // *Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences. Earth Science Sections*, 1990. V. 310(1). P. 153–156.
- Tschauner O., Huang S., Greenberg E., Prakapenka V.B., Ma C., Rossman G.R., Shen A.H., Zhang D., Newville M., Lanzirotti A., Tait K. Ice-VII inclusions in diamonds: Evidence for aqueous fluid in Earth's deep mantle // *Science*, 2018. V. 359. P. 1136–1139.
- Wirth R., Dobrzhinetskaya L.F., Green H.W. Electron microscope study of the reaction olivine + H₂O + TiO₂ → titanian clinohumite + titanian chondrodite synthesized at 8 GPa, 1300 K // *American Mineralogist*, 2001. V. 86(5–6). – P. 601–610.
- Wirth R., Vollmer C., Brenker F., Matsyuk S., Kaminsky F. Inclusions of nanocrystalline hydrous aluminium silicate “Phase Egg” in superdeep diamonds from Juina (Mato Grosso State, Brazil) // *Earth and Planetary Science Letters*, 2007. V. 259(3–4). – P. 384–399.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ В КСЕНОЛИТАХ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТОВ ИЗ НЕИЗМЕНЕННЫХ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ (СИБИРСКИЙ КРАТОН)

И.С. Шарыгин¹, А.В. Головин²

¹ИЗК СО РАН, Иркутск, isharygin@crust.irk.ru; ²ИГМ СО РАН, Новосибирск

В ксенолитах деформированных перидотитов из неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Сибирский кратон) были диагностированы эпигенетические акцессорные минералы, образование которых является результатом инфильтрации кимберлитового расплава (Головин и др., 2022; Шарыгин и др., 2012; Golovin et al., 2020; Sharygin et al., 2023). Эпигенетические минералы находятся как в межзерновом пространстве ксенолитов, так и во вторичных раскристаллизованных расплавных включениях в пороодообразующих минералах.

В межзерновом пространстве пороодообразующих минералов ксенолитов можно выделить несколько типов эпигенетических акцессорных минералов: 1) минералы интерстиционных ассоциаций и микрожил, представленные пирротинитом, пентландитом, джерфшеритом, перовскитом, хромитом, магнетитом, апатитом, тетраферрифлогопитом, флогопитом, монтчеллитом, форстеритом, содалитом, диопсидом, гумитом, клиногумитом, кальцитом и арагонитом; 2) минералы реакционных кайм на пороодообразующих силикатах; 3) джерфшерит, окаймляющий крупные выделения первичных акцессорных Fe-Ni-Cu-сульфидов. Эти минералы являются продуктами как реакций кимберлитового расплава с первичными минералами ксенолитов, так и его непосредственной кристаллизации.

В пороодообразующем оливине ксенолитов присутствуют раскристаллизованные вторичные расплавные включения, располагающиеся вдоль залеченных трещин. Эти включения состоят из пузырька усадки, тонкораскристаллизованного агрегата и кристаллических фаз, среди которых установлены различные по составу карбонаты, сульфаты, хлориды, сульфиды, фосфаты, оксиды и силикаты. Минеральный состав включений подобен минералогии основной массы неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная, что свидетельствует о генетической связи между расплавом, взаимодействовавшим с перидотитами, и кимберлитовой магмой.

Валовый редкоэлементный состав ксенолитов перидотитов из кимберлитов используется для реконструкции эволюции вещества субкратонной литосферной мантии (СКЛМ). Валовые концентрации редких элементов могут быть непосредственно измерены при анализе порошка, изготовленного из ксенолита, или рассчитаны, исходя из составов пороодообразующих минералов ксенолитов и их модальных количеств. Сопоставление подходов для исследованных деформированных перидотитов (Рис. 1а) и для других мантийных ксенолитов из кимберлитов (Barth et al., 2001; Schmidberger, Francis, 2001) показывает, что рассчитанный валовый состав ксенолитов характеризуется дефицитом большинства редких элементов относительно измеренных концентраций. Это свидетельствует о том, что значительный вклад в баланс редких элементов вносят акцессорные минералы.

Моделирование контаминации ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная кимберлитовым расплавом показало, что смешение 0.6–1.8 мас.% вмещающего кимберлита (состав взят из работы Kamenetsky et al., (2012)) с рассчитанными составами ксенолитов дает спектры распределения редких элементов, идентичные спектрам для измеренных валовых концентраций редких элементов в ксенолитах (Рис. 1б).

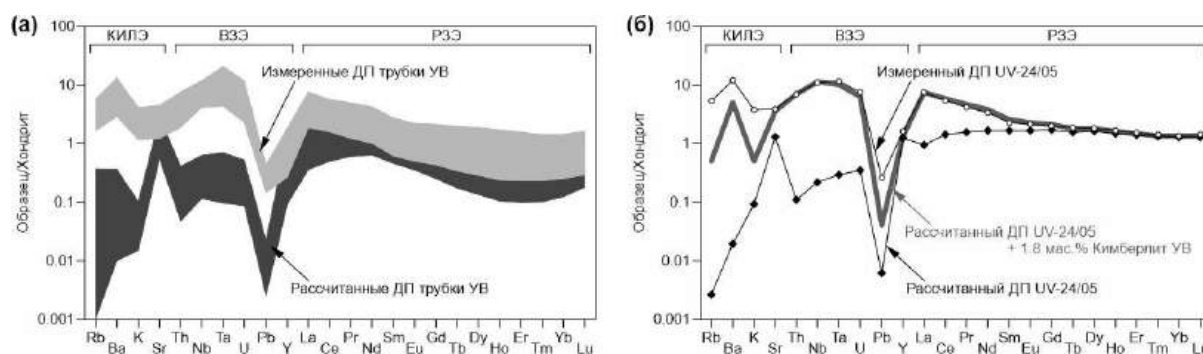


Рис. 1. (а) Сравнение спектров распределения для измеренных и рассчитанных валовых содержаний редких элементов в ксенолитах деформированных перидотитов (ДП) из трубки Удачная-Восточная (УВ). (б) Иллюстрация эффекта контаминации ксенолитов деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная кимберлитовым расплавом на примере образца UV-24/05

Такая сходимость результатов расчетов с использованием состава неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная подтверждает, что расплав, проникавший в ксенолиты, действительно являлся кимберлитовым, и эпигенетические акцессорные минералы в деформированных перидотитах связаны с этим расплавом.

