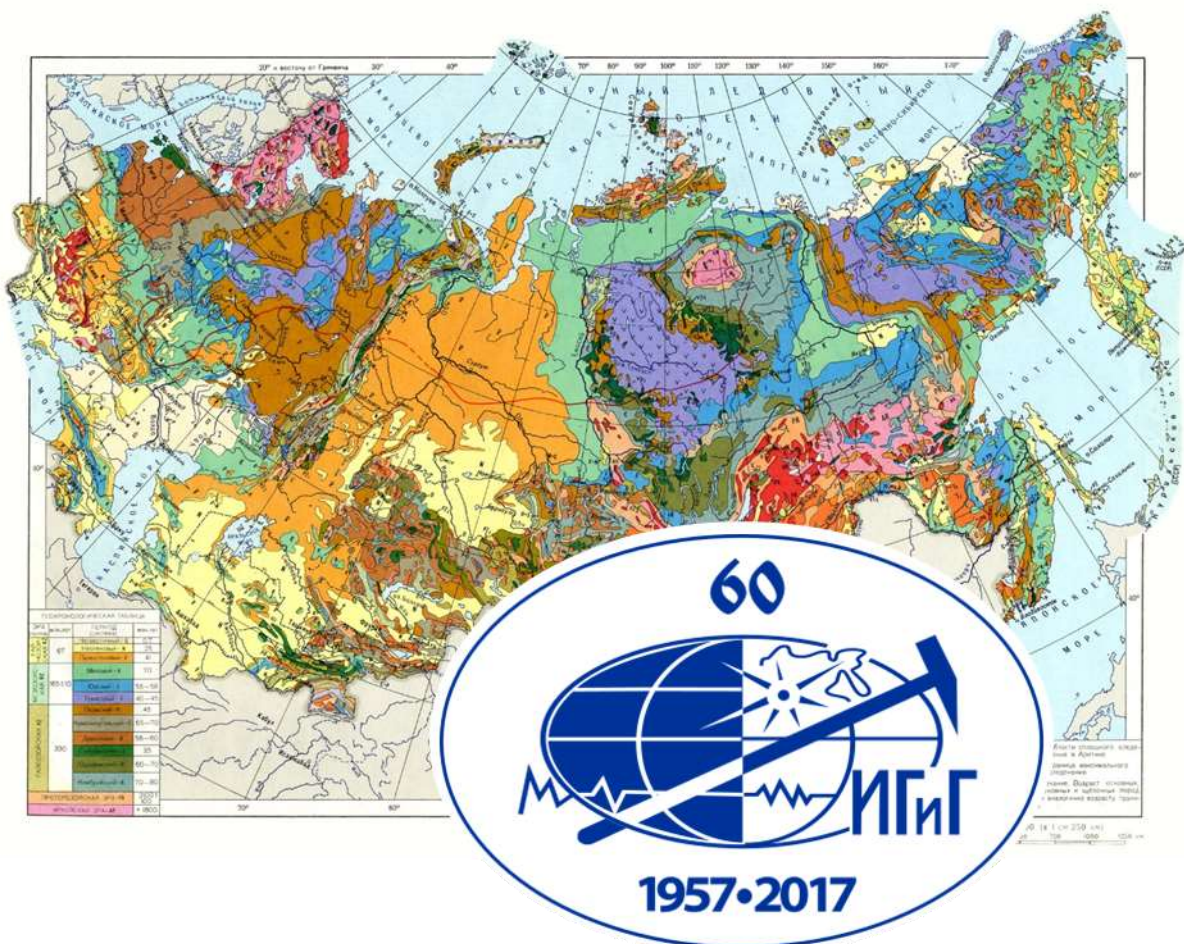




ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ
имени В.С. Соболева СО РАН

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

*материалы совещания, приуроченного к
60-летию Института геологии и геофизики
СО АН СССР*



Новосибирск, 3-5 октября 2017 г.

Федеральное агентство научных организаций России
Российский фонд фундаментальных исследований
Сибирское отделение Российской академии наук



ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ

имени В. С. Соболева СО РАН

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

материалы совещания, приуроченного к 60-летию
Института геологии и геофизики СО АН СССР

3-5 октября 2017
Новосибирск, Россия

Версия с исправлениями от 12.10.2017 г.

Новосибирск
2017

УДК 55
ББК 26
Г36

Геология и минерагения Северной Евразии, материалы совещания, приуроченного к 60-летию Института геологии и геофизики СО АН СССР. 3-5 окт. 2017 г. Новосибирск, Россия. – Новосибирск, 2017, 274 с.

Председатель: Похиленко Н.П. – академик РАН, научный руководитель ИГМ СО РАН
Зам. председателя: Ханчук А.И. – академик РАН, научный руководитель ДВГИ ДВО РАН

Программный комитет:

Бортников Н.С. – академик РАН
Добрецов Н.Л. – академик РАН
Когарко Л.Н. – академик РАН
Ревердатто В.В. – академик РАН
Рябчиков В.Д. – академик РАН
Соболев Н.В. – академик РАН
Ханчук А.И. – академик РАН
Ярмолюк В.В. – академик РАН
Гладкочуб Д.П. – член-корр. РАН
Горячев Н.А. – член корр. РАН
Поляков Г.В. – член-корр. РАН
Шацкий В.С. – член-корр. РАН

Организационный комитет:

д.г.-м.н. Борисенко А.С.
д.г.-м.н. Буслов М.М.
к.г.-м.н. Реутский В.Н.
д.г.-м.н. Толстов А.В.
д.г.-м.н. Томиленко А.А.
д.г.-м.н. Афанасьев В.П.
к.г.-м.н. Богуславский А.Е.
д.г.-м.н. Изох А.Э.
д.г.-м.н. Корсаков А.В.
д.г.-м.н. Крук Н.Н.
д.г.-м.н. Летникова Е.Ф.
д.г.-м.н. Пальянов Ю.Н.
д.г.-м.н. Смирнов С.З.
д.г.-м.н. Сокол А.Г.
д.г.-м.н. Страховенко В.Д.

Секретариат Конференции и группа технической поддержки:

к.г.-м.н. Тычков Н.С. – секретарь
к.г.-м.н. Вишнеvский А.В.
к.г.-м.н. Шарыгин И.В.
к.г.-м.н. Юдин Д.С.
к.г.-м.н. Ращенко С.В.

Место проведения:

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
Россия, Новосибирск, проспект академика Коптюга, д. 3.

ISBN 978-5-9909460-1-9



9 785990 946019

ISBN 978-5-9909460-1-9

© ИГМ СО РАН, 2017

СОДЕРЖАНИЕ

Акинин В.В. Эволюция магматизма и континентальной коры в микроплите арктическая Аляска-Чукотка (U-Pb, O и Hf изотопные записи в цирконах)	12
Александров И.А., Zhao Pan, Ивин В.В., Liao Jia-Ping, Jahn Bor-ming Формирование континентальной коры о. Сахалин на северо-восточной окраине Евразии	14
Алифирова Т.А., Похиленко Л.Н., Гэйлор Л.А. Гранатовые клинопироксениты из кимберлитовой трубки Обнаженная, Якутия: твердофазные превращения, геохимия и P-T история	16
Анисимова Г.С., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н. Золото-редкометальное (Au-Mo-Te-Bi) оруденение Верхнеалгоминского района (Южная Якутия)	18
Арбузов С.И., Ильенок С.С., Чекрыжов И.Ю., Жао Цунлян Редкоземельные элементы в углях северной Азии: условия накопления, закономерности распределения, формы нахождения	20
Арефьев А.В., Шацкий А.Ф., Подбородников И.В., Литасов К.Д. Фазовая T-X диаграмма K_2CO_3 - $CaCO_3$ - $MgCO_3$ при 3 ГПа	22
Афанасьев В.П., Угапьева С.С. Преобразование формы включений в алмазах	23
Ащепков И.В., Логвинова А.М., Владыкин Н.В., Специус З.В., Иванов А.С. Эклогитовые и перидотитовые мономинеральные геотермы мантии: структуры и генезис различных частей мантийной литосферы Сибирского кратона	25
Ащепков И.В., Жмодик С.М., Белянин Д.К., Киселева О.Н., Карманов Н.С., Медведев Н.С., Карманова Н.А., Травин А.С. Айлликиты карбонатитового массива Белая Зима	27
Баранов Л. Н., Толстов А. В., Лазарева Е. В., Карманов Н. С. Особенности состава и микроморфологии минералов редкоземельных элементов камафоритов массива Томтор	29
Баталева Ю.В., Пальянов Ю.Н., Борздов Ю.М. Экспериментальное моделирование метасоматических процессов в литосферной мантии	31
Баянова Т.Б., Серов П.А., Чащин В.В., Корчагин А.У., Стешенко Е.Н., Субботин В.В., Дрогобужская С.В., Елизаров Д.В., Каменский И.Л. Геохронологические U-Pb исследования бадделеита, Sm-Nd по сульфидам и геохимические Nd-Sr-He данные для минералов и пород расслоенных ЭПГ интрузий стратегических месторождений палеопротерозоя Балтийского щита Арктического региона	33
Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О. Факторы формирования крупных Cu-Mo-порфировых месторождений Сибири и Монголии	35
Бобров В.А. Сравнение атмосферных потоков минерального вещества в Западной и Восточной Сибири на примере голоценовых разрезов Бакчарского и Выдринского торфяников	37
Богуславский А.Е. Проблемы консервации низкоуровневых хранилищ РАО	39
Брянская А.В., Лазарева Е.В., Уварова Ю.Е., Розанов А.С., Сарыг-оол Б.Ю., Таран О.П., Жмодик С.М., Пельтек С.Е. Изучение биоресурсов соленых озер Новосибирской области	41

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса и пространственно-временные соотношения с Сибирским кратоном	43
Буслов М.М., Куликова А.В., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А. Позднедокембрийско-палеозойская геодинамика и тектоника Алтае-Саянской складчатой области: ранние этапы формирования Палеопацифики	45
Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Докукина Г.А., Киселева В.Ю., Ветрова Н.И. Изотопная стратиграфия древних карбонатных пород Сибирской платформы и ее обрамления	47
Владимиров А.Г. Геодинамическая позиция и физико-химические условия формирования гигантских литиевых месторождений в земной коре и на её дневной поверхности	49
Волкова М.Г., Непомнящих А.И. Флюидные включения в кварцитах Восточного Саяна	51
Врублевский В.В., Котельников А.Д., Изох А.Э. Геодинамические условия и магматические протолиты раннепалеозойской габбро-монцодиорит-монцитовой ассоциации Кузнецкого Алатау	53
Гаранин В.К., Третьяченко В.В. Проблемы поисков новых месторождений алмазов в Архангельской провинции, Россия	55
Гаранин К.В., Серов И.В., Дубовичев М.А. Особенности геологоразведочных работ на алмазы в Российской Федерации	57
Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Кузьмин Д.В., Ота Т., Сакагучи Ч., Кобаяши К., Накамура Э. Природа и возраст метасоматического преобразования литосферной мантии под Западным Сангиленом: Sr-Nd изотопные данные	59
Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Мотова З.Л. Палеоазиатский океан: от раскрытия до первых конвергентных процессов	61
Глушкова Н.В., Лашинский Н.Н., Зольников И.Д. Использование ГИС и ДЗ для анализа антропогенной трансформации пригородных лесных экосистем на примере новосибирского Академгородка	63
Гурьянов В.А., Песков А.Ю. Возможная роль вулканского плюма в формировании месторождений редких металлов и редких земель (юго-восток Сибирской платформы)	65
Диденко А.Н., Забродин В.Ю., Носырев М.Ю., Гильманова Г.З., Меркулова Т.В. Структура земной коры Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и прилегающих территорий по данным геофизических и дистанционных методов, связь с тектоникой и современной геодинамикой	67
Докукина К.А. Субдукция спредингового хребта, сопутствующий магматизм и деформации на примере Гридинского роя эколгитизированных мафических даек, восток Фенноскандинавского щита	69
Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р., Пономарчук А.В., Изох А.Э., Владыкин Н.В. Геохимическая характеристика магнетит-апатит-доломитовых пород Селигдарского месторождения: к вопросу генезиса и источника вещества	71

Еделев А.В., Абросимова Н.А., Бортникова С.Б. Геохимический состав почв в зоне влияния Комсомольского хвостохранилища	73
Жимулев Ф.И., Гиллеспи Дж., Глорие С., Ветров Е.В., Борискина В.И., Караковский Е. А., Де Граве Й. История формирования Колывань-Томской складчатой зоны по результатам U/Pb LA-ICP-MS датирования детритового циркона	75
Жмодик С.М., Лазарева Е.В., Пономарчук В.А., Пыряев А.Н., Толстов А.В., Щербов Б.Л. Аномальный изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах из пород и руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь, Россия)	77
Заякина С.Б., Шавекин А.С. Лабусов В.А. Развитие атомно-эмиссионного спектрального анализа геохимических объектов по программе импортозамещения (новые возможности и перспективы)	79
Здроков Е.В., Баталева Ю.В., Пальянов Ю.Н., Борздов Ю.М. Экспериментальное исследование фазообразования в системах оливин – магнезит – сера и оливин – магнезит – пирит при высоких P,T-параметрах	81
Зедгенизов Д.А., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Калинина В.В., Помазанский Б.С. Вариации состава среды кристаллизации зонально-секториальных алмазов из кимберлитовой трубки Нюрбинская (Якутия)	83
Злобина О.Н., Злобин А.А. Сульфидообразование в осадочных бассейнах. Современное состояние вопроса, теория и эксперимент	85
Зольников И.Д., Котлер С.А. Деев Е.В. Геологическая история формирования аллювиальных отложений в долинах Чуи и Катуня в позднем плейстоцене	87
Иванов А.В., Мукаса С.Б., Каменецкий В.С., Аккерсон М., Демонтерова Е.И., Покровский Б.Г., Владыкин Н.В. Первичный состав высокомагнезиальных расплавов провинции Сибирских траппов и концентрации летучих компонентов в них по данным изучения расплавных включений в оливине и хромшпинели	89
Иванов А.С., Специус З.В., Коленченко М.О. Редкие и основные элементы составов пиропов	91
Исаенко Л.И., Лобанов С.И., Криницын П.Г., Елисеев А.П., Голошумова А.А. Нелинейные кристаллы халькогенидных соединений: рост, структура, свойства	93
Карпов А.В., Владимиров А.Г., Мороз Е.Н. Роль геохимических барьеров сдерживания урана при формировании соленых озер Центральной Азии	95
Картозия А.А. Неотектонические деформации в отложениях террасового комплекса правобережья р. Кан	97
Килижеков О.К., Толстов А.В. Перспективы наращивания сырьевой базы алмазов за счет аллювиальных и погребенных россыпей	99
Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Параметры плюмов северной Азии	101
Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Процессы кристаллизационной дифференциации в расплаве головы плюма, ответственного за образование батолита	103

Коржнева К.Е., Исаенко Л.И., Молокеев М.С. Исследования процессов кристаллизации двойных нитратов $K_2Ba(NO_3)_4$ и $Pb_{0,67}Ba_{0,33}(NO_3)_2$.	105
Корсаков А.В., Михно А.О., Ращенко С.В., Щепетова О.В., Михайленко Д.С., Мусяченко К.А., Головин А.В. Локальные вариации напряжений (давлений) в масштабах отдельных зерен в породах сверхвысоких давлений	107
Котлер С.А., Зольников И.Д. Методика геолого-геоморфологического районирования долин горных рек Катунь и Чуя на основе морфометрического анализа	109
Кох А.Е. Выращивание кристаллов в неоднородных тепловых полях	111
Кражда А.А., Беккер Т.Б., Ращенко С.В., Кузнецов А.Б., Кох К.А. Рост кристаллов и оптические свойства $(Li,Na)Ba_{12}(VO_3)_7F_4$	113
Кривоногов С.К., Кузьмин Я.В., Бурр Г.С., Гуськов С.А. История Аральского моря по результатам комплексного исследования	114
Крук А.Н., Сокол А.Г., Пальянов Ю.Н. Состав карбонатитового расплава, равновесного с перидотитами при 5,5-6,3 ГПа и 1350°C	116
Крук Н.Н. Гранитоидный магматизм как отражение состава и механизмов формирования континентальной коры (на примере Горного Алтая и Сихотэ-Алиня)	118
Кузнецов А.Б., Кох К.А., Кононова Н.Г., Шевченко В.С., Канева Е. В., Болатов А. К., Уралбеков Б.М., Кох А.Е. Поиск, синтез новых люминофоров $KCaR(VO_3)_2$ (R= Nd, Tb, Yb)	120
Кузнецов А.Б., Кох К.А., Кононова Н.Г., Шевченко В.С., Ращенко С.В., Пестряков Е.В., Кох А.Е. Рост и свойства нового семейства нелинейно-оптических кристаллов $K_7CaR_2(B_5O_{10})_3$ (R=Nd, Yb, Y)	121
Кузьмин Я.В. Новые данные по обитанию и вымиранию дикобраза (<i>Hystrix Brachyura Vinogradovi Argypulo, 1941</i>) в Сибири и на Урале в позднем плейстоцене	122
Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Карманов Н.С., Толстов А.В., Дарьин А.В., Баранов Л.Н. Особенности состава и микроморфологии минералов редкоземельных элементов массива Томтор	123
Лазарева Е.В., Мягкая И.Н., Мальцев А.Е., Брянская А.В., Жмодик С.М. Особенности минералообразования при взаимодействии органических веществ с растворами различного состава	125
Лапин П.С., Оленченко В.В. Региональная составляющая в неравномерности неотектонического развития Ононской впадины и сопредельных территорий	127
Лебедев В.И., Третьякова И.Г. Кобальтоносные структуры Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии	129
Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Меленевский В.Н., Кривоногов С.К., Мирошниченко Л.В., Бобров В.А. Отличительные особенности раннего диагенеза карбонатных сапропелей малых озер юга Западной Сибири и бескарбонатных сапропелей Прибайкалья	131
Леснов Ф.П. Модель формирования полигенных мафит-ультрамафитовых комплексов в составе офиолитовых ассоциаций	133

Леснов Ф.П., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Природа полихронных цирконов из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации: ограничения по Hf/Hf изотопии	135
Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Прошенкин А.И., Школьник С.И., Иванов А.В., Бродникова Е.А. Диагностика источников поступления взвешенного и растворенного осадочного материала в бассейны седиментации	137
Литасов К.Д., Шацкий А.Ф. Модели миграции расплавов в мантии Земли	139
Мазуров М.П., Чудненко К.В., Шарапов В.Н. К анализу динамики метасоматического преобразования пород кристаллического фундамента и платформенного чехла в зонах глубинных разломов, контролирующих трапповый магматизм Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы.	141
Макеев С.М. Деформационно-сдвиговый механизм геодинамического контроля рудо- и нефтегенеза (геофизический анализ на примере Енисейского кряжа и Сибирской платформы)	143
Мальковец В.Г., Третьякова И.Г., Белоусова Е.А., Гриффин В.Л., О'Рейлли С., Костровицкий С.И., Зедгенизов Д.А., Похиленко Л.Н., Похиленко Н.П. Этапы эволюции литосферы Сибирского кратона: результаты исследования U-Pb-Th, Lu-Hf и Re-Os изотопных систем глубинного ксеногенного материала из кимберлитов	145
Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Бобров В.А., Мирошниченко Л.В., Кривоногов С.К. Механизмы образования аутигенного барита и геохимия Ba в раннем диагенезе озерных отложений Сибири	147
Мальцев М.В., Толстов А.В. Перспективы выявления новых месторождений алмазов в Западной Якутии (Вилюй-Мархинское междуречье, Ыгыаттинский алмазоносный район)	149
Манзырев Д.В. Метод диагностики гипергенных преобразований вещества хвостохранилищ	151
Матросов В.Н. Выращивание кристаллов стехиометрического состава, оксидных эвтектик и инконгруэнтно плавящихся соединений методом Чохральского	153
Минин Д.А., Шацкий А.Ф., Литасов К.Д. Фазовая T-X диаграмма Fe-Ni-P при 6 ГПа	155
Михно А.О., Щепетова О.В., Мусияченко К.А., Степанов А.С., Корсаков А.В. Флюидные и полифазные включения в зональных порфиробластах гранатов алмазоносных гнейсов Кокчетавского массива (участок Барчинский)	156
Непомнящих А.И., Спиридонов А.М., Федоров А.М., Шалаев А.А., Волкова М.Г. Оптическое кварцевое стекло из кварцитов Восточного Саяна	158
Нестеренко Г.В., Жмодик С.М., Белянин Д.К., Колпаков В.В., Айриянц Е.В. Минералы металлов платиновой группы (МПП) из россыпей юга Сибири - индикаторы коренной минерализации	160
Никифорова З.С. Перспективы рудной золотоносности (восток Сибирской платформы)	162

Новиков И.С. Кайнозойская активизация Алтае-Джунгарского региона - ключ к пониманию тектонических активизаций мезозоя Центрально-Азиатского горного пояса	164
Новиков И.С. Неотектоника и поверхности выравнивания Салаира по данным дистанционного зондирования	166
Новоселов И.Д., Баталева Ю.В., Пальянов Ю.Н., Борздов Ю.М. Экспериментальное изучение взаимодействий в системах анкерит-пирит и анкерит-оливин-пирит при РТ-параметрах верхней мантии	168
Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И. Формирование и эволюция докембрийской континентальной коры юго-западной части Сибирского кратона	170
Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Этапы неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса	172
Округин А.В., Якубович О.В., Дружинина Ж.Ю., Эрнст Р.Е. Палеопротерозойское платинометалльное оруденение на севере Алданского щита	174
Орехов А.А., Гоневчук В.Г. Магматизм и металлогения Искра-Соболиного рудного узла (юго-западная часть Кавалеровского рудного района, Приморье)	176
Пальянов Ю.Н. Экспериментальная минералогия алмаза	178
Пальянова Г.А. Генезис золотосеребряных сульфидов	180
Перепечко Ю.В., Михеева А.В., Сорокин К.С., Чудненко К.В., Шаратов В.Н. Динамика теплообмена над магматическими очагами в проницаемых областях сеймосмофокальной зоны Кукрило-Камчатского региона при реализации растяжения и компактирования гетерофазных сред	182
Петров О.В., Шокальский С.П., Бабин Г.А., Шатков Г.А., Пинский Э.М. Новые тектоно-металлогенические карты Северной, Центральной, Восточной Азии и прилегающих территорий (методика составления, примеры карт)	184
Подбородников И.В., Шацкий А.Ф., Арефьев А.В., Литасов К.Д. Фазовая Т-Х диаграмма $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{-CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ при 3 ГПа	186
Полуфунтикова Л.И., Фридовский В.Ю. Новые данные по геохимии руд и вмещающих пород Мало-Тарынского месторождения (северо-восток России)	187
Полянский О.П., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Каргополов С.А., Бабичев А.В., Семенов А.Н. Проблема теплового источника при формировании зональных регионально-метаморфических комплексов	189
Похиленко Н.П., Агашев А.М., Афанасьев В.П., Мальковец В.Г., Похиленко Л.Н., Тычков Н.С. Эволюция состава и строения литосферной мантии Сибирской платформы в связи с алмазонностью разновозрастных кимберлитов	191
Поцелуев А.А. Благородные металлы и углеродистые вещества в урановых и редкометалльных месторождениях Центральной Азии	193
Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Редина А.А. Минералогия и флюидный режим формирования карбонатитов Центрального Алдана: апатитового месторождения Селигдар и проявления Усть-Чульман (Ю. Якутия, Россия)	195

Птицын А.Б., Матюгина Е.Б., Белькова Н.Л. Биогеохимия криптобиосферы Земли	197
Рагозин А.Л., Зедгенизов Д.А., Купер К.Э., Шацкий В.С. Минералогия алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы	199
Радько В.А. Региональный прогноз сульфидных Cu-Ni руд на основе генетической модели траппового магматизма Норильского района	201
Рябов В.В. Флюидно-магматическое взаимодействие – главный фактор формирования расслоенных интрузий и рудных месторождений в сибирских траппах	203
Салихов Р.Ф., Иванюшина Е.Н., Иванов Д.В. Структурные критерии при крупномасштабном и локальном прогнозировании кимберлитов на закрытых территориях	205
Сафонов О.Г., ван Риннен Д.Д., Япаскурт В.О., Варламов Д.А., Голунова М.А., Смит К.А., Реутский В.Н. Эффекты воздействия гранитоидных интрузий на гранулиты (примеры из Южной Краевой Зоны комплекса Лимпопо, ЮАР)	207
Селятицкий А.Ю., Куликова К.В. УНР метаморфизм на Полярном Урале – данные по гранатовым перидотитам эклогит-гнейсового комплекса Марун-Кей	209
Серов И.В., Гаранин К.В., Дубовичев М.А. Структура минерально-сырьевой базы алмазов России и научно-методические задачи при ее воспроизводстве	211
Серов П.А., Баянова Т.Б., Стешенко Е.Н., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С. Дунит-гарцбургит-пироксенитовый массив Падос-Тундра: новые Sm-Nd данные о возрасте пород ритмично-расслоенной серии	213
Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Котляров А.В., Приходько В.С. Эволюция магматических расплавов при формировании платиноносных ультраосновных массивов на Сибирской платформе	215
Симонов В.А., Куликова А.В., Котляров А.В., Сафонова И.Ю. Условия формирования Чаган-Узунских офиолитов (Горный Алтай)	217
Симонова Е.А. Выращивание объемных кристаллов β - BaB_2O_4 в системе BaB_2O_4 - (0.4NaF - 0.6LiF)	219
Смирнов С.З., Максимович И.А., Котов А.А., Тимина Т.Ю., Бульбак Т.А., Томиленко А.А., Кузьмин Д.В. Флюидный режим очагов крупных кальдерообразующих извержений на примере кальдер южной части Большой Курильской гряды	221
Сокол А.Г., Крук А.Н., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Сокол И.А. Металлическая и флюидная фазы как концентраторы углерода и азота в восстановленной верхней мантии (по экспериментальным данным)	223
Суворов В.Д., Мельник Е.А., Павлов Е.В., Сальников А.С. Региональное структурно-тектоническое районирование верхней коры Забайкалья по сейсмогравитационным данным вдоль опорного профиля 1-СБ	225
Сурков Н.В., Гартвич Ю. Г., Банушкина С. В. Эвтектические тренды как основной путь эволюции магматического расплава. По результатам экспериментальных исследований	227
Толстов А.В., Лазарева Е.В., Баранов Л.Н., Карманов Н.С., Жмодик С.М. Перспективные типы руд массива Томтор	229

Толстых Н.Д., Поляков Г.В., Подлипский М.Ю., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Колотилина Т.Б., Орсов Д.А., Симонов В.А. Платинометальные месторождения Восточно-Сибирской металлогенической провинции: минералого-геохимические особенности, условия формирования, возраст, оценка перспектив	231
Томиленко А.А., Соболев Н.В., Бульбак Т.А., Логвинова А.М., Похиленко Л.Н. Состав летучих компонентов верхней мантии по данным изучения флюидных включений в минералах глубинных ксенолитов и алмазах из кимберлитов и россыпей Якутии	233
Травин А.В., Цыганков А.А., Владимиров А.Г., Бурмакина Г.Н., Михеев Е.И., Хубанов В.Б., Мурзинцев Н.Г. Термохронология позднепалеозойской гранитоидной провинции Западного Забайкалья	235
Туркина О.М. Рост, рециклинг и стабилизация континентальной коры в архее: синтез U-Pb и Lu-Hf изотопных данных по юго-западу Сибирского кратона	237
Федосеев Г.С. Сопряженность вулканизма и силлогенеза с континентальным бассейнообразованием в северной части Алтае-Саянской области	239
Ханчук А.И. Магматизм и минерагения обстановок трансформного скольжения литосферных плит в Северной Евразии	241
Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Суперкрупные позднемезозойские рудные узлы стратегических металлов Восточной Азии и глубинная геодинамика	243
Чепуров А.И., Томиленко А.А., Соболев Н.В., Сонин В.М., Жимулев Е.И., Бульбак Т.А., Логвинова А.М., Чепуров А.А. Рост алмазов и флюидный режим в металл-серо-углеродной системе	245
Чупина Д.А., Зольников И.Д. Геоинформационное картографирование форм и типов рельефа Обь-Иртышского междуречья	247
Шарапов В.Н., Перепечко Ю.В., Михеева А.В., Сорокин К.С., Толстов А.В. Динамика формирования Сибирского супер-плюма и особенности пространственных неоднородностей проявления областей выплавления магм в литосферной мантии	249
Шацкий А.Ф., Подбородников И.В., Арефьев А.В., Литасов К.Д. Влияние щелочей (K и Na) на реакцию клинопироксена и магнезиального карбоната при 6 ГПа: применительно к проблеме частичного плавления карбонатизированного лерцолита	251
Шелепаев Р.А., Поляков Г.В., Вишневский А.В., Изох А.Э., Шелепов Я.Ю., Подлипский М.Ю., Шаповалова М.О. Генезис пермских габбро-монцодиоритовых интрузивов Хангайского нагорья (Западная Монголия)	253
Шемелина О.В. Эволюция гидрохимической аномалии в зоне влияния шламохранилища низкорadioактивных отходов	255
Ширяев А.А., Бураков Б.Е. Экспериментальная минералогия монокристаллов и керамик с актинидами	257
Шкодзинский В.С. Природа некоторых уникальных рудных месторождений на древних платформах	259
Шкодзинский В.С. Геологическая эволюция Земли в раннем докембрии	261

Шкодзинский В.С. Генезис магм	263
Шмаков И.И. Проблемы научного сопровождения при геологоразведочных работах на алмазы	265
Щербов Б.Л., Журкова И.С. Миграционные ряды химических элементов при лесных пожарах	267
Яковлев И.В., Гришина С.Н., Мазуров М.П., Смирнов С.З. Высокотемпературные флюиды реакционных зон взаимодействия базитовой магмы и солей железорудных месторождений Ангаро-Илимского типа.	269
Жмодик С.М., Миронов А.Г., Белянин Д.К., Айриянц Е.В., Немировская Н.А., Киселева О.Н., Кириченко И.С. Металлоносные углеродистые сланцы восточного саяна	271
Иванов Д.В., Салихов Р.Ф., Толстов А.В., Иванов В.В., Морозова Н.Е. Особенности прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях на примере далдыно-алакитского района (якутия)	273

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В МИКРОПЛИТЕ АРКТИЧЕСКАЯ АЛЯСКА-ЧУКОТКА (U-Pb, O и Hf ИЗОТОПНЫЕ ЗАПИСИ В ЦИРКОНАХ)

В.В. Акинин

СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, akinin@neisri.ru

Генерация и преобразование континентальной коры в фанерозое связывается с конкурирующими тектоническими (последовательная аккреция островодужных и океанических террейнов) и магматическими процессами континентальных окраинах [9]. Анализ глобальной базы изотопно-геохронологических данных Земли, с учетом модельных Hf возрастов и изотопии дельта ^{18}O в детритовых цирконах, показывает, что доля новообразованной ювенильной коры резко возросла за последние 200 млн лет [7]. Это именно тот интервал времени, когда формируется Тихий океан и происходят глобальные аккреционно-коллизийные процессы на его континентальных окраинах. История развития гранито-гнейсовых куполов, последующая эволюция меловых известково-щелочных магматических пород и данные по глубинным коровым ксенолитам в северной Пацифике позволяют заключить, что, начиная с мела, феномен магматизма был главным фактором роста и преобразования глубоких горизонтов коры в зонах перехода океан – континент. В настоящем сообщении рассматриваются новые данные по слабо изученному региону восточной Арктики - микроплите Арктическая Аляска-Чукотка (ААЧ), блоке континентальной коры, выделенном впервые М.Чуркиным [6]. В него включают протяженные континентальные окраины и шельфы России и Аляски к югу от Американо-Азиатского бассейна (географически, Новосибирские острова и острова архипелага Де-Лонга, большую часть Чукотки до р. Б.Ануй, о-ов Врангеля, северную часть Аляски и прилегающие шельфы Восточно-Сибирского и Чукотского морей). Большая часть этого региона объединялась также раньше в Арктиду [1, 2].

Обобщение существующих геологических и геохронологических данных и наши новые исследования по U-Pb датированию цирконов из главных магматических проявлений [3, 4, 8, 12] позволяет выделить шесть главных эндогенных событий в корообразующей истории ААЧ. Наиболее древний неопротерозойский магматизм (710-580 млн лет), даты для которого воспроизводятся для ортометаморфических пород Кооленского купола и о. Врангель, для верхнекоровых ксенолитов гнейсогранитов о.Жохова, в унаследованных ядрах цирконов из альбских гранитов и мигматитов арктической Чукотки, относится к протоуральско-*тиманской орогении* – самому древнему коллизийному событию, более или менее надежно установленному в современной Арктике [10]. Кроме этого, неопротерозойское событие грубо синхронизируется с завершением распада Родинии [5, 11]. Исследование изотопного состава O и Hf (ϵHf_i от +8 до +13 и $\delta^{18}\text{O}$ от +5.3 до +6.2 ‰) в датированных разновозрастных цирконах позволяет уверенно реконструировать ювенильный этап магнообразования для ААЧ в криогении и эдиакарии, в ряде образцов устанавливаются плюм-подобные геохимические характеристики. Последующие палеозойские и мезозойские магматические события отражают нарастание процессов формирования зрелого корового материала в источнике магм, что фиксируется положительными значениями $\delta^{18}\text{O}$ (от +9 до +6.5 ‰) при широких вариациях ϵHf_i (от +1.3 до -10).

Синтез геолого-геофизических данных позволяет реконструировать до палеозойскую историю кристаллического блока ААЧ как отколовшегося фрагмента континентальных платформ Балтика и Лаврентия. Американо-Азиатский бассейн был сформирован в результате раннемелового рифтинга, инициированного плюмовым магматизмом HALIP и откатом зоны субдукции в Палеопацифике к югу [13].

Исследование поддержано грантом РФФИ 16-05-00949.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.
2. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шпилов Э.В. // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3-35.
3. Akinin V.V., Gottlieb E.S., Miller E.L., Polzunenkov G.O, Stolbov N.M., Sobolev N.N. // *Arktos* (The Journal of Arctic geosciences). 2015. V.1 doi: 10.1007/s41063-015-0016-6.
4. Amato, J.M., Aleinikoff, J.N., Akinin, V.V., McClelland, W.C., Toro, J. // GSA Special Paper 506, 2014. P. 29–57.
5. Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. 2016. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles. *Earth and Planetary Science Letters* 449:118-126.
6. Churkin M., Jr. 1982. Terranes and suture zones in east-central Alaska. *Journal of Geophysical Research* 87:3718-3730.
7. Dhuime B., Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Storey C.D. // *Science*. 2012. Vol. 335. P. 1334–1336
8. Gottlieb E.S., Pease V., Miller E.L., Akinin V.V. // Geological Society, London, Special Publications 460, 2017, doi:10.1144/SP460.11
9. Hawkesworth C.J., Kemp A.I.S. // *Nature*. 2006. Vol. 443. No 10. P. 811–817
10. Kuznetsov N.B., Nataпов L.M., Belousova E.A., et al. // *Gondwana Research*. 2010. V. 17. № 2/3. P. 583–601.
11. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Y. // *Precambrian Research*. 2015. V. 259. P.114-129.
12. Miller E.L., Akinin V.V., Dumitry T.A., Gottlieb E.S., Grove M., Meisling K., Seward G. // Geological Society, London, Special Publications 460, 2017, doi:10.1144/SP460.7
13. Miller E.L., Meisling K.E., Akinin V.V., Brumley K., Coakley B.J., Gottlieb E.S., Hoiland C.W., O'Brien T.M., Soboleva A., Toro J. // Geological Society, London, Special Publications 460, 2017, doi: 10.1144/SP460.9

ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ О. САХАЛИН НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ ЕВРАЗИИ

И.А. Александров ¹, Pan Zhao ², В.В. Ивин ¹, Jia-Ping Liao ², Bor-ming Jahn ²

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

² Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei 10617, Taiwan

Остров Сахалин занимает ключевую позицию для изучения тектонической эволюции западной Пацифики. Он расположен на восточной границе Евразийской (Амурской) плиты и сохраняет запись о сложной термотектонической истории региона.

С целью изучения особенностей формирования континентальной коры и природы аккреционных комплексов о. Сахалин были изучены возраст, геохимия и Sr-Nd изотопия гранитоидов, возраст детритовых цирконов из вмещающих пород и современных осадков, выполнено U-Pb и трековое датирование апатита из гранитоидных комплексов.

На территории Сахалина известны выходы трех комплексов гранитоидов, внедрившихся среди фрагментов мел-палеогеновых аккреционных призм Хоккайдо-Сахалинского орогенного пояса: лангерийский, охотский и анивский (Рис.). При помощи U-Pb датирования цирконов методом LA-ICP-MS были определены эоценовые возраста формирования гранитоидных комплексов: охотского ~44–42 млн. лет, анивского ~41–40 млн. лет, лангерийского ~37–36 млн. лет. По своим геохимическим характеристикам наиболее древние гранитоиды охотского комплекса отвечают железистым щелочно-известковым слабо высокоглиноземистым (ASI от 1 до 1.1) гранодиоритам переходного А2-типа, тогда как более молодые породы анивского и лангерийского комплексов представлены магнезиальными высокоглиноземистыми ($ASI > 1.1$) известково-щелочными и известковыми S-гранитами. Интересно, что по Sr-Nd изотопной систематике более близки гранитоиды охотского и лангерийского комплексов: $I_{Sr} - 0.7047-0.7049$, $\varepsilon_{Nd}(t)$ – от +3.1 до +3.7, $T_{DM-1} - 709-851$ млн. лет, $T_{DM-2} - 545-599$ млн. лет для охотского; $I_{Sr} - 0.7042-0.7049$, $\varepsilon_{Nd}(t)$ – от +1.7 до +3.1, $T_{DM-1} - 673$ до 817 млн. лет, $T_{DM-2} - 611-717$ млн. лет для лангерийского. Параметры анивского комплекса: $I_{Sr} - 0.70523-0.70554$, $\varepsilon_{Nd}(t)$ от +0.5 до +0.9, $T_{DM-2} - 832-909$ млн. лет, $T_{DM-2} - 777-805$ млн. лет.

Определения возрастов детритовых цирконов были выполнены для вмещающих пород аккреционных комплексов. В пределах южного Сахалина были изучены образцы осадочных пород Озерского (кедровская и чайкинская толщи) и Тонино-Анивский террейнов (утесненская толща). В породах кедровской (K_1) и утесненской (K_{1-2}) толщ наиболее многочисленны популяции раннемеловых и среднеюрских цирконов, а в отложениях чайкинской толщи (K_2-P_1) преобладают цирконы позднемелового возраста. В центральной части Сахалина были изучены детритовые цирконы из метаморфических пород верхнелангерийского комплекса (K_2-P_1), вмещающего гранитоиды лангерийского комплекса (Рис.). Для двух образцов черносланцевого подкомплекса наиболее значительный возрастной пик приходится на 51 млн. лет, а для двух образцов слюдяно-кварцевого подкомплекса – 72 и 79 млн. лет, с широким распространением мезозойских и палеозойских цирконов. Следует отметить, что во всех породах южного и центрального Сахалина присутствуют палеопротерозойские цирконы (~1.9 и ~2.5 млрд. лет), а находки цирконов неопротерозойского возраста единичны. Кроме того, в образцах чайкинской толщи и верхнелангерийского метаморфического комплекса обнаружены детритовые зерна циркона с возрастом ~45 и ~39 млн. лет соответственно, что незначительно старше возраста интродуцирующих данные отложения гранитоидов охотского (~44–42 млн. лет) и лангерийского (~37–36 млн. лет) комплексов.

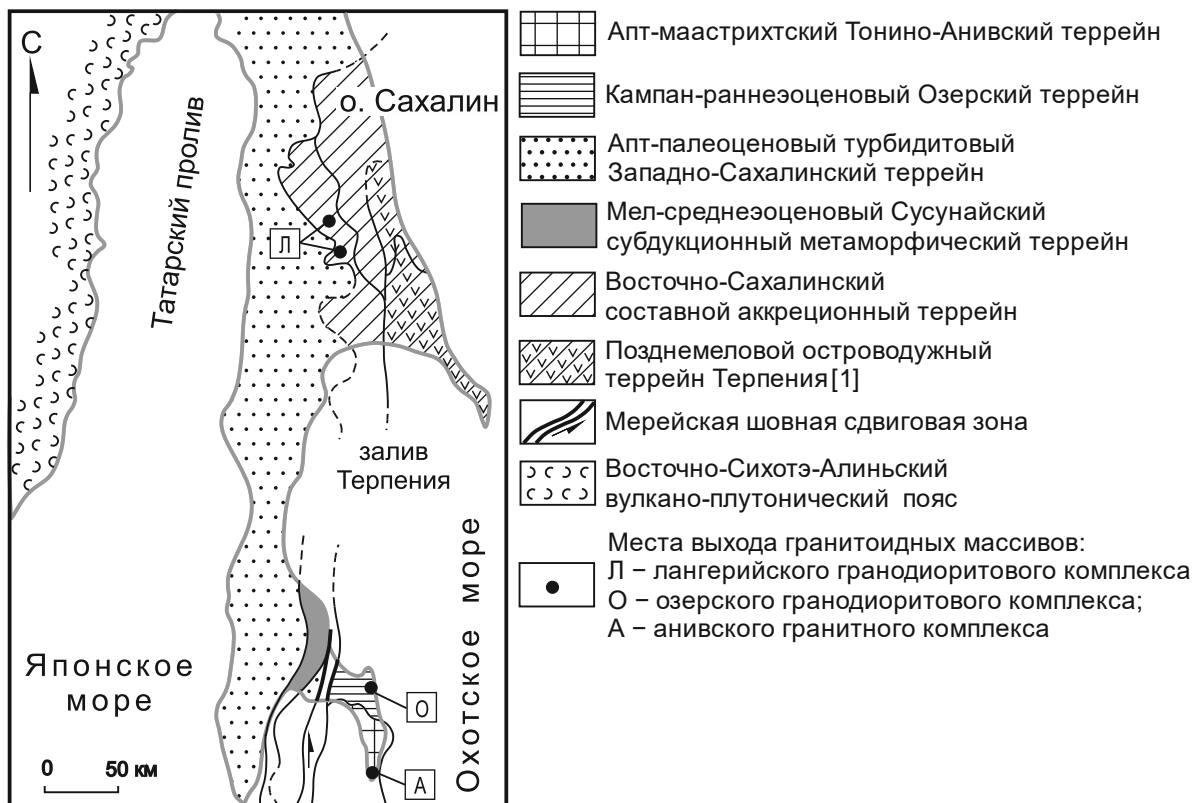


Рис. Тектоническое районирование о. Сахалин (по [2] с изменениями).

Выделенные в результате U-Pb датирования гранитоидов и детритовых цирконов из аккреционных комплексов этапы магматической активизации были подтверждены в результате датирования детритовых цирконов из современного песка р. Поронай и миоценового песчаника холмской свиты [4]. Кроме того был дополнительно определен молодой эпизод пост-аккреционного магматизма – 22-21 млн. лет [4]. Последний также коррелирует с этапом постмагматического остывания ~20-17 млн. лет, полученным нами по результатам трекового датирования апатитов [3].

Полученные результаты датирования гранитоидных комплексов в период 44-36 млн. лет фиксируют время формирования континентальной коры о. Сахалин на северо-восточной окраине Евразии. Матрикс мел-палеогеновых аккреционных комплексов был накоплен вблизи зрелого континента с докембрийским фундаментом. Образование гранитоидов S-типа вероятно связано с предполагаемой коллизией Охотоморской и Евразийской (Амурской) плит. Основным источником гранитоидов послужил ювенильный материал с подчиненным количеством рециркулированной континентальной коры (<30 %).

Работа выполнена при поддержке совместного гранта РФФИ и министерства науки и технологии Тайваня № 15-55-52035, а также проекта № 15-I-2-004-о программы фундаментальных исследований ДВО РАН "Дальний Восток".

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. - Владивосток: Дальнаука, 2006. - Кн. 1. - 572 с.
2. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сах. обл. книж. изд-во, 2004. - 192 с.
3. Glorie, S., Alexandrov, I., Nixon, A., Jepson, G., Gillespie, J., Jahn, B.-M. // Journal of Asian Earth Sciences, Volume 143, 2017 pp. 326-342.
4. Zhao P., Li J.-J., Alexandrov I., Ivin V. // Journal of Asian Earth Sciences, Volume 146, 2017 pp. 412-430.

ГРАНАТОВЫЕ КЛИНОПИРОКСЕНИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ОБНАЖЕННАЯ, ЯКУТИЯ: ТВЕРДОФАЗНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ, ГЕОХИМИЯ И Р-Т ИСТОРИЯ

Т.А. Алифирова¹, Л.Н. Похиленко¹, Л.А. Тэйлор²

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск*

² *Planetary Geosciences Institute, The University of Tennessee, Knoxville, USA*

В рамках данной работы авторами был изучен набор мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная северо-восточной части Сибирского кратона (республика Саха (Якутия), Россия). Породы представлены гранатовыми клинопироксенитами, в которых сохранились крупные кристаллы клинопироксена (длиной до 3 см), содержащие не менее двух генераций ламелей граната и ортопироксена и иногда иглы рутила. Кристаллографическая ориентировка ламелей и игл вдоль плоскостей (100), (110), (001) клинопироксена указывает на то, что их образование обусловлено распадом исходно гомогенного пироксенового твердого раствора. Согласно реинтегрированным химическим составам по главным элементам, а также набору данных для природных систем, гомогенные высокоглиноземистые клинопироксены были равновесны в диапазоне температур ~1400–1500 °С при минимальном значении давления 2 ГПа. С учетом вариаций содержаний Са и Al в клинопироксене предполагается, что процесс распада твердого раствора происходил во время охлаждения, сопровождающегося сжатием. По содержаниям Al рост и укрупнение ортопироксеновых ламелей внутри клинопироксена в породах продолжался до тех пор, пока температуры не достигли значений ~850 °С и давление не возросло до 2.7 ГПа.

Взаимоотношения минералов в мелкозернистой матрице ксенолитов между крупными кристаллами клинопироксена, представленных ассоциацией клинопироксен + гранат ± ортопироксен, маркируют этап перекристаллизации под действием напряжений, при этом новообразованные минералы не несут признаков распада твердого раствора. Более позднее переуравновешивание минеральной ассоциации происходило в кратонной мантии при температурах 790–810 °С и давлениях 3.0–3.2 ГПа до момента выноса пород кимберлитовым расплавом. Реакции между минералами контролировались диффузией Са и Al в структуре пироксена.

Было отмечено, что содержание Sr в клинопироксенах (284-556 ppm) увеличивается от центра к краю вместе с V (149-226 ppm) и Са. Тогда как содержания Al выше в центральных частях зерен клинопироксена, чем по краям. Положительная Eu-аномалия значительна как в клинопироксенах, так и в гранатах ($Eu/Eu^* = 1.5-1.8$ и $1.3-2.0$, соответственно).

Методом LA-ICP-MS в образцах были проанализированы крупные (до 1000 мкм в ширину) и мелкие (50-100 мкм) ламели граната в клинопироксене с целью сравнить их с редкоземельными составами центральных и краевых частей зерен породообразующего граната. Геохимически первые и вторые имеют аналогичное распределение средних редкоземельных элементов (РЗЭ). В то же время, содержания легких РЗЭ выше во втором случае, соотношение $[La/Ce]_n > 1$ и достигает значения 3.2. Доля тяжелых РЗЭ обычно выше в породообразующем гранате на несколько хондритовых единиц по сравнению с гранатом, образованным в результате распада пироксена. Таким образом, последние имеют спектры распределения редкоземельных элементов особой формы, изогнутой или же напоминающей квадратный корень (рис. 1).

Геохимические различия нескольких генераций гранатов являются следствием фракционирования микроэлементов во время процесса охлаждения и распада твердого раствора, контролируемого диффузией. В свою очередь, гранаты из продуктов распада наследуют черты редкоземельного состава минерала-хозяина – клинопироксена, а именно повышенные содержания легких РЗЭ и в целом более низкие содержания тяжелых РЗЭ,

несмотря на то, что вторые проявляют совместимое поведение по отношению к структуре граната.

Замещение Si^{4+} на Al^{3+} в тетраэдрических позициях пироксена с учетом баланса зарядов дало возможность для вхождения дополнительных трехвалентных РЗЭ в позицию М2 пироксена [2]. Процесс изоморфизма и обменные реакции, происходившие вследствие диффузии элементов в системе «гранат-продукт распада – пироксен-хозяин» с постепенным изменением состава минералов, оказали влияние на содержания Sr^{2+} , Sm^{3+} и V^{3+} , а также на соотношение $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$, ответственное за наличие Eu-аномалии в пироксене.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента Российской Федерации МК-2231.2017.5. Исследование совместно с Л.А.Т. финансировалось грантом NSF EAR-1144337.

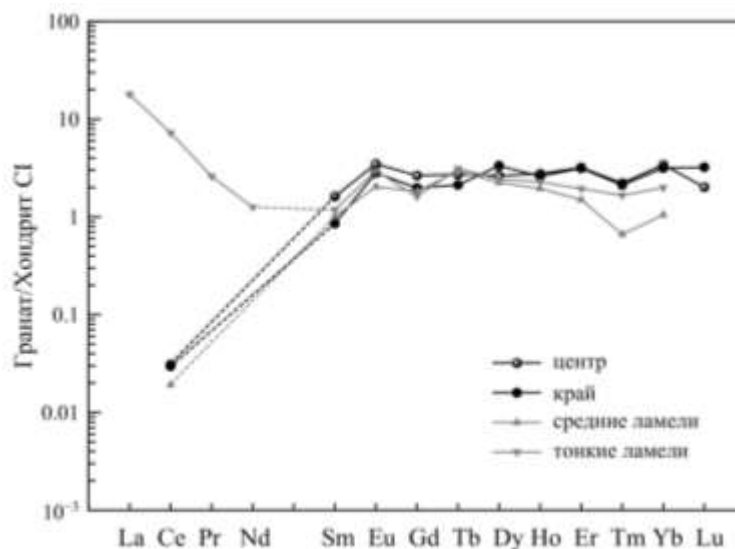


Рис. 1. Пример спектров распределения редкоземельных элементов гранатов, слагающих отдельные зерна в породе (центр и край) и пластинки в клинопироксене (средние и тонкие ламели). Содержания элементов нормированы на состав хондрита CI [1].

Литература

[1] McDonough W.F., Sun S.S. // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

[2] Shearer C.K., Papike J.J., Karner J.M. // American Mineralogist. 2006. V. 91. P. 1565–1573.

ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ (Au-Mo-Te-Bi) ОРУДЕНЕНИЕ ВЕРХНЕАЛГОМИНСКОГО РАЙОНА (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Г.С. Анисимова¹, Е.П. Соколов², В.Н. Кардашевская¹

¹ ИГАБМ СО РАН, г. Якутск,

² АО «Якутскгеология», г. Якутск

Верхнеалгоминский золотоносный район расположен на стыке Тыркандинской тектонической зоны и зоны Станового разлома (Е.П.Соколов и др., 2006г.; 2012; А.В.Радьков и др., 2015г.). В пределах этой площади к аллохтону Агинокского взбросо-надвига приурочен Бодороно-Агинокский рудно-россыпной узел, где сконцентрированы наиболее промышленно значимые россыпные месторождения Au ручьев Агинок, Бодороно, Иван-Беренген и Левый Агинок, месторождение Au Бодороно, рудопроявление Агинок. На востоке с Бодороно-Агинокским рудным узлом граничит Дывоковский золото-редкометальный рудный узел, включающий рудопроявления Au Дывок и Очеп, россыпь Au руч. Дывок и рудопроявление Mo Тарыннах. Из опоискованных объектов золота наиболее значимыми являются рудопроявления Бодороно и Дывок.

Бодороно – Агинокский рудный узел расположен в бассейне верхнего течения рч. Агинок, правого притока р. Нуям, в 30 км западнее железнодорожной магистрали Улак-Эльга и в 300 км к юго – востоку от г.Нерюнгри. Геологическое строение и структурная позиция рудного узла, определяются расположением на территории Алгоминского блока Западно-Алданского кратона на площади развития докембрийских образований, относящихся к реликтам зеленокаменного пояса. Геология участка представлена комплексом архейских зеленокаменных образований: толщей переслаивания основных кристаллосланцев, гнейсов (метабазиты), кварц-полевошпатовых мигматитов (серо-голубокварцевые гранито-гнейсы), диопсидовых кальцифиров и гранат-кварц-полевошпатовых пород (гранулитов). Породы смяты в сжатые изоклинальные складки общего северо-западного простирания, прорваны многочисленными раннемеловыми дайками долеритов – диоритовых порфиритов, лампрофиров. Мезозойские магматические образования представлены раннемеловыми субщелочными дайками диоритового состава.

Месторождение Бодороно находится в верхнем течении рч.рч. Бодороно, Иван-Беренген, Левый Агинок, левых притоков рч. Агинок. Оруденение приурочено к аллохтонной части Агинокского взбросо – надвига, разделяющего выходы архейских метаморфических образований гидатской и джелтулинской серий. На площади рудного поля выделено 3 рудные зоны с содержаниями золота отвечающим промышленным кондициям [1]. **Рудная зона 1** расположена в верховье руч. Левое Бодороно. Зона имеет северо-восточное простирание 10-20°, в его пределах обнаружено два рудных тела, представленных зонами кварцевого прожилкования субширотного простирания. **Рудная зона 2** находится в верхнем течении руч. Бодороно, простирание северо-восточное 10-20°. Также в ее пределах вскрыто два рудных тела, представленных зонами кварцевого прожилкования, имеющие субмеридиональное простирание. **Рудная зона 3** отмечена на руч. Левый Агинок, где выявлено 2 рудных тела с видимым золотом. Характер минерализации, структурный контроль, состав вмещающих пород, аналогичен второй рудной зоне. Рудные тела исполнены линзующимися пологозалегающими кварцевыми жилами, расположенными на крыльях и замках складок тектоносланцев. Месторождение характеризуется комплексной полихронной рудной минерализацией, в которой совмещено золото-кварцевое оруденение пирротин-пиритового (ранний этап) и полиметаллического минеральных типов (средний этап) с эпитермальноей (поздний этап) Au-Ag-Te-Bi минерализацией [1]. Выделяется золото трех генераций: более высокопробное темно-желтое (ярко-желтое) раннего этапа, элементы-примеси в золоте не обнаружены, среднепробное ярко-желтого цвета, ассоциирующее с минералами среднего этапа, из примесей содержит Pb, Ni и Co, и позднее, связанное с висмутовыми минералами и представленное среднепробной разностью с примесью Cu, Pb и

Hg, но более высокопробное, чем золото-II. Данные термобарогеохимических исследований указывают на то, что золото-полиметаллически-кварцевая ассоциация месторождения Бодороно формировалась при температуре от 270-300°C и давлении $760 \cdot 10^5$ Па, а золото-теллур-висмут-кварцевая ассоциация при более низких диапазонах температуры 150-200°C и давлении $300 \cdot 10^5$ Па. Промышленная золотоносность связана с золото-полиметаллической и золото-теллур-висмутовой минеральными ассоциациями.

Рудопроявление Дывок приурочено к штоку меловых гранит-порфиров, представлено сульфидно-кварцевыми жилами и минерализованными зонами березитизированных пород с сульфидной и сульфидно-кварцевой минерализацией. Золото тесно связано с пиритом и арсенопиритом, содержания от первых грамм до 69 г/т. Впервые молибденовая минерализация в верховьях руч. Дывок обнаружена в 1952 г (Е.П.Медведев, 1953 г.). Рудная золотоносность связана с золотоносными жилами и прожилками кварцевого, кварц-сульфидного, кварц-карбонат-баритового, карбонат-баритового состава и вмещающими их калишпат-кварцевыми метасоматитами, березитизированными и аргиллизированными породами. В рудопроявлении выделяются три последовательно отлагавшихся минеральные ассоциации, относящиеся к золото-кварц-сульфидному оруденению: арсенопирит-пирит-кварцевая, золото-пирит-сфалеритовая и кварц-буланжеритовая.

В заключении отметим следующее:

1. Дальнейшее изучение вещественного состава руд месторождения Бодороно показало более разнообразный состав и неоднородную пробу самородного золота золото-теллур-висмут-кварцевой ассоциации, свидетельствующий образования комплекса висмутовых минералов в нестабильных физико-химических условиях малых глубин формирования.

2. Минералогические данные и результаты термобарогеохимических исследований указывают на то, что золото-сульфидно-кварцевая ассоциация месторождения Бодороно формировалась при среднетемпературных условиях (270-300°C) на средней глубине, а золото-теллур-висмутовая ассоциация при более низких диапазонах температуры (150-200°C) в близповерхностных условиях.

3. По минеральному составу руд и по условиям образования месторождение Бодороно сопоставимо с Задержнинским полихронным золоторудным объектом Аллах-Юньского района и с некоторыми Au-Vi рудопроявлениями Приморья.

4. В Дывокском рудопроявлении наряду с золото-кварцевым оруденением развито кварц-сульфидное (молибденовое) оруденение.

5. В вышеописанных объектах развито редкометальное оруденение, представленное теллур-висмутовой минерализацией в рудопроявлении Бодороно и кварц-молибденовой минерализацией в рудопроявлении Дывок, с которой связана промышленная золотоносность.

Работа выполнена по результатам проекта «Стратегически важные виды минерально-сырьевых ресурсов и особенности геологического строения инвестиционно-привлекательных территорий Республики Саха (Якутия): металлогения, тектоника, магматизм, геоэкология, совершенствование поисковых и прогнозных технологий» Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие ее производительных сил и социальной сферы на 2016–2020 годы» и по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0004

Литература

1. Анисимова Г.С., Соколов Е.П. Руды и металлы. 2014, № .5. С.49-57.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В УГЛЯХ СЕВЕРНОЙ АЗИИ: УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ, ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ

С.И. Арбузов¹, С.С. Ильенко¹, И.Ю. Чекрыжов², Цунлян Жао³

1- Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г.Томск, Россия

2- Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

3- Хэбэйский инженерный университет, КНР

Редкоземельные элементы (РЗЭ) играют важную роль в экономике, особенно в быстро развивающихся инновационных отраслях промышленности. Основными источниками промышленного получения РЗЭ являются коры выветривания гранитов, карбонатитовые месторождения и прибрежно-морские россыпи. Помимо традиционных сырьевых источников РЗЭ в качестве потенциально перспективных рассматриваются и металлоносные угли [3-8]. В настоящее время выявлен ряд месторождений угля, обогащенных РЗЭ на уровне промышленно значимых концентраций. До недавнего времени РЗЭ в углях изучались слабо в связи с дороговизной аналитических методов и отсутствием заинтересованности в таких исследованиях.

В настоящей работе приведены результаты исследований геохимии РЗЭ на основе массового опробования угольных бассейнов и месторождений на территории азиатской части России, Монголии, Казахстана и северного Китая. Всего исследовано более 100 различных месторождений, отобрано более 7000 проб угля и около 2000 проб углевмещающих пород. Содержание РЗЭ (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) во всех пробах за исключением месторождений северного Китая определено методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) в ядерно-геохимической лаборатории Томского политехнического университета (аналитик А.Ф. Судыко). Для углей месторождений северного Китая, а также ряда месторождений Сибири и российского Дальнего Востока выполнен анализ полного спектра РЗЭ методом ICP MS в лабораториях Хэбэйского университета науки и технологий (г. Хандан, КНР), Дальневосточного геологического института ДВО РАН (г. Владивосток, Россия), в химико-аналитическом центре Плазма (г.Томск, Россия). Выполнен межлабораторный контроль. Сходимость результатов удовлетворительная. Оценка среднего содержания индивидуальных лантаноидов в углях выполнялась путем последовательного усреднения данных. Средние содержания РЗЭ в угольных пластах рассчитывались как средневзвешенные по мощности интервалов опробования, в месторождениях – как средневзвешенные по мощности пластов, а в бассейнах – как средневзвешенные по массе (ресурсам) угля в месторождениях

Среднее содержание РЗЭ в углях Северной Азии сопоставимо с кларком для угля и со средними оценками для углей США, но несколько выше их. Основная причина различий – более высокая зольность исследованных углей Северной Азии ($A^d=18,4\%$) по сравнению с углями США ($A^d=13,1\%$). При пересчете на золу угля содержания близки. Другой фактор, обусловивший повышенные уровни накопления РЗЭ в углях северной Азии – это наличие аномально обогащенных углей карбон-пермского возраста на территории северного Китая. Согласно данным китайских специалистов, природа этих аномалий связана наличием в углях сингенетичных пепловых горизонтов щелочного состава [5]. Среднее содержание РЗЭ в золе углей Северной Азии почти втрое превышает кларк для верхней континентальной земной коры. Это указывает на избирательное накопление лантаноидов в углях.

Распределение РЗЭ в углях достаточно неравномерно. Латеральная изменчивость в пределах значительных территорий контролируется в первую очередь особенностями их геологического строения – состава подстилающих пород и пород обрамления бассейнов угленакопления, и ролью сингенетичной вулканогенной пирокластики. На уровне месторождений и небольших по площади бассейнов изменчивость определяется также

преимущественно удаленностью от области сноса. Вертикальная изменчивость определяется теми же факторами. В вертикальном профиле угольного пласта хорошо проявлен «закон Зильберминца», что свидетельствует об углефильности РЗЭ. Контрастные протяженные аномалии РЗЭ в угольных пластах, как правило, связаны с горизонтами пеплового вулканогенного материала щелочного или кислого состава. Локальные аномалии могут иметь также гидрогенную и, в редких случаях, гидротермальную природу. Они могут быть как сингенетическими, так и эпигенетическими. Эпигенетическая природа ряда таких аномалий доказана. На возможность формирования сингенетических аномалий указывает их наличие в современных торфяниках. Согласно обобщениям В.В. Середина [6], выделяются три типа редкоземельно-угольных месторождений: туфогенный, инфильтрационный и эксфильтрационный. Различие между двумя последними типами весьма условно. На территории Северной Азии известны проявления РЗЭ как туфогенной, так и гидрогенной (инфильтрационной и эксфильтрационной) природы.

Формы нахождения РЗЭ в углях довольно разнообразны. Высокая углефильность РЗЭ предполагает важную роль органического вещества в их концентрировании в углях. Как показали исследования современных торфяников Западной Сибири, в торфе преобладают органические формы РЗЭ [2]. Кластогенный материал, попадая в агрессивную кислую среду торфяного болота растворяется и РЗЭ формируют различные органические комплексы. В органическом веществе малозольного торфа содержится до 75% РЗЭ. Доля минеральных форм не превышает 30-40%. Встречающиеся единичные зерна редкоземельных фосфатов в торфе, как правило, сильно корродированы. В процессе преобразования органического вещества в углеобразующем процессе происходит разрушение органических комплексов и формируются аутигенные минералы РЗЭ: фосфаты, алюмофосфаты, карбонаты. В бурых углях роль органических комплексов РЗЭ все еще достаточно велика. В каменных углях резко преобладают аутигенные минеральные формы [1].

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-55-53122
ГФЕН_а и № 16-05-00405А*

Литература

1. Арбузов С.И., Ершов В.В. Геохимия редких элементов в углях Сибири. – Томск: Изд. дом «Д-Принт», 2007. – 468 с
2. Арбузов С.И., Маслов С.Г., Ильенок С.С., Перегудина Е.В. *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов* – 2016. – Т. 327. – № 5. – С. 42-53
3. Середин В.В. Доклады АН СССР. – 1991. – Т. 320. – № 6. – С. 1446–1450.
4. Dai S., Zhou Y., Zhang M., Wang X., Wang J., Song X., Jiang Y., Luo Y., Song Z., Yang Z., Ren D. *International Journal of Coal Geology*, 2010, vol. 83, pp. 55–63.
5. Dai S., Ren D., Chou C.-L., Finkelman R.B., Seredin V.V., Zhou Y. *International Journal of Coal Geology*. – 2012. – V. 94. – P. 3–21.
6. Seredin V.V., Finkelman R.B. *International Journal of Coal Geology*, 2008, vol. 76, pp. 253–289.
7. Seredin V.V., Dai S. *International Journal of Coal Geology*, 2012, vol. 94, pp. 67–93.
8. Seredin V.V., Dai S., Sun Y., Chekryzhov I.Yu. *Applied Geochemistry*, 2013, vol. 31, pp. 1–11.

ФАЗОВАЯ T-X ДИАГРАММА K_2CO_3 – $CaCO_3$ – $MgCO_3$ ПРИ 3 ГПа

А.В. Арефьев, А.Ф. Шацкий, И.В. Подбородников, К.Д. Литасов

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

Эксперименты проведены при 3 ГПа в графитовых капсулах с использованием прессового аппарата 'Discoverer', установленного в ИГМ СО РАН. В ходе опытов температуру контролировали с использованием W-Re(3/25) термопары. Неопределенность определения давления и температуры оцениваются на уровне < 0.5 ГПа и < 20 °С.

Система K_2CO_3 – $CaCO_3$. При 800-900 °С система имеет два промежуточных соединения, $K_2Ca(CO_3)_2$ и $K_2Ca_2(CO_3)_3$. С увеличением температуры до 975 °С в системе зафиксировано еще одно промежуточное соединение, $K_2Ca_3(CO_3)_4$. Переход арагонит-кальцит установлен между 950 и 1000 °С. Растворимость $CaCO_3$ в K_2CO_3 достигает максимума при 950 °С и составляет 18 мол%. Эвтектика между карбонатом калия и $K_2Ca(CO_3)_2$ расположена при 975 °С и имеет состав 56 мол% K_2CO_3 . С увеличением температуры до 1050 и 1100 °С содержание K_2CO_3 в расплаве, сосуществующим с карбонатом калия возрастает до 66 и 88 мол%, соответственно. K_2CO_3 не плавится вплоть до 1200 °С. $K_2Ca(CO_3)_2$ плавится инконгруэнтно между 975 и 1000 °С с образованием $K_2Ca_2(CO_3)_3$ и жидкости, содержащей 53 мол% K_2CO_3 . $K_2Ca_2(CO_3)_3$ плавится конгруэнтно чуть выше 1100 °С. Эвтектика $K_2Ca_2(CO_3)_3$ – $K_2Ca_3(CO_3)_4$ находится при 1085 °С и 29 мол% K_2CO_3 в системе. $K_2Ca_3(CO_3)_4$ плавится инконгруэнтно с образованием кальцита и жидкости, содержащей 28 мол% K_2CO_3 . При 1150 °С жидкость сосуществующая с кальцитом содержит 25 мол% K_2CO_3 . Кальцит плавится между 1500 и 1525 °С.

Система K_2CO_3 – $CaCO_3$ – $MgCO_3$. При 750 и 800 °С изотермические сечения тройной системы включают одно-, двух- и трехфазные поля содержащие $K_2Ca_2(CO_3)_3$ ($Ca\# \geq 84-87$), $K_2Ca(CO_3)_2$ ($Ca\# \geq 70-77$), карбонат калия, $K_2Mg(CO_3)_2$ ($Ca\# \leq 21$), магнезит, доломит ($Ca\# \geq 50-80$) и арагонит. Начало плавления установлено при 850 °С. При этой температуре расплав содержит более 43 мол% K_2CO_3 и имеет $Ca\# < 56$ мол%. При 850 и 900 °С в системе установлены следующие фазы: магнезит, доломит ($Ca\# 50-87$), арагонит, $K_2Ca_3(CO_3)_4$ ($Ca\# 96$), $K_2Ca_2(CO_3)_3$ ($Ca\# 83-94$), $K_2Ca(CO_3)_2$ ($Ca\# > 90$), карбонат калия ($K_2\# 81$, $Ca\# 95$), $K_2Mg(CO_3)_2$ и жидкость (Рис. 1).

$Ca\# = CaCO_3 / (CaCO_3 + MgCO_3) \cdot 100$ мол% и $K_2\# = K_2CO_3 / (K_2CO_3 + CaCO_3 + MgCO_3) \cdot 100$ мол%.

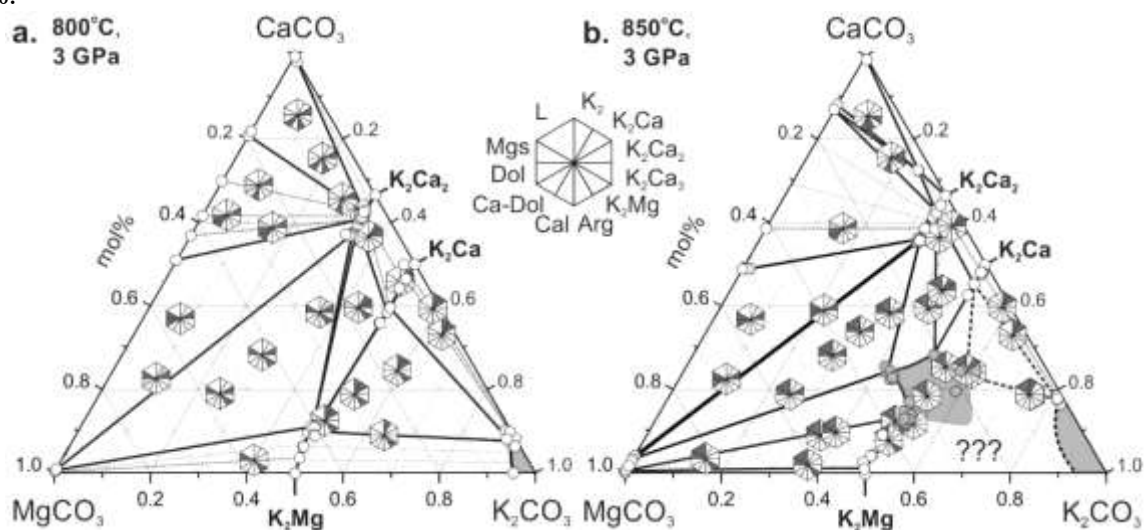


Рис. 1. Изотермические сечения тройной системы K_2CO_3 – $CaCO_3$ – $MgCO_3$ при 800 °С (а) и 850 °С (б) при 3 ГПа.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ФОРМЫ ВКЛЮЧЕНИЙ В АЛМАЗАХ

Афанасьев В.П.¹, Угапьева С.С.²

¹ - *Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН*

² - *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН*

Преобразование формы включений в глубинных минералах осуществляется через механизмы диффузии при высокой температуре и давлении [1, 3]. Одновременно уничтожаются признаки ростовой зональности [1]. Единственным исключением служит алмаз. У любого кристалла алмаза прекрасно выражена зональность, хорошо видимая, например, в картинах катодолюминесценции или структурного травления. Первыми на возможность преобразования морфологии включений в алмазах указали Б.А. Мальков и А.М. Асхабов [6], предположившие, что октаэдрическая огранка включений различных минералов в алмазах [2, 7] может быть результатом диффузионного преобразования исходной формы включений в соответствии со структурой алмаза благодаря повышенной диффузионной активности пограничной зоны «алмаз-включение». Предполагается, что такой диффузии способствовали высокие температуры в области алмазообразования и, вероятно, присутствие включений газовой фазы в алмазах, упомянутые в работах [4, 9, 10].

В работе представлено только несколько примеров, которые можно интерпретировать с точки зрения диффузионного преобразования морфологии включений внутри алмаза. В алмазе из россыпей р. Эбелях (кристалл 6034) присутствует силикатное включение (оливин?) с пережимом в средней части - типичная картина начальной стадии распада удлиненных включений на ряд фрагментов с последующей их изометризацией, описанная Я.Е. Гегузиным [5]. Вокруг включения в алмазе видны мелкие индивиды, но на некотором удалении от крупного. Это может быть следствием коалесценции (слияния) мелких включений в крупное, из-за чего пространство вокруг крупного включения очищается, а мелкие включения остаются лишь на удалении. Аналогичная картина наблюдалась нами для пикроильменита с распадом твердого раствора из трубки Зимняя Верхнемунского кимберлитового поля [1]. В алмазе 2004 из трубки Айхал на удлиненном включении оливина наблюдаются пережимы, являющиеся, вероятно, начальной стадией распада включения на фрагменты с последующей их изометризацией. В кристалле 2114 из трубки Айхал можно видеть практически завершившийся процесс распада удлиненного включения с изометризацией фрагментов. Но реально разнообразные минеральные включения в алмазах часто показывают специфические морфологические признаки, свидетельствующие о возможности преобразования их морфологии. Лишь упомянутый психологический барьер мешает обратить на них внимание с этой точки зрения. Ключевым моментом является понимание возможности диффузионного массопереноса вещества алмаза вокруг включения. Выше упоминалось, что сохранение ростовой зональности есть свидетельство консерватизма структуры алмаза. Ростовая зональность формируется при смене параметров роста и фиксируется достаточно крупными линейными и объемными нарушениями структуры алмаза, которые хорошо выражаются в картине структурного травления. Возможно, такие дефекты достаточно устойчивы. Но широко проявлены диффузионные процессы, обуславливающие перераспределение и агрегирование структурной примеси азота, а также других структурных примесей [3, 8, 11] Результаты этих процессов могут быть не выражены в картине структурного травления, но хорошо видны в картине катодолюминесценции.

Таким образом, диффузионные процессы в алмазах происходят, поэтому можно предполагать, что вещество алмаза хотя бы в масштабах ближнего порядка перемещается. Соответственно теоретически допустима возможность

перераспределения вещества алмаза вокруг включения с одновременным изменением морфологии включения. Этому способствует высокая дефектность и проницаемость межфазовой границы «алмаз-включение». Ростовая зональность как достаточно устойчивая может сохраняться, тогда как в однородных зонах, в которых находятся включения, последние могут менять морфологию через диффузионные процессы. Этому способствует высокая температура и достаточно длительное время отжига, на которые обращено внимание в работе [7]. В картинах катодоллюминесценции вокруг включений, выведенных на поверхность, всегда видны бесструктурные ореолы. Пока не понятно, отражают они поле напряжений, или это действительно бесструктурная зона, в которой зональность разрушена диффузионными процессами.

Непредвзятое отношение к алмазу показывает, что этот минерал ведет себя как иные минералы и подчиняется общим законам поведения минералов. Можно попытаться сопоставить поведение включений в алмазах с поведением включений в гранатах из кимберлитов, описанном в [1]. В этой работе охарактеризован процесс изменения формы включений, образовавшихся в процессе распада твердого раствора граната. В конечном счете которого, в результате длительной эволюции формы включения могут потерять первичные признаки. Мы же воспринимаем их как данность и относим к сингенетическим включениям. Все процессы преобразования включений минералов осуществляются в твердой фазе и теоретически описаны Я.Е. Гегузиным [5].

Предложена гипотеза, объясняющая возможность преобразования формы включений диффузионным путем внутри алмаза в глубинных условиях. Она опирается на натурные наблюдения и требует дальнейшего специализированного изучения различных включений с данной точки зрения. Исследования в данном направлении позволят лучше понять генезис включений, в частности, октаэдрическую форму многих, в том числе полиминеральных, включений, о чем писали Б.А. Мальков и А.М. Асхабов [6].

Работа выполнена по планам НИР ИГАБМ СО РАН (№ 0381-2016-0003), ИГМ СО РАН (№ 0330-2016-0006) и частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-35-00383_мол_а)

Литература

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Новосибирск: Филиал "Гео" Издательства СО РАН, Издательский дом "Манускрипт", 2001. – 276 с.
2. Бартошинский З.В., Ефимова Э.С., Жихарева В.П., Соболев Н.В. //Геология и геофизика. – 1980. - №3. – С. 12-22.
3. Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А. и др. Природные и синтетические алмазы. – М.: Наука, 1986, 270 с.
4. Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.Б. Природный алмаз - генетические аспекты. – Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. – 168 с.
5. Гегузин Я.Е. // Проблемы современной кристаллографии. Сборник статей памяти академика А.В. Шубникова. – М.: "Наука", 1975. С. 110–127.
6. Мальков Б.А., Асхабов А.М. // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 3. С. 695–699.
7. Соболев Н.В., Боткунов А.И., Бакуменко И.Т., Соболев В.С. //Докл. АН СССР. – 1972. – Т. 204. - №1. – С. 192-195.
8. Чепуров А.И., Федоров И.И., Сонин В.М. Экспериментальное моделирование процессов алмазообразования. – Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГТМ, 1997, 160 с.
9. Giardini A.A., Melton C. E. // American Mineralogist. 1975. V. 60. P. 413–417.
10. Melton C.E., Giardini A.A. // Nature. 1976. V. 263. № 5575. P.309-310
11. Zaitsev A.M. Optical Properties of Diamond. Data Handbook. – Springer, 2000. 486 p.

ЭКЛОГИТОВЫЕ И ПЕРИДОТИТОВЫЕ МОНОМИНЕРАЛЬНЫЕ ГЕОТЕРМЫ МАНТИИ: СТРУКТУРЫ И ГЕНЕЗИС РАЗЛИЧНЫХ ЧАСТЕЙ МАНТИЙНОЙ ЛИТОСФЕРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

И.В. Ащепков¹, А.М. Логвинова¹, Н.В. Владыкин², З.В. Специус³, А.С. Иванов³

¹*Институт Геологии и Минералогии им. В.С. Соболева СО РАН Новосибирск*

²*Институт Геохимии СО РАН им. Вернадского Иркутск*

³*Акционерная компания АПРОСА*

Усовершенствованные методы мантийной термобарометрии для перидотитов и эклогитов [1, 2] дают совершенно близкие ветви мантийных геотерм для разных методов и минеральных видов слоистость мантийной литосферы под отдельными кимберлитовыми трубками и схожие для кимберлитовых полей и районов кимберлитового магматизма, но различающиеся между собой,

В структуре наиболее изученной кимберлитовой трубки Удачная различаются холодные ветви геотермы (35 мвт.м-2), которые реконструируются по включениям алмазы и эклогитовых и перидотитовых гранатов, верхней части они продолжаются по дунитовым и гарцбургитовым ассоциациям. Реликтовые холодные геотермы о- древние архейские с литосферой 300- 400 км. Три ветви возбужденных конвективных геотерм относятся к крупным очагам плюмовых расплавов локализован на уровне 3. с – 1200-1300°C девонские предкимберлитовые базальты 5.0 ГПа - 1300-1400 щелочные пикриты. Более холодные ветви – регрессивные стадии плюма. Рефертилизированные разновидности и пироксениты в верхней части разреза слагают отдельные кластеры вдоль пологих высокотемпературных геотерм. Кимберлитовый очаг на уровне 8.0-7.0 ГПа вызвал наиболее заметный разогрев и взаимодействия 6.0-7.0 ГПа с образованием деформированных перидотитов. Первичная слоистость заметна по холодным выступам наиболее заметные по 5.0 ГПа где и ниже эклогитов больше.

В пределах Сибирского кратона за исключением Севера структура мантии схожа и состоит из 6-7 крупных вероятно субдукционных пластин, которые присоединялись в период общепланетарных суперплюумов в раннем – среднем Архее

Мантийной литосферы отдельных террейнов. Различаются по степени истощения отдельных горизонтов, набору и типу включений в алмазы (ВА), геохимии минералов..

Восточно и западно Далдынский террейны в пределах аккреционного ранне-протерозойского Далдынский гранулит-ортогнейсового пояса имеет волнистую слоистую структуру с ритмичной слоистостью нижней части субкартонной мантийной литосферы (СКЛМ). В пределах восточной части (Алакит) (рис 2) доминируют доминируют субкальциевые гранаты, хромиты и магнезиальные эклогитовые включения в алмазах в западной (Далдын) больше железистых эклогитов (рис 2). В Мархинском террейне в Врехнемунском поле среди включений преобладают пироксениты и эклогиты. Гранулитогнейсово кремнистых характер террейна Марха совпадает с сравнительно неистощенным типом мантии. много магнезиальных алмазоносных эклогитов (рис. 3). В мантии под Накынского поля, перидотитовый содержат обильные различные эклогитов и гранат-содержащих слюдистых пород (метапелиты в протолите) (Spetsius et al., 2004), а также перидотитовых ксенолитов и минералов. Гранулитогнейсово кремнистых характер террейна Марха совпадает с довольно неистощенным типом мантии. На юге Маганского террейна включения нижняя часть СКЛМ резко истощена, пиропы варьируют по CaO, много пироксенитов и эклогитов. В СКЛМ под Хапчанским террейном (аккреционный комплекс) мантия крайне истощена. Мощная эклоги- пироксенитовая линза высокоалмазоносна (рис. 4) .

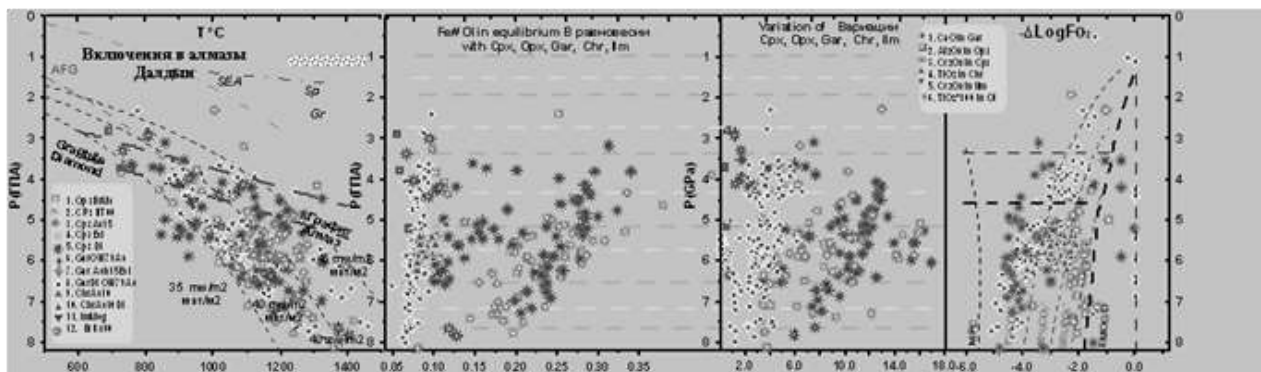


Рис. 1 PTXfO₂ диаграмма для минералов ВМ Далдынского района Символы: Орп: ТоС(Brey, Kohler, 1990)-Р(ГПа)(McGregor, 1974). Сrx: перидотит: 2. (Nimis, Taylor, 2000 с изм. автора)-Р(ГПа)(Ashcherkov et al., 2011); 3 тоже ит. 4.то же для эклогитов; Gar: 5.ТоС (O'Neill, Wood, 1979) -Р(ГПа) (Ashcherkov et al., 2017Gar UNIV), 6 тоже для эклогитов 7. хромит: ТоС (O'Neill, Well, 1987)-Р(ГПа) (Ashcherkov et al., 2010Chr)

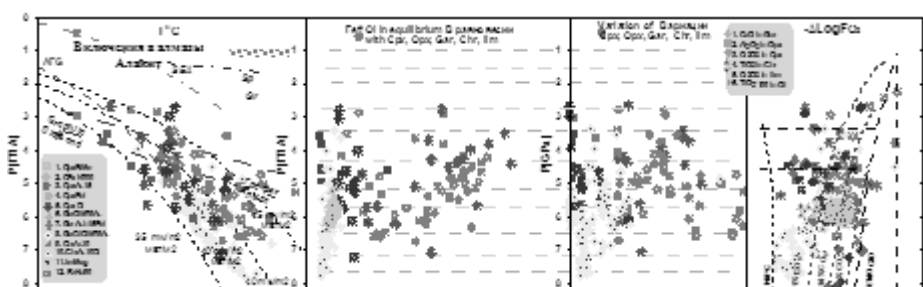


Рис.2. PTXfO₂ диаграмма для минералов ВМ Алакитского района

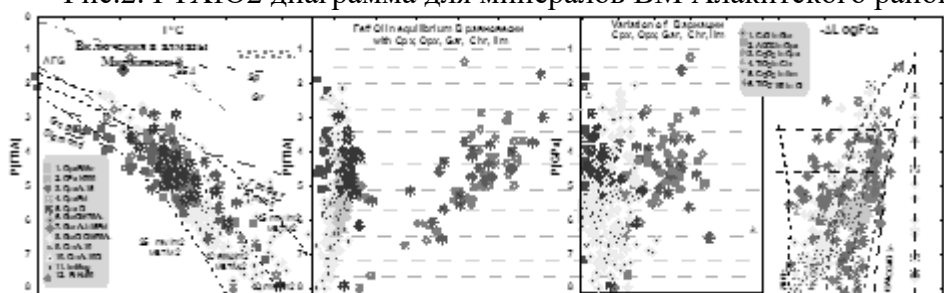


Рис.3. PTXfO₂ диаграмма для минералов ВМ Мирнинского района

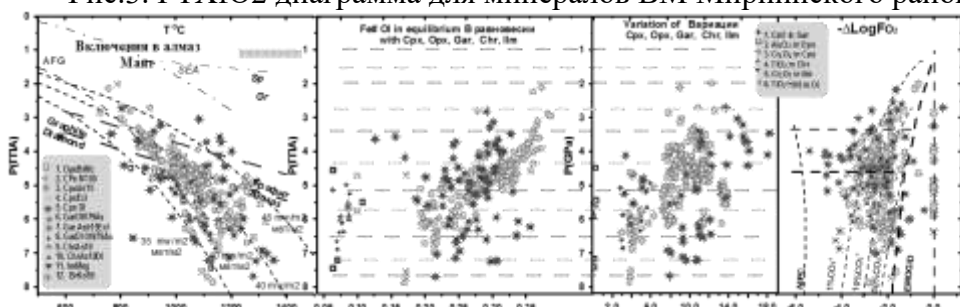


Рис.4. PTXfO₂ диаграмма для минералов ВМ прианабарья (Хапчанский террейн)

Литература

1. Ashcherkov, I.V., Vladykin, N.V., Ntaflos, T., Downes, H., Mitchell, R., Smelov, A.P., Alymova, N.V., Kostrovitsky, S.I., Rotman, A.Ya, Smarov, G.P., Makovchuk, I.V., Stegnitsky Yu.B., Nigmatulina E.N., Khmelnikova O.S.// Gondwana Research. 2013. v.23, № 1. pp. 4-24.
2. Ashcherkov I.V., Kuligin S.S., Vladykin N.V., Downes H., Vavilov M.A., Nigmatulina E.N., Babushkina S.A., Tychkov N.S., Khmelnikova O.S. // Geoscience Frontiers. 2017. м. 7, № 4.- pp. 639–662.

АЙЛЛИКИТЫ КАРБОНАТИТОВОГО МАССИВА БЕЛАЯ ЗИМА

И.В. Ащепков¹, С.М. Жмодик¹, Д.К. Белянин¹, О.Н. Киселева¹, Н.С. Карманов¹,
Н.С. Медведев², Н.А. Карманова¹, А.С. Травин¹

¹Институт Геологии и Минералогии им. В.С. Соболева, СО РАН, Новосибирск

²Институт неорганической химии им. Николаева СО РАН, Новосибирск

С Белозиминским карбонатитовым массивом (БКМ) [1-4] связано крупное комплексное месторождение Ta, Nb, REE, P и других элементов, источником которых служили мельтейгиты, ийолит-уртиты и карбонатиты поздних фаз. Пикриты-альнеиты внедрялись многоэтапно. Пикриты-альнеиты рассекающие ийолиты и подвергшиеся мелилитизации вместе с ними, условно относятся к наиболее древним их проявлениям; пикриты-альнеиты (айлликиты) доийолитового возраста на массиве не известны [2]. Родоначальными примитивными расплавами считались альнеиты ранней фазы - 645 (666) млн лет [5], распространенные в пределах массива и на удалении 10-15 км (трубка «Южная»). Флогопит из анкеритовых карбонатитов датируется 645±6 млн. лет (⁴⁰Ar/³⁹Ar) [6].

Методами РФА и ИСП МС были проанализированы валовые составы пикритов-альнеитов и проведено их детальное минералогическое изучение на электронном микроскопе TESCAN MIRA3. В 109 пробах пикритов-альнеитов методом гамма-спектрометрии определены U, Th, K, с разделением по ним на > 10 групп.

Наиболее примитивные породы тела Южная содержат обильные ксенокристы оливина (фрагменты дунитов) (Fe#Ol=11-16%) в сростках с сульфидами, Cr-шпинелями (20-25% Cr₂O₃), Cr-диопсидами и значительным количеством флогопита. В основной массе керсутит и диопсид-геденбергит. Минералогия вкрапленников пород определяется вариациями карбонатов, флогопита, пироксена (диопсида), амфибола; постоянно встречается оливин, реже меллилит, много Ti- магнетита с Na и Nb; распространены танталониобаты, пирохлор, Sr-REE апатит, циркон. Сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом, галенитом, сфалеритом и другими более редкими минералами. Разделение пород на группы по содержанию Th-K и Th-U и спектры REE, TRE обусловлены вариациями количеств циркона, апатита, пирохлора, Ti-магнетита и флогопита.

В изученных пикритах-альнеитах вариации основных компонентов близки к айлликитам Лабродора [5] и других местонахождений. В пикритах-альнеитах БКМ компоненты более фракционированы и породы обогащены REE и TRE (trace elements); высокие CO₂ и H₂O большинства из них связаны с карбонатизацией. Спектры REE ПРБЗ наклонные (La/Yb_n = 7 -12; La-100/PM) варьируют в очень широких пределах. Выделяются 6 групп: 1 - наиболее примитивные закругленные спектры айлликитов отвечающие 1% плавлению примитивной мантии (PM). У айлликита «Южная» REE. Высокозарядные (HFSE) имеют слабые минимумы Zr, Hf, T и, U, но выраженные Sr, Pb; 2 - близкая группа с минимумами Zr и пиками Nb, Th, 3. Группа с высокими La/Yb_n и пиками 4 - айлликиты с резко повышенными REE (La- 8000- 2000/PM), а HFSE - понижены (Ta>>Nb; Zr>>Hf); 5 - промежуточная группа с La-1000-500/PM группа с фракционированными HFSE; 6 - обогащенные флогопитом с низкими REE (La -10/PM), уплощенными спектрами с обогащением Rb, Cs, Zr, Na, Nb и дефицитом Th-U.

Примитивные айлликиты и другие ПРБЗ имеют низкую Fe# = 14 – 16 и образовались за счет плавления метасоматизированной и карбонатизированной мантии., что подтверждается включениями карбоната в оливинах [7]. Группа с высокими REE и TRE, по-видимому, возникла за счет плавления пород с перовскитом, ильменитом и Ba-Sr слюдами. Вероятное их расщепление за счет несмесимости карбонатитовой и силикатной магмы не подтверждается из-за наличия почти непрерывных трендов валового состава. В целом, образование карбонатитовых массивов по периферии Сибирского кратона отвечает модели обогащения мантии за счет субдукционных расплавов-флюидов и последующего плавления

при воздействии плюма на завершающей стадии распада Родинии, с образованием дайкового Нерсинского комплекса и серии карбонатитовых щелочных массивов [8].

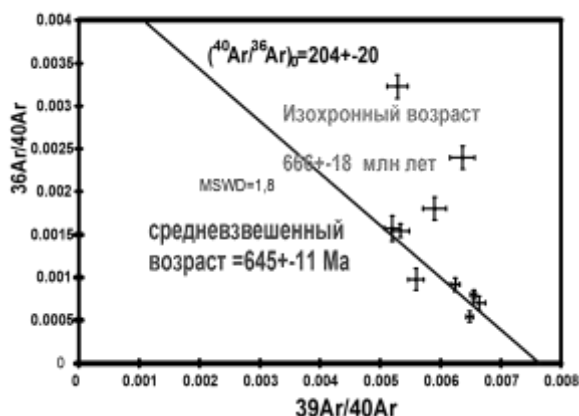


Рис 1. Изохронный Ar-Ar возраст для айлликита тела Южное.