Главным концентратором редкоземельных и высокозарядных элементов среди эпигенетических акцессорных минералов, диагностированных в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная, является перовскит (в мас. %: 0.7–1.1 La_2O_3 , 0.9–2.6 Ce_2O_3 , 0.1–0.3 Pr_2O_3 , 0.3–0.7 Nd_2O_3 , 0.9–2.6 Nb_2O_5 , до 0.1 Ta_2O_5). Стронций концентрируется в арагоните (до 5.1 мас. %) и в кальците (до 0.7 мас. %), Rb и Ba – в слюде (до 2.5 мас. % Ba), K – в слюде и джерфишерите (до 11.0 и 9.5 мас. % соответственно). Кроме того, свой вклад в баланс редких элементов могут вносить щелочные карбонаты, сульфаты и хлориды из расплавных включений.

Таким образом, при использовании валовых геохимических характеристик ксенолитов перидотитов для реконструкции процессов преобразования вещества СКЛМ необходимо учитывать высокую вероятность контаминации нодулей кимберлитовым расплавом.

Литература

- Головин А.В., Соловьев К.А., Шарыгин И.С., Летников Ф.А. Арагонит в интерстициях мантийного ксенолита из кимберлитовой трубки Удачная (Сибирский кратон): прямое свидетельство присутствия карбонатитовых расплавов в глубинной литосферной мантии // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле, 2022. Т. 507. № 2. С. 229–235.
- Шарыгин И.С., Головин А.В., Похиленко Н.П. Джерфишерит в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная, Якутия: проблемы происхождения и связь с кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. № 3. С. 321–340.
- Barth M., Rudnick R.L., Horn I. et al. Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa: Part I. A link between low MgO eclogites and Archean crust formation // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001. V. 65. P. 1499–1527.
- Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V., Kamenetsky V. S., Abersteiner A. Can primitive kimberlite melts be alkali-carbonate liquids: Composition of the melt snapshots preserved in deepest mantle xenoliths // *Journal of Raman Spectroscopy*, 2020. V. 51. P. 1849–1867.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Golovin A.V., Sharygin V. V., Maas R. Ultrafresh salty kimberlite of the Udachnaya-East pipe (Yakutia, Russia): A petrological oddity or fortuitous discovery? // *Lithos*, 2012. V. 152. P. 173–186.
- Sharygin I.S., Solovov K.A., Golovin A.V. Kelyphite around garnet in unaltered lherzolite xenolith from the Udachnaya pipe (Siberian Craton): Formation exclusively via interaction with kimberlite melt // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2023. V. 256. P. 105821.
- Schmidberger S.S., Francis D. Constraints on the trace element composition of the Archean mantle root beneath Somerset Island, Arctic Canada // *Journal of Petrology*, 2001. V. 42. № 6. P. 1095–1117.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ МЕЖДУ СИЛИКАТНЫМИ, КАРБОНАТИТОВЫМИ И ХЛОРИДНЫМИ ФЛЮИДНО-РАСПЛАВНЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ В ПРИРОДНЫХ АЛМАЗАХ

А.Ф. Шацкий

ГЕОХИ РАН, Москва, shatskiyantonnf@gmail.com, shatskiy@geokhi.ru

Высокоплотные расплавно-флюидные (HDF) включения в алмазах из кимберлитов и россыпей по всему миру варьируют по составу от калиевых алюмосиликатных до щелочных карбонатитовых и водно-хлоридных. Также в алмазах, содержащих минералы эклогитового парагенезиса, были обнаружены включения жидкого CO_2 . Эти расплавы и высокоплотные флюиды могли обеспечивать кристаллизацию литосферных алмазов и вызывать метасоматические изменения мантийных пород со времен позднего Архея до Протерозоя. Не смотря на предполагаемую генетическую связь этих расплавов/флюидов их генезис остается дискуссионным. Данные о фазовых взаимоотношениях в карбонатизированном метапелите при 6 ГПа и 900–1500 °C показали, что ниже солидуса K_2O входит в калишпат или $\text{K}_2\text{TiSi}_3\text{O}_9$ вадеит, которые сосуществуют с клинопироксеном, гранатом, кианитом, коэситом и доломитом. На солидусе при 1000 °C калиевые фазы реагируют с доломитом с образованием граната, кианита, коэсита и ультракалиевого доломитового расплава, $40(\text{K}_{0.90}\text{Na}_{0.10})_2\text{CO}_3 \cdot 60\text{Ca}_{0.55}\text{Mg}_{0.24}\text{Fe}_{0.21}\text{CO}_3 + 1.9 \text{ mol.}\% \text{SiO}_2 + 0.7 \text{ mol.}\% \text{TiO}_2 + 1.4 \text{ mol.}\% \text{Al}_2\text{O}_3$. Молекулярное CO_2 выделяется при ≥ 1100 °C. Помимо карбонатного расплава при 1200 °C образуется калиевый алюмосиликатный расплав. Этот расплав содержит (мол./мас.%): $\text{SiO}_2 = 57.0/52.4$, $\text{TiO}_2 = 1.8/2.3$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 8.5/13.0$, $\text{FeO} = 1.4/1.6$, $\text{MgO} = 1.9/1.2$, $\text{CaO} = 3.8/3.2$, $\text{Na}_2\text{O} = 3.2/3.0$, $\text{K}_2\text{O} = 10.5/15.2$, $\text{CO}_2 = 12.0/8.0$, в то время как карбонатный расплав имеет следующий состав: $24(\text{K}_{0.81}\text{Na}_{0.19})_2\text{CO}_3 \cdot 76\text{Ca}_{0.59}\text{Mg}_{0.21}\text{Fe}_{0.20}\text{CO}_3 + 3.0 \text{ mol.}\% \text{SiO}_2 + 1.6 \text{ mol.}\% \text{TiO}_2 + 1.4 \text{ mol.}\% \text{Al}_2\text{O}_3$. Добавление воды в систему понижает температуру образования силикатного расплава. Оба расплава несмесимы по меньшей мере до 1500 °C и сосуществуют с CO_2 флюидом и реститом эклогитового состава, представленным омфацитом (0.4–1.5 wt.% K_2O), пироп-альмандин-гроссуляровым гранатом, кианитом и коэситом. Полученные несмесимые щелочной карбонатный и калиевый алюмосиликатный расплавы по составу напоминают карбонатитовые и силикатные расплавные включения в природных алмазах (Shatskiy et al., 2019).

В системе $\text{NaCl}-\text{CaCO}_3-\text{MgCO}_3$ при 6 ГПа и 1000 °C субсолидусная ассоциация представлена галитом, магнезитом и арагонитом. При 1100 °C в системе стабильны две ассоциации галит + магнезит + доломит и галит + доломит + арагонит. Минимум на поверхности ликвидуса соответствует тройной эвтектике галит-доломит-арагонит, расположенной при 1100 °C. Эвтектический расплав имеет $\text{Ca}\# 89$ и содержит 30 мас.% NaCl (26 мол.% 2NaCl). Система имеет две тройных перитектики: галит + доломит = магнезит + жидкость, расположенных около тройной эвтектики и магнезит + доломит = Mg -доломит + жидкость, расположенной между 1300 и 1400 °C. В номинально безводных условиях начало плавления сопровождается образованием карбонатного расплава. Добавление воды интенсифицирует плавление NaCl , смещая состав результирующего расплава в сторону обогащения NaCl , до 70 мас.%. Полученные результаты указывают на то, что водосодержащие хлоридные HDFs из включений в алмазах могут являться низкотемпературными производными хлорид-содержащего карбонатитового расплава и не являются результатом карбонат-хлоридной жидкостной несмесимости.

Взаимодействие системы $\text{NaCl}-\text{CaCO}_3-\text{MgCO}_3$ с металлическим железом сопровождается образованием углерод-содержащих соединений (Fe^0 , $\text{Fe}-\text{C}$ melt, Fe_3C , Fe_7C_3 , C^0) и вюстит, содержащего Na_2O , CaO и MgO . Кроме этого в продуктах опытов обнаружено хлорид-карбонатное соединение $\text{Ca}_2\text{Cl}_2\text{CO}_3$. Взаимодействие карбонатного расплава, содержащего NaCl , смещает его состав в сторону обедненного магнием и богатого NaCl состава. Это указывает на то, что взаимодействие хлорид-содержащего карбонатитового расплава, образовавшегося при частичном плавлении субдукционных плит, с восстановленной мантией могло приводить к кристаллизации алмаза и изменению состава расплава от карбонатитового в сторону щелочного водно-хлоридного (Shatskiy et al., 2022).

Таким образом, ультракалиевые карбонатитовые и силикатные расплавы подобные HDFs из включений в литосферных алмазах несмесимы и могут образовываться в результате плавления материала континентальной коры, субдуцированного на мантийные глубины. Непрерывный тренд от карбонатитовых к хлоридным составам HDFs можно объяснить фракционной кристаллизацией или восстановлением хлорид-содержащего карбонатитового расплава. Помимо этого, полученные данные обосновывают возможность образования CO_2 флюида в равновесии с клинопироксеном, гранатом, кианитом и коэситом в условиях, соответствующих основанию субконтинентальной литосферной мантии.

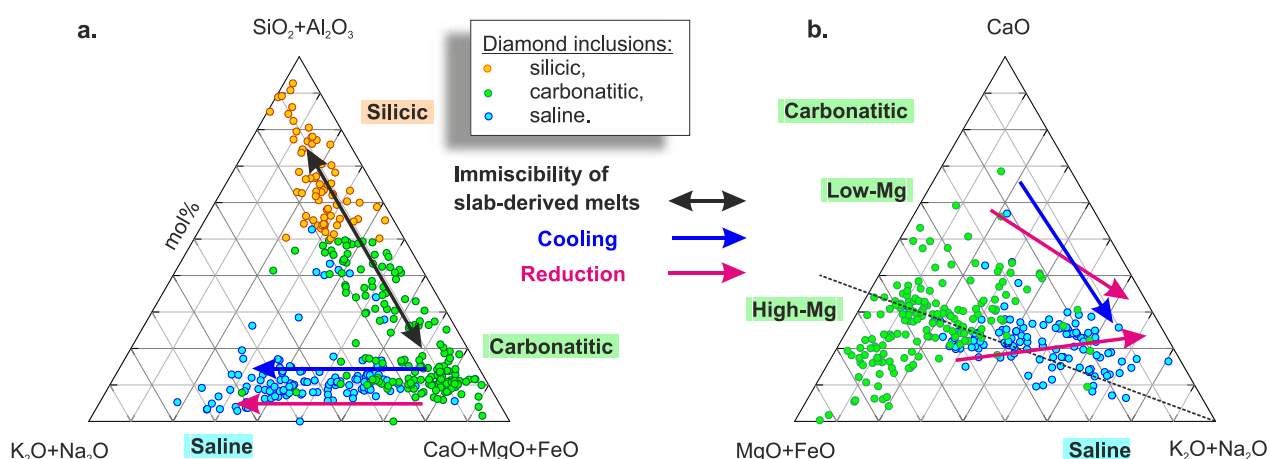


Рис. 1. Тренды изменения состава расплавов-флюидов, установленные экспериментально при 6 ГПа и составы HDFs из включений в природных алмазах

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН).

Литература

- Shatskiy A., Arefiev A.V., Podborodnikov I.V., Litasov, K. D. Origin of K-rich diamond-forming immiscible melts and CO_2 fluid via partial melting of carbonated pelites at a depth of 180–200 km // *Gondwana Research*, 2019. V. 75(11). P. 154–171.
- Shatskiy A., Podborodnikov I.V., Arefiev A.V., Bekhtenova A., Litasov, K. D. Genetic link between saline and carbonatitic mantle fluids: The system $\text{NaCl}-\text{CaCO}_3-\text{MgCO}_3\pm\text{H}_2\text{O}\pm\text{Fe}^0$ at 6 GPa // *Geoscience Frontiers*, 2022. V. 13. P. 101431.