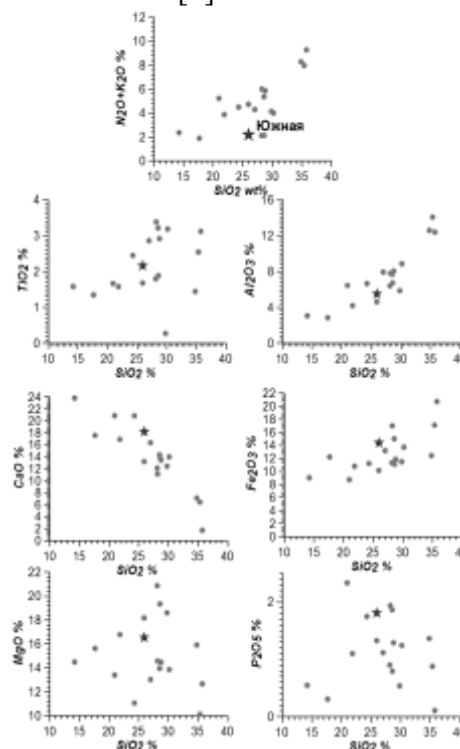


Рис 2. Вариации валовых составов айлликитов БКМ и трубки Южная (звезда)

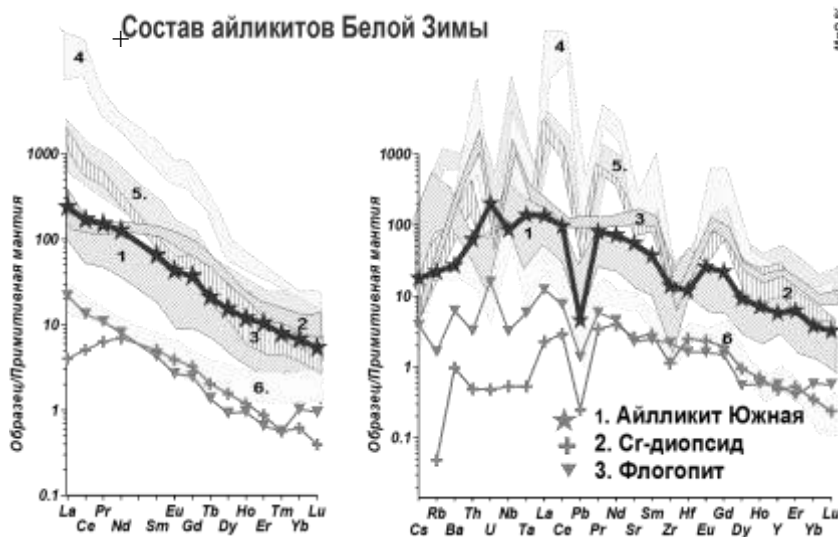


Рис 3. REE и TRE спектры минералов из айлликитов БКМ. Цифрами даны группы 1-6 смотри описание в тексте

Литература

- [1] Андреева И.А. и др. // Петрология., 2007. т.15, №6, с. 594-619.
- [2] Багдасаров Ю.А., Гусев Г.С., Гуцин А.В. и др. Металлогения магматических комплексов внутриплитовых геодинамических обстановок. М.: ГЕОС, 2001. 640 с.
- [3] Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука. 1972, 265 с.
- [4] Doroshkevich A.G. et al. // JAES. 2016, v. 116, pp.81-96.
- [5] Travin A.V., Ashchepkov I.V., Yudin D.S.// Abstract Goldshmidt Conference, 2002, A783.
- [6] Doroshkevich A.G. et al. // Lithos, 2017, v.284-285. pp. 91-108.
- [7] Tappe S. et al. // EPSL, 2007, v.256. pp. 433-45.
- [8] Андреева И.А. // ДАН, 2014, т. 455, №5, с. 562-566.
- [9] Gladkochub D.A., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Hanes J.A. // Prec. Res., 2010. v.183, pp.660-668.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И МИКРОМОРФОЛОГИИ МИНЕРАЛОВ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ КАМАФОРИТОВ МАССИВА ТОМТОР

Л.Н. Баранов¹, А.В. Толстов², Е.В. Лазарева¹, Н.С. Карманов¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, ²АК "АЛРОСА" (ПАО)

Крупнейший ультраосновной щелочной карбонатитовый комплекс Томтор был выявлен в 1959 г. при геологической съёмке масштаба 1:200 000. Первое упоминание о нем в литературе появилось в 1964 г. [8]. В 1970-е годы силами НИИГА на массиве проведены общие поиски, в ходе которых было установлено уникальное Nb-TR оруденение в карбонатитах и коре выветривания. В ходе поисково-оценочных работ были выявлены три участка уникально-богатых (Nb-TR) руд: Южный, Буранный и Северный [2]. В северо-восточной части массива была обнаружена железорудная залежь, оконтурена с помощью данных аэромагнитной съёмки [3,4,5]. Её параметры по изолинии 400 кА/м – 4х0,2 км. Глубина залегания верхней кромки рудного тела от 25 до 40 м, угол падения – 3-Ю-3 75-80°. Этими работами оконтурен подсчётный блок длиной 3,5 км, шириной 75-100 м. В контурах месторождения существует серия сближенных параллельно падающих рудных тел, разделенных блоками ийолитов, нефелиновых сиенитов, пострудными дайками.

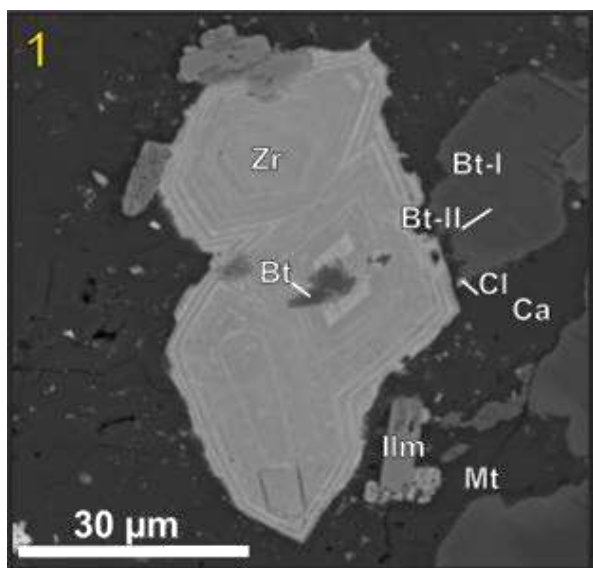
В пределах Томторского рудного поля установлены промышленные залежи апатит-магнетитовых руд, образующие месторождение «Онкучах» с ресурсами железа около 1 млрд. т. [3,4,5,7]. Руды сформировались на протяжении нескольких этапов [1,2,6,7], сложены массивными Ti-магнетитовыми рудами (известными также как камафориты, фоскориты, нельсониты), образующими серию параллельных, серповидных, крутопадающих жил С-З простирания, мощностью от 75 до 100 м при протяжённости до 3,5 км. Окисленные аналоги камафоритов выявлены на участке Южный [2,3]. Основные полезные компоненты руд – TR, Nb, Y, Sc, попутные компоненты – Ti, V, Al, P, Zr, Sr, U, Th [4,6].

Основные формы нахождения TR в камафоритах массива Томтор F-карбонаты (паризит, синхизит, бастнезит). Примеси TR, Y и Th установлены в апатите, примеси - TR, Th, U и Sc в цирконе.

F-карбонаты TR. Бастнезит $(Ca(Ce,La,Nd)_2(CO_3)_3F_2)$ образует ксеноморфные выделения в карбонатных прожилках и гнездах. Ксеноморфные выделения бастнезита обнаружены в ассоциации с биотитом. **Паризит** $Ca(Ce,La,Nd)_2(CO_3)_3F_2$ образует тонкие игольчато-волокнистые, спутанно-волокнистые, сноповидные агрегаты в кальците и сростания с синхизитом. **Синхизит** $(CaCe(CO_3)_2F)$ обнаружен в виде ксеноморфных выделений в сростаниях с паризитом и с другими карбонатами в карбонатных прожилках и гнездах. Значительные скопления F-карбонатов наблюдаются в газовой-жидких включениях в кальците. В кальците же наблюдаются субмикронные включения Nb минерала, точно оценить состав которого трудно из-за малых размеров. Минерал по составу напоминает пирохлор с высокими содержаниями U.

Апатит $(Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH))$ по составу является стронциевым фторапатитом, однако можно выделить высокостронциевый (10-15 масс. % Sr) и низкостронциевый (3-6 масс. % Sr) апатиты. В высокостронциевых апатитах отмечаются примеси TR (La, Ce, Nd) в сумме до 4 масс. %. Апатит в камафоритах представлен тремя генерациями: апатит I – первичный магматический апатит, образовавшийся в щелочных и нефелиновых сиенитах; апатит II – перекристаллизованный первичный апатит с высокими содержаниями стронция и TR; апатит III – измененный в результате карбонатизации и гидротермальных процессов. Апатит образует массивные, сливные и зернистые агрегаты, встречается в виде обломков зерен до 500 мкм. Обломки отдельных зерен и их сростки с авгитом встречаются в хлорит-серицит-биотитовом агрегате гипергенно-измененных камафоритов, для них характерно высокое содержание Sr и отсутствие TR. Реликты апатита в виде отдельных включений неправильной формы и их сростаний с ильменитом встречаются в массивном полевом шпате, пропитанном карбонатами и рассеченном нефелиновыми прожилками. Для таких обломков характерны

низкие содержания Sr и отсутствие примесей TR. Гипидиоморфные субизометричные включения апатита обнаружены в аллотриоморфном цирконе и кальците. Хлорит-серицитовые прожилки рассекают массивный апатит, обломки которого обнаружены внутри этих прожилков. При этом состав массивного апатита и его обломков остается неизменным – высоко-Sr разновидность с TR. Массивный апатит образует взаимные прорастания с листоватым, крупнопластинчатым биотитом и может содержать в себе субизометричные зерна нефелина и авгита. Массивный высоко-Sr апатит с TR и сростками биотита рассекается карбонатными и сульфидными прожилками, вдоль которых состав апатита меняется – он становится низко-Sr без примесей TR. При этом карбонатные прожилки состоят из кальцита с примесью Sr, стронцианита с примесью TR-фторкарбонатов (паризит, бастнезит, синхизит).



Циркон ($Zr[SiO_4]$) представлен хорошо образованными кристаллами и их сростками по 3-5 штук (рис. 1). Размеры одного кристалла составляют в среднем 30 мкм, иногда достигают 50 микрон. Для идиоморфных цирконов, встреченных в изучаемых породах, характерна отчетливая зональность, притом, как правило, ядра цирконов имеют сглаженные края и трещинки. Кристаллы имеют четкие кристаллографические очертания, однако их края могут быть достаточно сильно растворены. В цирконах обнаружены примеси (масс.%) Sc (до 0,06%), TR (до 4%), Hf (до 3%), Th (до 5%), U (до 3%), Nb (до 3%).

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0330-216-0011. Аналитические исследования проведены в «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН».

Рис. 1. Сросток зональных идиоморфных кристаллов циркона (Zr) в кальцитовом матрице (Ca) с включением хлоритизированного (Cl) биотита (Bt). Кальцит содержит значительное количество газовой-жидких включений с кристаллами F-карбонатов TR внутри. Фото СЭМ, BSE.

Литература

- [1] Владыкин Н.В. и др. // ДАН. - 2014. - Т. 454, № 2. - С. 195-199.
- [2] Лазарева Е.В. и др. // Геология и геофизика. - 2015. - Т. 56, № 6. - С. 1080-1115.
- [3] Толстов А.В. // Геология и геофизика. – 1994. – Т35, №9, С. 91-100.
- [4] Толстов А.В. Геология и рудоносность массива Томтор/ Якутск: ЯНЦ СО РАН. – 1999. - 164 с.
- [5] Толстов А.В. // Геология и геофизика. – 1994. - № 9. - С. 91–100.
- [6] Толстов А.В., Энтин А.Р., Тянь О.А. Промышленные типы месторождений в карбонатитовых комплексах Якутии / Якутск: ЯНЦ СО РАН. – 1995. - 168 с.
- [7] Энтин А.Р. и др. // Геология и геофизика. - 1990. - Т. 31, № 12. - С. 42-51.
- [8] Эрлих Э.Н. // Зап. ВМО. – 1964. - Т. 93, № 6. - С. 682–693.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Ю.В. Баталева ^{1,2}, Ю.Н. Пальянов ^{1,2}, Ю.М. Борздов ^{1,2}

1 - Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,

2 - Новосибирский государственный университет

e-mail: bataleva@igm.nsc.ru

Метасоматические процессы в литосферной мантии оказывают непосредственное влияние на редокс эволюцию мантийных пород, флюидов и расплавов, а также способны модифицировать их фазовый и химический составы. В ряде современных работ формирование окисленных и восстановленных доменов в литосферной мантии связывают с воздействием различных метасоматических агентов. В качестве наиболее вероятных агентов окислительного мантийного метасоматоза рассматривают CO₂-флюид и карбонат-содержащие расплавы, а обогащенные серой флюиды/расплавы и сульфидные расплавы являются потенциальными восстановительными агентами. Сложность проблемы мантийного метасоматоза и ее значимость как для глобальных геодинамических построений, так и для понимания конкретных минералообразующих процессов, включая алмазообразование, определяет актуальность комплексного изучения явления и диктует необходимость систематических экспериментальных исследований.

Экспериментальное моделирование метасоматических процессов в литосферной мантии проведено на многопуансонной аппаратуре высокого давления «разрезная сфера» (БАРС). Разработаны и применены новые методические подходы, позволяющие решить задачи по определению состава и условий формирования различных агентов мантийного метасоматоза, с последующей экспериментальной реализацией процессов взаимодействия этих агентов с мантийными силикатами, оксидами, карбонатами, сульфидами, карбидами, а также с алмазом и графитом. В частности, экспериментально установлена роль Fe, Ni-сульфидов как восстанавливающих агентов для CO₂-флюида в процессах алмазообразования, обеспечивающих условия для кристаллизации алмаза за счет углерода карбонатов. Осуществлён синтез монокристаллов алмаза с включениями, по минеральному и химическому составам полностью соответствующими имеющимся данным по природным алмазам различных парагенезисов; среди полученных минеральных включений идентифицированы ортопироксен, оливин, графит, а среди флюидных и расплавных - CO₂-флюид, карбонатно-силикатные и сульфидные расплавы.

Определены условия генерации железосодержащих карбонатно-силикатных расплавов, насыщенных CO₂, образующихся в ходе карбонат-оксидного взаимодействия с участием ильменита. Установлено, что при редокс условиях, близких к буферу IRM (ильменит-рутил-магнетит), образуется богатый Fe³⁺ карбонатно-силикатный расплав, который в условиях субкратонной литосферы может быть активным агентом метасоматоза, существенно окисляющим породы за счет привноса Fe³⁺ и создающим условия для окисления алмаза. При значениях фугитивности кислорода на уровне буфера CCO получен богатый Fe²⁺ карбонатно-силикатный расплав, насыщенный CO₂, способный обеспечить рост алмаза со скоростями 4-5 мкм/час, что позволяет рассматривать расплавы подобного состава в качестве новой алмазообразующей среды. Подтверждением участия железистых карбонатно-силикатных расплавов в процессах генезиса алмаза являются находки включений в алмазах, близких по составу к синтезированным расплавам.

Экспериментальное моделирование метасоматических процессов в восстановленных мантийных доменах с участием обогащенных серой флюидов, а также силикатов, карбонатов и карбидов, представляет значительный интерес в рамках изучения глобальных циклов серы и углерода. Экспериментально реализованы сценарии поведения восстановленных серосодержащих флюидов и расплавов в мантии Земли, а также продемонстрирована их связь с генезисом мантийных сульфидов. Полученные данные свидетельствуют, что

обогащенный серой флюид способен перерабатывать мантийные силикатные и карбонат-содержащие породы, модифицируя их минеральный и химический составы. Под воздействием этого флюида осуществляется экстракция железа и никеля из силикатов и происходит образование мантийных сульфидов или сульфидных расплавов. При моделировании процессов взаимодействия силикатов и карбонатов с обогащенным серой флюидом в условиях мантийных давлений и температур впервые изучены условия генерации преимущественно карбонатного расплава, содержащего растворенную серу, который можно рассматривать в качестве потенциального метасоматического агента.

В результате метасоматического взаимодействия обогащенного серой флюида или сульфидного расплава с карбидом железа, наиболее вероятным минералом-концентратором углерода в условиях восстановленных доменов литосферной мантии, установлено образование алмаза и графита в ассоциации с сульфидами, включения которых широко распространены в природных алмазах. Полученные результаты позволяют рассматривать когенит (Fe_3C) в качестве потенциального источника углерода в процессах кристаллизации алмаза и графита в условиях восстановленной литосферной мантии, а взаимодействие карбида железа и серы, в ходе которого реализуется экстракция углерода - как один из возможных процессов глобального углеродного цикла.

Совокупность полученных результатов, прежде всего, является основой для построения адекватных моделей мантийного метасоматоза и природного алмазообразования, а также представляет интерес для развития представлений об условиях формирования алмазосодержащих пород.

Исследование проведено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-35-60024).

Литература

1. Shirey S.B., et al. // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2013, V. 75, P. 355 – 421
2. Palyanov Y.N., et al. // *Cryst. Growth Des*, 2010, V.10, P. 3169 – 3175.
3. Palyanov Y.N., et al. // *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, V.260, I.1-2, P. 242-256.
4. Bataleva Y.V., et al. // *Lithos*, 2016, V. 265, P. 292-303.
5. Bataleva Yu.V., et al. // *Lithos*, 2012, V.128-131, P.113-125.
6. Bataleva Yu.V., et al. // *Geology*, 2016, V. 44, I. 4, P. 271–274.
7. Bataleva Yu.V., et al. // *Lithos*, 2017, V. 286-287, P.151-161.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЯ БАДДЕЛЕИТА, Sm-Nd ПО СУЛЬФИДАМ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ Nd-Sr-He ДАННЫЕ ДЛЯ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД РАССЛОЕННЫХ ЭПГ ИНТРУЗИЙ СТРАТЕГИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА

Т.Б. Баянова¹, П.А. Серов¹, В.В. Чашин², А.У. Корчагин¹, Е.Н. Стешенко¹, В.В. Субботин¹, С.В. Дрогобужская², Д.В. Елизаров¹, И.Л. Каменский¹

1-Геологический институт КНЦ РАН

2-Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН (ИХТРЭМС)

В пределах северо-восточной части Балтийского щита выделяются рудные пояса расслоенных Со-Cu-Ni-Cr и ЭПГ интрузий палеопротерозоя: Мончегорский, Фёдорово-Панский, Имандровский, Кандалакшско-Колвицкий и др. Формирование этого рудного узла [3-4] определяется на основе U-Pb данных по циркон-бадделеитовому геохронометру (рис.1) в интервале от 2.52 до 2.40 млрд.лет (более 120 млн.лет).

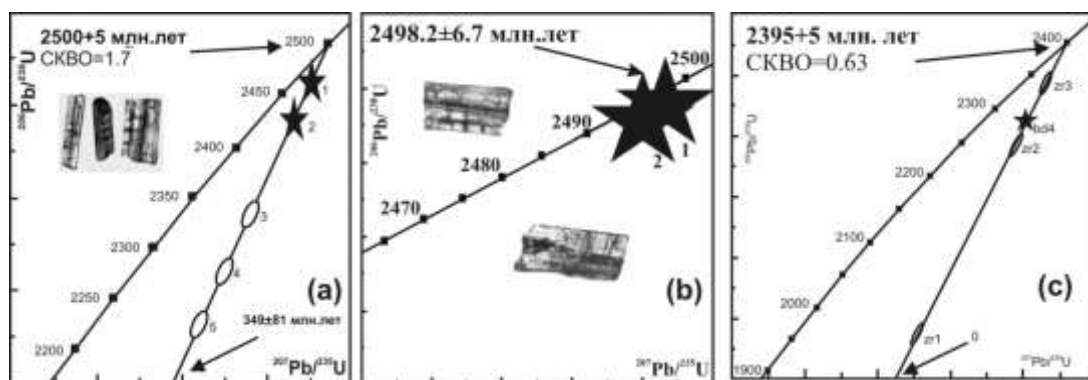


Рис.1 Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией: (а) для бадделеита и циркона из габброноритов «критического горизонта» г. Ньюд; (б) – крупнозернистых метагабброноритов (Pt-Pd риф), предгорья г. Вурэчуайвенч, Мончегорский плутон; (с) – дайки габброноритов Имандровского лополита.

Изотопные Sm-Nd данные [1] по породообразующим и сульфидным минералам (рис. 2 а, б) из рудных узлов отражают близкие возраста в пределах ошибок измерений и высокие температуры закрытия U-Pb и Sm-Nd систематик на основе LA-ICP-MS изучения REE в бадделеите (около 1000 °C) и цирконе (рис. 2 с).

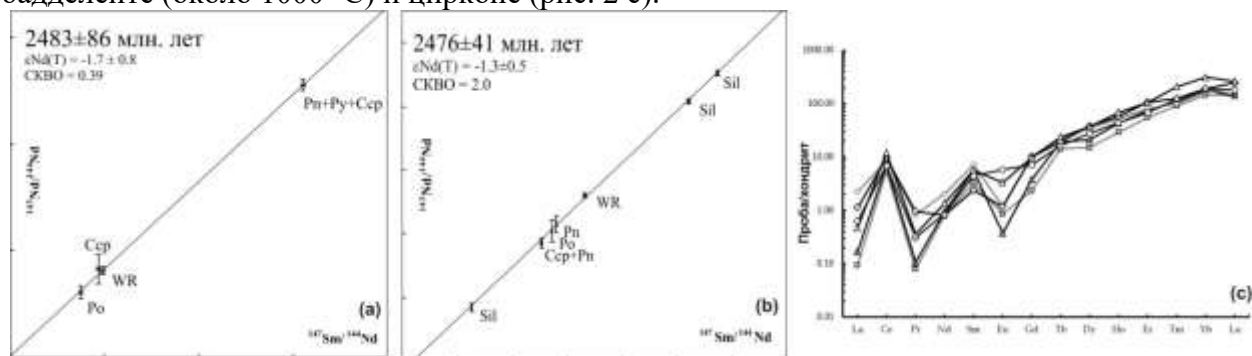


Рис.2 Минеральные Sm-Nd изохроны для габброноритов (а); габбро-анортозитов (б) месторождения Киевей Фёдорово-Панского массива; (с) распределение REE в бадделеите из габбро-анортозитов Мончегорского плутона.

Можно отметить, что протолиты изучаемых пород в Sm-Nd систематике (T_{DM}) находятся в интервале (3.5-3.2 млрд.лет), величины ϵNd равны -2.4-1.4 и были сформированы из обогащённого по $I_{Sr} = 0.702-0.704$ мантийного плюмового резервуара EM-1 в пределах

континентальной коры. Изотопные данные благородных газов (Ar-He) в безурановых минералах (магнетит, ильменит) и ЭПГ рифах отражают вклады от 1.2 до 1.4 % нижнемантийных резервуаров. Это крупное магматическое плюмовое событие палеопротерозойского времени на Фенноскандинавском щите совместно с данными для Сьюперior и Вайоминг кратонов (LIP) привело к распаду древнейшего суперконтинента Кенорленд [3, 5].

Более молодой пояс палеопротерозойских интрузий включает Cu-Ni и Cr месторождения Печенгского и Падостундровского районов, где на основе U-Pb прецизионного датирования бадделеита и циркона (рис. 3а, б) и Sm-Nd возраста по сульфидным минералам (рис. 3с) выделяется интервал формирования от 2.08 до 1.98 млрд.лет (около 100 млн.лет).

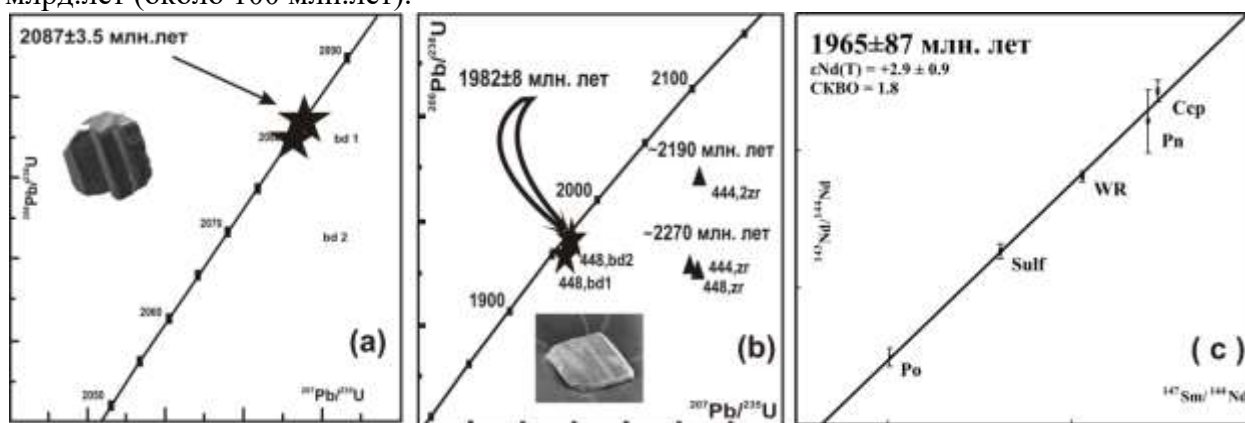


Рис.3 Изотопные U-Pb диаграммы для бадделеита и циркона из габброноритов, Падостундровского массива (а); для магматического бадделеита и ксеногенного циркона Cu-Ni Ждановского месторождения Печенги (б); Sm-Nd изохрона для сульфидных минералов из прожилково-вкрапленной Cu-Ni руды Ждановского месторождения Печенги (рис. 3 с).

Новые изотопно-геохимические Sm-Nd (T_{DM}) данные для протолитов пород этих массивов отражают более молодой интервал формирования от 3.01 до 2.87 млрд.лет и положительные значения величины ϵNd от +2.4 до +2.0. Новые Nd-Sr-He индикаторы для пород и руд массивов отражают вклады деплетированной мантии (DM) и формирование Cu-Ni и Cr месторождений в условиях растяжения, на океанической коре. Близкий возраст формирования Печенгского Cu-Ni и Cr Падостундровского месторождений, а также изотопно-геохимических особенностей фертильных мантийных магм для ЭПГ рифов Бушвельдского массива [2, 6, 7] позволяют предположить об единой крупной мантийной системе или плюме в интервале около 2 млрд.лет, с которым, по-видимому, был связан распад суперконтинента Колумбия [5].

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ 16-05-00305, программы Президиума РАН 4 и госзадания № 0231–2015–0005.

Литература

- 1 Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. // Литосфера, 2014. № 4. С. 11-21.
- 2 Badanina I. Y., Malitch K. N., Lord R. A., Belousova E. A., Meisel T. C. // Ore Geology Reviews 75 (2016) 174–185.
- 3 Bayanova T., Ludden J. & Mitrofanov F. / In: Reddy S.M., Mazumder R., Evans D.A.D. & Collins A.S. (eds) // Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geological Society, London, Special Publications, 2009. N. 323. P. 165-198.
- 4 Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P., Nerovich L., Yekimova N., Nitkina E. and Kamensky I. / Geochronology – Methods and Case Studies / Edited by Nils-Axel Mörner // INTECH, 2014. P. 143-193.
- 5 Lubnina N.V. // Manuscript of doctoral dissertation. Moscow. MSU. 2009.40 p.
- 6 Mungall J. Kamo S. L., McQuade S. // Naturecommunications, 2016. /7:13385/DO 10.1038/ncomms13383/ www.nature.com/naturecommunications.
- 7 Yudovskaya M., Kinnaird J., Naldrett A. J., Rodionov N., Antonov A., Simakin S., Kuzmin D. // Miner Petrol (2013) 107:915–942.

ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ Cu-Мо-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ И МОНГОЛИИ

А.Н. Берзина, А.П. Берзина, В.О. Гимон

ИГМ СО РАН им. академика В.С. Соболева

Медно-молибден-порфировые месторождения, включающие доминирующую часть мировых запасов Cu и Mo, являются основным источником добычи этих металлов. На территории Сибири и Монголии к классу крупных относятся Cu-Мо-порфировые месторождения Сора в Кузнецком Алатау, Аксуг в Северо-Восточной Туве, Жирекен и Бугдая в Восточном Забайкалье, Эрдэнэтуин-Обо в Северной Монголии (рис. 1). Ресурсы Шахтамы (Восточное Забайкалье) отвечают классу средних месторождений. Формирование крупных месторождений во многом определялось факторами: 1 - геодинамическими и геолого-тектоническими, инициировавшими функционирование высокопродуктивных рудно-магматических систем (РМС) и 2 - зарождения и эволюции магматических расплавов РМС, генерировавших крупномасштабное оруденение.



Рис. 1

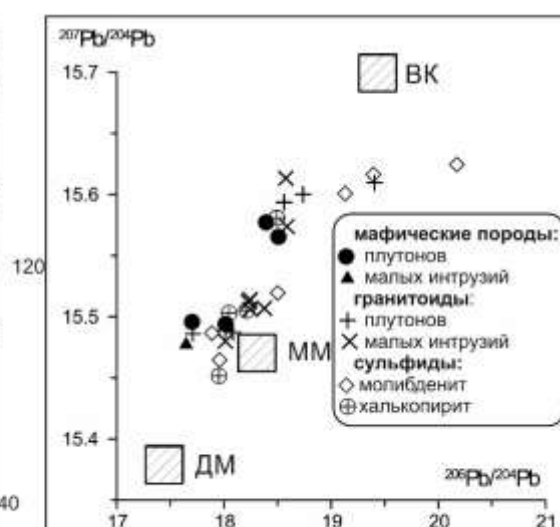


Рис. 2

Рис. 1. Положение Cu-Мо-порфировых месторождений южной окраины Сибирского кратона.

Рис. 2. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для пород и минералов Cu-Мо-порфировых месторождений. ДМ, ММ – соответственно деплетированная и метасоматизированная мантия, ВК – верхняя кора.

Высокопродуктивные Cu-Мо-порфировые системы Сибири и Монголии формировались в связи с эволюцией Палеоазиатского (Сора, Аксуг) и Монголо-Охотского (Жирекен, Бугдая, Шахтама) океанов. Благоприятные условия для зарождения и функционирования РМС Сора и Аксуг создавались на аккреционном этапе развития Тувинской и Кузнецко-Алтайской островных дуг (ранний палеозой). Заложение РМС Жирекен, Бугдая, Шахтама происходило на фоне закрытия центрального сегмента Монголо-Охотского океана (средний мезозой). РМС Эрдэнэтуин-Обо эволюционировала после закрытия западного залива Монголо-Охотского океана в условиях воздействия на литосферу региона Сибирского суперплюма (поздний палеозой). Развитие РМС с высокопродуктивным оруденением ассоциирует с зонами трансрегиональных сдвиговых деформаций: Кузнецко-Алтайской (Сора), Кандатской (Аксуг), Монголо-Охотской (Жирекен, Бугдая, Шахтама). Рассматриваемые РМС локализованы в зонах пересечения таких деформаций с поперечными (оперяющими) тектоническими структурами глубинного заложения. Такие зоны,

благоприятные для связи с мантийными уровнями Земли, выступали в качестве высокоэффективных дренирующих структур, обеспечивавших концентрирование тепломассопотоков, достаточных для формирования крупномасштабных месторождений.

Крупные Cu-Mo-порфировые месторождения приурочены к центрам длительной магматической активности, в развитии которых выделяются два этапа. На раннем (рудоподготовительном) этапе в условиях сжатия формировались крупные плутоны с бедной рудной минерализацией. На позднем (рудоносном) этапе на фоне смены геодинамического режима (сжатия на растяжение) внедрялись малые интрузии, сопровождаемые крупномасштабным оруденением.

В пределах каждого месторождения плутон и малые интрузии сложены однотипными породами с аналогичными петрогеохимическими характеристиками, включая рудную специализацию. В строении магматических тел участвуют породы разного состава (от габбро до гранитов) с преобладанием умеренно кислых образований. Доминируют породы высоко К известково-щелочной серии повышенной щелочности. Исключение составляют магматиты месторождения Аксуг, которые относятся к известково-щелочной серии пониженной щелочности. Характерно многократное проявление базальтоидного и гранитоидного магматизма на каждом этапе развития РМС. Из сказанного следует, что длительность и многоэтапность функционирования являются благоприятными факторами рудопродуктивности РМС.

Cu-Mo-порфировые РМС относятся к классу мантийно-коровых. На рис. 2 изотопные составы Pb минералов расположены между метасоматизированной мантией и верхней корой. В базитах и гранитоидах доминируют близкие к мантийным значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ (0.703-0.706) и $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (+8 ÷ -2.7). Близки к мантийным также изотопные составы водорода (δD -60 ÷ -90‰) и серы ($\delta^{34}\text{S}$ 0 ÷ 4). Изотопные составы и распределение редких элементов в породах свидетельствуют об участии в развитии РМС мантии, обогащенной на субдукционном этапе развития регионов.

Зарождение Cu-Mo-порфировых РМС инициировано внедрением базитовой магмы в низы коры и плавлением субстрата (часто базитов субдукционного этапа). Формирование гранитоидной магмы обусловлено: 1 - кристаллизационной дифференциацией базальтоидной магмы и 2 - плавлением на границе кора-мантия андерплейтинга и нижней мафической коры. При подъеме гранитоидных магм к поверхности их эволюция контролировалась кристаллизационной дифференциацией и смешением расплавов мафического и кислого составов.

Первичный источник рудных элементов – метасоматизированная мантия, обогащенная летучими и металлами. Базальтоидные расплавы субдукционного и последующих этапов транспортировали металлы в кору. Кристаллизационная дифференциация магм, плавление андерплейтинга и нижней мафической коры, смешение мафических и кислых расплавов благоприятствовали мобилизации и концентрированию металлов с перераспределением их в образующийся гранитоидный расплав и ассоциирующий с ним флюид. Условия становления плутонов, формировавшихся в относительно глубинных условиях, не благоприятны для отделения флюидов, что обусловило проявление в них рассеянной рудной минерализации. Тогда как малоглубинные условия малых интрузий благоприятствовали отделению рудоносных флюидов и формированию крупномасштабного оруденения. Концентрированию металлов способствовали многократно проявившиеся процессы частичного плавления, кристаллизационной дифференциации, смешения мафических и кислых расплавов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 16-05-00921.

СРАВНЕНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ПОТОКОВ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА В ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ НА ПРИМЕРЕ ГОЛОЦЕНОВЫХ РАЗРЕЗОВ БАКЧАРСКОГО И ВЫДРИНСКОГО ТОРФЯНИКОВ

В.А. Бобров

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Для верховых болот обширной территории Сибири атмосферные выпадения (пыль, аэрозоль) являются одним из основных источников поставки минерального вещества. Выпадающие в составе эоловой пыли, газовой и жидкой фазы аэрозоля микроэлементы задерживаются на биогеохимических барьерах — поглощаются живым веществом «деятельного слоя» торфяников и далее фиксируются в уплотненных нижних горизонтах торфов. Торфяники представляют собой наиболее подходящие природные планшеты не только для оценок потоков минерального вещества из атмосферы в настоящее время, но и для ретроспективных оценок потоков в доиндустриальную эпоху.

Разрез торфяной залежи «Бакчар-1» (Западная Сибирь, Томская область, Бакчарский район, 56°58'53" с.ш., 83°21'32" в.д.) расположен в 190 км к западу от г. Томска и от Сибирского химического комбината. Выдринское болото (Восточная Сибирь, Республика Бурятия, 51°29'56" с.ш., 104°52'78" в.д.), расположенное на высоте 30 м над уровнем оз. Байкал в правобережной устьевой части дельты р. Выдринная (Южное Прибайкалье).

Установлено, что средние значения атмосферного потока минерального вещества для торфяной залежи «Бакчар-1» (Западная Сибирь) в последние 19 столетий (без XX века) составили величину 2,1 (1,0–3,3) мг/дм² в год (табл. 1). В начале XX века атмосферный поток поднялся до значения 17 мг/дм² в год, а в 50–80 годы XX века поднимался до величин 89–97 мг/дм² в год, к концу XX века вновь опустился на уровень 12 мг/дм² в год. А.П. Бояркиной с соавторами для Иксинского полигона (Кирсановский торфяник) в 120 км от Томска получены значения 16 мг/дм² в год для начала XX века, а для 60–80-х годов XX века — 76 мг/дм² в год [1]. Это хорошо совпадает с нашими данными, что подтверждает заключение томских исследователей о высокой запыленности атмосферы. Природные процессы (смещение границ лесостепей, сухой климат и пр.) могут привести к росту переноса терригенного вещества на уровне 5-кратного увеличения по сравнению потоков XI–XVIII веков. Также остается в силе предположение о загрязненности атмосферы над таежной территорией Западной Сибири «летучими» элементами за счет природных процессов (пожары) для Кирсановского и Бакчарского торфяников.

На основе проведенных датировок возраста верхних слоев торфяного разреза Выдринского (Восточная Сибирь) потоки минерального вещества из атмосферы в XX веке составляли в среднем 74 мг/дм² в год, а потоки в предшествующие столетия до 1170 года — около 13,5 мг/дм² в год (табл. 2). Потоки минерального вещества в XX веке в 5 раз превышают таковые в предшествующие столетия, и свидетельствует о повысившемся содержании минерального вещества в атмосфере с начала развития промышленно-индустриальной эпохи, а также это связано со строительством Транссибирской магистрали. Средняя скорость накопления минерального вещества в XX веке в Выдринском торфянике практически соизмерима с таковой на Бакчарском болоте (65 мг/дм² в год). За предыдущие 19 веков в Выдринском торфянике она была на уровне 3,5 мг/дм² в год, т.е. в доиндустриальный период (средневековье) потоки минерального вещества из атмосферы на юго-восточном побережье Байкала были почти в 4 раза выше, чем в Западной Сибири, что можно объяснить более интенсивным выпадением атмосферных осадков в байкальском регионе.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ-Р 1745 540063.

Таблица 1. Потоки (накопление) органической и минеральной компонент в торфянике Бакчар-1 (Западная Сибирь)

Слой	Время накопления	Торф в слое	Торф. Скорость накопления	Торф. Зольность слоя	Зольное вещество торфа	Скорость накопления зольного вещества	Атмосферный поток минерального вещества
см	год	г/см ²	г/м ² год	%	мг/см ²	мг/дм ² год	мг/дм ² год
0–10	5	0,13	254	1,31	1,7	33	13
10–20	6	0,13	218	1,29	1,7	28	11
20–28	7	0,13	183	1,69	2,2	31	12
28–38	14,6	0,33	226	4,4	14,5	99	89
38–44	9,3	0,21	226	4,6	9,7	104	97
44–52	34	0,42	123	3,12	13,0	38	33
52–58	26	0,32	122	2,32	7,4	28	17
0–58	100	1,66	166	2,68	50,1	50	39
58–72	318	0,95	30	1,8	17,0	5	3
72–75	212	0,17	8	3,45	5,9	2,8	3,3
80–90	176	0,68	39	1,48	10,1	5,7	4,7
90–100	304	1,02	34	1,61	16,4	5,4	5,0
100–110	154	0,37	24	1,97	7,2	4,7	3,2
110–120	213	0,51	24	2,02	10,3	4,8	4,6
120–130	125	0,3	24	1,66	4,9	3,9	1,9
130–140	167	0,4	24	1,67	6,6	4,0	1,9
140–150	125	0,3	24	1,69	5,0	4,0	1,2
150–160	1072	0,88	8	4,37	38,3	3,6	1,7
58–160	2866	5,58	19	2,19	122	4,2	3,0
160–200	884	4,68	53	4,58	214,3	24	10
200–230	682	2,88	42	6,4	184,4	27	10
230–240	200	0,88	44	10,3	90,5	45	26
160–240	1766	8,44	46	7,1	489,2	32	15,3

Таблица 2. Потоки минерального вещества на поверхность Выдринского торфяника (Восточная Сибирь) в позднем голоцене

Интервал слоя, см	Временной интервал, год	Возраст слоя, год	Накопление в слое, мг/см ²	Скорость накопления, мг/дм ² в год
0–20	55	1950	23	40
20–32	50	1900	55	110
0–32	105	1900	78	74
32–34	91	1809	7,6	8,3
34–36	91	1718	6,7	7,4
36–38	91	1627	11,5	12,6
38–40	91	1536	10,0	11
40–42	91	1445	9,1	10
42–44	91	1354	21,7	23,8
44–46	91	1263	20,9	23
46–48	93	1170	11,0	11,8
32–48	730	1170	98,5	13,5

Литература

1. Бояркина А.П., Байковский В.В., Васильев Н.В. и др. Аэрозоли в природных планшетах Сибири. — Томск: Изд-во Томского университета, 1993. 157 с.

ПРОБЛЕМЫ КОНСЕРВАЦИИ НИЗКОУРОВНЕВЫХ ХРАНИЛИЩ РАО

А.Е. Богуславский

*Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева, г.Новосибирск
boguslav@igm.nsc.ru*

Проблема утилизации отходов является одной из основных задач требующих незамедлительного решения. Особенно это актуально для радиоактивных отходов (РАО) накопленных предприятиями топливно – ядерного цикла. Внушительные объёмы и активности накопленных РАО, необходимо изолировать от окружающей среды.

Основными трудностями при определении стратегии обращения с конкретными пунктами хранения являются а) исходное размещение участков размещения РАО без учета их геологических и геохимических особенностей; б) формы отходов, накопленные РАО в большинстве случаев неравновесные с атмосферными и грунтовыми водами, вследствие чего при их контакте токсичные элементы легко растворяются и переходят в раствор; в) существующий нормативный подход предписывающий полное исключение выхода загрязняющих элементов без учета фонового содержания этих элементов в грунтовых водах и вмещающих грунтах.

Большая часть существующих проблем ядерной отрасли сформировалась на заре ядерной отрасли при создании «ядерного щита», когда ради обеспечения ядерного паритета, вопросы экологической безопасности производств учитывались в последнюю очередь. Поэтому рассматривая системы хранения РАО на территории Сибири можно встретить как весьма удачные варианты размещения, для консервации которых достаточно будет перекрыть отложения сверху надежным водоупором, до весьма неудачных при котором РАО размещались в низинном логе, и в хранилище кроме поверхностного стока попадает и грунтовый сток. Консервация подобных объектов может осуществляться комбинацией а) вертикальных водоупоров (стена в грунте), которые необходимо на глубину десятков метров для отсечения грунтового стока от залежи; б) системы нагорных канав, для отвода поверхностного стока; и в) перекрывающих слоев сверху для предотвращения попадания метеорных вод.

Отходы многих технологических цепочек при производстве ядерного топлива представляют собой азотно-, фторидно- или серноокислые хвосты (либо их смесь), с остаточным содержанием урана. Поэтому на различных предприятиях использовалась схожая схема обращения с такими отходами. Они нейтрализовались раствором $\text{Ca}(\text{OH})_2$ затем полученная пульпа сбрасывалась в поверхностные отстойники, где твердая часть опускалась на дно, а жидкая либо просачивалась сквозь грунт, либо откачивалась и утилизировалась отдельно. При этом в твердой части преобладают такие минералы как гипс, флюорит, кальцит, сложные сульфаты (бенторит, эттрингит, вольтаит) и др. Уран в отходах может обособляться в виде отдельных образований микронного размера или входить в виде примесей в остальные минералы в содержании от 0,п до 0,0п%. Эти минералы находятся в равновесии с высокоминерализованными щелочными технологическими растворами, однако после завершения эксплуатации при контакте отходов с метеорными или фоновыми грунтовыми водами происходит активное растворение этих соединений. Содержание ряда соединений в водах после взаимодействия с отходами может многократно превышать ПДК для вод. Например, концентрация сульфата может превышать 1 г/л, а урана первых миллиграмм на литр.

Следующая проблема связана с нормативным требованием полной изоляции РАО при захоронении. Существующие хранилища не всегда полностью изолированы от окружающей среды и как следствие, при консервации не всегда возможно полная изоляция РАО без их извлечения (что весьма сложно с технологической, экономической и нормативно-правовой точек зрения). Для РАО образованных при переработке необлученного уранового сырья, и содержащего преимущественно изотопы урана, такой подход не всегда оправдан. Уран и

продукты его распада широко распространены в зоне гипергенеза. Поэтому отмечены ситуации, когда на участке влияния предприятия сточные воды содержат тот же уровень содержания урана в водах что и фоновые и дополнительная эмиссия урана не изменит существующий местный фон элементов.

При выборе подходов к модификации или консервации существующих хранилищ необходимо на начальном этапе проведение оценки безопасности РАО и сформированных вокруг объектов аномалий. Такая оценка должна строиться на геолого – геохимической модели, учитывающей процессы, происходящие в хранилище и на его контакте с вмещающими грунтами, изменение этих процессов и их интенсивности при возможных климатических изменениях. В основу предложенной модели должны быть положены материалы полученные в результате:

- изучения фонового состояния участка хранения и прилегающих ландшафтов, существующих геохимических обстановках и барьеров, сформировавшихся геохимических аномалиях;
- экспериментального изучения вмещающих грунтов и их поглотительных свойств; минерального и химического состава РАО, форм нахождения радионуклидов;
- термодинамическое моделирование, проводимого для определения лабильных и устойчивых химических форм радионуклидов;
- геоинформационное и гидродинамическое моделирование, выполняемое с целью определения направления возможного движения загрязнений, скорости миграции и участков, на которых могут образовываться вторичные аномалии.