СОЛИДУС КАРБОНАТИЗИРОВАННОГО ФЛОГОПИТ-СОДЕРЖАЩЕГО ЭКЛОГИТА ПРИ 3–6 ГПа ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПРОБЛЕМЕ МАНТИЙНОГО МЕТАСОМАТОЗА И МЕТАМОРФИЗМА УЛЬТРАВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

А.Ф. Шацкий, Ю.Г. Виноградова

ГЕОХИ РАН, Москва, shatskiyantnf@gmail.com, shatskiy@geokhi.ru

Взаимодействие природного эклогита (Ecl) с синтетическими водосодержащими карбонатными расплавами с Na:K = 0:1 (KH2) и 1:1 (NKH2) исследовано в экспериментах на многопуансонном прессе в интервале 3–6 ГПа и 850–1250 °C (Shatskiy et al., 2022). При взаимодействии эклогита с KH2 расходуется гранат и клинопироксен с образованием флогопита и доломита. Взаимодействие сопровождается уменьшением жадеитового компонента в клинопироксене, что смещает состав эклогита к пироксениту. Это напоминает метасоматические изменения, наблюдаемые в ксенолитах эклогитов: келифитовые каймы вокруг граната, которые содержат флогопит и карбонаты, и “губчатый” клинопироксен с низким содержанием натрия, развивающийся по омфакиту. Взаимодействие эклогита с NKH2 также сопровождается образованием флогопита и карбонатов, но последние более магнезиальны и представлены магнезитом (выше солидуса) и ассоциацией магнезит + доломит (ниже солидуса). Взаимодействие с NKH2 увеличивает содержание жадеита в клинопироксене иgrossуляра в гранате, смещая состав эклогита от Группы А к Группе В. Изученные системы имеют соотношение H₂O/K₂O = 2, как во флогопите, т.е. соответствуют по составу карбонатизированному флогопит-содержащему эклогиту. На основании полученных данных солидус изученных систем имеет отрицательный наклон Клапейрона и расположен около 1050 °C при 3 ГПа и 950 °C при 6 ГПа (Рис. 1).

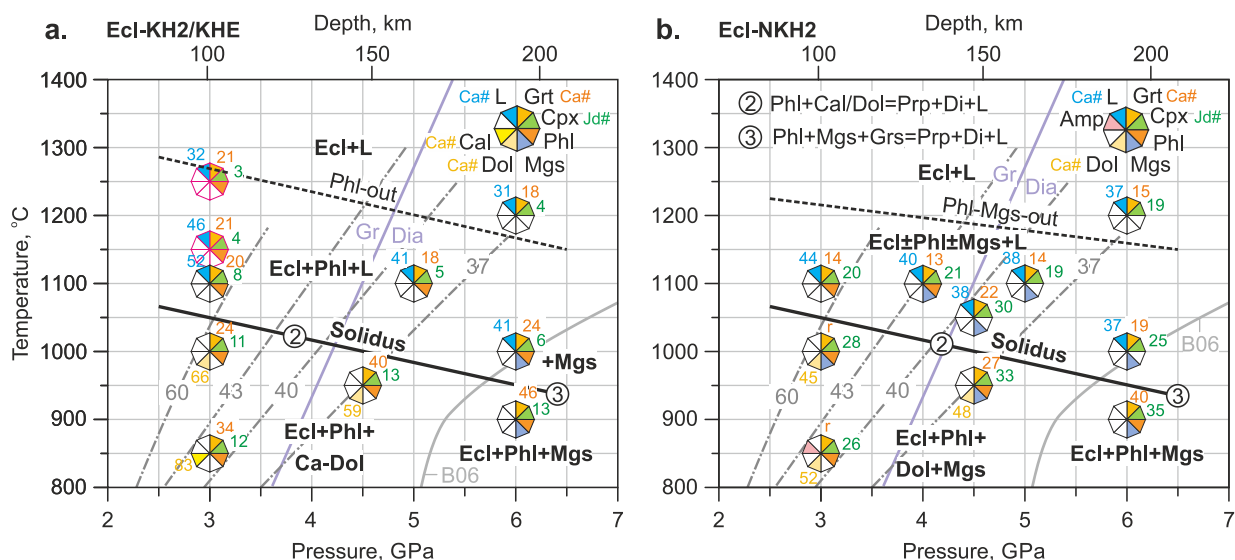


Рис. 1. *P-T* диаграммы, иллюстрирующие фазовые взаимоотношения в системах Ecl-KH2 и Ecl-KHE (красное) (a) и Ecl-NKH2 (b). Жирной линией обозначен солидус карбонатизированного флогопит-содержащего эклогита. Светло-коричневые цифры у соответствующих сегментов многоугольников обозначают Ca# кальцита, доломита и граната. Ca# карбонатного расплава показан голубыми цифрами, а Jd# клинопироксена – зелеными. Серые штрих-пунктирные линии – континентальные геотермы с значениями теплового потока 37, 40 и 43 мВт/м² из работы Hasterok and Chapman (2011) и рифтовая геотерма (~ 60 мВт/м²). Gr/Dia – линия превращения графит-алмаз

Таким образом, водосодержащий K- и Na-K-карбонатные расплавы могут сосуществовать с эклогитом в условиях субконтинентальной литосферной мантии на

глубинах, превышающих 120–170 км, и реагируют с эклогитом ниже 950–1050 °С согласно следующим реакциям: пироп + диопсид + расплав → флогопит + доломит ниже 6 ГПа (реакция 2) и пироп + диопсид + расплав → флогопит + магнезит + грессуляр (реакция 3) при 6 ГПа (Рис. 1).