Доказательством долгосрочной безопасности хранилища будет соответствие модели граничным условиям, установленным природой для фоновых обстановок. Такие модели разрабатывались для определения возможного влияния в проектах реконструкции и консервации хранилищ РАО ряда предприятий РосАтома [1, 2]. На их основе предложены мероприятия по снижению эмиссии загрязняющих элементов и построены прогнозы воздействия отстойников после консервации.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект 0330-2016-0010, при поддержке РФФИ грант № 17-05-00707.

Литература

1. Богуславский А.Е., Гаськова О.Л., Шемелина О.В. //Радиохимия. 2016. Т. 58. № 3. С. 279-283.
2. Предотвращение неуправляемого распространения радионуклидов в окружающую среду (геохимические барьеры на смектитовой основе)/Ковалев В.П., Мельгунов С.В. и др.- Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996.- 162 с.

ИЗУЧЕНИЕ БИОРЕСУРСОВ СОЛЕННЫХ ОЗЕР НОВОСИБИРСКОЙ ОБЛАСТИ

А.В. Брянская¹, Е.В. Лазарева², Ю.Е. Уварова¹, А.С. Розанов¹, Б.Ю. Сарыг-оол²,
О.П. Таран³, С.М. Жмодик², С.Е. Пельтек¹

¹ФГБНУ «ФИЦ Институт цитологии и генетики СО РАН», г. Новосибирск

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

³Институт катализа им. Г.К. Борескова СО РАН, г. Новосибирск

В Новосибирской области, которая включает в себя часть Кулундинской и Барабинской степей, находится много солоноватых и соленых озер. Эти озера являются неустойчивыми водными системами, характеризующимися значительными колебаниями уровня воды в годовом, сезонном и месячном периодах, а также частыми пересыханиями, поэтому развивающиеся в них сообщества макро- и микроорганизмов имеют различные метаболические и поведенческие приспособления, позволяющие выдерживать значительные колебания факторов внешней среды.

Для соленых озер Кулундинской и Барабинской степей, включая преимущественно Алтайский край, известны исследования геохимических параметров воды, состава планктона, альго- и зооценозов, аэробных хемолитоавтотрофных бактерий, содержания органического вещества и состава фототрофных сообществ. О микробном составе соленых озер Новосибирской области, играющем немаловажную роль в формировании биопродуктивности озерных экосистем, в настоящее время имеются лишь единичные сведения.

На модельном объекте - озере Соленое (Баганский район Новосибирской области) было проведено изучение таксономической структуры микробных сообществ методом параллельного ампликон секвенирования вариабельного участка V3 гена 16S рРНК. Одновременно были изучены гидрохимические параметры проб (рН, Eh, катионно/анионный состав, газовые компоненты). Проведено описание и сравнительный анализ различных слоев колонки донных отложений озера Соленое в соответствии с данными подробного геохимического анализа.

В 2008 году минерализация воды оз. Соленое составляла 230, в 2009 – 190, в 2010 – 115, в 2011 – 230 г/л. Содержание $C_{\text{орг}}$ колебалось от 150 до 280 мг/л. Донный осадок озера был сложен главным образом окатанными зернами кварца и полевого шпата размером 0.1–0.2 мм. В межзерновом пространстве и на органических остатках встречались выделения S^0 и сульфида железа. На первых этапах изучения содержание микроэлементов определяли методом РФА-СИ в сухом остатке [1], но в 2011 году были получены данные о содержании широкого спектра элементов в поровых растворах. В сравнении с морской водой содержания микроэлементов с порядковым номером от 24 до 34 (Sc-Se) в поровых растворах донных отложений на 2, 3, 4 и даже 5 порядков выше, хотя общие закономерности распределения макроэлементов были схожи. Также более высокие содержания характерны для Mo, Ag, Cd, Sn, REE, Hf, Ta, Pb, Th и U. Причиной растворимости элементов, слабо мигрирующих в нейтральных и щелочных растворах, следует считать большое количество $C_{\text{орг}}$ в растворе - до 900 мг/л в верхних слоях осадка в то время как для морских вод эта величина составляет первые мг/л.

Минерализация раствора, содержание $C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{общ}}$, В, Mn, снижались в донных отложениях озера с глубиной. Однако содержание большинства элементов не имели прямой зависимости от содержания $C_{\text{орг}}$ в растворе.

На всем протяжении колонки донных отложений по результатам молекулярно-генетического анализа доминировали Actinobacteria и/или Proteobacteria. В слоях колонок в зависимости от глубины количество обнаруживаемых последовательностей прокариот было от 96 до 414. Доля архейных последовательностей в донных отложениях составляла 5,5 - 6,6%, в воде и микробном мате она была 2,0 и 1,2 %, соответственно. Изменения в составе и

численности доминирующих микроорганизмов частично совпадали с изменениями геохимических характеристик в слоях донных отложений.

В воде озера в ходе молекулярно-генетического анализа было идентифицировано 50 последовательностей прокариот. В микробном мате озера идентифицирована 81 последовательность, в колонках донных отложений состав прокариот был значительно более разнообразен – до 390 различных последовательностей. В воде и микробном мате озера доминировали *Cyanobacteria* и *Proteobacteria*, составляя 47-64 и 27-33% последовательностей соответственно.

Установлено, что экосистема озера Соленое характеризуется: (1) особым комплексом и вариациями геохимических параметров; (2) наличием обильно развивающейся массы микробного сообщества с преобладанием цианобактерий, которые, являясь источником биологически-активных веществ, могут быть использованы в качестве кормовых добавок; (3) наличием мощных слоев донных отложений с высоким таксономическим разнообразием прокариот, их генов, ферментов и метаболитов; (4) интенсивным развитием рачка *Artemia*, имеющего отдельную ценность и перспективы использования; (5) озеро является не пересыхающим, но достаточно мелководным, чтобы его уровень существенно изменялся, что позволяет отслеживать изменения биологических и геохимических характеристик в динамике и экстраполировать полученные данные на другие озерные экосистемы Новосибирской области, характеризующиеся подобным геохимическим составом природных растворов [1, 2].

В целом, соленые озера Новосибирской области и озеро Соленое в частности являются источниками ценного биологического сырья и заключают в себе мощный биотехнологический потенциал в виде макро- и микроорганизмов, который нуждается в подробном комплексном геохимическом и микробиологическом исследовании.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Новосибирской области в рамках научного проекта № 17-44-540815, а также Бюджетного проекта ИЦиГ СО РАН VI.58.1.8. Аналитические исследования проведены в «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН».

Литература

- 1 Лазарева Е.В. и др. // Поверхность. 2012. № 12. С. 70-80.
- 2 Bryanskaya A.V. et al. // BMC Microbiology. 2016. V.16 (1). S4.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ С СИБИРСКИМ КРАТОНОМ

М.М. Буслов

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

В последнее время Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) охарактеризован как позднедокембрийско-палеозойская аккреционно-коллизийная структура, сформированная из фрагментов коры Палеоазиатского океана, островных дуг и микроконтинентов [1, 10, 9]. Согласно представлениям [13] в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная зона, над которой по обрамлению Восточно-Европейского и Сибирского кратонов сформировались дуги, соответственно, Кипчак и Тувино-Монгольская. Ассоциирующие с ними докембрийские микроконтиненты рассмотрены как отколовшиеся при раскрытии задуговых бассейнов блоки континентальной коры кратонов. В палеозое в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуг, выраженные в формировании оротинальных изгибов и крупноамплитудных сдвигов.

В работах [2, 3, 6, 7] в тектоническом районировании Центральной Азии выделяются следующие основные структурные элементы:

1. Казахстанско-Байкальский составной континент, фундамент которого сформирован в позднем докембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны гондванской группы (Муйский, Тувино-Монгольский, Кокчетавский и др.). Вендско-раннеордовикская аккреция микроконтинентов и террейнов к Казахстанско - Тувино - Монгольской островной дуге привела к широкому проявлению коллизийного метаморфизма и магматизма, и в целом к консолидации земной коры и формированию составного континента. Начиная с раннего ордовика составной континент смещался в западном направлении относительно Сибирского континента, разделяющий их океанический бассейн субдуцировал под Казахстанско-Байкальский континент в ордовике-девоне. Субдукция океанической коры и последующая коллизия Казахстанско - Байкальского и Сибирского континентов в конечном итоге привели к формированию Чарышско-Теректинско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны. С юга в ордовике-карбоне составной континент наращивался активными окраинами, к которым аккретировали континентальные блоки Гондваны.

2 Венд-палеозойские окраино-континентальные комплексы Сибирского континента состоят и венд- раннеордовикской Кузнецко-Алтайской островной дуги, ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско- раннекарбоновой активной окраины. Для островной дуги характерны бонинит-толеитовые и известково-щелочные серии магматических пород, представленные на современной западной окраине Тихоокеанской плиты [12, 5]. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены террейны вендско-раннеордовикской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. В окраино-континентальных комплексах Сибирского континента отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает их формирование на конвергентной границе другого океана, чем Палеоазиатский, вероятно, Палеопацифики.

3. Средне-поздепалеозойская Чарышско-Теректинско- Саянская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая окраино-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. В ее строение принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты [2, 3, 4]. Вдоль сутурной зоны происходило взаимодействие по сдвиговой

составляющей Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов с закрытием океанического бассейна с востока на запад.

В результате позднепалеозойской коллизии окраины Сибирского и Восточно-Европейского континентов и весь Казахстанско-Байкальский составной континент разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество сдвиговых террейнов.

Таким образом в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса тектонически совмещены окраинно - континентальные комплексы пород, сформированные при эволюции двух крупнейших океанических плит. Одна из них, плита Палеоазиатского океана, аналог современного Индо- Атлантического сегмента Земли, характеризуется наличием континентальных блоков в составе океанической коры и формированием океанических бассейнов в результате деструкции Родинии и Гондваны. В результате ее эволюции происходили процессы распада суперконтинентов и повторное объединение блоков в составе Казахстанско-Байкальского континента. Фундамент Казахстанско-Байкальского составного континента сформирован в венде-раннем ордовике в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахстанско - Тувино - Монгольской островной дугой, привели к консолидации земной коры и формированию составного континента. Другая, плита Палеопаифики, аналог современного Тихоокеанского сегмента Земли, характеризуется длительной тектоно-магматической эволюцией без участия континентальной коры. В результате эволюции плиты созданы венд-палеозойские окраино-континентальные комплексы западной части Сибирского континента, состоящих из венд- кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дугой, комплексами пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоневой активной окраины. Современным аналогом Центрально-Азиатского складчатого пояса является юго-восточная окраина Азии, выраженная зоной сочленения Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит.

Литература

1. Берзин Н.А., Колман Р. Г., Добрецов Н. Л. и др. // Геология и Геофизика, 1994, т. 35, № 7-8, С. 8-28.
2. Буслов М.М. // Геология и геофизика, 2011, т.52, № 1, С.66-90.
3. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., и др. // Геология и геофизика, 2013, т.54. №10.
4. Волкова Н.И., Складаров Е.В. // Геология и геофизика, 2007, т. 48, № 1, С. 109-119
5. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1383-1405.
6. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. // Геология и Геофизика, 2007, т.48, №1, С.93-108.
7. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. // Геология и геофизика, 2011, т.52, №12, с.1911-1926.
8. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 952-967.
9. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., и др. // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 78, С. 59-75.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1-325 с.; Т.2-334 с.
12. Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. // Геология и геофизика, 1994. N 7-8, с.182-199.
13. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. // Nature, 1993, v. 364, P. 299-307.

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКО-ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА И ТЕКТОНИКА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: РАННИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОПАЦИФИКИ

М.М. Буслов, А.В. Куликова, Е.С. Рубанова, М.А. Абилдаева

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, buslov@igm.nsc.ru

В Алтае-Саянской складчатой области широко представлены позднедокембрийско-палеозойские геодинамические комплексы, характеризующие ранние этапы формирования Палеопацифики. К их числу относятся [1-4, 6, 8, 10]:

1) Позднедокембрийско-раннеордовикская (тремадокская) Кузнецко-Алтайская островная дуга окраины Сибирского континента. Для ранних стадий (поздний докембрий-ранний кембрий) формирования дуги характерен толеит-бонинитовый тип магматизма, для поздних стадий (кембрий-ранний ордовик) – толеитовый, известково-щелочной и редко щелочной магматизм. В аккреционных клиньях островодужной системы встречаются только фрагменты океанической коры, представленные офиолитами и палеосимаунтами (океаническими поднятиями и островами). В современной структуре аккреционно-коллизийный комплекс и турбидиты преддугового прогиба островной дуги перекрыты мощным (до многих километров) среднеордовикско-раннедевонским осадочным чехлом пассивной окраины и вулканогенно-осадочными образованиями девонской активной окраины и совместно интенсивно нарушены позднепалеозойскими сдвигами и надвигами.

Фрагменты палеоокеанических островов, офиолиты, олистостромы, турбидиты глубоководного желоба и высокобарические породы (эклогиты, гранатовые амфиболиты) наиболее полно представлены на юго-востоке Горного Алтая в Курайском аккреционном клине [5, 11]. Хорошая обнаженность позволяет реконструировать детали палеогеодинамических процессов на ранних стадиях (800-540 млн. лет) формирования позднедокембрийской активной окраины Сибирского континента, которая развивалась по аналогии с активной окраиной западной части Тихого океана. Возраст субдукционных метаморфических пород (эклогитов, гранатовых амфиболитов) определен в пределах 635-600 млн. лет, возраст карбонатных пород "шапки" Баратальского палеосимауна в 600-570 млн. лет. В результате аккреции и последующей коллизии симаунта с островной дугой произошло заклинивание зоны субдукции и эксгумация (600-540 млн. лет) офиолитов и высокобарических пород. Геохронологическое датирование фенгитов, мусковитов, амфиболов, развивающихся по эклогитам, а также мусковитов из гранат-слюдистых бластомилонитов, трассирующих разломные зоны палеосубдукционного канала, попадают в интервал 600-540 млн. лет. Геохронологические возрасты цирконов из лав и туфов бонинитов Курайского хребта соответствует интервалу 800-780 млн. лет (SIMS, Гуанчжоуский университет, новые данные), что характеризует самый ранний эпизод проявления активной окраины Палеопацифики.

2) Ордовикско-раннедевонская (прагий) пассивная окраина Сибирского континента. Карбонатно-терригенные флишевые отложения достигают мощности 6-8 км. Отложения пассивной окраины охарактеризованы по детритовым цирконам из песчаников различного возрастного уровня и характеризуются схожим распределением возрастов цирконов, отвечающих диапазону 470-530 млн. лет. В силурийских-раннедевонских отложениях встречаются цирконы с возрастом 470-430 млн. лет. На раннедевонском уровне появляется достаточно многочисленная популяция ранне-среднепротерозойских (904-772 млн. лет) и палеопротерозойских (2431-1879 млн. лет) цирконов.

3) Девонская активная окраина Северо-Азиатского континента. Ее формирование связано с заложением зоны субдукции вдоль западной окраины континента (в современных координатах) с постепенным смещением магматического фронта с востока на запад [3]. Комплексы девонской магматической дуги интенсивно нарушены и отделены от аккреционно-субдукционной зоны региональными сдвигами (Северо-Восточным,

Иртышским, Чарским, Тарбагатайским, Чингиз-Тарбагатайским и др.). Их фрагменты, в том числе магматической дуги, расположены в Джунгарии.

Таким образом, к числу важных геолого-геодинамических закономерностей, выявленных в Алтае-Саянской складчатой области относятся следующие: 1) широкое развитие для ранних стадий (поздний докембрий) толеит-бонинитового типа магматизма (типа Бонинских островов, Марианской дуги, дуги Тонга), для поздних стадий (кембрий-ранний ордовик) - толеитовый известково-щелочной и редко щелочной магматизм зрелых дуг (типа Японской, Курильской, Камчатской дуг); 2) пространственное расположение в аккреционных клиньях разновозрастных палеосимаунтов, характеризующих эволюцию мантийных струй, прожигающих литосферу Палеоокеана в венде-раннем ордовике, 3) смена геодинамического режима активной окраины на пассивную окраину в раннем ордовике, 4) проявление на Батеневском кряже и Хакасии внутриплитного ордовикско-раннедевонского магматизма [7, 9] в тыловой части отмершей Кузнецко-Алтайской островодужной системы. Для объяснения данных геолого-геодинамических закономерностей нами предлагается геодинамическая модель погружения зоны срединно-океанического спрединга и, возможно, мантийной струи, в зону субдукции с формированием над ней позднекембрийско-раннедевонского внутриплитного магматического поля на восточном склоне Кузнецкого Алатау, Батеневском кряже и Хакасии. Данная геодинамическая обстановка характерна для восточной активной окраины Тихого океана. В девоне на окраине Палеоокеана с Северо-Азиатским континентом возобновилась субдукционная деятельность, которая в результате вращения континента сместилась в сторону современного положения Тихоокеанской активной окраины.

Выявленные особенности формирования Алтае-Саянской складчатой области являются методической основой для составления нового поколения геологических, геодинамических, тектонической и металлогенических карт разного масштаба.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН № 0330-2016-0014 и Проекта РФФИ № 17-05-00833).

Литература

- [1] Буслов М.М., Ватанабе Т. // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 82—93.
- [2] Буслов М.М. // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. №1. С. 66– 90.
- [3] Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В. и др., // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 102. С. 1600-1628.
- [4] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3-14.
- [5] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1381-1403.
- [6] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 952-967.
- [7] Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д. // Литосфера. 2004. № 3. С. 137-152.
- [8] Симонов В. А., Добрецов Н. Л., Буслов М. М. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 182-199.
- [9] Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831-1850.
- [10] Buslov M. M., Watanabe T., Saphonova I. Yu., Iwata K., Travin A. V. // Gondwana Research. 2002. № 5. P. 781-800.
- [11] Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Yu. // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 673-690.

ИЗОТОПНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ДРЕВНИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

И.А. Вишневецкая, Е.Ф. Летникова, Г.А. Докукина, В.Ю. Киселева, Н.И. Ветрова

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

В Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН уже более десяти лет работает группа исследователей, которая занимается изучением изотопных характеристик позднедокембрийских осадочных пород Сибири и ее складчатого обрамления. Используемый метод Sr- и С-изотопной стратиграфии позволяет установить время формирования карбонатных отложений морского происхождения. В результате этих исследований появилась возможность определить интервал седиментации более десятка осадочных последовательностей. Настоящее сообщение статья призвана отразить лишь ключевые моменты этих исследований.

Метод изотопной стратиграфии отличается от многих других изотопных методов своим комплексным подходом. Собственно изотопные исследования предваряют работы по выявлению наименее измененных карбонатных пород, которые подверглись минимальному вторичному воздействию. Именно такие породы способны дать подлинную информацию о возрасте отложений, поскольку в их кристаллической решетке сохранились Rb, Sr, С и О захваченный в процессе седиментации в изотопном равновесии с водой бассейна накопления.

Самые древние из изученных пород были обнаружены на юго-западе Сибирской платформы, на территории Енисейского кряжа. Нами были исследованы протяженные разрезы пород сухопитской, тунгусикской и широкинской серий, а также дашкинской свиты. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для всех карбонатных пород этих стратиграфических подразделений колеблется в узком интервале от 0.7053 до 0.7061. Значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ варьирует в положительной области от +0.4‰ до +5.3‰. Время формирования этих пород установлено благодаря сопоставлению их изотопных характеристик с таковыми, полученными для геохронологически привязанных разрезов. Изотопный состав, подобный породам Енисейского кряжа, характерен для пород, накапливавшихся на рубеже 1 млрд лет.

На севере Енисейского кряжа докембрийские породы чехла Сибирской платформы выделяются в породы вороговской серии. Серия подразделяется на три свиты: преимущество карбонатные северореченскую, мутнинскую и сухореченскую, особенности состава и строения которых отражают последовательную эволюцию бассейна от обстановок аллювиальной равнины к морскому бассейну с терригенной, а затем и преимущественно карбонатной седиментацией. Долгое время велись дискуссии о возрасте этих пород, предлагались различные варианты от рифея до раннего кембрия. Изучение Sr- и С- изотопных характеристик наименее измененных карбонатных последовательностей, показало, что изотопный состав Sr варьирует в интервале от 0.70813 до 0.70828, а значение $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -0.7 до +1.8‰. Сравнение этих данных с аналогичными данными для позднедокембрийских разрезов других регионов позволило нам уверенно говорить о вендском возрасте пород вороговской серии. Это подтвердилось результатами LA ICP-MS U-Pb датирования обломочных цирконов из песчаников северореченской свиты – базального уровня серии: средневзвешенный возраст популяции самых молодых цирконов составляет здесь 584 ± 3 млн лет.

На севере Сибирской платформы в пределах Оленекского поднятия на дневную поверхность выходят породы хорбусуонской серии венда, которая подразделяется на маастахскую, хатыспытскую и туркутскую свиты. Из палеонтологических данных наиболее важными здесь являются находки поздневендской биоты эдиакарского и миаохенского типов и следов жизнедеятельности в хатыспытской свите, имеющих в разрезах Мира четкую приуроченность к возрастному интервалу – 550-560 млн. лет, а также мелкораконных скелетных остатков, характерных для немакит-далдынского горизонта в туркутской свите.

Изучение этих карбонатных последовательностей позволило установить изотопный состав Sr океанической воды 560-550 млн лет назад, что не удавалось до нас еще никому.

Помимо пород Сибирской платформы нашей исследовательской группой были изучены перекрывающие отложения блоков в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Северо-Муйская глыба является одним из ключевых и дискуссионных тектонических блоков ЦАСП. Нами были изучены изотопные характеристики карбонатных пород янгудской свиты. Установлено, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных породах свиты варьирует от 0.70814 до 0.70879, а значение $\delta^{13}\text{C}$ изменяется в интервале от -0.4 до +1.3‰. Сопоставление этих данных с характеристиками венд-кембрийских разрезов показало, что породы янгудской свиты накапливались в кембрии, около 520 млн лет назад. Установленный возраст не противоречит распределению U-Pb возрастов обломочных цирконов из песчаников подстилающей мамаканской свиты: 915 - 630 млн лет.

Изотопные характеристики осадочных карбонатных пород могут послужить одним из критериев для того, чтобы выяснить накапливались ли породы в одном осадочном бассейне или нет, даже если в настоящее время они географически сближены. Такие работы были проведены для пород Сангиленского и Тувино-Монгольского блоков. Существует мнение, что Сангиленский блок является составной частью Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ), следовательно, они должны иметь единый шельф в венде, а осадочные карбонаты, накопившиеся там, будут иметь однотипные изотопные характеристики. Нами установлено, что первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных карбонатных породах нарынкой свиты Сангиленского блока варьирует в интервале от 0.70778 – 0.70807. Изотопный состав Sr и C карбонатных пород ТММ варьирует в широком интервале: в вендской части разреза отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ растет от 0,7073 в приподошвенной части до 0,7082 на границе венда-кембрия, значение $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -5 до +9‰. Сопоставление изотопных характеристик разрезов осадочных карбонатов Сангиленского и Тувино-Монгольского блоков показывает, что при совпадении значений изотопного состава стронция пород нарынкой свиты с отложениями мурэнской и забитской свит (ТММ), наблюдается полное несоответствие по значениям $\delta^{13}\text{C}$. Соответственно, эти породы не могли накапливаться в пределах единого палеошельфа. Исследования последних лет рифейских терригенных пород и гранитной гальки из базальных конгломератов кембрийских осадочных последовательностей Сангиленского блока также указывают на это и, в частности, на присутствие в основании блока собственного палеопротерозойского фундамента, в то время как фундамент Тувино-Монгольского блока имеет неоархейскую историю.

На основе изотопных данных и комплексного подхода к изучению осадочных последовательностей были изучены и установлены временные границы формирования фосфоритов Малого Каратау, Хубсугульского фосфоритового бассейна и Итанцинского проявления фосфора.

В результате проведенных исследований внесены существенные изменения с стратиграфию позднего докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, а полученные изотопные характеристики изученных карбонатных пород позволили пополнить международную базу данных о изотопном составе воды в докембрийском океане.

Работы выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (проекты 0330-2016-0015, 0330-2016-0013).

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ ЛИТИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И НА ЕЁ ДНЕВНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

А.Г. Владимиров^{1,2,3}

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

²*Новосибирский государственный университет, Новосибирск,*

³*Томский государственный университет, Томск*

Главными промышленными источниками лития являются сподуменовые пегматиты, подземные рассолы и рапа соляных озер [1-3]. Содержания Li_2O в сподуменовых пегматитах составляют первые проценты, достигая в отдельных участках тел 3-4 мас. %. Экстремальная степень концентрирования лития в сподуменовых пегматитах требуют особых геологических условий для их формирования [4]. Промышленные концентрации лития в подземных рассолах и рапе соляных озер составляют 25 – 300 мг/л и выше, достигая в саларах значений 1000-7000 мг/л, что ставит вопрос о мантийном источнике этого элемента [5]. С точки зрения геохимических процессов литий тесно связан с водой и(или) водным магматогенным флюидом и должны быть реализованы физико-химические условия, в которых происходит садка этого легкоподвижного элемента в виде собственных минералов (сподумен и др.) в рудномагматических системах на глубинных уровнях земной коры, или в виде литиевых смектитов (гекторитов) или, наконец, – в виде легкорастворимых солей в рапе саларов и подземных рассолах.

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса во временном интервале от докембрия до позднего мезозоя установлена тесная связь крупных полей сподуменовых пегматитов с обстановками растяжения континентальной литосферы, которые проявляются либо в виде зон долгоживущих глубинных разломов, ограничивающих троговые (рифтогенные) структуры, либо в виде постколлизийных зон сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы. Первые характерны для докембрия, вторые – для фанерозоя. Таким образом, крупные поля сподуменовых пегматитов могут служить индикатором обстановок растяжения континентальной литосферы, а их чёткая корреляция со статистическими пиками плюмовой активности позволяет предполагать мантийное происхождение лития [4-5]. Для образования пегматитов важным благоприятным фактором является наличие достаточно мощной зрелой коры, которая трассируется глубокопроникающими (вплоть до верхней мантии) длительно действующими тектоническими структурами (глубинными разломами), облегчающими воздействие глубинных источников энергии и вещества на коровые очаги гранито- и пегматитообразования [6].

Анализ геологических условий формирования соляных озер Южной Америки, Тибета и Монголии [2, 3, 7-9] позволяют сделать вывод о том, что содержания лития в водах конечных водоемов стока определяются литиеносностью питающих наземных и подземных вод, степенью минерализации рассолов, тектоно-вулканической активностью районов и климатическим режимом, который мог приводить к неоднократной садке легкорастворимых солей и, соответственно, обогащению литием остаточной рапы. Например, салар де Атакама (Чили) приурочен к впадинам тектонического происхождения, слагающими котловины – естественные геоморфологические и структурные ловушки, в которых идет аккумуляция легкоподвижных и легкорастворимых компонентов, включая литий, при этом щелочные металлы поступают из действующих вулканов, сложенных шошонит-латит-К-риолитовой серией пород и их гидротермами.

Закключение. Литиевые месторождения на глубинных уровнях земной коры представляют собой автономные очаговые ареалы, для которых предполагается связь с мантийно-коровым магматизмом и сдвигово-раздвиговыми деформациями литосферы, дренирующими весь разрез земной коры, вплоть до верхней мантии. На дневной

поверхности литиевые месторождения представлены саларами, образующимися за счет кислотного выщелачивания вулканических пород шошонит-латит-К-риолитовых серий, имеющих мантийно-коровое происхождение. Динамика формирования гигантских месторождений лития, вероятнее всего, обусловлена двумя факторами: 1) концентрированием лития в редкометалльных гранитно-пегматитовых расплавах и метасоматитах на глубинных уровнях земной коры; 2) привносом лития из мантии на дневную поверхность в составе контрастных субщелочных рудномагматических систем (через гидротермы и травертины).

Работа выполнена при финансовой поддержке ИП СО РАН № 123, Программ повышения конкурентоспособности Томского и Новосибирского государственных университетов, а также РНФ (проект № 15-17-10010 – раздел по пегматитам, проект № 15-17-10003 – раздел по озёрам).

Литература

1. Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Исупов В.П., Белозёров И.М., Уваров А.Н., Гусев Г.С., Юсупов Т.С., Анникова И.Ю., Бескин С.М., Шокальский С.П., Михеев Е.И., Котлер П.Д., Мороз Е.Н., Гаврюшкина О.А. // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т.20. № 1. С. 3-20.
2. Романюк Т.В., Ткачев А.В. Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых неоген-четвертичных бор-литиеносных провинций. М.: Светоч Плюс, 2010. 304 с.
3. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Вахромеев А.Г., Владимиров А.Г., Волкова Н.И. // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т.20, № 1. С. 27-33.
4. Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н. // Геология и геофизика, 2014 № 2. С. 237-251.
5. Владимиров А.Г., Загорский В.Е., Волкова И.Н., Смирнов С.З., Макагон В.В., Кузнецова Л.Г., Исупов В.П., Гертнер И.Ф., Кармышева И.В., Мороз Е.Н., Гаврюшкина О.А. // Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии: Материалы IV Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 40-летию Геологического института СО РАН (Улан-Удэ, 26-31 августа 2013 г.). - Улан-Удэ: Экос, 2013. С. 68-72.
6. Летников Ф.А., Данилов Б.С., Дорогокупец П.И. // ДАН. 2011. Т. 437, № 6. С. 824–827.
7. Шварцев С.Л., Исупов В.П., Владимиров А.Г., Колпакова М.Н., Ариунбилэг С., Шацкая С.С., Мороз Е.Н. // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т.20. № 1. С. 43-49.
8. Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Исупов В.П., Мороз Е.Н. // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т.20, № 1. С. 21-27.
9. Zheng M., Liu X. Hydrochemistry of salt lakes of the Qinghai-Tibet Plateau, China // Aquatic Geochemistry. 2009. V. 15. P. 293-320.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦИТАХ ВОСТОЧНОГО САЯНА

М.Г. Волкова^{1,2}, А.И. Непомнящих^{1,2,3}

¹Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Россия

²Иркутский научный центр СО РАН Россия

³«Кварцевые материалы», Россия, Иркутск, ул. Фаворского 1а
mariavolkova2008@yandex.ru

Кварциты рассматриваются в работе как природное кварцевое сырье, которое используется для получения кварцевых концентратов высокой и ультравысокой чистоты. На основе этих концентратов производится оптическое кварцевое стекло для видимой и ближней инфракрасной областей спектра, а также высокотемпературная кварцевая керамика самого широкого применения.

Технические условия строго определяют химический состав кварцитов, содержание в них как минеральных примесей, так и флюидных включений (ФВ). Исследование ФВ в кварцитах является не только актуальной задачей, но и необходимым условием для установления возможностей их практического использования.

ФВ были изучены в кварцитах, отобранных на северном (месторождение Бурал-Сардык) и юго-западном участках Ока-Урикского блока, в исходных кварцитах Урэнгенурского блока (Восточный Саян) и для сравнения был взят гранулированный кварц Анахчи-Чипикетского жильного поля Патомского нагорья (жила 2821).

Микрокриотермометрические параметры были измерены с помощью криотермокамеры Linkam THMSG-600 (ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН). Она оборудована управляющим программным обеспечением LinkSys 32-DV и позволяет измерять температуры фазовых переходов в интервале от -196 до $+600^{\circ}\text{C}$ с точностью $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ в интервале температур от -20 до $+80^{\circ}\text{C}$ и $\pm 1^{\circ}\text{C}$ за пределами этого интервала.

ФВ в зёрнах суперкварцитов и мелкозернистых кварцитов месторождение Бурал-Сардык достигают $18\ \mu\text{m}$ и распределены преимущественно по секущим трещинам, в межзерновом пространстве и реже внутри агрегатов. Встречаются ФВ уплощенные изометричной, округлой формы и сложной морфологии. Рассчитанные концен-трации солей в составе флюида соответствует: $5,5-5,7\ \text{мас.}\%$ экв. NaCl - для суперкварцитов и $9,1-9,4\ \text{мас.}\%$ экв. NaCl - для мелкозернистого кварцита [2].

В сливном кварците юго-западного участка Ока-Урикского блока наблюдаются ФВ вытянутой трубчатой, вытянутой овальной, столбчатой, неправильной вытянутой, сложной формы. Соотношение двухфазовых (газ-жидкость) и однофазовых (жидкость) ФВ составляет 60/40. Размеры ФВ до $40\ \mu\text{m}$. ФВ расположены внутри зерен кварца, реже в межзерновом пространстве. Зерна сливного кварцита обладают большей флюидонасыщенностью по сравнению с зёрнами кварца суперкварцитов. Компонентный состав водно-солевой системы флюида, рассчитанный по температуре эвтектики, соответствует NaCl-KCl-H₂O, CaCl₂-NaCl-H₂O, NaCl-Na₂B₅O₈-H₂O [1]. Отмечаются однофазовые ФВ содержащие только водный раствор. Соленость для системы NaCl-KCl-H₂O составляет $8-10\ \text{мас.}\%$ [3, 4].

При визуальном изучении препаратов как в проходящем, так и в отраженном свете под микроскопом, ФВ в зёрнах кварца Урэнгенурского блока не обнаружены.

ФВ в гранулированном кварце Анахчи-Чипикетской группы часто образуют цепочки по граням зерен. Также ФВ находятся внутри зерен, реже наблюдаются в межзерновом пространстве, а также по трещинам. Наиболее крупные ФВ (до $55\ \mu\text{m}$) наблюдаются в цепочках и внутри зёрен кварца. Состав ФВ углекислотно-водные двухфазовые ФВ - жидкая вода и газообразная CO₂; углекислотно-водные трёхфазовые, где CO₂ присутствует в двух агрегатных состояниях существенно газоподобные (однофазовые), содержащие плотную CO₂.

Содержание основных летучих компонентов породах определяли методом термодесорбционной масс-спектрометрии (табл. 1). Измерения кинетики выхода и состава летучих компонентов выполнены В. А. Крейсбергом в лаборатории кафедры физической химии химфака МГУ.

Таблица 1. Содержание основных летучих компонентов в «суперкварците» по данным масс-спектрометрического анализа, ppm.

Образец	H ₂ O			CO ₂	CO	Cх Нх	ΣС	H ₂	HCl	H ₂ S	SO ₂
	< 600°C	> 600°C	Всего								
Суперкварцит	58,2	65,7	123,9	2,4	9,4	3,7	7,9	0,2	1,9	0,8	0,2
Мелкозернистый кварцит	77,9	77,0	154,9	4,3	6,9	3,8	7,4	0,3	0,3	0,1	0,04
Сливной кварцит	177,7	285	462,7	8,1	19,9	5,8	16,3	0,1	0,8	0,02	0,48
Кварцит блока Урэнгенур Гранулированный кварц жилы 2821	65,5	75,3	140,8	4,0	9,7	2,4	7,3	0,0	0,3	0,1	0,2
	69,3	38,0	107,3	22	3,6	4,8	11,7	0,1	0,1	0,1	0,1

Наиболее важной характеристикой качества сырья является содержание высокотемпературных форм примесей, которые удаляются наиболее долго в процессе термической обработки и определяют прозрачность или пузырчатость получаемого стекла. Особую роль играет вода как основная по количеству примесь в кварце, не подвергнутом высокотемпературной термической обработке. Минимальное содержание высокотемпературной воды наблюдается в гранулированном кварце, максимальное в сливном кварците. В образцах сливного кварцита наиболее высокие содержания СО (табл. 1).

Полученные данные были использованы для определения параметров и схемы процессов получения и обогащения кварцевых концентратов.

Работа выполнена в рамках Интеграционной программы Президиума ИИЦ СО РАН «Фундаментальные исследования и прорывные технологии как основа опережающего развития Байкальского региона и его межрегиональных связей» с использованием оборудования и методик ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Литература

1. Борисенко А. С. Геология и геофизика, 1977, №8, С. 16-27.
2. Волкова М. Г., Непомнящих А.И. География и природные ресурсы, 2016, № 6, С. 65-69.
3. Bodnar R.J. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. V. 57, № 3. P. 683-684.
4. Brown P. E. American Mineralogist. 1989. V. 74. P.1390-1393.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОТОЛИТЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ГАББРО-МОНЦОДИОРИТ-МОНЦОНИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В.В. Врублевский¹, А.Д. Котельников¹, А.Э. Изох²

¹Национальный исследовательский Томский государственный университет

²Институт геологии и минералогии СО РАН

Тектоно-магматическая эволюция каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) неоднократно приводила к образованию субщелочных габбро-монцодиорит-монцонитовых plutonic ассоциаций. Интрузивные массивы (до 60-200 кв. км) этой формации известны в Кузнецком Алатау, Туве, Западной Монголии, Прибайкалье и Западном Забайкалье [3, 4, 6–8, 11]. Предположительно, их становление могло происходить в интервале 515-460 млн. лет назад в геодинамической обстановке активной континентальной окраины. Вероятная модель петрогенезиса подобных комплексов предусматривает выплавление базальтоидной магмы в надсубдукционной мантии и ее дифференциация в промежуточных очагах с дальнейшим внедрением расплавов в гомодромной последовательности [8]. В некоторых случаях материал мантийного источника был метасоматизирован слэб-производными флюидами [13].

В Кузнецком Алатау интрузивные массивы габбро-монцодиорит-монцонитовой формации расположены на его восточном склоне и объединяются в когтахский комплекс. Петротипные плутоны (например, Когтахский, Кашпарский, Частайгинский, Балахчинский) обычно имеют двухфазное строение и сложены амфибол- и биотитсодержащими габброидами и монцодиорит-монцонитами [3, 4, 10]. В региональной схеме развития магматизма возраст комплекса условно принимается среднекембрийским [9]. Включение в его состав сопряженных интрузий сиенитов и щелочных сиенитов пока выглядит проблематичным. На основании изотопного U–Pb (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) датирования акцессорного циркона возраст габброидов и монцодиорит-монцонитов оценивается нами в диапазоне ~ 480-500 млн. лет. Это фактически соответствуют рубежу поздний кембрий – ранний ордовик и сопоставимо со временем внедрения многих раннепалеозойских гранитоидных интрузий северного и восточного склонов хребта Кузнецкого Алатау [1, 5].

По сравнению с габбро в более дифференцированных монцонитоидах комплекса возрастают содержания (в мас. %): SiO₂ ~ 41-66, Al₂O₃ ~ 9-23, Na₂O+K₂O ~ 1-10 и уменьшается количество Ca, Mg, Fe, Ti, P. При этом значение K₂O/Na₂O достигает ~ 1.5, что соответствует производным высококальциевой известково-щелочной и частично шощонитовой серий активных континентальных окраин. С падением уровня магнезиальности в породах накапливаются Cs, Rb, Ba, Th, U, в меньшей степени Nb, Ta, LREE. Судя по относительно высокому содержанию Sr до ~ 800-2500 г/т, истинные масштабы фракционирования расплавов могут быть замаскированы короной контаминацией. Спектры рассеянных элементов в габброидах наиболее совместимы с составом IAB и демонстрируют Nb–Ta и Zr–Hf минимумы, свойственные вулканитам зон субдукции. Монцодиорит-монцониты обогащены LILE и HFSE до уровня OIB, но сохраняют комплементарность к среднему распределению IAB.

Сходство изученных интрузивных пород по изотопному составу неодиима $\epsilon_{Nd}(t) \sim 3.5-5.4$ может указывать на однотипный мантийный источник PREMA + EM. При этом наблюдаемое согласованное возрастание значений $^{87}Sr/^{86}Sr(t) \sim 0.7039-0.7052$ и $\delta^{18}O_{V-SMOW} \sim 6.5-8.8$ ‰ следует рассматривать как эффект вероятной короной контаминации или взаимодействия расплавов со слэб-производным флюидом. Аналогичные параметры $\epsilon_{Nd}(t) \approx 3-5$ и $\epsilon_{Sr}(t) \approx 0-20$ имеют раннепалеозойские гранитоиды и щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау, что предполагает геодинамический контроль развития разноформационного регионального магматизма в кембрии-ордовике.

По данным геохимии REE и амфиболовой геобарометрии интрузивы комплекса формировались в диапазоне ~ 3-9 кбар. При этом характер соотношений легких и тяжелых

REE в наименее фракционированных габброидах ($MgO > 7$ мас. %) свидетельствует о вероятном происхождении первичной базитовой магмы в условиях $\sim 1-12$ % равновесного плавления модельного гранатсодержащего лерцолита мантии (рис. 1). Сходным образом могла происходить генерация позднедокембрийских ОИВ Кузнецкого Алатау, для которых допускается плюмовая природа [2]. Считается также, что базальтовые производные мантийных гранатовых перидотитов будут обладать более высокими значениями $(Tb/Yb)_{PM} > 1.8$ в отличие от шпинелевых разновидностей [12]. В габбро когтахского комплекса вариации этого отношения ($\sim 1.8-3.0$) соответствуют разной глубине залегания магматических протолитов.

Таким образом, габбро-монцодиорит-монцонитовый комплекс совместно с гранитоидами и щелочными базитами Кузнецкого Алатау является характерным элементом раннепалеозойского магматизма ЦАСП. Геохимические сигнатуры пород допускают гетерогенность их источников, а также смешение вещества, подобного IAB, ОИВ и континентальной коры в обстановке суперпозиции плюма PREMA+EM с активной окраиной Палеоазиатского океана.

Исследования выполнены в рамках государственных контрактов 10, 16 Роснедра МПР РФ и при поддержке Минобрнауки РФ, проект 5.8988.2017/6.7.

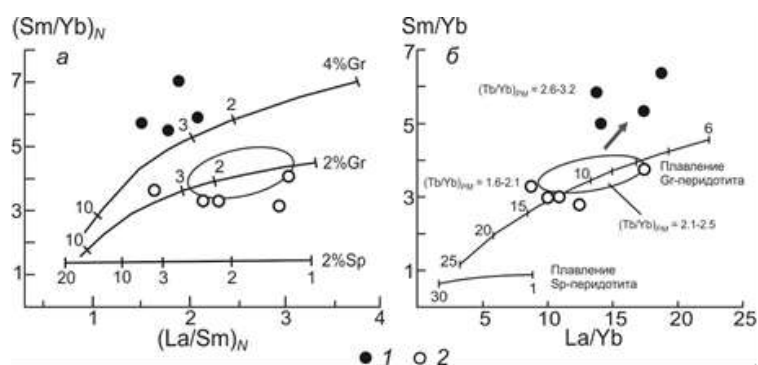


Рис. 1. Состав и степень равновесного плавления мантийного протолита базитовых пород 1–2 – габброиды когтахского комплекса ($MgO > 7$ мас. %): 1 – более глубинные, 2 – менее глубинные (стрелкой показано увеличение глубины плавления). а – диаграмма $(Sm/Yb)_N - (La/Sm)_N$ (по Vi et al., 2015). б – диаграмма

$Sm/Yb - La/Yb$ (по Xu et al., 2005). Концентрации REE нормализованы по составу хондрита (N) и примитивной мантии (PM) (Sun, McDonough, 1989). На кривых плавления лерцолитов с разным содержанием граната (Gr) и шпинели (Sp) обозначена доля расплава в процентах. Оконтурен состав ОИВ Кузнецкого Алатау [2].

Литература

- [1]. Врублевский В.В., Котельников А.Д., Руднев С.Н. и др. // Геология и геофизика. 2016а. Т. 57(2). С. 287–311. [2]. Врублевский В.В., Котельников А.Д., Крупчатников В.И. // Доклады Академии наук. 2016б. Т. 469(4). С. 457–460. [3]. Довгаль В.Н., Широких В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1980. 216 с. [4]. Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балькин П.А. // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 5–96. [5]. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. и др. // Доклады Академии наук. 2004. Т. 396(3). С. 369–373. [6]. Федоровский В.С., Склярёв Е.В., Изох А.Э. и др. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51(5). С. 682–700. [7]. Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 252–254. [8]. Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Вишневский А.В. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 268–270. [9]. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с. [10]. Халфин С.Л. Петрология когтахского габбро-монцонит-сиенитового комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск: Наука, 1965. 92 с. [11]. Цыганков А.А., Удоратина О.В., Бурмакина Г.Н. и др. // Петрология. 2016. Т. 24(4). С. 396–422. [12]. Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I. // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107(B1). DOI 10.1029/2001JB000209. [13]. Wang H., Wu Y.-B., Li C.R. et al. // Contrib. Mineral. Petrol. 2014. V. 168(4). Article: 1062.

ПРОБЛЕМЫ ПОИСКОВ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В АРХАНГЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ, РОССИЯ

В.К. Гаранин¹, В.В. Третьяченко²

1. Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, 2. Архангельск, ПАО «СЕВЕРАЛМАЗ»,
vgaranin@mail.ru

На территории Архангельской алмазоносной провинции (области) со дня открытия первых кимберлитовых трубок выявлено более 70 объектов кимберлитового и родственного ему магматизма, из которых две трубки являются месторождениями алмазов [1].

При решении вопросов минерагенического (формационно-минерагенического) районирования данной территории [3] нами выделены две субформации: кимберлитов-беспироксеновых щелочных пикритов и фельшпатоидных пикритов-оли-виновых мелилититов. Промышленно алмазоносные кимберлиты Золотицкого и Черноозёрского комплексов сформированы на протяжении самой поздней фаменско–ранневизейской эпохи и входят в субформацию кимберлитов-беспироксеновых щелочных пикритов (375-340 млн. лет). *Это первая проблема поиска алмазных месторождений на данной территории, т.к. площадь данных комплексов не столь значительна, и можно ли найти в Архангельской алмазоносной области на данной площади, а может быть и в более обширной северо-западной части севера Европейской платформы еще одну субформацию кимберлитов-пикритов. Это большой вопрос.*

Для алмазоносных тел Зимнебережного района, в который входят эти комплексы, характерны слабоконтрастные аномалии интенсивностью от 2-5 до 50 нТл, для трубок другой субформации неалмазоносных фельшпатоидных пикритов (Ижмозерское, Ненокское и другие поля) характерны более четкие и контрастные аномалии интенсивностью до 1700 нТл. При этом количество аномалий интенсивностью до 50 нТл не превышает 20%. Известно, что интенсивность магнитных аномалий зависит от содержания ферромагнитных минералов (магнетит, титаномагнетит, гематит и др.), их разнообразия, состава и размера (Гаранин и др., 2012). *Это является второй проблемой поиска алмазных месторождений на данной территории, т.к. надо искать, выявлять и бурить слабые магнитные аномалии трубочного типа, имея ввиду, что только они могут быть связаны с алмазоносными телами.*

На территории Зимнебережного района в настоящее время выделены два контрастных минеральных типа кимберлитов и родственных им пород (Гаранин и др., 2001), отличающиеся составом кимберлитовых пород, набором и содержанием минералов тяжелой фракции, связующей массы, ксенолитов мантийных и метаморфических пород, а также морфологическими особенностями алмаза. Наиболее яркими представителями этих двух типов являются промышленно алмазоносные кимберлиты месторождений им. М.В. Ломоносова (тип II) и им. В. Гриба (тип I). При этом все другие кимберлитовые и родственные им тела также могут быть отнесены по минеральному составу к этим же двум типам [2].

Кимберлиты месторождения им. В. Гриба резко отличаются от кимберлитов месторождения имени М.В. Ломоносова высоким выходом минералов тяжелой фракции (до 50 кг/т) и заметным преобладанием среди минералов-индикаторов пикроильменита (до 19,5 кг/т) при подчиненных количествах граната (до 5,7 кг/т) и клинопироксена (до 7 кг/т) и чрезвычайно низком количестве хромшпинелидов (до 40 г/т). Среди мегакристаллов установлены пикроильменит, бедный хромом клинопироксен, красно-оранжевый титанистый пироп, отсутствующие в породах месторождения им. М.В. Ломоносова. Ксенолиты мантийных пород характеризуются хорошей сохранностью, среди них широко представлены ильменитовые гипербазиты, встречаются катаклазированные лерцолиты. Среди оксидов из связующей массы наряду с хромшпинелидами присутствует пикроильменит (до 30% от рудной массы) [3].

Характерными особенностями кимберлитов месторождения имени М.В. Ломоносова, позволяющими отнести их к минеральному типу II, являются, прежде всего, чрезвычайно низкий выход минералов тяжелой фракции (в среднем 1,3–1,8 кг/т) и преобладание среди минералов-индикаторов последней хромшпинелидов (в среднем 24,6–57,6 г/т) при резко подчиненных количествах граната (4–7 г/т) и клинопироксена (6–15 г/т) и полном отсутствии ильменита. Ксенолиты мантийных пород интенсивно изменены и представлены шпинелевыми и пироповыми лерцолитами, гарцбургитами и дунитами. Ксенолиты мантийных ильменитовых пород, а также катаклазированных лерцолитов отсутствуют. В связующей массе кимберлитов распространены хромшпинелиды и сфен, микрокристаллический пикроильменит не обнаружен.

К настоящему времени нами выполнена минералогическая паспортизация 40 основных тел, включая и тела алмазоносных кимберлитов, щелочно-ультраосновных магматитов из различных полей Зимнебережного кимберлитового района, что позволило установить типоморфные признаки алмаза и его минералов-спутников (МСА) из отдельных трубок, кустов, полей и района в целом и подойти к районированию этой площади с минералогических позиций. Эта работа проведена на единой технологической основе и статистически представленном материале, что привело к созданию автоматизированной минералогической геоинформационной системы поиска алмазоносных тел.

Выявлено, что пикроильменит трубки им. В. Гриба характеризуется аномально высоким содержанием хрома (до 8,62 масс% Cr_2O_3), не свойственным пикроильмениту из других тел Архангельской алмазоносной области (содержание хрома не превышает 3,0 масс% Cr_2O_3). В Кепинском поле за последние 20 лет открыто несколько новых тел со слабой алмазоносностью и повышенным содержанием в матрице пород пикроильменита (Ан-478, Ан-746б, Ан-162, силл 495в) с содержанием хрома в них менее 3 масс% Cr_2O_3 , что однозначно указывает на бесперспективность этого поля на обнаружение в нем алмазоносного тела. Это дает достаточное основание полагать, что для поисков алмазоносных кимберлитов на территории ААО достаточно надежным поисковым признаком являются находки пикроильменита с высоким содержанием примеси хрома (более 3 масс% Cr_2O_3). *Это составляет третью проблему, которая заключается в том, что в первую очередь при поисковых работах необходимо обращать внимание на высокохромистый (более 3,5 масс% Cr_2O_3) магнезиальный (более 10 масс% MgO) ильменит.*

При анализе схемы районирования территории Зимнего Берега, прежде всего, необходимо обратить внимание с точки зрения поиска алмазоносного тела на площадь между северной частью Золотицкого куста и расположенной восточнее трубкой АН 734. Как раз по линии с запада на восток от северной части Золотицкого куста через трубку им. В. Гриба до АН-734 и проходит нижняя граница перспективной площади, а верхняя ограничена трубкой АН - 691. Здесь и необходимо развернуть поисковые работы на обнаружение алмазоносного тела. Тем более, известно, что севернее трубки им. В. Гриба находятся участки с повышенным содержанием высокохромистого пикроильменита хорошей сохранности, которые не могли быть снесены с трубки им. В. Гриба. Это доказывается рельефом поверхности площади и по наличию у трубки им. В. Гриба кратерной части диатремы.

Таким образом, методика поиска алмазоносного тела в ААО должна быть основана на поиске тела со слабой магнитной аномалией и высоким содержанием в нем высокохромистого пикроильменита. При этом необходимо смоделировать геолого-тектоническую позицию выявления алмазного месторождения подобного типа. И эту проблему необходимо решить в ближайшие годы.

Литература

1. Гаранин и др., // Изв. вузов. Геология и разведка, 2001, № 4, с. 36-49.
2. Гаранин и др., Микрокристаллические оксиды из кимберлитов России. М.: ГЕОС.2012. 498 с.
3. Третьяченко В.В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья. Автореферат дис. канд. г.–м. н., Москва, 2008. 28 с.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА АЛМАЗЫ В РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

К.В. Гаранин, И.В. Серов, М.А. Дубовичев

АК «АЛРОСА» (ПАО) *garaninkv@alrosa.ru*

Россия обладает крупнейшей в мире минерально-сырьевой базой алмазов: их разведанные запасы превышают 1 млрд кар, и остается мировым лидером по производству алмазов в весовом выражении. По объему и стоимости добытых алмазов страна занимала первую позицию в Мире в 2016 г. – 40 322,03 тыс. кар и 3 578,73 млн долл. Прогнозные ресурсы алмазов на территории России очень велики – 3 905,3 млн кар., однако достоверность их невысока: в основном это ресурсы категории Р3 (3 125,9 тыс. кар на 01.01.2016 г.). Государственным балансом запасов учтены месторождения, расположенные в 4 федеральных округах. Лидером по запасам (чуть менее 80%) выступает Республика Саха (Якутия) ДВФО, за которой следует Архангельская область СЗФО (20% запасов). В россыпях Тиманской и Уральской алмазоносных областей заключено лишь 0,1% российских запасов алмазов, но камни, добывавшиеся в бассейне р. Вишера (Пермский край), по качеству являются лучшими в стране. С 2012 г. Государственным балансом запасов месторождений на основании ТЭО, подготовленного в 80-х годах XX века, учитываются запасы двух уникальных месторождений коренных алмазов импактного происхождения Попигайского метеоритного кратера (Ударное и Скальное), в объеме 267,984 млрд кар. По своему качеству и размеру алмазы обоих месторождений относятся к техническим и в настоящее время не представляют интереса для развития ювелирного сектора алмазно-бриллиантового комплекса России и Мира.

Ресурсная база алмазов (на 01.01.2016) в размере сосредоточена главным образом на территории Дальневосточного федерального округа (в Якутии) – 1 580,2 млн кар и Северо-Западного федерального округа – 1 191,8 млн кар. Таким образом, подавляющая часть запасов и прогнозных ресурсов алмазов Российской Федерации находится в Республике Саха (Якутия) и Архангельской области, а самые качественные алмазы распространены в Пермском крае.

Геологоразведочные работы (ГРР) с целью обнаружения новых месторождений алмазов, соответственно, проводятся наиболее интенсивно на территории Центрально-Сибирской (ЦСС), Лено-Анабарской (ЛАС) и Карело-Кольской (ККС) алмазоносных субпровинций [2]. При этом среди наиболее перспективных территорий поисков выделяются известные алмазоносные районы – Мало-Ботуобинский, Средне-Мархинский, Далдыно-Алакитский, Мунский (ЦСС), Приленский, Анабарский (ЛАС), Зимнебережный (ККС), а также Ыгыаттинский (ЦСС) на территории которого в 2015 г. геологами Ботуобинской ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО) обнаружено первое алмазоносное тело – трубка Сюльдюкарская. В развитии минерально-сырьевой базы алмазов в Российской Федерации в последние десятилетия отмечаются следующие основные тенденции: повышение роли новых территорий в связи с истощением ресурсной базы в традиционных районах добычи алмазов на фоне исчерпания фонда легкооткрываемых месторождений; перемещение геологоразведочных работ в удаленные районы и районы со сложными горно-геологическими и климатическими условиями и слабо развитой инфраструктурой; увеличение глубин поисков и разработки месторождений полезных ископаемых; снижение качества руд вводимых в эксплуатацию месторождений и постепенное замещение выбывающих из эксплуатации месторождений богатых легкообогатимых руд месторождениями бедных руд.

Развитие минерально-сырьевой базы находится под влиянием следующих сдерживающих факторов: отсутствует отвечающая современным требованиям геолого-картографическая основа по ряду перспективных регионов России, что сдерживает проведение опережающих прогнозно-минерагенических исследований и поисковых работ;

существенно сократился резерв объектов, на которых возможно получение в ближайшие годы значительных приростов запасов алмазов, недропользователи-алмазники фактически вынуждены за свои собственные средства выполнять геологоразведочные работы региональной стадии, которые должны выполняться за счёт государственного финансирования; действующая система государственного регулирования отношений недропользования не создает достаточных условий для привлечения инвестиций недропользователей в геологоразведочные работы, к примеру, имеющиеся объекты нераспределенного фонда недр (трубки Краснопресненская, Иреляхская, Малокуонапская и др.) на данной стадии относятся к очень рисковым активам, в силу недостаточной информации о качестве (стоимости) алмазного сырья в них по проведённым ранее работам. Необходима система государственного стимулирования вложений инвестиций недропользователем в подобные рискованные активы, с возможной компенсацией (пусть хотя бы части) потерь, в случае отрицательного результата при их доразведке.

Анализируя результативность ГРР можно заключить, что в последние десятилетия она падает. Так после открытий середины 90-х гг. XX в. (трубки Нюрбинская, Ботуобинская, им. В. Гриба) наиболее крупным из открытых месторождений является тело Майское, обнаруженное в 2006 г. Этому есть объективное объяснение, связанное с осложнением геологических обстановок поисков – увеличение мощности пород, перекрывающих кимберлитовую трубку, осложняет применение геолого-геофизических методов поиска. Очевидно снижение частоты открытий после перехода к поискам в зоне повышения мощности перекрывающих пород. При этом современные геолого-геофизические методы нацелены на поиск кимберлитовых тел, содержание алмазов в них не поддается достоверному прогнозу. Тем не менее, начиная с 1992 года было вскрыто бурением более 200 кимберлитовых тел, что в целом подтверждает эффективность поисковых методов, однако, только 3 из них оказались промышленно алмазоносными.

С учетом роста капиталоемкости ГРР на первый план выходят задачи наиболее точного прогнозирования территорий поисков с использованием современных методов обработки данных. В качестве предпосылки для обнаружения месторождения необходимо определение модели поискового объекта с выделением в пределах известных минерагенических таксонов (ранга район-поле) наиболее перспективных участков для обнаружения объекта ранга куст-тело. Уже на этапе прогнозирования требуется использование дистанционных методов (дешифрирование космо- и аэрофотоснимков) и районирование территории по условиям ведения поисков.

Важная роль в осуществлении ГРР должна отводиться геологическим (шлихо-минералогический, минералого-геохимический) и геофизическим (комплексная аэрогеофизическая съемка, магниторазведка, электроразведка, гравиразведка, сейсморазведка, георадиолокация, геофизические исследования в скважинах, радиоволновые методы исследования межскважинного пространства, магнитотеллурическое зондирование, комплексирование геофизических методов в зависимости от типов поисковых обстановок.).

Высокая сложность геологических обстановок, сложность в оценке качества ранее проведенных работ, большой объем полученной за последние 70 лет информации, требования к повышению эффективности ГРР – ставят перед современными геологами задачи, требующие системного подхода к их решению, актуализации, развития и комплексирования используемых методов ГРР и обработки получаемых результатов, наиболее полного взаимодействия науки и производства, уточнения необходимых и достаточных методологических требований к проведению ГРР, консолидации усилий в рамках государственно-частого партнерства (ГЧП) с целью воспроизводства минерально-сырьевой базы алмазов страны.

ПРИРОДА И ВОЗРАСТ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД ЗАПАДНЫМ САНГИЛЕНОМ: Sr-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

А.А. Гибшер, В.Г. Мальковец, Д.В. Кузьмин, Т. Ота, Ч. Сакагучи, К. Кобаяши, Э. Накамура

Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, пр. Академика Коптюга 3, Новосибирск, Anastasia.gibsher@igm.nsc.ru,

Ксенолиты глубинных перидотитов с магматическими жилами являются уникальными объектами, с помощью которых возможно напрямую реконструировать процессы мантийного метасоматического обогащения происходящего в субконтинентальной литосферной мантии. В пределах нагорья Сангилен выделяется ареал даек щелочных лампрофиров позднеордовикского возраста выносящих на поверхность обильные глубинные ксенолиты [1-6]. Многочисленными экспериментальными исследованиями установлено, что образование щелочных, богатых К расплавов, наиболее хорошо согласуется с моделью плавления ассоциации мантийный перидотит + флогопит-содержащие жилы [7].

Нагорье Сангилен расположено в юго-западной части Тувино-Монгольского микроконтинента и состоит из метаморфических комплексов и магматических интрузивов кислого и основного состава. Лампрофировые дайки Агардагского щелочного комплекса относятся к наиболее молодому эпизоду базитового магматизма ~444 млн лет [5, 2]. Среди комплекса глубинных ксенолитов, выносимых на поверхность лампрофировыми магмами, значительную долю занимают жильные мантийные перидотиты шпинелевой фации глубинности [1, 3, 4].

В данной работе мы представляем результаты минералого-геохимических и Rb-Sr и Sm-Nd изотопных исследований ксенолитов перидотитов с магматическими жилами Amp-Phlog-CPx жила/лерцолит и Amp жила/лерцолит, выносимых на поверхность позднеордовикскими камптонитами (~444 млн лет) и трех массивов габброидов разного возраста и состава. Детальное минералогическое и геохимическое исследование ксенолитов обнаружило следы интенсивного просачивания метасоматических флюидов/расплавов, однако диффузионные профили в лерцолите сохранились только на контакте с Amp-Phlog-CPx-жилкой, а на контакте с Amp-жилкой диффузионные профили отсутствуют [4]. Минеральная ассоциация лерцолитов на контакте с Amp-Phlog-CPx-жилкой заместила верлитовой ассоциацией; в зоне перехода верлит-лерцолит наблюдаются реликты зерен ортопироксена в клинопироксене. Детальное исследование химических составов минералов вкрест простирания контакта жила/лерцолит обнаружило явный профиль метасоматического обогащения как по главным (TiO_2 , FeO, Na_2O и др.), так и по редким элементам (La, Ce, Zr и др.). Наличие ярко выраженных профилей метасоматического обогащения на контакте с Amp-Phlog-CPx-жилкой однозначно свидетельствует о формировании жилы незадолго до внедрения камптонитов. Напротив, отсутствие профиля метасоматического обогащения в лерцолите на контакте с Amp-жилкой однозначно свидетельствует о более раннем образовании этой жилы.

Первичные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для Phlog-CPx-жилы (0.70274 ± 2 и 0.51243 ± 14 , соответственно) рассчитанные изохронным методом и для вмещающего камптонита $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.702715 ± 3) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512399 ± 1) рассчитанные на 444 млн лет свидетельствуют о близости изотопных источников для обоих расплавов (рис. 1). Первичные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изотопные отношения для Правотарлашкинского габброидного массива (494.6 млн лет; 0.703706 ± 10 и 0.512257 ± 2 , соответственно) и линия эволюции Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем для Amp-жилы (0.703705 ± 7 и 0.512324 ± 1 , соответственно) свидетельствует о том, что первичные расплавы для Правотарлашкинского габброидного массива образовались в результате плавления перидотитов инъектированных амфиболовыми жилами (рис. 2).

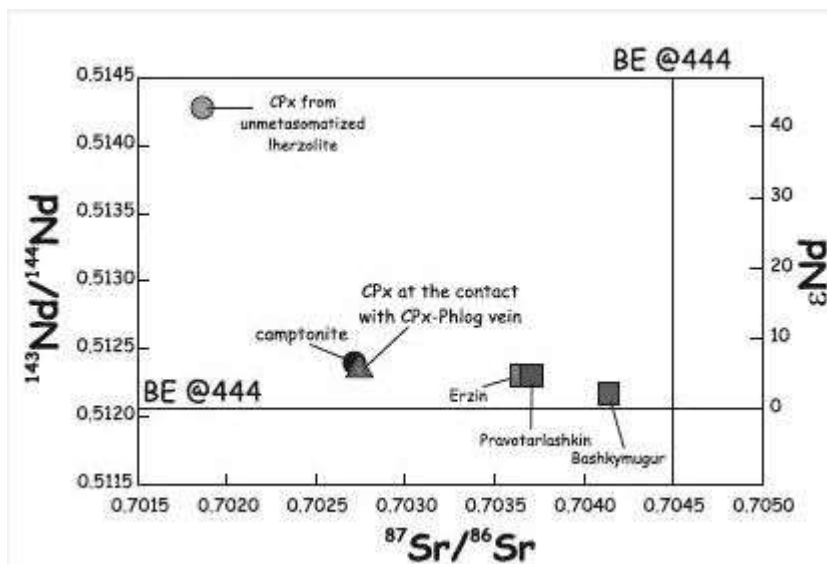


Рис. 1. Sr-Nd изотопные данные для жильных перидотитов и габброидных массивов рассчитанные на возраст камптонитов.

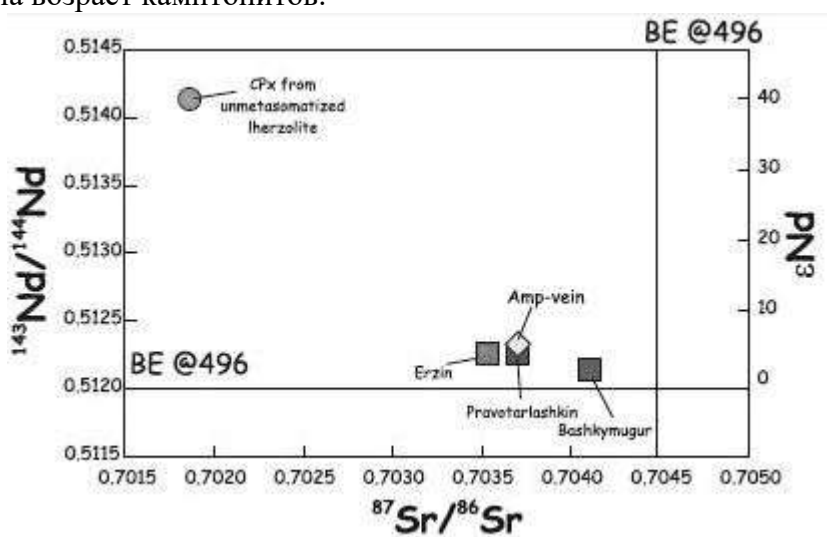


Рис. 2. Sr-Nd изотопные данные для жильных перидотитов и габброидных массивов рассчитанные на возраст Правотарлашкинского массива.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (15-05-05615) и Министерства образования и науки РФ (14.Y26.31.0018).

Литература

1. Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Похиленко Н.П. // Доклады Академии Наук. 2010. Т.433. № 3. С. 369–373. (состав ордовикской)
2. Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В., Конц З. // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 998–1013.
3. Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Кузьмин Д.В., Похиленко Н.П. // Доклады Академии Наук. 2014. Т.454. № 6. С. 701–705. (многостадийное)
4. Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Кузьмин Д.В., Литасов Ю.Д., Бажан И.С., Похиленко Н.П. // Доклады Академии Наук. 2012. Т.447. № 6. С. 653–657. (особенности диффузии).
5. Изох А.Э., Поляков Г.В., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А. // Доклады Академии Наук. 2001. Т.378. № 6. С. 1–4. (возраст камптонитов)
6. Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. // Mineralogy and Petrology. V. 88. P. 419–441.
7. Foley S. // Lithos. 1992. V. 28. No. 3-6. P. 435–453.

ПАЛЕОАЗИАТСКИЙ ОКЕАН: ОТ РАСКРЫТИЯ ДО ПЕРВЫХ КОНВЕРГЕНТНЫХ ПРОЦЕССОВ

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов, А.М. Станевич, З.Л. Мотова

Институт земной коры СО РАН (г. Иркутск)

Применительно к истории образования Палеоазиатского океана (ПАО) можно отметить, что к настоящему времени в мировом научном сообществе сложился своеобразный консенсус о том, что этот палеоокеан раскрывался между южным флангом Сибирского кратона и севером Лаврентии на фоне распада Родинии (см. обзор в [6, 8]). Однако, до настоящего времени не существует ответов на вопросы о том, когда начался рифтогенез, приведший к раскрытию ПАО, когда именно произошло его раскрытие, и сформировались полноценные пассивные окраины, как эволюционировал этот палеобассейн и когда начались первые процессы, маркирующие закрытие ПАО в его отдельных секторах. Мы полагаем, что решение обозначенных выше вопросов может быть найдено посредством изучения осадочных толщ позднего докембрия, располагающихся на юге Сибирского кратона, где они формируют протяженный (более 2000 км) Саяно-Байкало-Патомский пояс (СБПП).

Авторами работы был проведен анализ всех опубликованных LA-ICP-MS U-Pb геохронологических данных, полученных для осадочных последовательностей СБПП на основании которого предлагаются следующие выводы:

1) возрасты детритовых цирконов из нижних уровней изученных последовательностей (медвежьевский и баллаганакский региональные стратиграфические горизонты) указывают на Сибирский кратон как единственный источник обломочного материала в бассейны седиментации зарождающегося ПАО;

2) практически полное отсутствие детритовых цирконов мезопротерозойского возраста в вышеупомянутых отложениях подтверждает гипотезу о перерыве в масштабной эндогенной активности на юге Сибирского кратона в мезопротерозое и о существовании долгоживущего транспротерозойского суперконтинента [9];

3) раннеэдиакарский возраст нижних частей позднепротерозойских осадочных разрезов Саянского, Байкальского и Патомского сегментов СБПП определяется по возрасту гляциальных горизонтов, обнаруженных в основании марнинской, голоуспенской и джемкуканской свит [3, 4, 5, соответственно], на основании их сопоставления с уровнем Мариноанского оледенения (~635 млн. лет), а также изотопными ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) характеристиками карбонатных отложений дальнетайгинского горизонта Патомского сегмента СБПП [2];

Таким образом можно заключить, что отделение южного фланга Сибирского кратона от северной части Лаврентии [8] и открытие ПАО между этими кратонами [6] происходило на фоне распада Родинии в позднем криогении – раннем эдиакарии.

Резкая смена возрастных спектров детритовых цирконов в верхних горизонтах позднедокембрийских осадочных последовательностей СБПП и появление неопротерозойских кластеров с возрастными от ~800 до 630 млн. лет отражает развитую стадию эволюции ПАО, когда в раскрывшийся бассейн начался снос обломочного материала не только с Сибирского кратона, но и с периокеанических комплексов, Панталассы и Палеоазиатского океана.

Трансформация ПАО в бассейн форланда вдоль южного фланга Сибирского кратона маркируется резким преобладанием эдиакарских цирконов в отложениях верхних горизонтов осадочных последовательностей СБПП, при этом, наиболее молодые цирконы в верхней части удинской свиты (Саянский сегмент СБПП) имеют возрасты 613 ± 6 млн. лет, в улунтуйской и качергатской свитах (Саянский сегмент СБПП) 631 ± 20 и 630 ± 22 млн. лет, соответственно [1], а в валюхтинской свите Патомского сегмента СБПП 610 ± 10 Ма [10]. По-видимому, относительно широкий ПАО существовал вдоль южной окраины Сибирского

кратона достаточно недолго (~25-30 млн. лет) после чего началось сокращение площади этого палеоокеана за счет приближения к кратону серии островодужных террейнов и микроконтинентов (Байкало-Муйский, Шаманский, Тувино-Монгольский, Каннский и др.). Окончательное закрытие реликта ПАО вдоль южного фланга Сибирского кратона завершилось в раннем палеозое (~ 470 млн. лет назад), когда в результате причленения к кратону перечисленных выше геоблоков произошло формирование Прибайкальского коллизионного пояса – крупного аккреционно-коллизионного сооружения в пределах формирующегося Центрально-Азиатского складчатого пояса [7].

Работы выполнены при поддержке РФФИ (грант №16-05-00642).

Литература

- [1] Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 10. С. 1472-1490.
- [2] Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. // Литология и полезные ископаемые, 2006, № 5, с. 505-530.
- [3] Советов Ю.К., Комлев Д.А. // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005. Т. 13. № 4. С. 3-34.
- [4] Советов Ю.К., Кречетов Д.В., Соловецкая Л.В. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 10. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. С. 84-86.
- [5] Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А., Леонов М.В., Рудько С.В. // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2011. Т. 19. № 2. С. 115-119.
- [6] Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. // Earth and Planetary Science Letters, 2016, v. 449, p. 118-126.
- [7] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J. // Gondwana Research, 2017, v. 42, p. 243-263.
- [8] Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. // Nature Geosciences, 2016, v. 9, No 6, p. 464-469.
- [9] Gladkochub, D.P., Donskaya, T.V., Wingate, M.T.D. // American Journal of Science. 2010. 310, 812–825.
- [10] Powerman, V., Shatsillo, A., Chumakov, N. // Precambrian Research. 2015. 267, 39–71.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИС И ДЗ ДЛЯ АНАЛИЗА АНТРОПОГЕННОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ ПРИГОРОДНЫХ ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ НА ПРИМЕРЕ НОВОСИБИРСКОГО АКАДЕМГОРОДКА

Н.В. Глушкова^{1,2}, Н.Н. Лашинский³, И.Д. Зольников^{1,2}

1 - Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН,

2 - Новосибирский государственный университет,

3 - Центральный Сибирский ботанический сад СО РАН

В настоящее время возрастает антропогенная нагрузка на территории лесных массивов Новосибирского Академгородка. В ИГМ СО РАН разработана методика количественной оценки селитебной нагрузки на диффузионно урбанизированную территорию с учетом количественного соотношения природных объектов (прежде всего лесной растительности) с одной стороны и техногенной инфраструктуры (зданий и дорог) с другой стороны [1]. На основе классификаций космоснимков, оверлейных операций и плотностного анализа [2] с учетом коэффициента техногенной нагрузки построена серия геоинформационных моделей мозаичной природно-антропогенной экосистемы Новосибирского Академгородка (рис. 1).

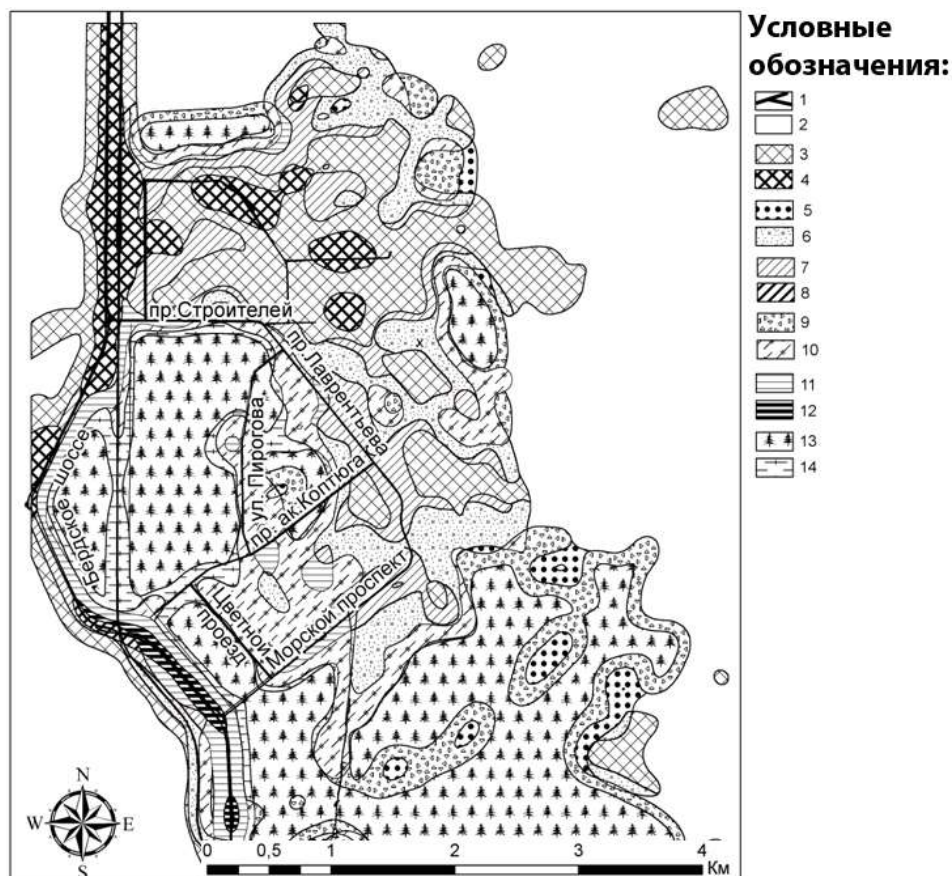


Рисунок 1. Интегральная схема древесной растительности и техногенной застройки. Условные обозначения: 1 – дороги, 2 – пустыри, 3 – участки со средним техногенным воздействием и отдельными деревьями, 4 – участки с сильным техногенным воздействием и отдельными деревьями, 5 – разреженный лес без техногенного воздействия, 6 – разреженный лес со слабым техногенным воздействием, 7 – разреженный лес со средним техногенным воздействием, 8 – разреженный лес с сильным техногенным воздействием, 9 – нормальный лес без техногенного воздействия, 10 – нормальный лес со слабым техногенным воздействием, 11 – нормальный лес со средним техногенным воздействием, 12 – нормальный лес с сильным техногенным воздействием, 13 – густой лес без техногенного воздействия, 14 – густой лес со слабым техногенным воздействием.

Таким образом, было выявлено существенное изменение структуры растительного покрова пригородных лесов Новосибирского Академгородка, связанное с антропогенной нагрузкой. Для выяснения причин трансформации растительности возникла необходимость поиска количественных критериев антропогенной нагрузки. Одним из наиболее явных критериев является тропиная сеть [3]. Для ее анализа в программе ArcGIS была построена карта троп. Разнообразие троп по их качеству было сведено к шести основным классам. Каждому классу дорог и тропинок был построен буфер влияния в соответствии с существующими нормативными документами (рис. 2А). Лесной массив, кажущийся цельным на космическом снимке, с учетом тропиной сети и буферных зон влияния разбился на небольшое количество (менее 20) мелких лесных «островков». Для исследуемого участка построена плотностная сетка в скользящем окне радиусом 50 м, в которой рассчитывалась суммарная длина всех тропинок. Весь диапазон значений нормирован на максимум густоты тропиной сети (рис. 2Б). Этот показатель позволяет оценить относительную фрагментированность лесного массива. Синтез предложенной методики с тематическим дешифрированием космических снимков высокого разрешения позволяет осуществлять мониторинг состояния пригородных лесов и контролировать причины антропогенной трансформации.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0018.

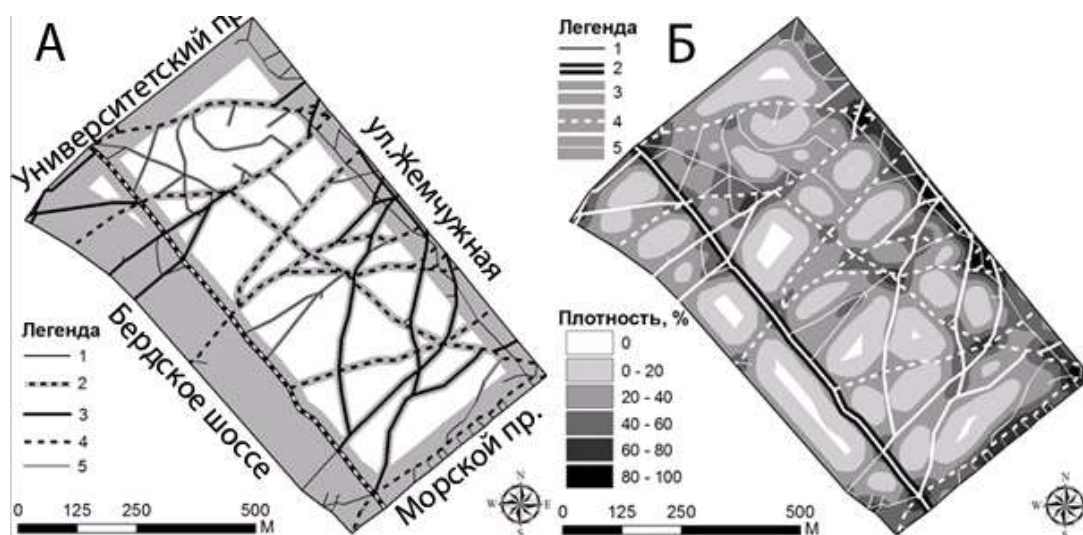


Рисунок 2. Плотностная схема густоты тропиной сети. Условные обозначения: 1 – границы участка; 2 – грунтовые технологические лесные дороги; 3 – отсыпные тропы интенсивного использования; 4 – грунтовые тропы интенсивного использования; 5 – слабые грунтовые тропы периодического использования.

Литература

1. Добрецов Н.Н., Зольников И. Д., Глушкова Н. В., Лямина В. А., Соколов К. С., Макунина Н. И., Смирнов В. В., Пчельников Д. В. // Вестник КемГУ. - 2012. - Том 2, №4. - С. 54-60.
2. Лашинский Н.Н., Зольников И.Д., Глушкова Н.В. // Исследование Земли из космоса. - 2013. №1. - С. 71-78.
3. Лашинский Н.Н., Зольников И.Д., Глушкова Н.В., Лашинская Н.В. // Сибирский экологический журнал, 2016, №5, с.774-781.

ВОЗМОЖНАЯ РОЛЬ УЛКАНСКОГО ПЛЮМА В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ И РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ (ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

В.А. Гурьянов, А.Ю. Песков

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия, guryanov_v@mail.ru

Улканский осадочно-вулканогенный прогиб располагается на юго-западном фланге одной из крупнейших орогенных структур – Улкано-Билякчанского вулканоплутонического пояса, что и определяет его важнейшее значение при расшифровке эволюции юго-востока Сибирской платформы в раннем докембрии. Внутриплитное тектоническое событие, проявившееся здесь в интервале 1.77 – 1.70 млрд лет назад, выразилось в рифтинге, сопровождалось излияниями бимодальных вулканитов и становлением плутонов гранитоидов А-типа [3, 4, 5]. Основными тектоническими элементами, определяющими положение прогиба в структуре фундамента юго-восточной части платформы, являются зоны субширотных глубинных разломов, которые в сочетании с региональными северо-западным и юго-западным разломами являлись важными магмоподводящими структурами и определяли размещение вулканических центров, магматических тел и накопление вулканогенно-осадочных толщ улканской серии [2, 6]. С магматическими комплексами этой ассоциации связан широкий круг рудных объектов от редкометальных и редкоземельных до урановых и золоторудных, среди которых есть экономически значимые. Некоторые объекты по прогнозным ресурсам отвечают крупным месторождениям [2].

На классификационных диаграммах точки составов субщелочных и щелочных гранитоидов и вулканитов Улканского прогиба попадают в поля щелочной и щелочно-известковой серий, а на дискриминационных диаграммах – в поле внутриплитных гранитов [2, 4, 5]. Граниты и вулканиты обладают крайне высокой железистостью ($f=0.75-1.00$) и относятся к калиевой и натриевой сериям. Характерно, что гранитоиды многофазного Улканского массива (1 фаза- 1721 ± 1 , 2 фаза – 1716 ± 2.5 , 3 фаза – 1705 ± 5 млн лет) выделяются на фоне других массивов палеорифта более высокими содержаниями Be, Li, Nb, Ta, Y, Zr, Hf, Rb, Sn, U, Th, TR, F, Zn при низких концентрациях AL, Ba и Sr [2, 5, 6]. Щелочные гранитоиды и их дериваты обогащены большинством некогерентных элементов, а также Fe, Ti, Zn, Mn, F, Au, Ag и платиноидами [6]. Активный рифтинг на фоне куполообразования, Fe-Ti базальты, промежуточные по составу между лавами щелочной и толеитовой серий с феноровским трендом дифференциации, присутствие высокотемпературных вулканитов типа коматиитов, наличие щелочных гранитоидов, имеющих мантийный источник OIB-типа, указывают на плюмовую природу внутриплитного магматизма [4, 6]. В совокупности с геохимическими данными, это свидетельствует в пользу происхождения родоначальных для них расплавов в результате мантийно-корового взаимодействия; в источнике субщелочных гранитоидов ранних фаз внедрения – вещество нижней континентальной коры, а для щелочных гранитоидов 3-ей фазы в качестве мантийного компонента может рассматриваться источник типа OIB [5, 6].

Улканская палеорифтовая структура обладает чертами трёхлучевого строения, которое свидетельствует об активном рифтогенезе в связи с деятельностью горячей точки [4, 6]. Таким диапиром типа горячей точки был, по всей вероятности, многофазный Улканский щелочно-лейкогранитовый массив площадью 750 кв. км. Подъём мантийного диапира в тыловой части Сибирской платформы сопровождался мощным тепловым потоком и, как следствие, значительной тектоно-термальной переработкой пород фундамента [6]. Установлено, что наиболее чёткое отражение в геохимических системах цирконов получил регионально проявившейся позднепалеопротерозойский (улканский) этап интенсивной тектоно-термальной переработки пород разных блоков юго-восточной части Алдано-

Станового щита (1765 ± 9 – 1690 ± 14 млн лет, SHRIMP-II [3]), с которым и связывается заложение и развитие Улканского и других протоавлакогенов, внедрение большеобъемных интрузий субщелочных и щелочных гранитоидов [3, 4]. Характерно, что в это же время (1.73–1.70 млрд лет) имела место термальная перестройка K-Ar, Rb-Sr и U-Pb изотопных систематик некоторых минералов разных пород фундамента юго-востока Сибирской платформы [1, 2, 3]. Всё это указывает на то, что здесь в интервале 1.77 – 1.70 млрд лет во внутриплитных условиях имел место подъём горячего мантийного вещества, с которым была связана термальная перестройка минералов пород фундамента. Область схождения и сопряжения роёв базитовых даек, совпадающая с областью щелочногранитного магматизма в юго-восточной части Улканского массива, являлась вероятным эпицентром горячей точки, то есть своеобразной зоной наиболее интенсивного воздействия мантийных флюидов, вокруг которой по периферии расположены все известные многочисленные рудопроявления и месторождения TR, Be, Ta, Nb, Zr, Li, Sn, U, Th Улканского рудного района [2, 6].

В тектоническом плане важно отметить приуроченность рудопроявлений и месторождений редких металлов и TR, а также U, Th, Au и Ag к зоне тройного сочленения Улканского грабена и двух лучей (рукавов), закрывшейся к 1.69 млрд лет назад океанской структуры [6]. Эта область представляет собой район интенсивного проявления позднепалеопротерозойского внутриплитного щелочногранитного магматизма и сосредоточения уникальных по многообразию и масштабам эндогенных рудных объектов Be, Ta, Nb, Zr, TRy, TRce, Li, U, Au, Sn, W, Mo, Ti, (Pt), P, F [2, 6]. Возраст редкоземельно-редкометалльных руд, согласно данным U-Pb и Pb-Pb методов [1, 2, 5], варьирует от 1720 ± 23 до 1670 ± 70 млн лет, что в пределах погрешностей соответствует возрасту щелочных гранитоидов – 1705 ± 5 млн лет. На генетическую связь редкоземельно-редкометалльного оруденения с этими гранитами указывает также близость изотопного состава руд Pb и Nd и гранитов [5]. Отмеченная особенность локализации рудных объектов, сформировавшихся в этот интервал времени, в комплексе с геохимическими и изотопными характеристиками улканских щелочных гранитоидов позволяет связать их происхождение с активностью позднепалеопротерозойского (1.77–1.70 млрд лет) мантийного плюма или горячей точки. Формирование U-TR, Mo-U, P-U и Au-Mo рудных объектов, вероятнее всего, обусловлено процессами среднемезопротерозойской реювенации пород улканской вулканоплутонической ассоциации и региона в целом. Согласно результатам геохронологического исследования этих руд (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar методы), был установлен возраст их формирования от 1320 до 1150 млн лет [1, 2, 6].

Работа выполнена в рамках Госзадания ФГБУН ИТИГ ДВО РАН.

Литература

1. Горошко М. В., Кириллов В. Е. //Тихоокеанская геология. 1994. № 1, С. 109-120.
2. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
3. Гурьянов В. А., Роганов Г. В., Зелепугин В. Н. и др.//Тихоокеанская геология, 2012, Т.31, № 2, С. 3-21.
4. Гурьянов В. А., Пересторонин А. Н., Диденко А. Н. и др.//Геотектоника, 2013, № 4, С. 47 – 60.
5. Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. – СПб.: Наука, 2011. 402с.
6. Guryanov V. A., Peskov A. Yu.//Geosciences Research, Vol. 2, May 2017, P. 59-71.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ, СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ И СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКОЙ

А.Н. Диденко^{1,2,3}, В.Ю. Забродин¹, М.Ю. Носырев¹, Г.З. Гильманова¹, Т.В. Меркулова¹

¹Институт Тектоники и Геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

²Геологический институт РАН, г. Москва

³Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск

Географическая близость территории Дальнего Востока России к северо-западному сегменту Тихоокеанского огненного кольца (зона субдукции океанической Тихоокеанской плиты под континентальные Амурскую, Евразийскую, Северо-Американскую и субконтинентальную Охотоморскую плиты) предопределила здесь действие на протяжении миллионов лет таких природных процессов как вулканизм и землетрясения. Современный этап геолого-геофизических исследований дальневосточных территорий России требует особого внимания к исследованию глубинного строения региона. Это обусловлено как социально-экономической, так и научной необходимостью – решение теоретических проблем геодинамики, прогноз землетрясений и скрытых на глубине полезных ископаемых. Для Сихотэ-Алиньского пояса и прилегающих территорий геофизических данных по глубинному строению, равномерно покрывающих территорию немного [2,3], а проведение новых инструментальных работ в настоящее время весьма проблематично. Именно поэтому в настоящее время все большее применение находят дистанционные методы, в том числе специализированная обработка и интерпретация потенциальных геофизических полей.

Рельеф – один из основных показателей развития геодинамических процессов в приповерхностном слое Земли. Он отражает геологическое строение территории, и поэтому применение дистанционных методов для выделения и анализа структур рельефа способствует решению различных задач геологии. В ИТиГ разработана технология применения теории масштабных пространств для обработки цифровой модели рельефа и принципы построения синтезированных цветных изображений, состоящих из различных компонентов масштабных представлений [1]. Интерпретация таких изображений, позволяет значительно точнее устанавливать размеры и взаимоотношения различных геологических объектов, а повышенная обзорность – увязывать разрозненные природные элементы в единое целое и распознавать большое количество однородных и разнородных геологических объектов. Большой выбор комбинаций при создании синтезированных изображений дает возможность подбирать наиболее характерные варианты для решения конкретных задач не только тектоники и геоморфологии, но и других разделов геологии. Использование методики позволило более точно построить карту разломов для исследуемой территории, выявить особенности строения основных структурных комплексов.