Реакция плавления с участием флогопита и доломита предполагает частичное плавление на пике метаморфизма ультравысоких давлений (УНРМ) в ходе коллизии континентальных плит (Рис. 2). На прогрессивной стадии *P-T* тренд УНРМ пересекает солидус ассоциации клинопироксен + гранат + флогопит + доломит при 4.7–5.2 ГПа и 970–990 °С, что сопровождается образованием водосодержащего ультракалиевого карбонатитового расплава-флюида *in situ*. Образование такого расплава может объяснять кристаллизацию “калиевого” клинопироксена и микроалмазов в УНРМ гранат-пироксен-карбонатных породах Кокчетавского массива, Казахстан. На регрессивной стадии УНРМ *P-T* тренд снова пересекает солидус в поле термодинамической устойчивости алмаза. Таким образом, водосодержащий ультракалиевый карбонатный расплав-флюид должен исчезать скоро после достижения пика метаморфизма реагируя с гранатом с образованием Са-Mg карбонатов и флогопита.

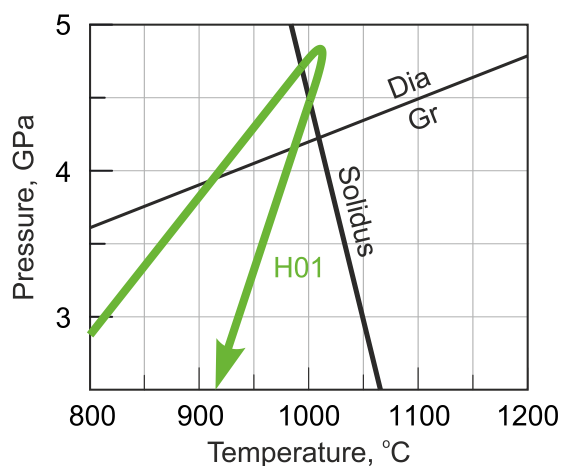


Рис. 2. Положение установленного в данной работе солидуса карбонатизированного флогопит-содержащего эклогита с *P-T* трендом УНРМ гранат-пироксен-карбонатных пород западной части Кокчетавской зоны коллизии по данным Hermann et al. (2001) (H01). Gr/Dia – линия равновесия графит-алмаз.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН).

Литература

- Hasterok D., Chapman, D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*, 2011. V. 307(1–2). P. 59–70.
- Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V. S. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2001. V. 141(1). P. 66–82.
- Shatskiy A., Bekhtenova A., Podborodnikov I.V., Arefiev A. V., Vinogradova Y. G., Litasov K. D. Solidus of carbonated phlogopite eclogite at 3–6 GPa: Implications for mantle metasomatism and ultra-high pressure metamorphism // *Gondwana Research*, 2022. V.103. P. 188–204.

СВИДЕТЕЛЬСТВА ПРИСУТСТВИЯ ФТОРИДНЫХ РАСПЛАВОВ В АЛМАЗОНОСНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

В.С. Шацкий^{1,2,3}, А.Л. Рагозин¹, В.В. Калинина¹, И.Н. Куприянов¹

¹ИГМ СО РАН, Новосибирск, shatsky@igm.nsc.ru; ²ГГФ НГУ, Новосибирск;

³ИГХ СО РАН, Иркутск

При исследовании включений в алмазах из россыпей северо-востока Сибирского кратона нами впервые получены прямые свидетельства присутствия обогащенной фтором субконтинентальной мантии. Включения исследовались в четырех кристаллах алмаза. Кристаллы ISTD-193 и XLS-147 относятся к алмазам V разновидности, согласно классификации Ю.Л. Орлова (1984). На катодоллюминесцентном (КЛ) изображении у этих кристаллов выявляется октаэдрическая зональность (Рис. 1в,г).

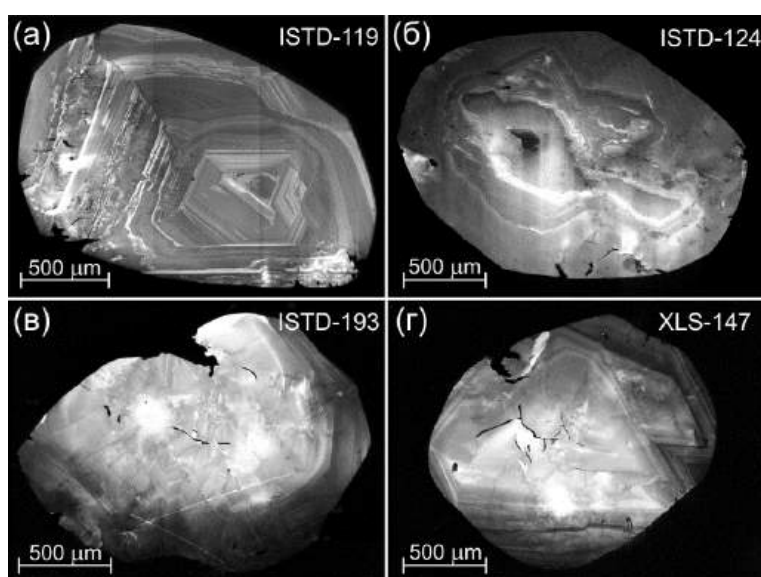


Рис. 1. КЛ-изображения пластин, изготовленных из исследованных алмазов

Алмаз ISTD-119 бесцветный додекаэдр с большим количеством удлиненных черных включений в периферической части, ориентированных в двух направлениях. На КЛ изображении кристалл показывает сложное внутреннее строение, обусловленное этапами растворения и роста (Рис. 1а). Центральная часть демонстрирует октаэдрическую зональность. Алмаз ISTD-124 додекаэдр с коричневым оттенком. КЛ изображение показывает октаэдрическую ростовую зональность в центральной области пластинки (Рис. 1б).

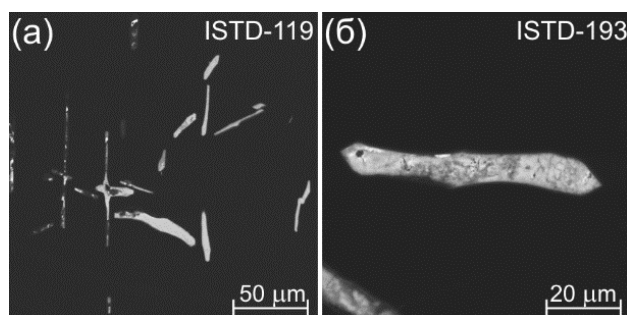


Рис. 2. Изображения включений в режиме обратно рассеянных электронов

В алмазе ISTD-119 полифазные включения ориентированы параллельно граням октаэдра и могут рассматриваться как сингенетические (Рис. 2а). В тоже время в алмазе ISTD-124 удлиненное включение ориентированно параллельно линиям скольжения. Это дает основание рассматривать образование включения синхронно с этапом деформации алмаза. В алмазах V разновидности XLS-147 и ISTD-193 (Рис. 2б) полифазные включения присутствуют в центральных частях кристаллов и представляют собой залеченные трещины. В полифазных включениях в алмазах ISTD-119, ISTD-124 и ISTD-193 выделяются области, состоящие из Са и F и области, состоящие согласно данным КР-спектроскопии из карбонатов, или магнетита и карбонатов. Отношение количества атомов кальция к фтору во фторидных областях варьирует 0.4 до 0.49. В алмазе ISTD-124 помимо полифазных включений присутствуют включения оливина. Несмотря на то что алмаз рос в среде ультраосновного состава в оксидной части включения не обнаружены никель и хром, что свидетельствует об отсутствии равновесия расплавов, зафиксированных во включениях, с мантией ультраосновного состава.

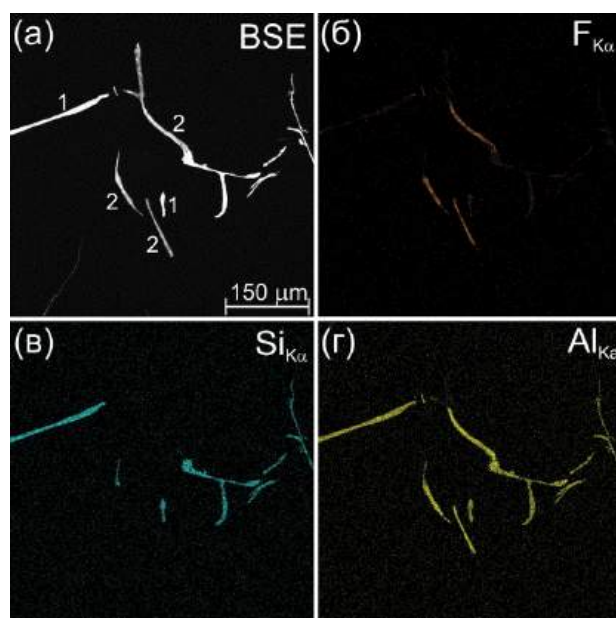


Рис. 3. Рентгеновские карты распределения элементов во включениях в алмазе XLS-147, полученные методом сканирующей электронной микроскопии. (а) – изображение в режиме обратно-рассеянных электронов, (б-г) – распределение интенсивностей рентгеновского излучения $K\alpha$ элементов; цифрами 1 и 2 обозначены включения первого и второго типов

В алмазе XLS-147 присутствуют включения двух типов (Рис. 3). Включения первого типа представлены алюмосиликатным расплавом не содержащем фтора. В то время как включения второго типа состоят из областей, представленных фторидами и областей либо существенно алюмосиликатного состава, либо с преобладание оксидов железа с примесью кремния и алюминия. Фторидные части включений характеризуются вариациями в содержаниях F (63–43 ат.%), Al (14.9–21.8 ат.%), K (6.2–0.8 ат.%), O (11–32 ат.%). В наиболее крупном включении, длина которого превышает 300 мкм, согласно данным ЭДС анализа и картам распределения элементов присутствуют фазы титана. Одна фаза по составу отвечает ферроармолколиту. Другая фаза, по всей видимости, является рутилом. Данные КР-спектроскопии свидетельствуют о присутствии во включении магнетита, рутила и анатаза. С учетом имеющихся экспериментальных данных мы можем интерпретировать составы

исследованных нами включений как результат несмесимости во фторидно-алюмосиликатных и фторидно-карбонатных системах. Полное отсутствие хлора или высокие отношения F/Cl (40–74) дают основание предполагать, что источником фтора были породы субдуцированной океанической коры.

Литература

Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984, 263 с.

АЛМАЗЫ С Y-ДЕФЕКТАМИ: СПЕКТРОСКОПИЯ И ПРОСВЕЧИВАЮЩАЯ ЭЛЕКТРОННАЯ МИКРОСКОПИЯ

А.А. Ширяев¹, А.Л. Васильев², Е.А. Васильев³, Н.В. Губанов⁴, Д.А. Зедгенизов⁴

¹ИФХЭ РАН, Москва, shiryaev@phycs.ac.ru; ²ИК НИЦ «Курчатовский институт», Москва; ³СПГУ, Санкт-Петербург; ⁴ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

В однофононной области инфракрасного поглощения природных алмазов с низкой степенью агрегации азота (тип Ib-IaA) часто можно выделить компоненту с широким максимумом $\sim 1145\text{--}1150\text{ см}^{-1}$, менее интенсивными полосами в области $1220\text{--}1270\text{ см}^{-1}$ и слабыми узкими пиками 1358 и 1387 см^{-1} (Hainschwang et al., 2012). Отмечается также сильная положительная корреляция между основным максимумом и ИК поглощением на рамановской частоте алмаза (1332 см^{-1}) (Реутский и др., 2017). Данная компонента приписывается так называемому Y-дефекту, модель которого остается неустановленной. Так как большинство природных алмазов типа Ib-IaA несут следы пластической деформации, в ряде работ высказаны предположения о связи Y-центров с дефектами деформационной природы. В докладе представлены результаты исследования алмазов с Y-дефектами из трубки Юбилейная методами ИК спектроскопии поглощения, фотолюминесценции (ФЛ) и просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ).