Проведен анализ сейсмичности Сихотэ-Алиньского региона и активных тектонических структур ее определяющих. Установлена фрактальная размерность поля эпицентров землетрясений для Сихотэ-Алиньского орогена и прилегающих территорий ($D = 1.6$), согласно которой регион занимает место между Камчаткой (1.61), Курилами (1.69) и Восточным Китаем (1.55), Байкалом (1.40). Дифференциация исследуемой территории по величине фрактальной размерности, количества землетрясений и величине выделившейся при этом энергии, рассчитанном на единицу площади, показывает, что наиболее активные участки земной коры связаны с Харпийско-Курско-Приамурской зоной северо-восточного простирания, являющейся северным сегментом трансрегиональной разломной системы Тан-Лу. Практически на всей территории развития Центрально-Сихотэ-Алиньского разлома сейсмические события и по частоте, и по магнитуде существенно уступают таковым в Харпийско-Курско-Приамурской зоне, хотя потенциальная сейсмическая опасность разлома велика. Так в его зоне в начале прошлого века произошло несколько сильных землетрясений

с магнитудой до 5-6, и согласно расчетам (ОСР-97) здесь могут возникать землетрясения силой 7-8 баллов. Расчет временного ряда сейсмических событий ($MLH \geq 2.4$) Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий с 1960 по 2013 гг. показал, что наиболее ярко проявлена «гармоника» с периодом 10.5 лет. Этот период (11-13 лет) по наибольшему количеству землетрясений с $M \geq 4.4$ для интервала 1971-2003 гг. указан в работе [4]

Проведена работа по оценке глубины подошвы магнитоактивного слоя и величины геотермического градиента в земной коре Сихотэ-Алиня и соседних структур Центрально-Азиатского пояса в основе которой лежит метод определения глубины перехода основного магнитного минерала из ферримагнитного состояния в парамагнитное (температура Кюри) магнитоактивных масс региона с помощью спектрального анализа аномального магнитного поля. Использован цифровой массив данных по аномальному магнитному полю, который был разбит на квадраты с горизонтальными размерами 100×100 км. В дальнейшем для этих участков были построены карты аномального магнитного поля и выполнена редукция магнитного поля к полюсу. Меньший размер «окна» не целесообразен, так как есть опасность «потерять» длинноволновую составляющую. Для каждого квадрата с помощью спектрального анализа по известной методике [5] проведена оценка глубин кровли и центра, а затем и глубины магнитоактивного слоя.

В результате для территории юга Дальнего Востока России построены 2 карты – кровли и подошвы магнитоактивного слоя. Поверхность подошвы магнитоактивного слоя (изотерма 578°C – температура точки Кюри магнетита) имеет сложный (ячеистый) характер; максимальные глубины магнитоактивного слоя отмечаются для района Буреинско-Цзямусы-Ханкайского массива (25-27 км), минимальные (16-20 км) – для Центрально-Сихотэ-Алиньской зоны, Сихотэ-Алиньского вулcano-плутонического пояса и Удской впадины на северо-западе региона. Глубины кровли магнитоактивного слоя варьируются в диапазоне 1-5 км; максимальные глубины (4-5 км) отмечаются для района Средне-Амурской впадины, минимальные (1-2 км) – для Сихотэ-Алиньского вулcano-плутонического пояса на востоке, Буреинского и Селемджинского массивов на западе. Два последних участка являются также наиболее сейсмоактивными участками земной коры в регионе.

Исследования выполнены в рамках госзадания ИГиГ ДВО РАН и при финансовой поддержке РНФ (проект № 16-17-00015), РФФИ (проект № 15-05-03171).

Литература

1. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука. 2015. 132 с.
2. Диденко А.Н., Ефимов А.С., Нелюбов П.А. и др. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1583-1599.
3. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Под ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышева, Б.Г. Саксина. Владивосток: Дальнаука. 2010. 332 с.
4. Левин Б.В., Ким Чун Ун, Нагорных Т.В. // Вестник ДВО РАН. 2008. № 6. С. 16-22.
5. Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O. // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 461–470.

СУБДУКЦИЯ СПРЕДИНГОВОГО ХРЕБТА, СОПУТСТВУЮЩИЙ МАГМАТИЗМ И ДЕФОРМАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ГРИДИНСКОГО РОЯ ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК, ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА

К.А. Докукина

Геологический институт РАН, Москва, Россия E-mail: dokukina@mail.ru

Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция Фенноскандинавского щита включает эклогиты, сформированные в результате субдукции океанической литосферы (ассоциация Салма) и эклогитизированные мафические дайки (ассоциация Гридино) [3, 5]. Гридинский рой мезоархейских (2.87-2.82 млрд лет) эклогитизированных мафических даек входит в состав Беломорской эклогитовой провинции на востоке Фенноскандинавского щита. Дайки приурочены к северо-восточной границе Беломорского аккреционно-коллизийного орогена и пересекают активную окраину Кольского кратона. Дайки последовательно испытали метаморфизм в условиях эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой фаций [3]. Морфология даек, соотношение их с вмещающими породами и оценки P-T-условий консолидации мафической магмы предполагают внедрение даек в условиях хрупких деформаций на глубине, не превышающей 9-15 км. Исследование Гридинского роа позволяет проследить последовательные этапы эволюции магматизма активной континентальной окраины архейского возраста, сочетающей в себе эпизоды надсубдукционного магматизма и магматизма, связанного с раскрытием субдукционного окна, возникающего при погружении срединно-океанического хребта. Большинство даек железистых, обогащенных титаном габбро имеет геохимические характеристики MORB и внутриплитных океанических базальтов. Высокие содержания TiO_2 (1.0-2.5 вес.%) в сочетании с низкими отношениями Ba/Ta и Th/Yb (рис. 1), которые указывают на то, что базальтовые магмы были сформированы из обедненного субокеанического мантийного источника при низкой степени частичного плавления [2]. Дайки магнезиальных обогащенных хромом габброноритов имеют геохимические характеристики магм активных континентальных окраин: пониженные содержания TiO_2 (0.4-1.3 вес. %) и высокие отношения Ba/Ta и Th/Yb (рис. 1) указывают на плавление метасоматизированной в надсубдукционных условиях субконтинентальной мантии [2].

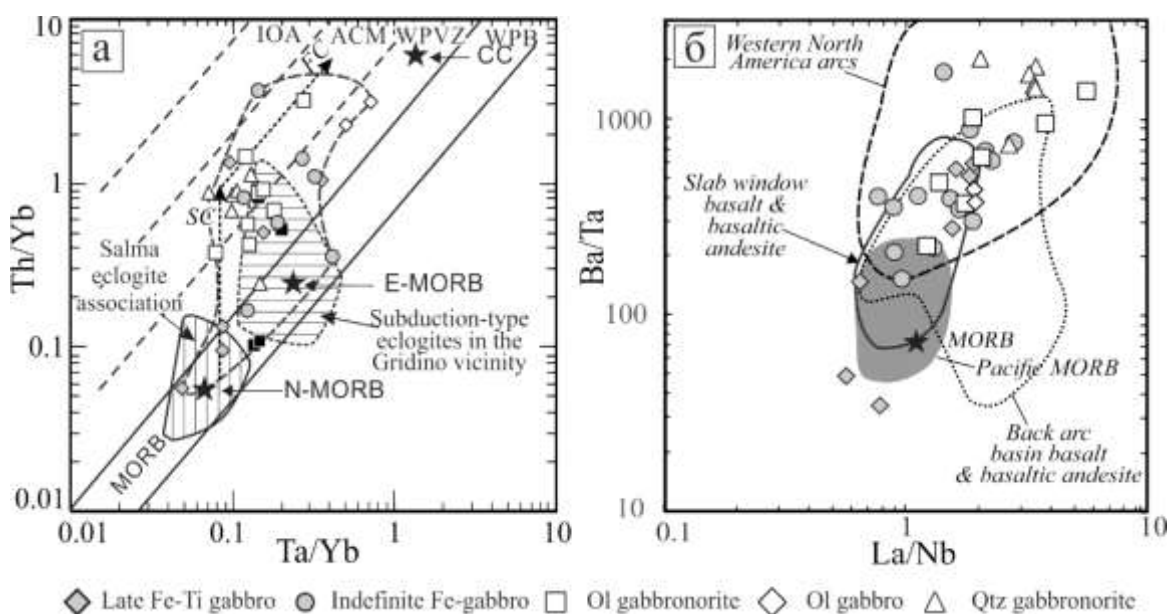


Рисунок 1. Дискриминационные диаграммы (а) Ta/Yb–Th/Yb по [Gorton and Schandl 2000] и (б) Ba/Ta vs La/Nb по Cole & Stewart (2009) для мафических эклогитизированных даек ассоциации Гридино, Беломорская эклогитовая провинция.

Избыточное давление в зоне субдукции разрешилось сейсмогенными деформациями с формированием системы компрессионных взбросо-сдиговых структур (системы тектонического брекчирования) и псевдотахилитов [5]. Температуры в коре при деформации были ограничены 350-450°C, характеризующими переход физических свойств кварц-полевошпатовых пород от хрупких к пластичным на глубинах, не превышающих 10-15 км. Компрессионные напряжения были сняты за счет растягивающих усилий погружающегося спредингового центра и формирования субдукционного окна, существовавшего в период 2.87-2.82 млрд лет. Раскрытие субдукционного окна вызвало апвеллинг безводной мантии, что привело к появлению базитовых расплавов MORB-типа. На флангах расширяющегося окна в результате плавления метасоматизированной обводненной мантии возникли базальтовые расплавы островодужного типа. Конфигурация и условия миграции хребта в зоне субдукции определяли смену условий внедрения, составы и последовательность внедрения мафических расплавов в породы континентальной окраины. Расширение субдукционного окна повторно привело к появлению базальтовых расплавов типа MORB. Около 2.82 млрд лет субдукционные процессы завершились коллизией континентальных масс, расслоением коры активной окраины и субдукцией тектонических пластин нижней части коры активной окраины с достижением P-T условий эклогитовой фации между 2.82 и 2.74 млрд лет [3, 5].

Литература

1. Докукина К.А., Докукин П.А. // Международный научно-технический и производственный журнал «Науки о Земле». 2015. №2. С. 17-39.
2. Cole R.B., Stewart B.W. // *Tectonophysics*. 2009. V. 464. P. 118–136.
3. Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mints M.V., Van K.V., Natapov L.M., Belousova E.A., Simakin S.G., Lephina E.N. // *Gondwana Research*. 2014. V. 25. P. 585–613.
4. Gorton M.P., Schandl E.S. // *Canadian Mineralogist*. 2000. V. 38. P. 1065–1073.
5. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. // *Gondwana Research*. 2014. V. 25. P. 561–584.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГНЕТИТ-АПАТИТ-ДОЛОМИТОВЫХ ПОРОД СЕЛИГДАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ: К ВОПРОСУ ГЕНЕЗИСА И ИСТОЧНИКА ВЕЩЕСТВА

А.Г. Дорошкевич^{1,2}, И.Р. Прокопьев^{1,3}, А.В. Пономарчук¹, А.Э. Изох^{1,3}, Н.В. Владыкин^{1,4}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН ²Геологический институт СО РАН

³Новосибирский государственный университет ⁴Институт геохимии им. Виноградова СО РАН

Селигдарское месторождение входит в состав субмеридиональной Нимнырской апатитовой металлогенической зоны, расположенной на Алданском щите в Якутии. На сегодняшний день существует несколько точек зрения относительно генезиса руд Селигдарского месторождения: метаморфогенная, апобазитовая, карбонатитовая, осадочно-метаморфическая и другие. Идея о карбонатитовой природе Селигдарских руд предложена в работах [5, 6]. Однако полученные авторами [6] геохимические данные являлись серьезным контраргументом карбонатитовой гипотезе. Недавно опубликованные результаты минералогического и термобарогеохимического изучения подтверждают, что магнетит-apatит-доломитовые породы Селигдарского месторождения могут быть отнесены к карбонатитам [4, 8]. Для выяснения источников вещества исследуемых пород и объяснения существующих противоречий нами были проведены геохимические и изотопные исследования.

Породы слагают концентрически зональное штокообразное тело размером около 1.5x2 км. Возраст руд массива - 1880 ± 13 млн. лет [8]. Первичными минералами пород являются апатит, магнетит, доломит, КПШ, клинопироксен (?) и/или оливин (?), флогопит, ильменит, циркон, титанит. В гидротермальную стадию были сформированы монацит-Се, гематит, кальцит, кварц, барит, барито-целестин, ангидрит, актинолит, торит, торианит, ксенотим-У, сидерит, пирит, галенит, минералы группы хлорита и серпентина, а в метаморфическую - рутил, тальк, минералы групп мусковита, эпидота.

Породы, несмотря на то, что значительно изменены гидротермальными и метаморфическими процессами, классифицируются как магнезиокарбонатиты. Содержание РЗЭ варьирует от 1000 до 5000 ppm, легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми (среднее $La/Y_{\text{ср}} = 95$). На графиках, нормированных к примитивной мантии содержания редких элементов, породы характеризуются высокими концентрациями тория, урана, показывают отрицательные аномалии по свинцу, стронцию и высокозарядным компонентам. Стоит отметить, что породы по содержанию основных и редких элементов, а также по минеральному составу значительно отличаются от кальцифиров и карбонатных пород федоровской толщи Алданского щита. Низкие концентрации стронция (до 1100 ppm) в исследуемых породах можно объяснить его потерей при гидротермальных и метаморфических процессах, что подтверждается: повышенными SrO в наиболее устойчивом первичном апатите, в гидротермальных барите и монаците-Се; присутствием гидротермального барито-целестина; соотношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(I)$ и Sr в разной степени измененных породах (от 0,706342 и 1050 ppm в наименее измененных и до 0,714329 и 290 ppm в измененных разностях). Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах, $\delta^{18}\text{O}$ в оксидах, силикатах и фосфатах тяжелее таковых для мантийных пород. Значительные различия (Δ) $\delta^{18}\text{O}$ в парах доломит-магнетит (12-19), доломит-apatит (7-13), апатит-магнетит (1,5-8) и вариации рассчитанных температур (131-1028°C) свидетельствуют в пользу отсутствия изотопного равновесия системы и подтверждают вариант ретроградной переустановки изотопных составов этих минералов. Проведенные расчеты изменения изотопного состава карбонатов в процессе декарбонатизации и взаимодействия флюид-порода, а также результаты минералогического и термобарогеохимического исследований, позволили обосновать двух-стадийную модель преобразования: (1) изменение первичных карбонатов под воздействием низкотемпературных гидротермальных флюидов сопровождалось их утяжелением $\delta^{18}\text{O}$ и, затем, (2) последующее взаимодействие с коровыми флюидами, извлеченными из вмещающих толщ в процессе метаморфизма, обусловившее ^{18}O - и ^{13}C -обогащение карбонатов (что подтверждается составом стабильных изотопов кальцифиров и карбонатных

пород федоровской толщи, характеризующихся облегчением $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$). В противоположность, изменение исследуемых пород не сопровождалось сколько-нибудь значимым переуравновешиванием изотопного состава неодима (близкие значения $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ (-5,16...-7,74) и Nd в измененных и незначительно измененных разностях), поэтому мы можем характеризовать источник вещества пород, в основном, по изотопному составу неодима, как наименее подверженному вторичным изменениям. Изотопные признаки высокой обогащенности источника пород предполагают контаминацию исходного вещества материалом субдуцированной коры либо частичное плавление вещества гипотетической аномально обогащенной литосферной мантии. $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{I})$ данные для пород Селигдара образуют компактный кластер (за исключением наиболее измененных пород с варьирующими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{I})$), а рассчитанный модельный возраст источника T(DM) характеризуются узким интервалом значений – 2,5-2,7 млрд. лет. Вышеперечисленное может указывать: (1) на ограниченную роль смешения источников с разным изотопным составом неодима и стронция при формировании исходного вещества; (2) является главным основанием для вывода о происхождении вещества для пород из обогащенного изотопно-аномального источника. Стоит отметить, что карбонатные породы федоровской свиты отличаются от пород Селигдара значениями $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ (+2,4...-2,4) и T(DM) – 2,2-2,5 млрд. лет.

Период палеоархея можно принять за точку отсчета в эволюции вещества для пород Селигдара, отделившегося от деплетированной мантии, учитывая рассчитанный T(DM). Спустя один миллиард лет этот источник стал изотопно-аномальным (ϵNd до –7) из-за более низкого Sm/Nd по сравнению с деплетированной мантией. Плавление этого источника в палеопротерозое привело к образованию первичных магм для пород Селигдара. Подтверждением возможности существования такой обогащенной мантии и ее эволюции могут являться изотопные значения для неоархейских лампроитов Хани [2], габброидов палеопротерозойского Чинейского массива [3], пород Йоко-Довыренского массива [1], цирконов из мантийных ксенолитов кимберлитов Сибирской платформы [9]. Можно полагать, что повторное плавление этого литосферного субстрата, произошедшее в позднем мезозое, привело к образованию большого количества высококалийевого расплава (формировавшего многочисленные позднемезозойские щелочные интрузии Алданского щита), который характеризовался аномальными изотопными отношениями неодима (ϵNd до –24) и T(DM) около 2.5 млрд. лет [7].

Геохимические исследования пород Селигдарского массива выполнены за счет средств проекта РНФ 15-17-20036, изучение кальцифиров и карбонатных пород федоровской толщи осуществлялось за счет средств проекта НИР 0330-2016-0002.

Литература

1. Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г. и др. // Геология и геофизика, 2015, 56 (3), 528-556.
2. Владыкин Н.В., Морикио Т., Миузаки Т., Глубинный магматизм, источники и их связь с плюмовыми процессами, Иркутск, 2005, 89–107.
3. Гонгальский В.И., Суханов М.К., Голдсман Ю.В. Проблемы геологии рудных месторождений, м
4. Минин В.А., Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Пругов В.П. // Записки РМО, 2016, CXLV (1), 80–н
5. Смирнов Ф.Л., Маршинцев З.К., Москитина А.В. Геохимия фосфора и минералогические особенности апатита, Якутск, 1976, 5–31.
6. Энтин А.П., Зайцев А.И., Лабезник К.А., Ненашев Н.И., Марчинцев В.К., Тянь О.А. Карбонатиты Якутии: минералогия и состав, Якутск, 1991, 240 стр.
7. Bogatkov O.A., Kononova V.A., Pervov V.A., Zhuravlev D.Z. // International Geology Review, 1994, 36 (7), p. 629-644.
8. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Sergeev S.A. // Ore Geology Reviews, 2017, 81, 296–308.
9. Tretiakova I.G., Belousova E.A., Malkovets V.G., Griffin W.L., Piazzolo S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Nishido H. // Gondwana Research, 2017, 42, 126–132.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ КОМСОМОЛЬСКОГО ХВОСТОХРАНИЛИЩА

А.В. Еделев¹, Н.А. Абросимова^{1,2}, С.Б. Бортникова¹

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск

²Томский политехнический университет, г. Томск

Во многих регионах по всему миру объекты окружающей среды загрязнены микроэлементами в результате техногенеза. Горнодобывающие и горно-обогачительные виды промышленной деятельности приводят к большому количеству отходов, как правило, содержащих повышенные концентрации металлов (Zn, Cu, Pb, Cd и др.) и металлоидов (As, Sb, S и др.). Загрязнение всех компонентов окружающей среды в близлежащих районах представляет собой результат выноса и рассеивания отходов водными и воздушными путями.

Комсомольский золотоизвлекательный завод, введенный в эксплуатацию в 1937-1940 гг, расположен в Кузнецком Алатау, на востоке Кемеровской области (пос. Комсомольск Тисульского р-на). На заводе цианированием перерабатывались золото-арсенипирит-кварцевые руды Комсомольского месторождения и сурьмяные кеки, остающиеся после переработки антимонитовых концентратов на Кадамжайском комбинате. С 2005 года, когда выполнялся госзаказ по переработке кеков Бериккульского золотоизвлекательного завода, предприятие не ведет никакой производственной деятельности. За время работы накоплено около 3.5 млн. тонн хвостов, складированных в естественной котловине на площади примерно 150 тыс. м².

Для оценки ветрового загрязнения вблизи Комсомольского хвостохранилища были исследованы геохимический состав и физико-химические параметры почвы. Пробы отбирались по радиальным профилям на глубине ~ 10 см и на удалении от границы хвостохранилища до ~ 200 метров. Отобранные пробы упаковывались в полиэтиленовые пакеты для транспортировки в лабораторию. Все пробы были высушены и просеяны для выделения фракции <0.25 мм, затем – расквартованы. Часть пробы истиралась до -200 меш для элементного анализа (ИСП-МС, аналитический центр «Плазма», г. Томск).

Были построены карты распределения концентраций элементов в почве с использованием программы Serfer 6.4 с помощью процедуры Kriging. Статистическая обработка данных выполнялась в программе Past и программе R.

Для оценки загрязнения почвы тяжелыми металлами и металлоидами были использованы следующие показатели, применяемые в исследованиях почв [3, 4, 6]:

1. Индекс геоаккумуляции (Igeo), впервые предложенный Мюллером [7]: $I_{geo} = \log_2[(C_m)/(1.5 \times B_m)]$, где B_m – фоновая концентрация элемента в почве по А.П. Виноградову [1], C_m – измеренная концентрация химического элемента в почве, 1.5 – коэффициент коррекции, позволяет анализировать естественные отклонения в содержании элемента в природе и малое антропогенное влияние.

2. Индекс загрязнения (PI, [5]) определялся по формуле: $PI = C_m/B_m$, где B_m – фоновые содержания элемента, C_m – содержание элемента в образце.

3. Фактор обогащения (enrichment factor – EF, [8]) рассчитывался по формуле: $EF = (C_i/C_r)_{образец} / (C_i/C_r)_{среднее}$ содержание в почве, C_i - содержание рассматриваемого элемента, C_r - содержание элемента сравнения (Sr).

Значения pH водных вытяжек из почв варьирует от 4.47 до 8.08. Слабощелочные значения pH имеют почвы, отобранные вблизи хвостохранилища. На удалении от хвостохранилища значения pH сменяются на нейтральные и слабокислые.

Статистические параметры содержания химических элементов в почве, кларковые значения содержания элементов в почве по А.П. Виноградову [1] и предельно допустимые концентрации химических веществ для почв согласно [2] приведены в таблице 1. Общее

содержание металлов и металлоидов в почве значительно зависят от места отбора на что указывает высокие величины стандартного отклонения. Почвы (КОМ-1 – КОМ-8), отобранные вблизи хвостохранилища имеют наибольшие концентрации элементов.

Таблица 1. Статистические параметры содержания химических элементов в почве, г/т

n=28	Mg	Al	Si	Ca	Fe	Mn	Ba	Sr
сред	13×10^3	67×10^3	19×10^4	27×10^3	53×10^3	1.3×10^3	607	403
макс	27×10^3	90×10^3	25×10^4	49×10^3	85×10^3	2.0×10^3	1.6×10^3	690
мин	6.6×10^3	47×10^3	12×10^4	8.6×10^3	28×10^3	680	290	170
ст. откл.	4.9×10^3	12×10^3	35×10^3	11×10^3	15×10^3	290	390	140
ПДК для почв	-	-	-	-	-	1500	-	-
кларк в почвах	6.3×10^3	71×10^3	33×10^4	14×10^3	38×10^3	850	500	300
n=28	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb	As	Sb
сред	20	27	50	220	0.79	43	160	69
макс	31	59	110	1300	3.0	160	1.3×10^3	370
мин	13	4.1	27	99	-	4.8	-	0.91
ст. откл.	4.4	13	17	210	0.76	43	320	110
ПДК для почв	5	85	55	100	-	30	2	4.5
кларк в почвах	8	40	20	50	0.50	10	5	-

Почвенные аномалии для большинства металлов и металлоидов образуются в северо-восточной части хвостохранилища, в соответствии с господствующим направлением ветров. Для As, Sb, Cd, Pb положение аномалии одинаково и находится в северо-восточной части. Максимальные содержания Pb превышают ПДК в пять раз и достигают 160 г/т. Средние концентрации мышьяка равны 160 г/т, что в 100 раз превышает ПДК. В большинстве опробованных точек содержания мышьяка оказались ниже 300 г/т, но вдоль господствующего направления ветра содержание мышьяка достигает 430 г/т даже на удалении 200 метров от хвостохранилища. Средние содержания Sb и Cd достигают 69 г/т и 0.79 г/т, соответственно. Для Ni, Zn и Cu наблюдаются другие закономерности в образовании аномалий. Для Cu и Zn аномалии наблюдаются в юго-западной части, возможно это связано с антропогенным переносом части хвостового материала в жилую зону. Среднее содержание Cu на уровне ПДК и составляет 50 г/т. Среднее содержание цинка составляет 220 г/т, что превышает ПДК в два раза. Никель образует аномалию в восточной части. Северо-восточные и юго-западные направления наиболее подверженных пылевому сносу с хвостохранилища. Западные же территории не подвержены ветровому загрязнению, содержания металлов в почвах близки к фоновым значениям.

Литература

1. Алексеенко В.А., Алексеенко А.В. Химические элементы в геохимических системах. Кларки почв селитебных ландшафтов. – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ, 2013. –380 с.
2. ГН 2.1.7.2041–06. Предельно-допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве: Гигиенические нормативы. М., 2006. 15 с.
3. Barbieri M. //J Geol Geophys. 2016. V. 5. № 1. P. 1-4.
4. Bech J., Roca N., Tume P., Ramos-Miras J., Gil C., Boluda R. //Catena. 2016. V.136. P.66-73.
5. Hakanson L. //Water research. 1980. V. 14. № 8. P. 975-1001.
6. Loska K., Wiechuła D., Korus I. //Environment international. 2004. V.30. №2. P.159-165
7. Muller G. //Geo Journal. 1969. V. 2. № 3. P. 108-118.
8. Zoller W. H., Gladney E. S., Duce R. A. //Science. 1974. V. 183. № 4121. P. 198-200.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U/Pb LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Ф.И. Жимулев¹, Дж. Гиллеспи², С. Глорие², Е.В. Ветров^{3,1}, В.И. Борискина¹,
Е. А. Караковский¹, Й. Де Граве⁴.

¹Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

²Tectonics, Resources and Exploration (TraX), Department of Earth Sciences, University of Adelaide, Adelaide, Australia

³Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

⁴Laboratory for Mineralogy and Petrology, Department of Geology, Ghent University, Ghent, Belgium

Датирование обломочного циркона из осадочных пород является эффективным методом изучения истории геологического развития складчатых областей. В настоящее время данные о возрасте детритовых цирконов отсутствуют для многих складчатых зон и палеобассейнов Алтае-Саянской складчатой области (АССО). Целью данной работы является определение питающих провинций и палеотектонических условий накопления осадочных толщ Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ). КТСЗ располагается на северо-западе АССО и простирается в северо-восточном направлении на расстояние около 450 км при ширине 60-100 км. Юго-восточной границей КТСЗ является система надвигов, по которой девонские отложения КТСЗ надвинуты на раннепалеозойские комплексы Салаира. На северо-западе зона перекрывается мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты (ЗСП). Наиболее древние образования КТСЗ, представлены толщей вулканитов живетского возраста (буготакская, тогучинская и митрофановская свиты). Вулканиты перекрыты толщей терригенных пород, накапливавшихся с франа по визей. Нижняя часть этой осадочной последовательности – пачинская свита франского возраста сложена аргиллитами, содержащими отдельные массивы рифогенных известняков. Выше залегают юргинская свита фаменского возраста, сложенная преимущественно флишевыми песчаниками и алевролитами и фамен-каменноугольная инская серия. Перед фронтом КТСЗ расположен Горловский прогиб, выполненный карбон-пермской терригенной угленосной молассой (балахонская серия). Горловский прогиб рассматривается как форландовый бассейн, связанный с надвиганием КТСЗ на каледониды Салаира.

Нами были датированы цирконы из вулканогенно-осадочной митрофановской свиты живетского возраста (15-515), юргинской свиты фаменского возраста (15-541-2) и балахонской серии позднекарбонно-раннепермского возраста, Горловского прогиба (15-471). Для всех образцов пород было проведено изучение Sm/Nd систематики. Образец 15-515 (N 55°39'06.6" E 85°16'28.7") отобран на берегу р. Томь, представлен вулканомиктовыми мелкообломочными микститами, залегающими в кровле разреза митрофановской свиты, на контакте с аргиллитами пачинской свиты. На диаграмме относительной вероятности возрастов, построенной по 73 конкордантным значениям выделяются следующие популяции: 550-472 млн лет – 63 %, 427-404 млн лет – 8%, 394-380 млн лет – 11%, одно зерно с возрастом 1985 млн лет. Кроме того, 16,4% зерен имеют возрасты в диапазоне 366-254 млн лет, что противоречит геологическим и палеонтологическим данным и делает затруднительной интерпретацию результатов исследования данного образца. Неодимовый модельный возраст породы TNd (DM) составляет 607 млн лет, εNd (T)= +6,9 (для возраста 380 млн лет). Образец 15-541-2 (N 55°08'05.4" E 83°47'17.0"В) отобран в карьере около станции Буготак и представлен граувакками. На диаграмме относительной вероятности возрастов, построенной по 80 конкордантным значениям выделяются следующие популяции: 2020-1800 млн лет - 5%, 919-767 млн лет – 8,7%, 525-455 млн лет – 42,5%, 425-409 млн лет – 6,2%, 395-352 млн лет – 37,5%. TNd (DM) составляет 1131 млн лет, εNd (T)= -0,89 (для возраста 350 млн лет). Образец 15-471 (N 54°34'22.8", E 83°35'20.3") отобран в Горловском угольном разрезе и

представлен лититовыми аренитами русловой фации аллювия. Возрастной спектр образца 15-471, построенный по 78 конкордантным значениям включает три возрастных популяции: 840-710 млн лет, без контрастного максимума - 14%, 530-460 млн лет с максимумом на 498 млн лет - 28% и 380-280 млн лет с максимумом на 322 млн лет - 50%, также 5% приходится на древние цирконы с возрастaми 2,7-1,8 млрд лет. Самое древнее зерно имеет возраст 2718 млн лет, самое молодое - 282 млн лет. TNd (DM) составляет 1066 млн лет, $\epsilon Nd(T) = -1,33$ (для возраста 280 млн лет). Также был датирован циркон из плагиориорлитов буготакского субвулканического комплекса (сopка Большая, N 55° 07'18.8" E 83°56'36.2"). Возраст циркона составляет $383,3 \pm 2,9$ млн лет, что хорошо согласуется с опубликованными палеонтологическими данными.

Анализ результатов позволяет сделать ряд выводов об истории геологического развития региона. Относительно молодые модельные возрастa пород, малое количество цирконов с возрастaми древнее 1 млрд лет и значительная доля цирконов кембрийско-ордовикского возрастa свидетельствуют, что стратифицированные комплексы КТСЗ формировались на ювенильной раннепалеозойской коре. Вклад вещества блоков древней континентальной коры был незначительным. Источником неопотерозойских цирконов с возрастaми 900-700 млн лет, могли быть микроконтненты АССО или фундамента ЗСП. Питающей провинцией для девонских отложений КТСЗ служили кембро-ордовикские вулканические комплексы Салаира, которые рассматриваются как образования ювенильных энсиматических островных дуг. Наши данные подтверждают отсутствие в фундаменте Салаира блоков древней континентальной коры. Большая часть раннепалеозойских цирконов имеют возрастa 520-480 млн лет, что является временем наибольшей магматической активности на Салаире. Небольшая популяция позднесилурийско-раннедевонских цирконов может быть связана с размывом гранитоидов улантовского комплекса на северном Салаире. В целом, на возрастных спектрах на силур – ранний девон приходится разрыв между двумя пиками магматической активности: кембрийско-ордовикским и карбоновым. В геологическом разрезе региона этому разрыву соответствует крупный перерыв в осадконакоплении. Этап среднедевонского вулканизма охватывает возрастную интервал 395–380 млн лет. Бимодальный характер, принадлежность пород к субщелочному ряду, небольшая продолжительность вулканизма, отсутствие разновозрастных гранитоидных массивов, положение вулканитов в основании мощной терригенной последовательности, включающей флиш, и заложение вулканической зоны после длительного периода тектонической стабильности, указывают на рифтогенный характер вулканизма. Позднепалеозойские пики в образцах из позднедевонского флиша и раннепермской молассы лежат в интервалах 380-358 млн лет, и 330-307 млн лет, соответственно. Позднедевонско-карбоновые вулканические породы отсутствуют в составе КТСЗ и Салаира, но широко развиты в пределах Рудно-Алтайской островной дуги, комплексы которой продолжаютcя под чехлом ЗСП. Вулканические комплексы карбоновой островной дуги, входящие в состав фундамента ЗСП являлись главной питающей провинцией для Горловского прогиба во время отложения балахонской серии. Снос происходил преимущественно с северо-запада, с растущего коллизийного орогена Колывань-Томской тектонической зоны, что подтверждает интерпретацию Горловского прогиба в позднем карбоне – перми, как форландового бассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект № 16-35-00010.

АНОМАЛЬНЫЙ ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В КАРБОНАТАХ ИЗ ПОРОД И РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОМТОР (АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ)

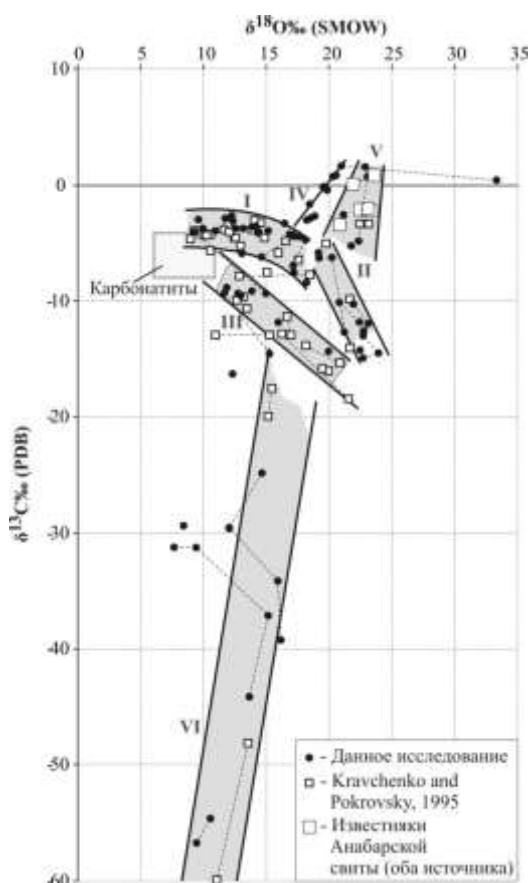
С.М. Жмодик¹, Е.В. Лазарева¹, В.А. Пономарчук¹, А.Н. Пыряев¹, А.В. Толстов², Б.Л. Щербов¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

²АК АЛРОСА (ПАО)

Томторский массив расположен на севере Республики Саха (Якутия), имеет концентрически зональное строение и сложен карбонатитами, микроклин-слюдистыми и микроклин-апатит-слюдистыми породами, ультрамафитами, фойдолитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами. По всем породам развита кора выветривания (КВ), наиболее мощная – по REE-карбонатитам, с 4 горизонтами: каолинит-крандаллитовый, сидеритовый, гётитовый и франколитовый. Наиболее богатые Nb-REE руды образуют пластовые залежи во впадинах КВ в центральной части площади массива [3, 4, 7, 9]. Предполагалось, что богатые руды являются: изменёнными щелочными карбонатит-ультрамафитовыми туфоловами [8]; образовались в результате комбинации гидротермального преобразования, низкотемпературной сидеритизации и выветривания в результате эволюции массива [9]; эпигенетически изменёнными верхними горизонтами КВ [5]; озёрными отложениями включающими делювиальный и хемогенно-осадочный материалы [3]; прибрежно-морскими отложениями литорали-сублиторали с циано-бактериальными сообществами [2]. Авторы обосновывают формирование богатых руд в условиях мелководного термального водоёма в результате гидротермально-осадочного и/или вулканогенно-гидротермально-осадочного процесса при значительной роли термофильных микробных сообществ [4]. Предположительно гидротермальный водоём был сформирован в результате более позднего, наложенного, геологического события, последовавшего после выведения массива на поверхность и формирования коры выветривания, как это уже обсуждалось и подтверждалось временными датировками [8, 9, 1].

В данной работе определён изотопный состав С и О карбонатов из различных пород массива Томтор. Полученные результаты и данные, опубликованные ранее [6, 9] представлены на диаграмме (рис. 1). Выделяются 6 зон (полей или трендов). В зону I попадают, главным образом, карбонатиты, причём только единичные значения соответствуют области primary igneous carbonatite, большая же часть точек относится к автотекстурно изменённым карбонатитам, во многих случаях с значительным количеством сульфидов. В зону II попадают преимущественно сидеритовые породы различной структуры и текстуры – массивные с родохрозитом, тонкослоистые, сложенные сидеритовыми сферолитами и гидрослюдами. В нижней правой части зоны II выделяется область, в которую попадают силикатные породы (сиениты, микроклиновые порфириты) с F-карбонатами REE (паризит-бастнезит). Зону III составляют Nb-REE руды, залегающие в виде пластовых залежей. Тренд IV представляют кальцит-анкерит-доломитовые и доломитовые карбонатиты с высоким содержанием F-карбонатов REE, часто с кварцем и флюоритом. Тренды I и IV хорошо сопоставляются с гидротермальным трендом и трендом взаимодействия щелочных пород с метеорными флюидами [11]. Поле V соответствует осадочным карбонатам PR и € возраста и характеризует мраморизованные карбонатные породы улахан-курунгской свиты (NP или Rluk). В этом же поле располагаются точки изотопных составов некоторых сидерит-гидрослюдистых пород с крандаллитом, кальцитом и каолинитом. Наибольший интерес вызывает зона VI. Аналогов такому изотопному соотношению С и О для карбонатитовых массивов не выявлено. Нами были обнаружены породы сложного состава, со значениями $\delta^{13}\text{C}$ ниже -20‰, на глубине около 100 м, располагающиеся в центральной части массива, вблизи крупного субмеридионального разлома.



Самые низкие значения $\delta^{13}\text{C} = -54.6\text{‰}$ и -56.7‰ (при $\delta^{18}\text{O} = +10.5\text{‰}$ и 9.4‰ соответственно) установлены для тонкозернистых перемятых слоистых пород, сложенных Fe-Mg-хлоритом (шамозитом), родохрозитом, в подчиненных количествах - сидеритом, Nb-содержащими оксидами Ti, монацитом, пирохлором и сульфидами. Породы с $\delta^{13}\text{C}$ от -31.2 до -44.1‰ сложены сидеритом, частично замещённым гётитом, с кальцитом и, в меньшей мере, родохрозитом с включениями тонких хорошо огранённых кристаллов апатита ($<20\text{мкм}$). Выше по разрезу представлены породы зоны окисления гётитового горизонта. Карбонаты также имеют большой разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ (-24.8 до -39.2‰). Данные полученные при анализе проб свидетельствуют о последовательном наложении целого ряда процессов, происходивших на магматической, автотетасоматической, гидротермальной и гидротермально-осадочной стадиях при формировании пород массива Томтор и REE-Nb руд. Кроме того, последние результаты подтверждают активное участие в формировании гидротермально-осадочных богатых руд микроорганизмов в озерной (озерно-болотной?) обстановке с поступлением метана из сипов [10] или из растительных остатков с

бактериями [12].

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0330-216-0011, при частичной поддержке РФФИ 15-05-06950. Аналитические исследования проведены в «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН».

Рис. 1. Изотопный состав пород массива Томтор и вмещающих пород. Пунктирными линиями соединены значения в одном образце. Поля I – VII см. текст. Квадрат – primary igneous carbonatite [11, 9].

Литература

- [1] Владыкин Н.В. и др. // ДАН. – 2014. – Т. 454, № 2. – С. 195-199.
- [2] Жмур С.И. и др. // ДАН. – 1994. - Т. 336, №3. - С. 372-375.
- [3] Коноплёв А.Д. и др. // Минералогия и геохимия россыпей. М.: Наука, 1992. С. 111-124.
- [4] Лазарева Е.В. и др. // Геология и геофизика. - 2015. - Т. 56, № 6. - С. 1080-1115.
- [5] Лапин А.В., Толстов А.В. // Разведка и охрана недр. – 1993. - №3. - С. 7-11.
- [6] Покровский Б. Г. и др. // Геохимия. – 1990. - №. 9. – С. 1320-1329.
- [7] Толстов А.В., Тянь О.А. (1999), Якутск, Изд-во ЯНЦ СО РАН, 164 с.
- [8] Энтин А.Р. и др. // Геология и геофизика. – 1990. - Т. 12. - С. 42-50.
- [9] Kravchenko S. M., Pokrovsky V. G. // Econ. Geol.. – 1995. - V. 90, №. 3. - P. 676-689.
- [10] Loyd S.J. et al. // Nature Communications. – 2016. -7:12274.
- [11] Moore M. et al. // Ore Geology Reviews, - 2015. - V. 64. - P. 499-521.
- [12] Raghoebarsing A.A. et al. // Nature. – 2005. - V.236, №25. - P. 1153-1156.
- [13] Taylor H.P. et al. // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1967. -V. 31. P. 407–430.

РАЗВИТИЕ АТОМНО-ЭМИССИОННОГО СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ ПО ПРОГРАММЕ ИМПОРТОЗАМЕЩЕНИЯ (НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ)

С.Б. Заякина¹, Шавекин А.С.¹ В.А. Лабусов^{2,3}

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и минералогии им.В.С.Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, 630090 Новосибирск, пр. В.А. Коптюга, д.3 E-mail: zayak@igm.nsc.ru

²ООО «ВМК-Оптоэлектроника», ³Институт автоматики и электрометрии СО РАН, 630090 Новосибирск, пр. В.А. Коптюга, д.1 E-mail: info@vmk.ru

Развитие геохимии неразрывно связано с прогрессом аналитической химии. Современный атомно-эмиссионный спектральный анализ, как непрерывно развивающаяся область аналитической химии, является мощным инструментом для определения элементного состава вещества. Развитие приборной базы атомно-эмиссионного спектрального анализа, применение новых источников возбуждения спектров, внедрение компьютеризации всего процесса анализа и обработки результатов позволяют быстро и надежно решать большинство задач, поставленных перед геохимиками и аналитиками. Среди отечественных разработчиков и производителей аналитического приборостроения Институт автоматики и электрометрии СО РАН и созданная на базе его фирма «ВМК-Оптоэлектроника» занимают одно из ведущих положений, по мнению академика РАН Ю. А. Золотова. Выпускается широкая линейка аналитических приборов с системами регистрации на основе твердотельных детекторов МАЭС и программным обеспечением всего комплекса проведения атомно-эмиссионного спектрального анализа.

Институтом геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сиб. Отд. РАН в период 2005-2011г. по программе импортозамещения приобретены две уникальные установки для атомно-эмиссионного спектрального анализа. Первая установка на базе двухструйного дугового плазматрона, вторая - автоматизированная установка «Гранд-Поток» для анализа порошковых проб по методу просыпки. Обе установки позволяют проводить анализ в двух режимах: интегральным и сцинтилляционным. Одновременная регистрация спектра пробы двумя способами дает мощный инструмент геохимикам не только для определения количественного содержания БМ в пробе, но и информацию о формах нахождения элементов в пробе. Получены пределы обнаружения (ppm): Ag - 0.01, Au – 0.05; Pt, Pd – 0.07; Ru, Rh – 0.09. Изучена возможность определения одновременно с золотом, серебром и платиновыми металлами большой группы сопутствующих элементов $C_{\text{мин}}$ на уровне (0.01-0.03 ppm). Перспективность применения плазматрона продемонстрирована на анализе различных дисперсных объектов: черносланцевых проб, Li-содержащих материалов, углеродных-фторуглеродных композитных наноматериалов, а также для экологических исследований на примере прямого одновременного определения ртути и тяжелых металлов в модифицированных углеродных сорбентах, применяемых для очистки сточных вод химического производства.

Оборудование используется при выполнении базового проекта «Геохимия благородных, редких и радиоактивных элементов в углеродсодержащих рудоформирующих системах». Проведено определение благородных металлов в углеродистых (черносланцевых) породах. Исследованы пробы торфа, контактирующего с кислыми дренажными растворами, возникающими при взаимодействии поверхностных вод с отходами Урского хвостохранилища (Кемеровская область, Россия), прямой атомно-эмиссионный анализ показал, что содержание Au в пробах торфа на порядок выше, чем в отходах, а с помощью сцинтилляционного метода удалось получить количественное распределение частиц золота по массе. При проведении экологических исследований важными являются определения тяжелых токсичных металлов в почве, в том числе таких «суперэкоотоксикантов» как ртуть и таллий, а также одновременное определение их и

сопутствующих микропримесей в модифицированных углеродных сорбентах, применяемых для очистки сточных вод химического производства. Изучен состав проб сапропеля оз. Котокель, определено 20 элементов с содержанием на уровне от 0.1 до 100 ppm. Метод применен для детального изучения закономерностей распределения БМ и Ре в растворах из гидротермальных источников вблизи действующих вулканов Курильских островов и Камчатки, с использованием различных сорбентов в целях поисков источников наиболее насыщенных этими элементами растворов и разработки эффективных способов их извлечения. Установлено, что в растворах гидротермальных источников вблизи действующих вулканов Курильских островов в различных концентрациях присутствуют благородные металлы, для примера на рисунке приведено распределение по массе частиц палладия в гидротермах вулканов Курильских островов.

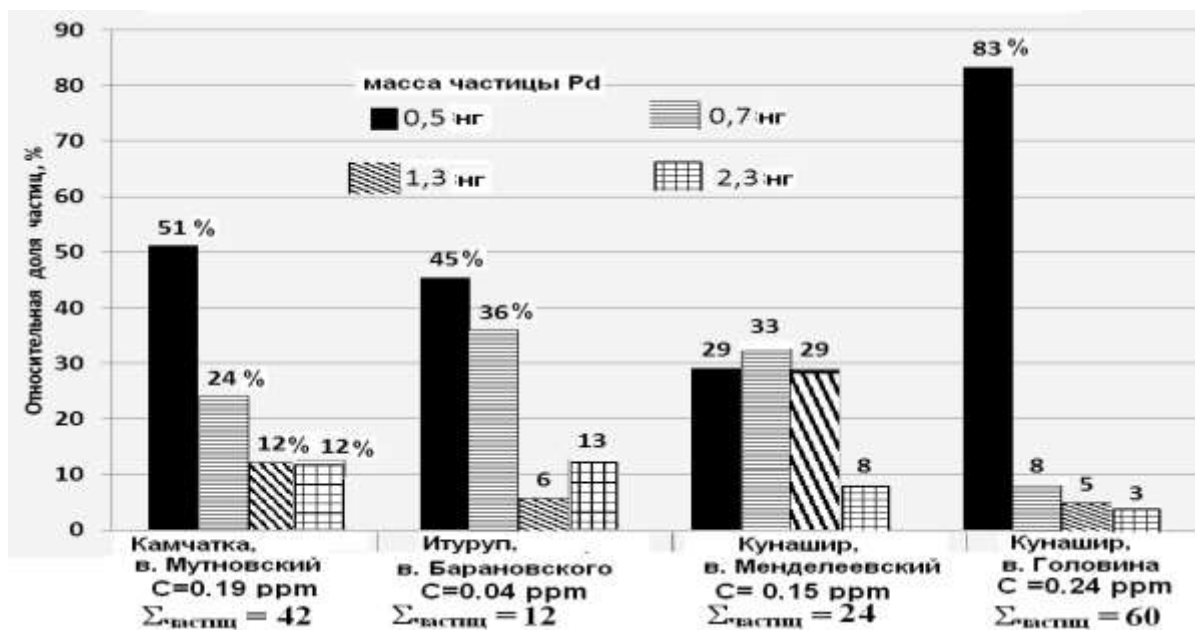


Рис.1. Распределение по массе частиц палладия в гидротермах вулканов Курильских островов

Разрабатывается методика определения редкоземельных элементов в пробах Томторского месторождения.