В работе изучены зональные кристаллы типа Ib-IaA. С помощью ионного пучка из зон с существенно различающейся интенсивностью ИК поглощения Y-дефектом было вырезано несколько образцов. Электронно-микроскопическое исследование этих пластин выявило присутствие многофазных включений размерами от нескольких десятков до 300 нм и многочисленные дислокации в различных конфигурациях, а также дислокационные петли и ряд необычных протяженных дефектов. Во многих случаях наблюдаются кластеры точечных дефектов, очевидным образом связанных с движением дислокаций. Также обнаружены весьма необычные протяженные дефекты, представляющие собой сильно уплощенные октаэдры с размерами до первых десятков нанометров и толщиной в единицы нм. Многочисленные попытки обнаружить примесные элементы в данных объектах не увенчались успехом, а вариации контраста в различных режимах изображений позволяет предположить низкую плотность материала (вакансионные скопления?). Данные объекты часто образуют скопления и могут залегать во взаимно перпендикулярных плоскостях $\{111\}$.

Согласно данным просвечивающей электронной микроскопии, для изученных природных алмазов типа Ib-IaA характерны признаки пластической деформации при высоких температурах (Рис. 1). Движение дислокаций очевидно было неконсервативным, что приводило к образованию многочисленных точечных дефектов, часть из которых образовало кластеры. Однако происхождение уплощенных октаэдрических дефектов пока остается загадочным. Хотя однозначной связи между Y-дефектами и микроструктурой кристалла не установлено, можно сделать осторожное предположение о связи этого центра с дефектами, возникшими в ходе пластической деформации.

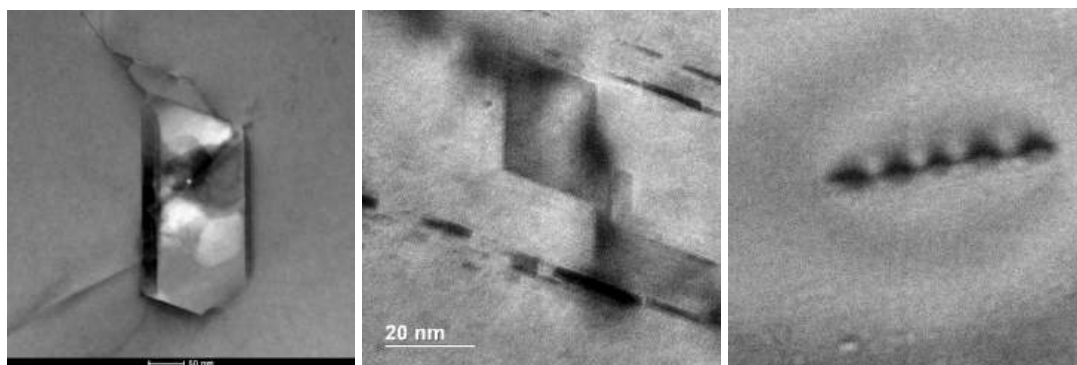


Рис. 1. Электронно-микроскопические изображения. Слева – многофазное включение. Центр – кластер дефектов, имеющих форму уплощенного октаэдра. Справа – наклонная дислокация (поле зрения изображения – 0.25 мкм)

Изученные кристаллы с Y-дефектами характеризуются специфической ФЛ: при возбуждении 488 нм регистрируются система НЗ, интенсивные пики 689 и 698 нм, обуславливающие красную ФЛ. При возбуждении 785 нм (78 К) регистрируются интенсивная полоса 904 нм, 986 нм (Н2) и множество узких линий в диапазоне 800–850 нм, положение и относительные интенсивности которых изменяются в серии последовательно зарегистрированных спектров. При комнатной температуре линии в диапазоне 800–850 нм уширяются, их интенсивность снижается. Снижение относительной мощности лазера от 100 до 1 % не сопровождается изменениями в характере спектров. Подобная система узких линий с переменным положением наблюдалась в диапазоне 500–800 нм в нанодиамазах (Pasternak et al., 2024) и интерпретируется как рекомбинация поверхностных донорно-акцепторных пар на насыщенной водородом поверхности. Возможно, что поверхность выявленных в работе наноразмерных структур так же характеризуется особыми характеристиками и обуславливает особенности ФЛ и ИК поглощения Y-дефектов.

Литература

- Hainschwang T., Fritsch E., Notari F., Rondeau B. A new defect center in type Ib diamond 797 inducing one phonon infrared absorption: The Y center // *Diam. Relat. Mater.*, 2012. V. 21. P. 120–126.
- Pasternak D.G., Romshin A.M., Bagramov R.H., Galimov A. I., Toropov A. A., Kalashnikov D. A., Vlasov, I. I. Donor–Acceptor Recombination Emission in Hydrogen-Terminated Nanodiamond // *Adv Quantum Technol*, 2025. V. 8. P.2400263.
- Реутский В.Н., Ширяев А.А., Титков С.В., Виденбек М., Зудина Н. Н. Свидетельства масштабного фракционирования изотопов углерода и примеси азота в процессе кристаллизации ювелирных кубических алмазов из россыпей северной Якутии // *Геохимия*, 2017. №11. С. 1003–1014.

СПЕЦИФИКА СОСТАВА И СТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ МИРНИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРАНАТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

И.В. Яковлев, В.Г. Мальковец, А.А. Гибшер, М.В. Милаушкин

АК «АЛРОСА» (ПАО), Новосибирск, yakistar2020@mail.ru

В течение последних десятилетий поиск и оценка коренных алмазоносных месторождений стали одной из ключевых проблем в алмазодобывающей индустрии. Наблюдаемое сокращение числа вновь выявленных кимберлитовых тел, содержащих алмазы, свидетельствует о необходимости модернизации и совершенствования применяемых методик их поиска и оценки. Разработка более эффективных стратегий поиска и оценки таких месторождений требует как комплексного понимания геологических процессов, обуславливающих образование самих месторождений, так и условий формирования и изменения алмазов в литосферной мантии.

В качестве объекта исследования выбрано Мирнинское кимберлитовое поле, относящееся к Мало-Ботуобинскому району (Сибирский кратон). Поле расположено в пределах Ботуобинской седловины, разделяющей Вилуйскую и Тунгусскую синеклизы. В настоящее время в пределах поля известны 7 трубочных кимберлитовых тел и две жилы. Кимберлитовые тела образуют две цепочки (куста), приуроченные к субмеридиональным разломам. Возраст кимберлитов Мирнинского поля считается среднепалеозойским (D_3-C_1) определялся различными изотопными методами в разные годы. Полученные значения изотопных датировок варьируют от 333 до 450 млн лет, однако максимум их значений приходится на интервал 350–380 млн лет (Зайцев, Смелов, 2010).

Геотермальный режим и мощность литосферной мантии под Мирнинским кимберлитовым полем ранее исследованы по составам минералов спутников алмаза трубок Мир, Интернациональная, Таежная и Амакинская (Griffin et al., 1999), плотность теплового потока составляла в среднем 35 мВт/м², а мощность литосферы около 190 км. В работе (Dymshits et al., 2020) приводятся исследования с использованием более современной модели построения геотермы, для трубки Мир плотность теплового потока составила 37 мВт/м², а мощность литосферы около 210 км.

В данной работе, по данным исследования составов гранатов, исследованы геотермальный режим, мощность литосферы и мощность «алмазного окна» под трубками Мир, Спутник, Интернациональная, им. XXIII Съезда КПСС, Дачная, Амакинская. Трубки значительно отличаются по содержанию алмазов в кимберлитовом сырье, а также качеству этих алмазов.

Химический состав гранатов определялся методом РСМА на приборе Jeol JXA 8100 в ЦКП “Многоэлементных и изотопных исследований” ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Определение содержаний редких элементов в гранатах проводилось методом масс-спектрометрии с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой XSERIES2 (Thermo Scientific), в НГУ. Для определения РТ условий образования гранатов использовались Ni-in-Gar геотермометр и Cr-in-Gar геобарометр (Griffin, Ryan 1995).

Исследованы составы 1902 гранатов из концентрата тяжелой фракции протолочных проб трубок Мир (478), Спутник (354), Интернациональная (345), им. XXIII Съезда КПСС (339), Дачная (138) и Амакинская (248).

Выборки гранатов по каждой трубке Мирнинского поля отличаются как по проценту гранатов алмазной ассоциации (по Соболев, 1997) от 4,2 до 16,8 % (для трубок Амакинская и им. XXIII Съезда КПСС, соответственно), так и по процентному содержанию гранатов различных химико-генетических групп (по Schulze, 2003). Содержание гранатов лерцолитового парагенезиса варьирует 30 до 65 % (для трубок им. XXIII Съезда и Спутник, соответственно), гарцбургитового парагенезиса от 11 до 52 % (для трубок Спутник и им. XXIII Съезда КПСС, соответственно). Для всех изученных кимберлитовых трубок Мирнинского поля (за исключением тр. Амакинская) характерны относительно высокие пропорции высококальциевых гранатов верлитового парагенезиса (до 10 % от всей выборки для трубки им. XXIII Съезда КПСС). Присутствуют значительные отличия по содержаниям TiO_2 , так для трубок им. XXIII Съезда КПСС, Интернациональной и Дачной в исследованных выборках гранатов практически полностью отсутствуют высокотитанистые мегакристовые гранаты и гранаты из деформированных перидотитов (с содержаниями $TiO_2 > 0,5$ мас. %), тогда как для в трубках Мир, Спутник и Амакинская содержания мегакристовых гранатов варьирует от 8 до 25 % (для трубок Амакинская и Мир, соответственно), а в трубке Мир, кроме того, около 10 % лерцолитовых гранатов содержат $TiO_2 > 0,5$ мас. % и могут быть отнесены к гранатам из деформированных лерцолитов. По содержаниям Y (г/т) в гранатах и температуре их образования, полученной с помощью мономинерального гранатового термометра (Griffin, Ryan 1995), можно сделать вывод, что положение основания деплетированной (относительно неизменной) литосферы («Y край») находится в интервале глубин, соответствующим температурам 987–1099 °C, однако для трубок им. XXIII съезда КПСС, Интернациональная и Дачная такие выводы могут быть ошибочны, так как для них отсутствуют данные по гранатам, расположенным ниже этой границы, а также в выборке практически полностью отсутствуют высокотитанистые гранаты из катаклазированных перидотитов, отражающие преобразование пород литосферной мантии силикатными расплавами в основании литосферной мантии. Это может быть связано с практически полным отсутствием гранатсодержащих пород ниже данной границы в разрезе литосферной мантии под этими трубками.

Для модельной реконструкции палеогеотермы под кимберлитовыми трубками использовались данные по оценкам Р-Т параметров низкокальциевых гарцбургитовых гранатов (что связано с ограничениями и особенностями геобарометра Griffin, 1995). Определение параметров палеогеотермы производилась в программе «Геохимия граната – эксперт» (АК АЛРОСА (ПАО), основанной на методике Mather et. al, 2011). Значения плотности теплового потока составили от 35,4 до 36,7 мВ/м² а мощность литосферы от 215 до 240 км (для трубок Мир и им. XXIII Съезда КПСС, соответственно). При этом мощность алмазного окна (от границы графит-алмаз до нижней деплетированной границы литосферы) составила около от 35 до 46 км (для трубок Спутник и Дачная соответственно).

Можно отметить хорошую сходимость значений плотности теплового потока для разных трубок, несмотря на отличия в составах гранатов и пропорциях парагенетических групп. Мощность литосферы под трубкой Мир, а также плотность теплового потока, полученные по составам гранатов соответствует литературным данным (Dymshits et al., 2020), полученным по рассчитанным РТ параметрам равновесия клинопироксенов из пород литосферной мантии.

Научное издание

ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ АЛМАЗА И МАНТИЙНЫХ МАГМ

Тезисы докладов всероссийской конференции, посвященной 90-летию со дня рождения выдающегося исследователя процессов алмазообразования академика *Николая Владимировича Соболева*

17–19 июня 2025 г. ,
Новосибирск

Оригинал макет подготовлен в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО
РАН

Подписан в печать 11.06.2025, Формат 60×84/8
Усл. печ. л. 19,6. Тираж 70. Заказ № 120

Сибирское отделение РАН
630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Лаврентьева, 17
Отпечатано в Сибирском отделении РАН 630090, г.
Новосибирск, Морской просп., 2
Тел. (383) 330-84-66, e-mail: e.lyannaya@sb-ras.ru