Работа поддержана Грантом РФФИ №17 – 45- 540063 p.a.

Литература

1. Аношин Г. Н., Заякина С. Б. Современный атомно-эмиссионный спектральный анализ в геологии и геохимии. Новосибирск: НГУ, ИГМ СО РАН, 2011 200с.
2. Аношин Г. Н., Заякина С. Б. / Химический анализ в геологии и геохимии //ред. Аношин Г.Н. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2016. с.235-243
3. Заякина С.Б., Аношин Г.Н., Путьмаков А.Н., Веряскин А.Ф. // Заводская лаборатория. Диагностика материалов . 2012.Т. 78, № 1 часть II . С.50-53
4. Шавекин А.С., Купцов А.В., Заякина С.Б., Аношин Г.Н. //Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2017. №1. Т.83. С.97-100.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ФАЗООБРАЗОВАНИЯ В СИСТЕМАХ ОЛИВИН – МАГНЕЗИТ – СЕРА И ОЛИВИН – МАГНЕЗИТ – ПИРИТ ПРИ ВЫСОКИХ P,T-ПАРАМЕТРАХ

Е.В. Здроков^{1,2}, Ю.В. Баталева^{1,2}, Ю.Н. Пальянов^{1,2}, Ю.М. Борздов^{1,2}

¹ – *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН*

² – *Новосибирский Государственный Университет*

zdrokov@igm.nsc.ru

Углерод и сера являются летучими компонентами, активно участвующими в мантийных минералообразующих процессах. Ключевую роль в их глубинных циклах углерода и серы играет субдукция, в процессе которой коровый материал, содержащий карбонаты, сульфиды и сульфаты, транспортируется в мантию, где эти минералы становятся источниками обогащенных углеродом и серой расплавов и флюидов – потенциальных метасоматических агентов.

Расчеты баланса масс по углероду и сере в зонах субдукции [1], показывают, что ежегодный привнос карбонатного вещества в мантию составляет $\sim 4,6 \pm 4,0 \times 10^{12}$ молей, количество подгружаемых сульфидов и сульфатов оценивается на уровне $\sim 2,5 \pm 1,5 \times 10^{12}$ моль/год. Вынос углерода и серы в вулканических дугах в 3 – 5 раз ниже их привноса в мантию. Такая большая разница свидетельствует о погружении значительного количества карбонатов, сульфидов и сульфатов глубоко в мантию, где становится возможным их взаимодействие с мантийными минералами. В настоящее время известно, что субдукция карбонатного материала земной коры может быть реализована на глубинах порядка 600 км [2], причем карбонаты термодинамически устойчивы даже при P, T – параметрах нижней мантии [3]. Свидетельством возможного присутствия карбонатов в мантийных породах являются находки карбонатных включений в алмазах [2].

Поведение серы в процессах метасоматоза, а также связь этих процессов с образованием мантийных сульфидов активно исследуется в последние годы [4]. В частности, предполагается, что образование сульфидов может происходить при взаимодействии серы с мантийными силикатами, например, с оливином:

- $Mg_2SiO_4 + \frac{1}{2}S_2 + C \rightarrow MgSiO_3 + MgS + CO$ [5];
- $Fe_2SiO_4 + S_2 \rightarrow 2FeS + O_2 + SiO_2$ [6];
- $2Fe_2SiO_4 + S_2 \rightarrow 2FeS + Fe_2Si_2O_6 + O_2$ [7].

Экспериментальные исследования проведены на многопуансонном аппарате высокого давления типа «разрезная сфера» (БАРС) [8], при давлении 6,3 ГПа и в температурном интервале 1050 – 1550 °С, продолжительностью от 40 до 60 часов, в системах $(Mg,Fe,Ni)_2SiO_4 - (Mg,Ca)CO_3 - S$ и $(Mg,Fe,Ni)_2SiO_4 - (Mg,Ca)CO_3 - FeS_2$.

Установлено, что в относительно низкотемпературных экспериментах (1050 – 1350 °С) взаимодействие оливин – магнезит – сера приводит к образованию Ni-содержащего пирита, ортопироксена, оливина, магнезита и преимущественно серного расплава с растворенными компонентами (рис. 1а). В результате взаимодействия оливин – магнезит – пирит при температурах ≤ 1250 °С происходит формирование ассоциации Ni-содержащих пирротина, пирита, ортопироксена, оливина и магнезита. Установлено, что основными процессами фазообразования при относительно низких температурах являются плавление серы, частичная перекристаллизация оливина и карбонатов в преимущественно серном расплаве, в результате чего происходит экстракция Fe и Ni из оливина в расплав с последующим формированием пирита и ортопироксена на границе расплава с карбонатно-силикатным матриксом.

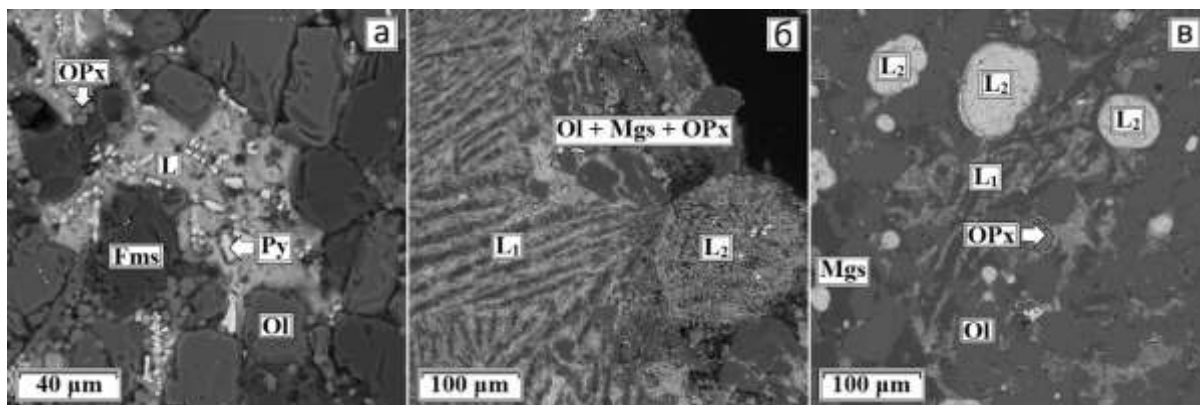


Рисунок 1. РЭМ микрофотографии фрагментов ампул: а – закаленный преимущественно серный расплав в карбонатно-силикатном матриксе (1350 °С); б – серно-сульфидный и преимущественно карбонатный закаленные расплавы (1550 °С); в – закаленные серо-сульфидные и преимущественно карбонатный расплавы в пироксен – магнезит – оливиновом агрегате (1450 °С); Fms – ферромагнетит; L – преимущественно серный расплав; L₁ – карбонатно-серный расплав; L₂ – серосодержащий расплав; Mgs – магнезит; Ol – оливин; OPx – ортопироксен; Po – пирротин; Py – пирит.

При более высоких температурах взаимодействие в системах оливин – магнезит – сера и оливин – магнезит – пирит приводит к генерации двух расплавов – преимущественно карбонатного и серно-сульфидного, а также к формированию безжелезистых оливина, ортопироксена и магнезита (рис. 1б,в). Установлено, что в качестве основных процессов фазообразования в интервале температур 1450-1550 °С можно рассматривать генерацию карбонатных и серно-сульфидных расплавов, полную перекристаллизацию силикатных и карбонатных фаз в этих расплавах, и экстракцию Fe и Ni из силикатов.

Результаты экспериментов в системах силикат – карбонат – сера и силикат – карбонат – сульфид свидетельствуют, что изученные взаимодействия могут рассматриваться в качестве основы для моделирования метасоматических процессов, сопряженных с образованием мантийных сульфидов при субдукции корового материала в силикатную мантию.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-27-00054).

Литература

1. Evans, K.A. // *Earth-Science Reviews*, 2012, V. 113. 11 – 32 pp.
2. Shirey S.B., et al. // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2013, V. 75. 355 – 421 pp.
3. Oganov A.R., et al. // *Rev Mineral Geochem*, 2013, V. 75. 47 – 77 pp.
4. Bataleva Yu.V., et al. // *Geology*, 2016, v. 44, I. 4, p. 271–274.
5. Fleet M.E., MacRae N.D. // *Geochim Cosmochim Acta*, 1987. V. 51. 1511 – 1521 pp.
6. Papike J.J., et al. // *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, V. 59. 3061 – 3070 pp.
7. Eggler D.H., Lorand J.P. // *Geochim Cosmochim Acta*, 1993, V. 57. 2213 – 2222 pp.
8. Palyanov Y.N., et al. // *Cryst. Growth Des*, 2010, V.10, 3169 – 3175 pp.

ВАРИАЦИИ СОСТАВА СРЕДЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЗОНАЛЬНО-СЕКТОРИАЛЬНЫХ АЛМАЗОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ НЮРБИНСКАЯ (ЯКУТИЯ)

Д.А. Зедгенизов¹, С.Ю. Скузоватов², А.Л. Рагозин¹, В.В. Калинина¹, Б.С. Помазанский⁴

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН*

²*Институт геохимии им. А.С. Виноградова СО РАН*

³*НИГП АК «АЛРОСА»*

В настоящее время признается, что микровключения в природных алмазах с волокнистым (fibrous) внутренним строением представляют мантийные флюиды или насыщенные летучими расплавы, захваченные во время роста и в дальнейшем раскристаллизованные в виде ассоциаций дочерних минералов/фаз [2]. Изучение микровключений дает уникальную возможность для характеристики состава алмазообразующих сред и для понимания их образования и эволюции в мантии Земли.

Месторождения Якутской алмазонасной провинции, расположенной в центральной части Сибирской платформы, представляют собой основу алмазной сырьевой базы Российской Федерации. В середине 1990-х гг. в зоне Виллой-Мархинского глубинного разлома было открыто новое кимберлитовое поле - Накынское. В настоящее время в этом поле разрабатывается две алмазонасные кимберлитовые трубки - Ботуобинская и Нюрбинская. Несомненно, открытие и разработка новых месторождений открывают перспективу более детально охарактеризовать особенности состава и строения алмазонасной литосферной мантии этого региона. Для кимберлитовой трубки Нюрбинская объектом особого интереса являются широко распространенные в ней зонально-секториальные алмазы с признаками смены морфологии в процессе роста. Показано, что неоднородности внутреннего строения отражают разные этапы образования таких алмазов.

Микровключения были изучены в алмазах различной морфологии и внутреннего строения: (1) кубоиды (cuboids); (2) алмазы с облаковидными включениями (cloudy diamonds); (3) алмазы в оболочке (coated diamonds). Кристаллы были приполированы в пластинки толщиной 100-200 мкм параллельно плоскостям (110) и (100). Содержание главных элементов микровключений было определено методом энергодисперсионной спектроскопии. Все анализы были нормализованы на 100% без учета углерода. Количество воды и карбонатов было рассчитано по данным ИК-спектроскопии. ИК-спектры поглощения были записаны с использованием ИК-Фурье спектрометра Bruker Vertex 70, оснащенного ИК-микроскопом Nuregion-2000.

В подавляющем большинстве составы микровключений, описанных в алмазах из разных месторождений мира, образуют ряды либо между карбонатитовым (обогащенным Са, Mg, Fe и карбонатами) и силикатным (обогащенным Si, Al, K и водой) конечными членами, либо между карбонатитовым и водно-солевым (хлоридным) (обогащенным и K, Cl водой) конечными членами [3]. Для исследованных алмазов из кимберлитовой трубки Нюрбинская также установлены широкие вариации состава микровключений. Микровключения в алмазах кубического габитуса (кубоидах) характеризуются диапазоном от преимущественно карбонатных до преимущественно силикатных составов. Подобные вариации состава микровключений отмечаются для алмазов в оболочке. Между этими двумя группами алмазов также не отмечается различий по соотношению двухвалентных катионов (Са-Mg-Fe). В отличие от кубоидов и алмазов в оболочке большинство алмазов с облаковидными включениями характеризуются преимущественно карбонатитовым составом микровключений. Среди них отмечаются алмазы с микровключениями незначительно обогащенные как хлоридным, так и силикатным компонентами. Для алмазов с облаковидными включениями также характерно относительное обогащение микровключений Mg.

Наблюдаемые вариации состава микровключений в алмазах из трубки Нюрбинская - от карбонатитового до водно-силикатного конечного члена, могут быть обусловлены либо фракционированием расплава/флюида в процессе кристаллизации, либо смешением изначально различных по химическому составу глубинных жидкостей. Исходя из полученных результатов, можно высказать предположение, что среда алмазообразования, реликты которой зафиксированы нами в микровключениях, могла формироваться в результате частичного плавления мантийных пород контрастного состава. Именно этот процесс в настоящее время рассматривается в качестве главного механизма образования карбонатитовых и кимберлитовых расплавов в литосферной мантии [1]. Существенно карбонатитовый и существенно силикатный составы включений в волокнистых алмазах могут отражать образование соответствующих расплавов/флюидов в химически различных мантийных субстратах.

Литература

- [1] Dalton J.A., Presnall D.C. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1998. V. 131. pp. 123-135.
- [2] Navon O., Hutcheon I.D., Rossman G.R., Wasserburg G.J. // *Nature*. 1988. V. 335. pp. 784-789.
- [3] Weiss Y., Griffin W.L., Navon O. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 376. pp. 110-125.

СУЛЬФИДООБРАЗОВАНИЕ В ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНАХ. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА, ТЕОРИЯ И ЭКСПЕРИМЕНТ

О.Н. Злобина¹, А.А. Злобин²

¹ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ) им. А.А. Трофимука СО РАН, лаб. седиментологии;*

² *Новосибирский государственный университет (НГУ), факультет естественных наук, кафедра катализа и горения*

Основу теории сульфидообразования в отложениях осадочных бассейнов составляют представления об источнике вещества, генезисе (хемогенном, биохемогенном) и о последовательности стадий преобразования минеральных фаз, начиная с обстановок седиментогенеза до условий катагенеза. Различные аспекты данного вопроса рассматриваются в работах многих отечественных и зарубежных исследователей. Сера в океанической воде, составляя около 0,09% (0,903 г серы на 1 кг воды), присутствует в виде свободных ионов SO_4^{2-} и в ионных парах $(\text{Na},\text{K})\text{SO}_4^-$, $(\text{Mg},\text{Ca})\text{SO}_4$, которые, в целом, по содержанию (2,7 г/кг) занимают второе место после хлорид-ионов [1]. В пресной воде концентрации серы значительно ниже (0,005-0,060 г/кг). Кроме того, этот элемент содержится в составе аминокислот морских организмов, а также в виде комплексных соединений с кластерными образованиями биогенной и абиогенной природы. Исследования показали, что металлосерные (MS) кластеры широко распространены в окружающей среде и, возможно, являются «строительными блоками» в минералообразовании [3 и др.]. Некоторые учёные считают, что водные кластеры FeS, ZnS и CuS слагают основную долю металлов в анаэробных морских и пресноводных средах, а также обладают высокой стабильностью и устойчивостью к окислению и диссоциации в аэробных обстановках речных систем [8, 11].

В классической теории нуклеации кластер определяется как группа молекул, предшествующая формированию ядра с критическим радиусом. В химии кластерами называются соединения нескольких атомов металла, находящихся на расстоянии, которое допускает прямое взаимодействие металл-металл с непосредственным перекрыванием соответствующих орбиталей. Атомы, ионы или молекулы другого химического состава, присоединённые к металлическому кластеру, считаются лигандами. При изучении структуры некоторых сульфидов, например, макинавита $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co}, \text{Ca}, \text{Mg})_{1+x}\text{S}$ было установлено, что атомы металлов, в основном Fe, образуют ряды. В каждом из них между атомами существует зона перекрытия орбиталей - расстояние между частицами Fe в одном ряду 2,26 Å при их радиусе 1,26 Å. Ряды с кластерным строением повторяются через 5,03 Å, между ними располагаются атомы серы, создавая многоядерное комплексное соединение - MS кластер. Предполагается, что такие структуры (нейтральные или с ионным зарядом) могут существовать в природных бассейнах в растворённом состоянии и в виде наночастиц, взвешенных в воде. Их среднее содержание чётко не определено, опубликованы результаты исследований образцов, отобранных в глубоководных морских условиях вблизи газотермальных выходов, где концентрации MS кластеров составляют до 12 mM, иногда больше [6]. По данным Розана Т.Ф. с соавторами в пресных водах рек штатов Коннектикут и Мэриленд концентрации сульфидных частиц диаметром <0,2 мкм достигают 0,0006 mM, это около 20% от общего количества соединений Fe и Zn растворённых в воде [11]. Суммарная концентрация сульфидов (в растворённом состоянии и в виде наночастиц) в западной части Атлантического океана составляет от менее $2 \cdot 10^{-6}$ до 0,00055 mM [9]. Несмотря на чрезвычайно малые, нано-пикомолярные количества MS кластеров, большой интерес к ним возник благодаря данным о формировании сверхядер, способных к спонтанному росту. В связи с этим концепция низкотемпературного хемогенного сульфидообразования в современных и древних осадочных бассейнах приобрела актуальность. С.В. Козеренко с коллегами провели экспериментальное моделирование абиогенного формирования сульфидов железа в осадочных и гидротермально-осадочных низкотемпературных

процессах [3]. Они установили, что в начале реакции при 100-150°C происходит образование гидроксид-сульфидов (таких как гидротроилит $\text{Fe}(\text{HS})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), затем трансформирующихся в обычные сульфиды. Аналогичную схему, согласно экспериментальным данным, используют некоторые микроорганизмы только при значительно более низких температурах. Зарубежные учёные детально изучили процесс пиритизации через моносουλфид Fe [8, 10, 12 и др.]. В результате прямого взаимодействия Fe^{2+} и S_2^{2-} при $T < 100^\circ\text{C}$ в растворах всегда преобладал аморфный FeS. Дальнейшие эксперименты проводились в синтетическом растворе с сероводородом с целью совершенствования структуры моносулфида до пирита. H_2S в реакциях при температурах 25-125°C выступал в роли окислительного агента (акцептора электронов), присутствующего в естественной среде, железо являлось донором электронов, молекулярный водород - продуктом окисления. Органическое вещество (ОВ) в виде тиолов добавлялось в систему для замедления быстрой конденсации кластеров. Первая фаза представляла собой наночастицы (размером 2 нм) метастабильного макинавита, состоящие из приблизительно 150 субъединиц FeS. В заключительной стадии на поверхности агрегатов макинавита образовались смешанные скопления кристаллов пирита кубической формы с длиной ребра до 800 нм и субсферических выделений (протофрамбоидов) до 1400 нм в диаметре. Следует заметить, что аналогичные смешанные наноструктуры часто наблюдаются в отложениях юры и мела Сибири и, вероятно, исходя из выше изложенного, не всегда имеют биогенный генезис. Ступенчатый процесс образования минералов из низкотемпературных водных растворов был также продемонстрирован на примере сульфида цинка [7]. В качестве фазы предшественника сфалерита определена кластерная единица $\text{Zn}_4\text{S}_6(\text{H}_2\text{O})_4^{4-}$.

Таким образом, можно предполагать преимущественно хемогенное образование сульфидов в осадочных породах, где в составе керогена бактериальная составляющая не зафиксирована. Финальная стадия процесса пиритизации в этих отложениях происходила в условиях позднего диагенеза - раннего катагенеза, в верхней зоне газообразования на уровне более интенсивного выхода H_2S . В подтверждение этому присутствие фаз-предшественников (гидротроилита, точилинита, маккинавита, грейгита) в катагенетически менее преобразованных юрских, меловых и палеогеновых осадках Сибири [2, 4, 5]. В заключение отметим, что концепция хемогенного низкотемпературного сульфидообразования, кратко изложенная в данной работе, до сих пор не принимается во внимание многими российскими специалистами, несмотря на имеющуюся экспериментальную базу. Минеральные фазы, формирующиеся на разных этапах ступенчатого процесса, могут являться индикаторами определённых физико-химических условий среды, стадий преобразования осадка.

Литература

1. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана: монография. М.: Наука, 1984. 272 с.
2. Гаврилов Ю.О. // Литология и полезные ископаемые. 2010. №2. С. 133-150.
3. Козеренко С.В. и др. [Электронный ресурс]: отчет о НИР/НИОКР, грант РФФИ 97-05-64573-а, 1997. Режим доступа: http://www.rfbr.ru/rffi/ru/project_search/o_127436
4. Королёв Э.А. и др. // Учёные записки Казанского Университета. 2010. Т. 152. кн. 3. С. 192-207.
5. Рудмин М.А. и др. // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 4. 94–107.
6. Kelley S., Baross J.A., Delaney J.R. // Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences. 2002. Vol. 30. pp. 385-491.
7. Luther G.W., Theberge S.M., Rickard D.T. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. Vol. 63. №19-20. pp. 3159-3169.
8. Luther G.W., Rickard D. // Journal of Nanoparticle Research. 2005. Vol. 7. № 4-5. pp. 389-407.
9. Radford-Knoery J., Cutter G.A. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1994. Vol. 58. № 24. pp. 5411-5431.
10. Rickard D., Luther G.W. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1997. Vol. 61. № 1. pp. 135-147.
11. Rozan T.F. et al. // Nature. 2000. Vol. 406. № 6798. pp. 879-892.
12. Schoonen M.A.A. // Geological Society of America Special Papers. 2004. Vol. 379. pp. 117-134.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНАХ ЧУИ И КАТУНИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

И.Д. Зольников^{1,2}, С.А. Котлер¹, Е.В. Деев^{2,3}

1 - Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН;

2 - Новосибирский государственный университет;

3 - Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

Вопросы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Горного Алтая до сих остаются предметом научной дискуссии. О существенной роли аллювия в строении высоких, средних и низких террас Чуи и Катунь высказывались многие. Однако, сколько-нибудь детальные описания геологического строения отложений, генезис которых однозначно воспринимался бы как аллювиальный всеми исследователями, начали публиковаться сравнительно недавно [3, 4]. В ходе полевых сезонов более чем за 15 лет были выявлены и описаны геологические разрезы, в которых вскрыты речные отложения долин Чуи и Катунь, проведено датирование этих отложений радиоуглеродным и OSL методами, реконструирована позднечетвертичная история формирования аллювия. Точкой отсчёта последнего аллювиального хроностратиграфического интервала развития долин является завершение оледенения после 100 тыс. лет назад (MIS 5c) и до 90 тыс. лет назад (MIS 5b) [4]. В это время сформировался цоколь высоких и средних Чуи и Катунь, который представлен преимущественно отложениями гигантских гляциальных паводков, образовавшихся при прорыве вод ледниково-подпрудных озер через ледниковые плотины в горловинах Чуйской, Курайской и Уймонской котловин. Дальнейшую историю формирования аллювиальных отложений и рельефа в долинах Чуи и Катунь можно представить в виде событийной последовательности этапов, характеризующихся спецификой соотношения эрозии и аккумуляции, в зависимости от климатических изменений.

Первый послеледниковый этап в развитии речных долин Юго-Восточного Алтая характеризуется преобладанием процессов аккумуляции, о которых свидетельствует геологическое строение трёх опорных разрезов констративного аллювия аккумулятивных террас. Нижнеуймонское обнажение в восточной части Уймонской котловины вскрыто карьером высотой до 14 м в уступе аккумулятивной террасы р. Катунь. Из пойменных песков отобраны образцы для OSL датирования, по которым получены возрасты 89 ± 8 тыс. лет (RIS0-132534) и 79 ± 5 тыс. лет (RIS0-132533) [4]. Стратиграфическим аналогом является Устьбашталинское обнажение в западной части Уймонской котловины. Из алевроитов отобраны гастроподы (6,8 м от бровки обрыва), по которым получена 14C дата AA95968 древнее 45,7 тыс. лет (AMS, Аризонская лаборатория, США) [1]. Из песков (6,4 м от бровки обрыва) взят образец, для которого определен OSL-возраст 77 ± 5 тыс. лет (RIS0-132537) [4]. В среднем течении р. Катунь стратиграфическим аналогом этих двух разрезов является Малояломанский разрез, вскрытый карьером, расположенным в левобережной средней террасе р. Катунь, близ устья р. Малый Яломан ($N = 50.49726^\circ$, $E = 86.59146^\circ$). Здесь чередуются слои серого косослоистого и мультислоистого гравийно-галечника, галечника, гравийника, мощностью 2-4 м и линзы, прерывистые прослои светло-серого песка. На высоте 2,5 м от основания карьера выходит слой палево-серого крупнозернистого пойменного песка, мощностью 2-6 см. Из песков получена OSL дата 89 ± 10 тыс. лет (RIS0-132543), коррелирующая с датами описанных выше аллювиальных отложений в Уймонской котловине (89 ± 8 , 79 ± 5 , 77 ± 5 тыс. лет) [4].

Второй этап событийной истории характеризуется врезанием реки на 25 метров от уровня кровли констративного аллювия Малояломанского разреза. Данный врез фиксируется подошвой аллювия в Среднекатунском разрезе. Глубина данного вреза отражена площадками средних террас высотой 25-29 м от уреза реки, которые являются отражением третьего этапа развития речных долин, связанным с расширением долины и

формированием маломощного субстративного аллювия (в основном перлювия по отложениям ГПП, слагающих цоколь террас).

Четвертый этап истории формирования речных отложений изучен в Среднекатунском обнажении левобережного обрыва излучины р. Катунь около пос. Малый Яломан. На цокольном основании, мощностью 20-24 м [3] залегают аллювиальные мульдообразно слоистые галечники с гравийными песками, мощностью до 8 м. В западной части разреза в цокольных отложениях на глубину до 25 метров врезано палеоруло, выполненное параллельно-слоистыми песками и алевритами. Из основания тонкозернистой пачки получен OSL возраст 39 ± 4 тыс. (RIS0-142566), который фиксирует верхнюю границу 4-го этапа аллювиального вреза. Пятый этап речной аккумуляции фиксируется в Среднекатунском разрезе косослоистыми гравийно-галечниками русловой фации аллювия, залегающими поверх цоколя и погребённого русла. Гравийно-галечники перекрываются параллельно слоистыми песками пойменного аллювия. Стратиграфические аналоги аллювиальных отложений 5-го этапа изучены в Маргалинском обнажении, расположенном в восточной части Уймонской котловины около устья р. Маргала. В береговом обрыве надпойменной аккумулятивной террасы р. Катунь вскрываются серый косослоистый галечник и мелкий валунник, видимой мощностью около 5 м, перекрытый светло-серыми косослоистыми среднезернистыми песками, мощностью около 0,5 м, которые в свою очередь перекрываются подпрудно-аллювиальными параллельно слоистыми тонкозернистыми алевритистыми песками мощностью 0,5-1,7 м. Из аллювиальных песков второй пачки с глубины 4,4 м от бровки получена OSL-дата 22 ± 1 тыс. лет (RIS0-132540), а из основания подпрудно-аллювиальных осадков с глубины 2,5 м от бровки получена дата 14 ± 1 тыс. лет (RIS0-132541) [4]. Обе эти даты соответствуют этапу аллювиальной аккумуляции в MIS-2. В восточном окончании обнажения первая надпойменная терраса, высотой до 5 метров, срезает отложения описанной выше второй надпойменной террасы и прилегает к ним. Таким образом, между накоплением аллювия десятиметровой и пятиметровой террас фиксируется эрозионный размыв, который можно выделить как 6 этап вреза. Из основания первой надпойменной террасы из глинистого горизонта отобран растительный детрит, 14C возраст которого составляет 5890–5810 лет назад (UGAMS - 27116) [2]. Эта дата указывает на начало 7-го этапа аккумуляции, который приходится на середину голоцена. В настоящее время наблюдается речной врез, который можно выделить в 8-й этап врезания.

Литература

1. Деев Е.В., Зольников И.Д., Гольцова С.В., Русанов Г.Г., Еманов А.А. Следы древних землетрясений в четвертичных отложениях межгорных впадин центральной части Горного Алтая // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 3, с. 410—423.
2. Деев Е.В., Зольников И.Д., Турова И.В., Русанов Г.Г., Ряполова Ю.М., Неведрова Н.Н., Котлер С.А. Палеоземлетрясения в Уймонской внутригорной впадине (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2018. Т. 59. (в печати).
3. Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В., Котлер С.А. Сравнительный анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2015. Т.56. № 8. С.1483-1495.
4. Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катунь (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т.57. № 6. С.1184-1197.

ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ РАСПЛАВОВ ПРОВИНЦИИ СИБИРСКИХ ТРАППОВ И КОНЦЕНТРАЦИИ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ В НИХ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНЕ И ХРОМШПИНЕЛИ

А.В. Иванов¹, С.Б. Мукаса², В.С. Каменецкий³, М. Аккерсон⁴, Е.И. Демонтерова¹, Б.Г. Покровский⁵, Н.В. Владыкин⁶

¹ *Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru*

² *Колледж науки и инжиниринга, Университет Миннесоты, mukasa@umn.edu*

³ *Школа физических наук, Университет Тасмании, dima.kamenetsky@utas.edu.au*

⁴ *Геофизическая лаборатория, Geophysical Laboratory, Институт науки Карнеги, mackerson@carnegiescience.edu*

⁵ *Геологический институт РАН, pokrov@ginras.ru*

⁶ *Институт геохимии СО РАН, vlad@igc.irk.ru*

Ключевым вопросом в понимании механизма формирования крупных изверженных провинций, каковыми являются трапповые провинции, является оценка роли летучих компонентов, в первую очередь таких как вода и углекислота. И тот и другой компонент существенно снижают температуру плавления мантии, играют принципиальную роль в динамике извержений и т.п.

Для данного исследования нами отобрано несколько образцов высокомагнезиальных пород из Меймеча-Котуйского района Сибирских траппов, а именно – высокотитанистых меймечитов и меланефеленитов. Меймечиты обычно считаются представителями высокотемпературных магм из-за их высокой магнезиальности, а Меймеча-Котуйский район – центром аномального разогретого мантийного плюма.

Нами проведен ряд экспериментов по гомогенизации расплавных включений, захваченных хромшпинелью из одого меймечита и оливином из четырех меймечитов и двух меланефеленитов. Хромшпинель в экспериментах нагревали до 1400 °С при атмосферном давлении в специальной высокотемпературной печи, а оливин – до 1500 °С при 5-6 кбар, используя установку пистон-цилиндр для создания давления. В первом случае гомогенизированные включения закаливались в воде мгновенно, а во втором эксперименты проводились без непосредственного контакта с водой. Охлаждение осуществлялось внешним водяным контуром, что приводило к закалке в течение ~1 минуты.

Концентрации петрогенных компонентов в гомогенизированных включениях (как в хромшпинели, так и в оливине) лежат в поле составов высокотитанистых пород Сибирских траппов в целом и Меймеча-Котуйского района в частности. Однако, гомогенизированные включения из оливинов смещены в низкомагнезиальную область за счет кристаллизации оливина из расплавного включения при его остывании на стенках минерала-хозяина. По этому, для оценки содержания MgO в первичных расплавах использованы только гомогенизированные расплавные включения из хромшпинели. Оказалось, что первичный меймечитовый расплав содержал не более 17 мас.% MgO. Это значение заметно ниже, чем в предыдущих экспериментах, описанных в литературе, которые проводились на включениях в оливине с последующей коррекцией MgO на кристаллизацию оливина.

Для оценки концентраций летучих компонентов (CO₂, H₂O, F, Cl, S) в первичных расплавах выполнялись измерения с использованием ионного зонда CAMECA IMS1280. Для этого использовались только гомогенизированные расплавные включения из оливинов. Измеренные концентрации корректировались на исходный состав с MgO 17 мас.%. Это приводило к заметному снижению измеренных значений (десятки процентов). Полученные значения концентраций варьируют в широком диапазоне значений, однако самые высокие из них оказываются наиболее высокими (за исключением серы) из когда-либо полученных для этих типов расплавов Сибирских траппов – 3.88 мас.% H₂O, 1477 г/т CO₂, 2490 г/т S, 4214 г/т F и 2.08 мас.% Cl.

Следует отметить, что исследования данного рода в силу их трудоемкости всегда проводятся на ограниченном количестве образцов, а наиболее высокие значения нами получены по расплавленным включениям из оливинов только одного меймечитового образца, что несомненно говорит о некоторой степени везения при подборе образцов в нашем исследовании. Вариации концентраций летучих компонентов объясняются дегазацией магмы перед захватом расплава кристаллизующимся оливином, а наиболее высокие значения оценкой снизу на концентрации летучих в первичных расплавах.

Изученные образцы характеризуются нерадиогенными изотопами стронция и радиогенными изотопами неодима. Для меймечитов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{250\text{млн лет}}$ и $\epsilon\text{Nd}_{250\text{млн лет}}$ варьируют в диапазоне 0.70289 - 0.70336 и +4.5 - +5.7, соответственно. Для меланефелинитов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{250\text{млн лет}}$ и $\epsilon\text{Nd}_{250\text{млн лет}}$ варьируют в диапазоне 0.70357 - 0.70363 и +3.2 - +3.9, соответственно. Вместе со спектрами микроэлементов в исследованных образцах пород, характерными для мантийных выплавов, это показывает отсутствие какой-либо существенной коровой контаминации меймечитовых и меланефелинитовых расплавов. Соответственно высокие концентрации летучих отражают их высокие концентрации в мантийном источнике. По нашему мнению, такое обогащение летучими мантийного источника связано с глубинной дегазацией субдуцирующих слэбов, опоясывавших Сибирскую часть Пангеи в позднем палеозое перед пульсом объемного магматизма, приведшем к формированию провинции Сибирских траппов. Высокие концентрации летучих указывают также на то, что нет необходимости в привлечении аномально разогретого плюма для выплавления магм Сибирских траппов.

Изотопные исследования выполнены при поддержке грантом РФФИ 16-17-10068 (А.В. Иванов и Е.И. Демонтерова). Гомогенизация включений в оливине под давлением и измерения концентраций летучих – в рамках работ по программе Фулбрайта (А.В. Иванов) и гранту NSF OPP-1025513 (С.Б. Мукаса), а гомогенизация включений в Cr-шпинели – по грантам ARC DP1092823 и DP130100257 (В.С. Каменецкий).

РЕДКИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СОСТАВОВ ПИРОПОВ

А.С. Иванов, З.В. Специус, М.О. Коленченко

Ivanovas@alrosa.ru, Spetsiuszv@alrosa.ru, Kolenchenkomo@alrosa.ru

Пироп относится к числу ведущих типоморфных минералов в кимберлитах. Этот минерал, несомненно, наиболее информативен и наиболее изучен как представитель минералов мантийного происхождения. Его состав и свойства широко используются для решения генетических и специальных петрологических задач, а также при поисковых работах на алмазы. Нами были выполнены определения составов элементов по 13 зернам пиропов из ксенолитов трубок Мир, Комсомольская и Удачная. В ксенолитах такие зерна однородны по составу, поэтому можно было отобрать необходимые навески (50 мг) для перевода пиропов в раствор, чтобы методом ИСП-АЭ спектromетрии выполнить определения редких и примесных элементов в составах пиропов. Все основные оксиды были проанализированы также на микроанализаторе – JXA – 8800R. Затем был выполнен кластерный и факторный анализ для выявления корреляционных связей между примесными и основными химическими элементами пиропов (рис. 1,2). Между основными и примесными химическими элементами пиропов существует семейственность, которая обусловлена корреляционными соотношениями их содержаний. Положительные корреляционные связи между всеми изученными содержаниями элементов в пиропе видны на диаграммах (рис. 1, 2) проекций главных факторов их содержаний и их группового кластерного анализа.

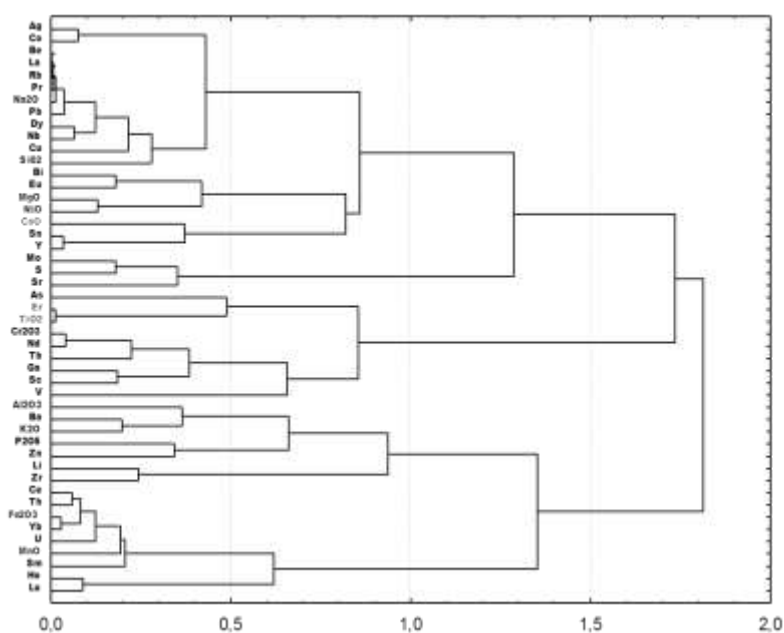


Рис. 1. Кластерный анализ примесных и основных элементов составов пиропов

По содержаниям титана в пиропе сделано разделение составов пиропов на три основные кластерные группы Дж. Доуссона – G1, G2, G9. На соотношениях частот встречаемости этих кластерных групп в представительных выборках зерен пиропов из кимберлитов рядом авторов предложены косвенные выводы о промышленной алмазоносности кимберлитовых трубок. При изучении содержаний только примесных элементов (Er, Zr – Ti родственная группа), возможно дублирование известных критериев алмазоносности кимберлитов. Также это можно это отнести и другим семейственным группам элементов – кальция с иттрием, хрома с неодимом, марганца и железа с иттербием.

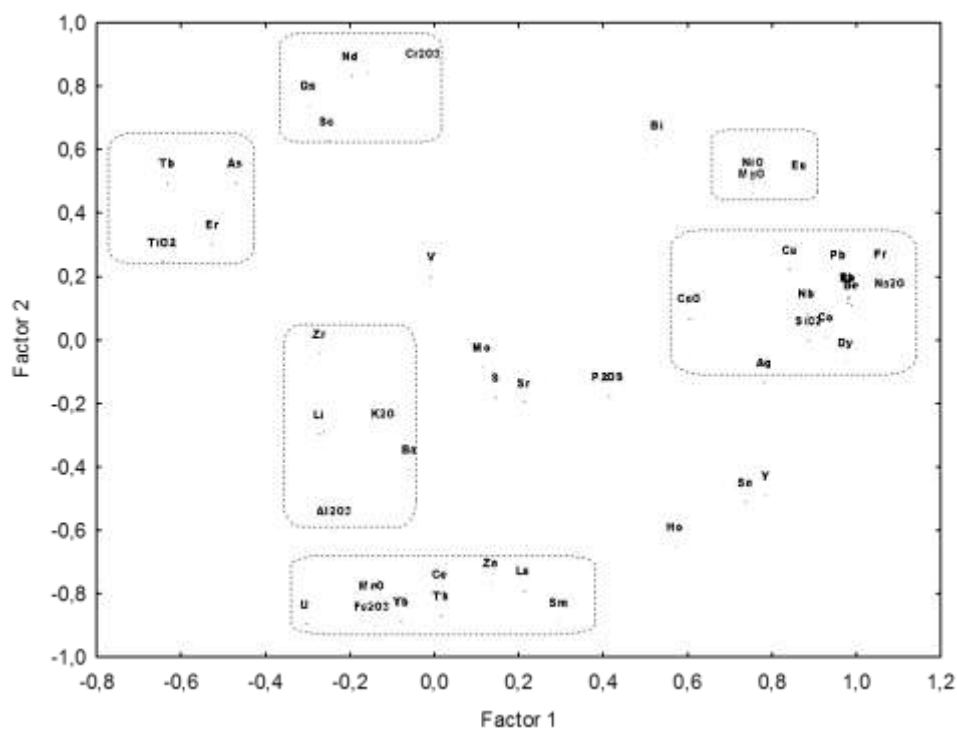


Рис. 2. Факторный анализ примесных и основных элементов составов пиропов

В результате проеденных исследований получены следующие основные выводы:

1. С содержаниями **кремния и натрия** в пиропе коррелируют примеси **Dy, Pr, Nb** – группа семейственности первая, связанная также с повышенным содержанием магния. Обогащенные кремнием пиропы ультраосновных парагенезисов характеризуются и повышенным магнием, вероятно, их кристаллизация происходила при повышенных давлениях и температурах.
1. Отмечена положительная корреляция содержаний **магния** в пиропе с **Ni, Bi, Eu**, Магний определяет название минерала – пироп, а высокие содержания Ni по геотермометру В. Гриффина, характерны для высоких PT параметров их образования. Первая и вторая - это две взаимосвязанные группы высоко магниезальных пиропов.
2. Для содержаний **хрома** в пиропе установлена корреляция со **Sc, Nd и Ga** – группа семейственности хромистых пиропов - третья.
3. Для содержаний **кальция** в пиропе характерны повышенные примеси **P, Sr, Y, Ag, Sn** – четвертая группа.
4. Содержания **железа** в пиропе коррелируют с повышенным количеством примесей элементов трансурановой группы и тяжелых РЗЭ – **U, Th, Yb, Lu**.
5. С содержаниями **алюминия** в пиропе коррелируют примеси щелочных и щелочноземельных элементов **Ba, Sr, Rb, K, Li**, а также **Zr**.
6. Для содержаний в пиропе **титана** характерна корреляция примесей **Er, Tb, As**.

НЕЛИНЕЙНЫЕ КРИСТАЛЛЫ ХАЛЬКОГЕНИДНЫХ СОЕДИНЕНИЙ: РОСТ, СТРУКТУРА, СВОЙСТВА

Л.И. Исаенко, С.И. Лобанов, П.Г. Креницын, А.П. Елисеев, А.А. Голошумова

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Наши исследования сосредоточены на новых нелинейных кристаллах, которые прозрачны в среднем и дальнем ИК диапазоне и перспективны для получения перестраиваемого когерентного излучения в области их прозрачности. Основная цель: создание аналитического оборудования для детектирования различных химических элементов/соединений с характерными колебательными спектрами.

Самыми эффективными материалами для этой цели являются кристаллы многокомпонентных халькогенидов. В этих соединениях реализуются более слабые межатомные связи, чем в оксидах, и в результате диапазон прозрачности смещается в длинноволновую сторону. В среднем ИК диапазоне оксиды прозрачны до 3-5 мкм, тогда как сульфиды, селениды, теллуриды до 11, 15 и 20 мкм, соответственно, а также и в дальнем ИК диапазоне (например, при $\lambda > 80$ мкм для LiGaS_2). Атомы халькогенов легче поляризуются по сравнению с кислородом: как следствие уменьшается ширина запрещенной зоны (E_g) и повышается нелинейная восприимчивость второго порядка. Кристаллы халькогенидных соединений с высокой нелинейностью, как правило, имеют пониженный порог оптического разрушения, малую ширину запрещенной зоны и, как следствие сильное двухфотонное поглощение в видимом диапазоне. Это накладывает определенные ограничения при их использовании в лазерных системах. Поэтому при создании кристаллов такой группы важно найти оптимальное сочетание этих параметров. В группе кристаллов LiBC_2 семейства (где $B = \text{In, Ga}$ и $C = \text{S, Se}$) наличие атома Li обеспечивает увеличение E_g и, как следствие, повышение оптической стойкости, однако, одновременно понижается нелинейная восприимчивость (Рис.1).

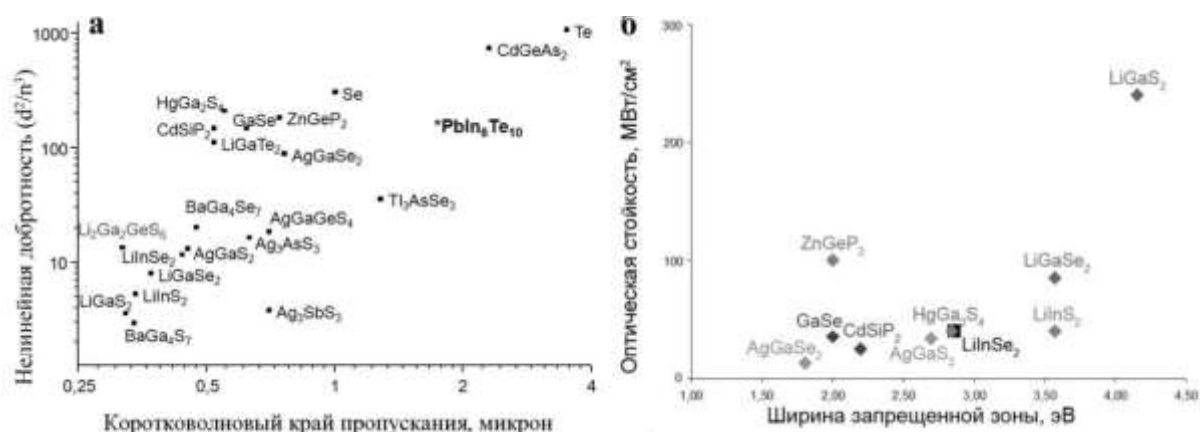


Рис.1. Зависимость: а) нелинейная добротность от положения коротковолнового края пропускания; б) оптической стойкости от ширины запрещенной зоны E_g для халькогенидных кристаллов.

Исключением является LiGaTe_2 , для которого этот параметр выше (43 pm/V), чем у его структурного аналога кристалла AgGaSe_2 (33 pm/V).

Предметом данного анализа является создание новых материалов на базе четверных халькогенидов, когда в трехкомпонентные соединения вводятся атомы Ge или Si , выявление тенденций изменения их структуры и характеристик, определяющих эффективность нелинейных преобразователей. Как в случае тройных, так в четверных халькогенидов

решетка формируется тетраэдрами [LiC₄], [BC₄], [MC₄], (B=Ga, In; M=Ge, Si; C=S, Se, Te), которые и определяют основной вклад в нелинейные свойства. Разница в структуре заключается в том, что тетраэдры в тройных соединениях наполовину заполнены катионами, тогда как в четверных соединениях свободные полости вообще отсутствуют. Увеличение количества/плотности структурных фрагментов [BC₄], [MC₄] обеспечивает увеличение нелинейных параметров кристаллов четверных халькогенидов. Длины связей Ga-C, M-C увеличиваются равномерно в ряду S→Se→Te, в [LiC₄] наблюдается возрастание анизотропии связей Li-C при переходе от тройных соединений к четверным. Структура сильнее искажается. И, как результат, наблюдается усиление нелинейных свойств кристаллов. Так, нелинейный коэффициент (d_{eff}) Li₂Ga₂GeS₆ составляет 16 pm/V, что значительно выше по сравнению с LiGaS₂ ($d_{31} = 5.8$ pm/V). Кроме того, длинноволновый край диапазона прозрачности существенно сдвигается далее в ИК для четверных соединений, особенно заметно это проявляется для Li₂Ga₂GeS₆, (LGGSe), Li₂Ga₂GeSe₆. (LGGSe) относительно их тройных аналогов: LiGaS₂ (LGS), Li₂GaSe₂ (LGSe) (Рис. 2).

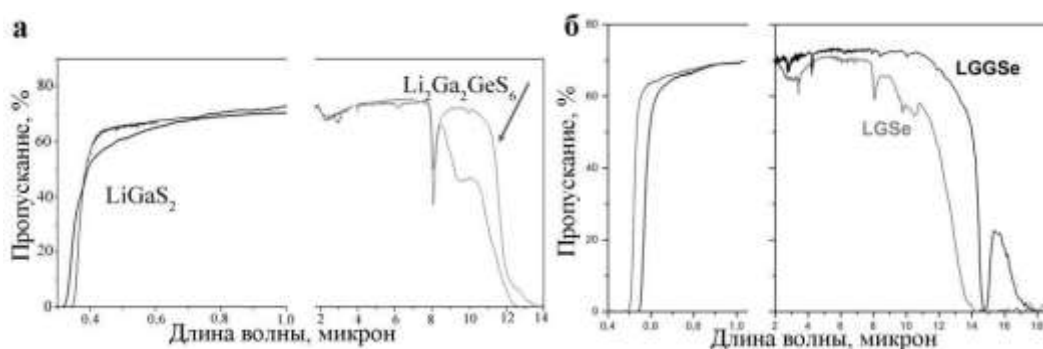


Рис. 2. Спектры пропускания для кристаллов LiGaS₂, LiGaSe₂, Li₂Ga₂GeS₆, Li₂Ga₂GeSe₆.

Все соединения плавятся конгруэнтно и кристаллы выращиваются методом Бриджмена – Стокбаргера. Исследование поведения системы в процессе роста выявили ряд особенностей, связанных с наличием легколетучих компонент, с одной стороны, и с присутствием химически агрессивного лития, с другой стороны. Уход лития из сферы реакции за счет взаимодействия с материалом контейнера приводит к дефициту лития в системе, с отклонением состава образцов от стехиометрического. Инконгруэнтное испарение расплава при температуре выше точки плавления смещает состав расплава в сторону избытка лития, где обнаружено расслаивание жидкости, причем одна из жидких фаз содержит Li₂C в твердом состоянии. Таким образом, область гомогенной кристаллизации соединений не превышает 2-3 мол.%. Следствием такого испарения может быть отклонение состава кристалла от стехиометричного и появление включений посторонних фаз. Для получения кристаллов высокого оптического качества необходим высокотемпературный отжиг в атмосфере летучих компонент соединений. Подвижность ионов в каркасе халькогенидов при высоких температурах достаточно велика: это, с одной стороны, способствует образованию дефектов в решетке, с другой, облегчает коррекцию состава путем высокотемпературного отжига. Введение в состав Ge или Si уменьшает температуру плавления, это особенно заметно для соединений, содержащих Ga. Температура плавления падает от 1050°C для LGS, до 900°C для LGGSe, а также от 915°C для LGSe до 750°C для LGGSe. Условия роста становятся более удобными, ослабляется инконгруэнтное испарение и отклонение от стехиометрии, понижается вероятность образования дефектов в кристаллах.

Алгоритм поиска нелинейных кристаллов направлен на оптимизацию их линейных и нелинейных свойств с учетом конкретных приложений и технологических особенностей роста высококачественных кристаллов

РОЛЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРОВ СДЕРЖИВАНИЯ УРАНА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СОЛЕННЫХ ОЗЕР ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

А.В. Карпов¹, А.Г. Владимиров^{1,2}, Е.Н. Мороз¹

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

2 Новосибирский государственный университет, Новосибирск

В урановорудных районах Монголии [6] располагаются минерализованные содовые озера, вода которых содержит повышенные концентрации урана (> 1 мг/л). Они представляют большой интерес для изучения механизмов накопления урана и связанных с ним элементов в воде и донных отложениях и могут являться источником промышленной добычи урана. Проведено много исследований ураноносных озер Северо-Западной Монголии [3, 4, 8]. Для Ишимской степи Северного Казахстана также характерны многочисленные минерализованные озера, располагающиеся вблизи Северо-Казахстанской урановорудной провинции. Крупнейшее в Северном Казахстане гидроминеральное урановое месторождение Семизбай располагается всего в 25 км, от озера Жамантуз-2. Поэтому актуальным является исследование механизмов накопления урана в водах и донных отложениях озер Ишимской степи.

Геохимические особенности формирования ураноносных озер Северо-Западной Монголии. Самым изученным в С-З Монголии является содовое озеро Шаазгай-Нуур. Подземные воды, содержащие повышенные концентрации урана (0,042-0,11 мг/л), питают реку Харгайн-Гол и ручьи, впадающие в озеро. Приток урана в озеро около 0,62 кг/сутки [3]. Его накопление происходит за счет испарения в условиях аридного климата. В воде уран ($U = 1$ мг/л) находится в форме карбонатных комплексов уранил-катиона $UO_2(CO_3)_2^{2-}$ и др. Отложения озера Шаазгай-Нуур также обладают высокими содержаниями урана ($U = 138$ г/т) за счет его аккумуляции при связывании с глинистыми и карбонатными минералами, а также с гидроксидами железа [4, 8].

Геохимические особенности формирования минерализованных озер Ишимской степи. Воды озер Ишимской степи (рис. 1) представлены преимущественно хлоридным типом, для которого характерны низкие содержания урана 0,0015 - 0,012 мг/л фонового уровня. Содержание урана в донных отложениях озер также находится на фоновом уровне. Уран в них связан преимущественно с гидроксидами железа и, в меньшей степени, с органической и карбонатной фракциями. Нами сделан вывод о наличии геохимического барьера на пути урана [1, 5].

Обсуждение результатов. Жанан-Койтасский граносиенит-гранитовый массив является вероятным источником поступления урана в озера Ишимской степи, а также на месторождение Семизбай. Он располагается западнее этого месторождения, в верхнем течении рек Семизбай и Шат. Река Семизбай ранее впадала в озеро Жамантуз-2 и проходила в непосредственной близости от уранового месторождения Семизбай. Установлено, что в пресном пруду на реке Семизбай, располагающемся выше по течению относительно уранового месторождения, содержание урана в воде (0,046 мг/л) и в донных отложениях (23-24 г/т) на порядок превышают содержания урана в озере Жамантуз-2 – 0,0029 мг/л и 4,6 г/т соответственно. В небольшом источнике подземных вод, располагающемся в нескольких десятках метров от пруда ниже по течению в русле реки Семизбай, содержание урана достигает 0,32 мг/л. В русловых отложениях ниже месторождения содержание урана находится на фоновом уровне (1,9-2,7 г/т).

Основные выводы. Уран выщелачивается в верхнем течении реки Семизбай, переносится подземными и поверхностными водами и аккумулируется ниже по течению, не достигая озер. Принимая во внимание осадочный генезис месторождения Семизбай [2, 7] и то, что уран на этом месторождении сконцентрирован в частичках углефицированного растительного детрита, катунах красных глин и поверхностях обломков обеленных песчаников [7], можно сделать вывод, что геохимическим барьером на пути урана от Жанан-

Койтасского массива являются карбонатно-песчаниковые и глинистые толщи юрско-мелового возраста месторождения Семизбай.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект №15-17-10003)



Рисунок 1. Схема расположения минерализованных озер Ишимской степи.

Литература

1. А. Г. Владимиров, С. К. Кривоногов, А. В. Карпов, И. В. Николаева, Л. И. Разворотнева, М. Н. Колпакова, Е. Н. Мороз / Доклады Академии Наук (в печати).
2. Волков И.А. Ишимская степь. Рельеф и покровные лессовидные отложения. / Новосибирск: Изд-во СО АН СССР. 1965. 74 с.
3. Гаськова О.Л., Исупов В.П., Владимиров А.Г., Шварцев С.Л., Колпакова М.Н. / Доклады Академии Наук, 2015, Т. 465, № 2, стр. 1-5.
4. Исупов В.П., Ариунбилэг С., Разворотнева Л.И., Ляхов Н.З., Шварцев С.Л., Владимиров А.Г., Колпакова М.Н., Шацкая С.С., Чухаина Л.Э., Мороз Е.Н., Куйбида Л.В. / Доклады Академии Наук, 2012, Т. 447, № 6, стр. 658-663.
5. Карпов А.В., Владимиров А.Г., Разворотнева Л.И., Кривоногов С.К., Николаева И.В., Мороз Е.Н. / Известия Томского политехнического университета, 2016, Т. 327, № 9, стр. 6-17.
6. Миронов Ю.Б., Афанасьев А.М., Булычев А.В., Бузовкин С.В., Высокоостровская Е.Б., Гэрэл О., Карпунин А.М., Коршунов А.М., Тамираа А., Шор Г.М., Шувалов Ю.М. // Урановые месторождения Монголии. Под ред. Ю.Б. Миронова, Ю.М. Шувалова СПб: ВСЕГЕИ, 2009, 304 с.
7. Садырбаева Г.А., Мырзабек К.А., Жатканбаев Е.Е., Дауренбеков С.Д., Пирматов Э.А., Никитина Ю.Г. // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2011. № 11. стр. 216-222.
8. Шварцев С.Л., Колпакова М.Н., Исупов В.П., Владимиров А.Г., Ариунбилэг С. / Геохимия, 2014, № 5, стр. 432-449.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА ПРАВОБЕРЕЖЬЯ Р. КАН

А.А. Каргозия

Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирский государственный университет

В региональном аспекте, согласно данным государственного геологического картирования [1], район исследований приурочен к северо-восточному краю Анцирско-Белоярской антиклинали, расположенной в зоне сочленения геологических структур складчатой области Енисейского кряжа и юго-западной окраины Сибирской платформы. Геолого-структурный контроль и неотектоника предопределили специфику формирования четвертичных отложений района. Объект исследования находится непосредственно на правом берегу р. Кан, долина которой инверсионно наложена на Анцирско-Белоярскую антиклиналь и имеет ширину 10 км. Вдоль южной окраины Канской антиклинали закартирован диагональный разлом протяженностью до 35 км, по которому девонские породы, прорвав юрскую толщу, взброшены с амплитудами вертикальных смещений от 300 до 3000 м. Поскольку для мел-палеогенового времени в регионе реконструируется эпоха тектонического спокойствия с формированием коры выветривания, то возраст послееюрских деформаций однозначно относится к эпохе альпийской складчатости и датируется кайнозойским, преимущественно неоген-четвертичным, хроностратиграфическим интервалом [2, 3]. На протяжении четвертичного периода правый борт долины р. Кан вовлекался в неравномерные блочно-дифференцированные вертикальные подвижки, сопряженные с неотектоническим поднятием Канской антиклинали.

Согласно традиционным представлениям комплекс низких террас с уровнями 10-20 м правобережья р. Кан считается однородным по геолого-геоморфологическому строению. Целью детального исследования участка 600 X 800 м в 3,5 км к востоку от г. Канск явился прогноз вероятности обнаружения археологических находок на разных типах и формах рельефа при охранно-спасательных археологических работах в данном районе. Экспедиционные работы включали: тахеометрическую съемку, детальное геоморфологическое картографирование с использованием GPS, литофациальное изучение отложений в шурфах.

На геоморфологической схеме выделены: аллювиальный сегмент, относящийся к эрозионно-аккумулятивному типу рельефа, а также горстовый, грабенный и грядово-оползневой и сегмент зоны сочленения геологических структур, относящиеся к структурно-денудационному типу рельефа. Четвертичные отложения на палеозойском цоколе и третичных образованиях слагают двухчленную толщу террасовала. Нижний комплекс представлен русловой и пойменной фациями аллювия, а верхний сложен перевеянными песками, навейными лессовидными супесями и погребенными палопочвами. В различных геоморфологических сегментах возраст аллювиальной пачки и перекрывающего её субаэрального комплекса существенно различаются. Это обусловлено тем, что структурно-денудационный тип рельефа, занимающий правый борт долины р. Кан, приподнят и разбит на дифференцированные по разным гипсометрическим уровням блоки. При этом неотектонические деформации разных участков разновозрастны.

Причиной развития неотектонических и оползневых деформаций на изучаемой территории явилось формирование разнопорядковых линейно чередующихся локальных структур сжатия и растяжения диагонального заложения (с северо-запада на юго-восток) из-за вовлечения правого борта долины р. Кан в неравномерные блочно-дифференцированные вертикальные подвижки, сопряженные с неотектоническим поднятием Канской антиклинали. Результаты работ исключают правомочность корреляции по гипсометрическим уровням и иллюстрируют контрастную локальную неоднородность геолого-геоморфологического строения территории.

Кроме того, одной из задач проведенного исследования явился прогноз вероятности обнаружения археологических находок на разных типах и формах рельефа при охранно-спасательных археологических работах. На основе геоморфологического анализа, изучения структурно-текстурных особенностей отложений, а также выявления постседиментационных деформаций были изучены основные закономерности геологического строения территории, которые в полной мере отображает построенная геоморфологическая схема района работ.

На геоморфологической схеме были оконтурены выделы, представляющие собой поверхности, сложенные субэральным покровом и их фрагменты, «отчлененные» друг от друга в результате неотектонических подвижек и оползней (площадки оползневых блоков). Эти площадки наследуют дневные палеоповерхности прошлых эпох, подстилаются стратифицированными последовательностями отложений и являются наиболее перспективными для обнаружения археологических находок, так как они сложены непрерывной последовательностью слоев субэрального чехла с ненарушенным залеганием. Кроме этого, были выделены неотектонические уступы, плоскости сместителей оползневых блоков и малоамплитудные неотектонические уступы, которые пересекают стратифицированные отложения и, соответственно, культурные горизонты. Они не являются перспективными по причине нарушения первичного залегания, т.е. при вскрышных работах вертикальными расчистками будут вскрываться немые пачки отложений доголоценового возраста. Таким образом, был осуществлен прогноз вероятности обнаружения археологических находок, полностью подтвердившийся в ходе производственных вскрышных охранно-спасательных археологических работ.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист О-46. Объяснительная записка. Составили: В. К. Зуев, Л.К. Качевский, Г.И.Качевская, В.В. Комаров, О.А. Минаева, Л.А. Маркович, Т.Н. Шаталина, Л.Я. Потапенко. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 500 с.
2. Табацкий И.М. // Закономерности развития рельефа Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1982. С. 115-121.
3. Цыкин Р.А. // Журнал Сибирского Федерального Университета. Инженерия и технологии. 2011. № 4. С. 243-262.

ПЕРСПЕКТИВЫ НАРАЩИВАНИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ АЛМАЗОВ ЗА СЧЕТ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ И ПОГРЕБЕННЫХ РОССЫПЕЙ

О.К. Килижеков, А.В. Толстов

АК АЛРОСА (ПАО)

Основной задачей ГРК АК «АЛРОСА» (ПАО) является восполнение выбывающих запасов минерального сырья [5,6]. Эта задача решается путем открытия новых месторождений, разведкой и доразведкой флангов и глубоких горизонтов существующих месторождений [8]. И хотя основу минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА» (ПАО) составляют коренные месторождения, добыча из россыпей ежегодно растёт [1,2].

На сегодняшний день не достоверно и не однозначно оценивается минерально-сырьевой потенциал кайнозойских алмазных россыпей в Мирнинском районе, что требует дополнительной оценки и разведки (участки Озерный, Горный-2), однако с очевидным их истощением в ближайшем будущем в Якутии будут неизбежно вовлечены в отработку древние (палеозойские) погребенные россыпи (Солур, Восточная), залегающие на глубинах от 50 до 100 м, характеризующиеся сложным геологическим строением.

Особое место в районе занимают мезозойские россыпи алмазов, потенциал которых также требует переоценки. В качестве первоочередных рассматриваются высокоперспективные участки Тымтайдах, Куранах, Глубокий, Мезозойский.

В целом потенциал средне-верхнепалеозойских и мезозойских погребенных россыпей алмазов в Мирнинском районе превышает 15 млн. карат и существенно выше такового для аллювиальных россыпей, которые успешно обрабатываются дражным способом. Запасы алмазов в мезозойских россыпях в пределах Средне-Мархинского района (СМР) в несколько раз выше потенциала Мирнинского района [2,6,9].

СМР характеризуется наличием высокопродуктивных коренных и россыпных месторождений. Коренные месторождения приурочены к алмазоносными кимберлитовым трубкам Ботуобинская, Нюрбинская, Майская [8,9]. Погребенная россыпь Нюрбинская приурочена к базальным горизонтам мезозойских отложений. Часть россыпи, примыкающая к коренным трубкам (1-я очередь), обрабатывается в границах карьера тр. Нюрбинская и Ботуобинская. К настоящему времени разведана и обрабатывается примыкающая к ним 2-я очередь. Алмазоносность россыпей Средне-Мархинского района по масштабам проявления имеет уникальные параметры (площадь более 15 км², мощность 1,5-4,0 метра и продуктивность 1-2 кар/м³). Общие прогнозные ресурсы россыпной алмазоносности в районе могут быть оценены в десятки миллионов карат [5,6,9].

В 2012-2016 гг. завершена оценка 3-й очереди россыпи Нюрбинская. Установлено, что наиболее алмазоносными являются мелкогалечные конгломераты и конглобрекции (песчаники, глины и алевролиты с галькой, гравием, щебнем) [3,7,9]. Распределение содержания алмазов по площади 3-й очереди россыпи неравномерное, струйчато-гнездообразное, гнездообразное, характерное неустойчивым гидравлическим режимам, обогащённые участки перемежаются с обеднёнными. По результатам оценочных работ 2-я и 3-я очереди, в соответствии с «Классификацией запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых» и «Методическим рекомендациям по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (МПР, ГКЗ, 2006-2008), должны быть отнесены к 3-ей группе месторождений по сложности геологического строения (протокол ГКЗ Роснедра № 2650 от 14.12.2011 г), а по запасам обе они могут быть отнесены к категории крупных [7,9].

Прирост запасов «песков» и алмазов по категории С₂, по данным оценочных работ третьей очереди погребённой россыпи Нюрбинская, составил более 9 млн. карат. В настоящее время продолжают работы по оценке 4-ой и 5-ой очередей россыпи Нюрбинская (рис), прирост запасов алмазов по ним превысит 10 млн. карат. Таким образом, оценка кайнозойских и мезозойских россыпей в Мирнинском районе, разведка флангов

россыпи Нюрбинская в ближайшем будущем позволит существенно нарастить сырьевую базу алмазодобычи в Якутии [3,7].

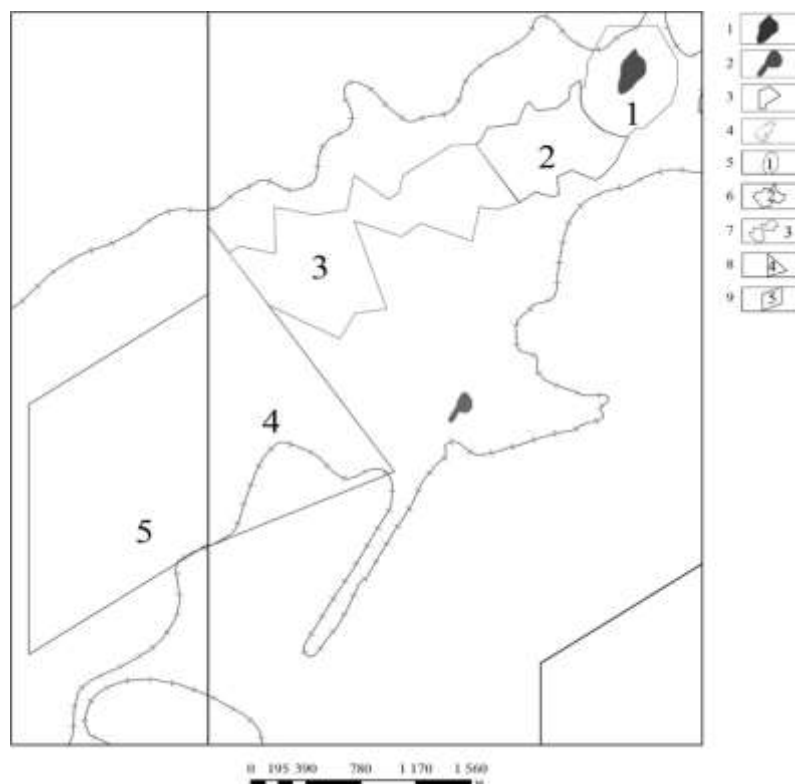


Схема россыпи Нюрбинская. Условные обозначения: 1 - трубка Нюрбинская; 2 - трубка Ботубинская; 3 - контур лицензионной площади «АЛРОСА-Нюрба»; 4 - контур подсчета прогнозных ресурсов россыпи Нюрбинская; 5 - 1-я очередь россыпи Нюрбинская; 6 - 2-я очередь россыпи Нюрбинская; 7 - 3-я очередь россыпи Нюрбинская; 8 - 4-я очередь россыпи Нюрбинская; 9 - 5-я очередь россыпи Нюрбинская.

Литература

1. Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. // СО РАН, Новосибирск, 2008, 537 с.
2. Килижеков О.К., Разумов А.Н., Гречишников Д.Н. // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири, Новосибирск: ФГУП «СНИИГГиМС», 2014. С. 53-54.
3. Килижеков О.К., Толстов А.В., Минин В.А., Сыромолотова Н.А., Гречишников Д.Н. // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология://ПГНИУ. –Пермь, 2015. С. 95-96.
4. Килижеков О.К., Толстов А.В. // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. – ИГД им. Н.А. Чинакала СО РАН, Новосибирск, 2016, №3, С. 297-304.
5. Килижеков О.К., Толстов А.В. // Геология и мин.-сыр. ресурсы СВ России. – Якутск: Изд. дом СВФУ, 2016. С. 662-665.
6. Килижеков О.К., Толстов А.В. // Месторождения алмазов: процессы формирования, закономерности локализации, методы прогнозирования и поисков, Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2016. с. 54-60.
7. Килижеков О.К., Толстов А.В. // Наука и образование, Якутск, - АН РС(Я), ЯНЦ СО РАН – Якутск: 2017 - №1 (85), С. 12-20.
8. Толстов А.В., Минин В.А., Василенко В.Б. и др. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 227-240.
9. Толстов А.В., Килижеков О.К., Неустроев Р.Г. и др. // РКВ-2010, Новосибирск: Изд-во ООО «Апельсин», 2010. С. 660–665.

ПАРАМЕТРЫ ПЛЮМОВ СЕВЕРНОЙ АЗИИ

А.А. Кирдяшкин^{1,2}, А.Г. Кирдяшкин¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2.

На основе имеющихся результатов экспериментального и теоретического моделирования термохимических плюмов представлена тепловая и гидродинамическая структура канала мантийного термохимического плюма. Представлены основные соотношения для определения тепловой мощности плюмов и их диаметра. В зависимости от геодинамических условий излияния выделяются следующие типы плюмов: плюмы, ответственные за образование крупных магматических провинций (КМП); плюмы с грибообразной головой, ответственные за формирование крупных интрузивных тел, в том числе, батолитов; плюмы, создающие рифтовые зоны.

Характер проявления плюма на поверхности при излиянии магматического расплава из канала плюма зависит от тепловой мощности плюма и граничных условий в области зарождения плюма и в литосфере [3]. При формировании одного термохимического плюма на границе ядро-мантия и наличии “тугоплавкого” слоя в литосфере на глубине ~ 100 км образуется Сибирская КМП. При зарождении трех (или нескольких) термохимических плюмов на границе ядро-мантия, имеющих суммарный объем излияний такой же, как и Сибирская КМП, и при наличии “тугоплавкого” слоя в литосфере образуется Западно-Сибирская рифтовая система. Для указанных КМП при наличии “тугоплавкого” слоя в литосфере излияние происходит в геологически коротком промежутке времени.

При зарождении одного термохимического плюма на границе ядро-мантия и в отсутствие “тугоплавкого” слоя в литосфере образуется рифтовая система, подобная Вилуйской КМП. Рифтовая система Вилуйской КМП состоит из трех рифтов-“лепестков”, имеющих вид трех расходящихся лучей, угол между которыми составляет ~ 120°. Наблюдается симметрия по плоскостям, проведенным через рифты и канал плюма. Такая рифтовая система может образоваться вследствие потери устойчивости свободноконвективных течений в грибообразной голове плюма и перехода от осесимметричного течения к более устойчивому течению, имеющему вид трех расходящихся “лепестков” – “плоских” горизонтальных свободноконвективных течений.

С использованием геологических данных (объем магматизма и возраст магматических провинций, размеры магматических ареалов) оценены параметры плюмов Сибири и ее складчатого обрамления: массовый расход расплава, тепловая мощность, глубина зарождения плюма, диаметр канала и головы плюма. В оценках используется относительная тепловая мощность плюма $Ka = N/N_1$, где N – тепловая мощность, передаваемая от подошвы плюма в его канал, N_1 – тепловая мощность, передаваемая каналом плюма окружающему массиву мантии в режиме стационарной теплопроводности. Тепловая мощность плюма, ответственного за образование Сибирской КМП, $N = 1.6 \cdot 10^{12}$ Вт ($Ka = 114.9$), диаметр канала плюма $d = 133$ км и диаметр головы плюма $d_T = 1395$ км. Для каждого из трех плюмов Западно-Сибирской рифтовой системы $N = 5.3 \cdot 10^{11}$ Вт ($Ka = 37.8$), $d = 76.5$ км, $d_T = 934$ км; для Вилуйского плюма $N = 3.8 \cdot 10^{11}$ Вт ($Ka = 27.3$), $d = 65$ км, $d_T = 928$ км.

Из экспериментального моделирования следует, что при $1.9 < Ka < 10$ после прорыва расплава из канала плюма на поверхность происходит плавление окружающего корового массива и образуется грибообразная голова плюма, которую можно отождествить с крупным интрузивным телом (корневым батолитом) [1-3]. Над ее кровлей существует твердый массив, толщина которого $\delta = 5 - 6$ км. С учетом сужений канала плюма, наблюдаемых в лабораторном моделировании, получено соотношение, определяющее сверхлитостатическое давление ΔP на кровлю плюма [2, 3]. Под его воздействием происходит внедрение расплава головы плюма в массив над ней и образование проявлений

корневого батолита на поверхности. Относительная тепловая мощность плюмов, создающих грибообразную голову и ответственных, в том числе, за формирование таких крупнейших батолитов, как Хангайский и Хэнтэйский, $Ka = 5.5 - 7.0$.

Анализ параметров плюмов, ответственных за образование рифтовых зон, определенных на основе геологических данных об объемах излияний и времени излияния, указывает, что эти плюмы могут зарождаться на границе 670 км. Для каждой рифтовой зоны оценены тепловая мощность, передающаяся от подошв плюмов, и возможное число плюмов.

Итак, на основе модели термохимического плюма представлены оценки параметров плюмов в пределах Сибири и прилегающих регионов и сделаны некоторые предварительные выводы об условиях и характере излияния расплавов, образованных этими плюмами, на поверхность. Далее требуются детальные исследования каждой магматической области или провинции, с учетом их геологических особенностей, уточнением геодинамических условий формирования плюмов и прорыва магм на поверхность.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0016 «Моделирование тепловой и гидродинамической структуры плюмов для определения условий формирования магматических расплавов и их влияния на вещественный состав и структуру литосферы Северной Евразии».

Литература

1. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Гуров В.В. // Геотектоника. 2017. № 4. С. 68–82.
2. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Дистанов В.Э., Гладков И.Н. // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1092-1105.
3. Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1949-1968.

ПРОЦЕССЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В РАСПЛАВЕ ГОЛОВЫ ПЛЮМА, ОТВЕТСТВЕННОГО ЗА ОБРАЗОВАНИЕ БАТОЛИТА

А.Г. Кирдяшкин¹, А.А. Кирдяшкин^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2.

Исследования тепло- и массообмена в сложных системах, какими представляются геологические системы, всегда комплексные и включают в себя изучение гидродинамики, тепло- и массообмена в гравитационном поле Земли, в условиях фазового перехода (твердое-жидкое состояние). Они включают в себя и исследования диаграмм состояния (диаграмм плавкости) различных систем. Поэтому задача разбивается последовательно на несколько этапов. Вначале оцениваются условия возникновения и развития мантийного термохимического плюма, зарождающегося на границе ядро-мантия. Затем представляется его тепловая и гидродинамическая структура. Канал термохимического плюма представляет собой систему конвективных ячеек в условиях неустойчивой стратификации расплава в нем. На основе результатов экспериментального и теоретического моделирования и геологических данных определяются основные параметры плюма: его диаметр и тепловая мощность, передающаяся от подошвы плюма в его канал. Представлена модель структуры термохимического плюма, образующего грибообразной голову после прорыва расплава плюма на поверхность. Такие плюмы могут быть ответственными за образование крупных интрузивных тел, в частности, батолитов [3]. Рассмотрены гидродинамика и теплообмен в грибообразной голове плюма, ответственного за образование батолита.

На основе полученных оценок размера грибообразной головы плюма, полей температуры и скорости в расплаве, может быть рассмотрен процесс тепло- и массообмена в расплаве головы плюма, который представляет собой расплав корового слоя.

При расчётах состава расплава основываемся на анализе процессов тепло- и массообмена для случая, когда грибообразная голова плюма достигает своего наибольшего размера, т.е., в установившихся условиях. Изменение состава определяется последовательно:

- 1) после осаждения тугоплавких минералов на подошву головы плюма;
- 2) после осаждения плагиоклаза в расплаве, образовавшемся после первого этапа и содержащем 61.5 % плагиоклазового компонента.

Анализ состава расплава в голове плюма был проведен, используя средний химический состав континентальной коры по А. Ронову и А. Ярошевскому [1]. Результаты расчётов состава в голове плюма представлены в виде таблиц, представляющих процентное весовое содержание оксидов, а также нормативный минералогический состав для расплавов при температуре расплава $T_p = 1410$ °С и $T_p = 1380$ °С. Расчёты толщины слоя расплава проведены для параметров Хэнтэйского батолита [2], для которого толщина головы плюма $l = d = 29$ км (d – диаметр канала плюма).

На основе предложенной модели плюма с грибообразной головой, в результате расчетов может быть получен нормативный минералогический состав, близкий к составу нормальных гранитов. При изменении температуры плавления от 1410 °С до 1380 °С толщина расплавленного корового слоя уменьшается от 31 км до 23 км. Соответственно, толщина слоя остаточного расплава в грибообразной голове плюма уменьшается от 10.8 км до 7.3 км. Доля гранитного расплава от всего расплавленного корового слоя соответственно уменьшается от 40 % до 32 %.

Проведены расчеты состава остаточного расплава в грибообразной голове плюма, получающегося в процессе тепло- и массообмена в ней в предположении базальтового состава исходного расплава. Весовое процентное содержание SiO_2 для остаточного расплава

составляет 59 - 62 %, т.е. меньше, чем для нормальных гранитов. Доля остаточного расплава от исходного слоя базальтового расплава толщиной 29 км составляет 4.8 – 11 %.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0016 «Моделирование тепловой и гидродинамической структуры плюмов для определения условий формирования магматических расплавов и их влияния на вещественный состав и структуру литосферы Северной Евразии».

Литература

1. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990, 480 с.
2. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Гуров В.В. // Геотектоника. 2017. № 4. С. 68–82.
3. Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1949-1968.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ДВОЙНЫХ НИТРАТОВ $K_2Ba(NO_3)_4$ И $Pb_{0,67}Ba_{0,33}(NO_3)_2$.

К.Е. Коржнева^{1,2}, Л.И. Исаенко^{1,2}, М.С. Молокеев³

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

³Институт физики им. Л.В. Киренского СО РАН, г. Красноярск

Поиск и разработка высокоэффективных нелинейно-оптических кристаллов является важным для оптоэлектроники. В современной науке и технике непрерывно возрастает интерес в получении новых функциональных материалов, монокристаллов простых и сложных соединений. Поиск и получение таких кристаллов оптического качества, крупных размеров и стехиометрического состава представляют определенные трудности. Нецентросимметричные кристаллы нитратов, карбонатов и боратов являются перспективными для исследований в оптоэлектронике, поскольку прозрачны в коротковолновой области спектра и обладают комплексом нелинейно-оптических, пьезоэлектрических и электрооптических свойств. Системные исследования процессов кристаллизации нитратов сложного состава из многокомпонентных растворов необходимы как для выяснения принципов образования совершенных кристаллов, так и для предсказания их использования в нелинейно-оптики.

Целью работы является экспериментальное исследование процессов кристаллизации двойных нитратов $K_2Ba(NO_3)_4$ и $Pb_{0,67}Ba_{0,33}(NO_3)_2$ из водных растворов.

Для получения кристаллов двойного соединения $K_2Ba(NO_3)_4$ из водных растворов было проведено несколько серий опытов в диапазоне температур 72 – 30 °С. Первая серия с пересыщением раствора нитратом калия, вторая с пересыщением нитратом бария относительно состава соответствующего стехиометрии $K_2Ba(NO_3)_4$. Для получения кристаллов $Pb_{0,67}Ba_{0,33}(NO_3)_2$ в воде были растворены $Pb(NO_3)_2$ и $Ba(NO_3)_2$ в соотношении восемь к двум, эксперименты проводились в диапазоне температур 53 – 36 °С. В ходе исследований были получены кристаллы $Pb_{0,67}Ba_{0,33}(NO_3)_2$ тригональной сингонии ($R\bar{3}$) и $K_2Ba(NO_3)_4$ тетрагональной сингонии ($I\bar{4}2m$). Также были поставлены эксперименты по росту кристаллов из системы $Pb(NO_3)_2$ - $Ba(NO_3)_2$ - H_2O с соотношении $Pb(NO_3)_2$ и $Ba(NO_3)_2$ шесть к четырем и пять к пяти. Были получены прозрачные кристаллы тригональной сингонии, но не исследован точный стехиометрический состав полученных образцов.

С помощью рентгеноструктурного и рентгенофазового анализа были расшифрованы структуры $K_2Ba(NO_3)_4$ и $Pb_{0,67}Ba_{0,33}(NO_3)_2$. В ходе исследования выявлено, что кристаллы $K_2Ba(NO_3)_4$ обладают тетрагональной сингонией с пространственной решеткой $I\bar{4}2m$. Структуру $K_2Ba(NO_3)_4$ можно представить как каркас из полиэдров BaO_{12} и KO_{12} , которые связаны между собой ионами кислорода, принадлежащими нитрат – ионам. Кристаллы $Pb_{0,67}Ba_{0,33}(NO_3)_2$ обладают тригональной сингонией с пространственной решеткой $R\bar{3}$. Структура $Pb/Ba/(NO_3)$ схожа со структурой $K_2Ba(NO_3)_4$ и представляет собой каркас из вершинносвязанных полиэдров Pb/Ba , которые имеют общие ребра с NO_3 -треугольниками, при этом, Pb и Ba занимают одинаковые позиции[1].

С помощью дифференцированного-термического анализа (ДТА) было выяснено, что $K_2Ba(NO_3)_4$ при 197 °С разлагается на $Ba(NO_3)_2$ и KNO_3 , процесс оказался не обратимый. Соединение $Pb_{0,67}Ba_{0,33}(NO_3)_2$ оказалось устойчиво до 566 °С. Было выяснено, что соединения $Pb_{0,67}Ba_{0,33}(NO_3)_2$ устойчивее, чем соединения $K_2Ba(NO_3)_4$. А также, что $K_2Ba(NO_3)_4$ плавиться инконгруэнтно, а соединение $Pb_{0,67}Ba_{0,33}(NO_3)_2$ плавиться конгруэнтно и возможно его получение из расплава. На кристаллах $K_2Ba(NO_3)_4$ и $Pb_{0,67}Ba_{0,33}(NO_3)_2$ впервые были сняты КР – спектры и спектры оптического пропускания. Было выявлено, что КР спектры отличались от спектров простых нитратов. Установлено, что кристаллы $K_2Ba(NO_3)_4$ прозрачны в диапазоне 0.25-2.2 μ m, но в спектре наблюдается сильная полоса поглощения с максимумом около 0.3 μ m, а также они обладают шириной запрещенной зоны

6 eВ, а кристаллы $\text{Pb}_{0,67}\text{Ba}_{0,33}(\text{NO}_3)_2$ прозрачны от 0,304 до 3,5 и имеют ширину запрещенной зоны 3,81 eВ. На кристаллах, полученных двойных нитратов наблюдали генерацию второй гармоники лазерного излучения с длиной волны 1064 нм, что подтверждает их перспективность для использования в нелинейной оптики.

Для двойного соединения $\text{K}_2\text{Ba}(\text{NO}_3)_4$ была построена фазовая диаграмма тройной системы $\text{KNO}_3\text{-Ba}(\text{NO}_3)_2\text{-H}_2\text{O}$. Были выделены поля кристаллизации простых нитратов и двойного нитрата $\text{K}_2\text{Ba}(\text{NO}_3)_4$. В дальнейшем планируется поставить эксперименты по кристаллизации $\text{Pb}_{1-x}\text{Ba}_x(\text{NO}_3)_2$ с различным соотношением катионов и построить тройную фазовую диаграмму системы $\text{Pb}(\text{NO}_3)_2\text{-Ba}(\text{NO}_3)_2\text{-H}_2\text{O}$.

Авторы благодарят д.ф.-м.н. с.н.с. ИФП СО РАН Кидярова Б.И. и к.г.-м.н. м.н.с. ИГМ СО РАН Голошумову А.А.

Литература

1. G. Shtukenberg, H. Euler, A. Kirfel and D.Yu. Popov «Symmetry reduction and cation ordering in solid solutions of strontium-lead and barium-lead nitrates» Z. Kristallogr. 221 (2006) 681–688

ЛОКАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ (ДАВЛЕНИЙ) В МАСШТАБАХ ОТДЕЛЬНЫХ ЗЕРЕН В ПОРОДАХ СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

А.В. Корсаков, А.О. Михно, С.В. Ращенко, О.В. Щепетова, Д.С. Михайленко, К.А. Мусияченко, А.В. Головин

Институт Геологии и Минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирская область, г. Новосибирск, проспект Академика Коптюга, 3

Метаморфические алмазоносные [1] и коэситсодержащие [2] породы сверхвысоких давлений, имеющие коровое происхождение, характеризуют экстремальные условия метаморфизма >4 ГПа и 900-1000 °С. Столь высокие температуры и давления свойственны породам верхней мантии, и, согласно доминирующей точке зрения, эти параметры не могут быть реализованы в земной коре нормальной мощности. Субдукционно-коллизийная модель является общепризнанной для объяснения формирования метаморфических комплексов сверхвысоких давлений [3]. Выяснение условий образования таких комплексов представляется необходимым для понимания процессов плавления корового вещества, его рециклирования на мантийных глубинах, геодинамических процессов в целом, а также эволюции метаморфических комплексов в истории Земли. В последние годы активно развивается точка зрения, что субдукция на глубины более 90 км для реализации сверхвысоких давлений в коровых метаморфических породах не требуется [4]. Локально возникающие напряжения в масштабе отдельных зерен способны приводить к образованию минералов-индикаторов сверхвысоких давлений – коэсита, алмаза и других. Несмотря на значительные усилия мирового сообщества, эти вопросы не получили до сих пор общепринятого решения.

Предположения об отсутствии значительных вариаций в распределении температуры и давления являются базовым в современной метаморфической петрологии. Обзор современной литературы показывает, что остаточные напряжения в минералах могут значительно варьировать даже в пределах отдельных зерен [5-7]. Такие изменения имеют решающее значение при интерпретации микроструктур и минеральных ассоциаций, наблюдаемых в породах сверхвысоких давлений. Кроме того, механические напряжения могут оказывать влияние на массоперенос химических элементов в процессе метаморфизма. Учет взаимосвязи механических (реологических) свойств пород и протекания метаморфических реакций является крайне важным и необходимым для корректной интерпретации наблюдаемых микроструктур в метаморфических горных породах, а также для количественной оценки процессов деформации, массопереноса и метаморфизма в целом. Пренебрежение фактами локальных вариаций напряжений в горных породах способно привести к значительным ошибкам в оценках давлений при моделировании геодинамических процессов, происходивших в недрах Земли. Величина погрешности может соответствовать литостатическому давлению 15-20 кбар, что сопоставимо с мощностью земной коры (40-60 км).

В докладе будут представлены результаты прямого определения остаточных напряжений для метаморфических пород сверхвысоких давлений и мантийных ксенолитов, представляющих собой объекты, испытавшие экстремальные стрессовые давления. Для достижения этой цели были получены детальные двумерные (2D) и трехмерные (3D) Рамановские карты распределения остаточных напряжений вокруг включений в породообразующих и акцессорных минералах коровых и мантийных пород с использованием новейших методов локального микроанализа.

Полученные результаты позволяют получить ответы на следующие принципиальные вопросы геодинамики: (I) существовали ли локальные “избыточные давления” на прогрессивном этапе метаморфизма в зонах субдукции, (II) возможно ли в земной коре достичь сверхвысоких давлений в локальных объемах (в пределах отдельных зерен,

геологических тел - будин), (III) как быстро происходит релаксация возникших локальных напряжений в породах верхней мантии.

Исследование было поддержано Российским научным фондом (РНФ 15-17-30012).

Литература

- [1] Sobolev N.V., Shatsky V.S. // Nature. 1990. V. 343. P. 742-746.
- [2] Smith D.C. // Nature. 1984. V. 310. P. 641-644.
- [3] Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Sobolev N.V. // International Geology Review. 1995. V. 37. P. 636-656.
- [4] Tajčmanová L., Vrijmoed J., Moulas E. // Lithos. 2015. V. 216. P. 338-351.
- [5] Parkinson C.D. // Lithos. 2000. V. 59. P. 215-233.
- [6] Ye K., Liou J.B., Cong B., Maruyama S. // American Mineralogist. 2001. V. 86. P. 1151-1155.
- [7] Korsakov A.V., De Gussem K., Zhukov V.P., Perraki M., Vandenabeele P., Golovin A.V. // European Journal of Mineralogy. 2009. V. 21. P. 1301-1311.

МЕТОДИКА ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ДОЛИН ГОРНЫХ РЕК КАТУНЬ И ЧУЯ НА ОСНОВЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

С.А. Котлер, И.Д. Зольников

*Институт геологии и минералогии им.В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск
kotler.sofi@igm.nsc.ru*

Морфометрический анализ долин рек Катунь и Чуя выполнен с использованием космоснимков высокого разрешения (посредством сервиса Google Планета Земля), топокарт и цифровой модели рельефа (ЦМР) SRTM (The Shuttle Radar Topography Mission) свободного доступа. Основная работа выполнена в геоинформационном программном продукте ESRI – ArcGIS (ArcMap 10.2.2). На основе анализа геоданных разработана методика, которая позволяет количественно охарактеризовать долины горных рек и выделить однотипные участки, схожие по геолого-геоморфологическому строению [2].

Наиболее значимыми и контрастными морфометрическими параметрами рек являются ширина долины и извилистость русла, поэтому именно они были выбраны для анализа. Для параметра ширины долины исследовались два показателя: суммарная площадь субгоризонтальных участков долины и суммарная площадь площадок террас [1]. Комплексы средних и низких террас оцифровывались по космоснимкам и топокартам. Слабонаклонные участки долины, соответствующие площадкам террас в полуавтоматическом режиме выделялись построением по ЦМР схемы углов уклона рельефа. Для параметра извилистости русла высчитывалось два показателя: суммарная длина русла и суммарный угол отклонения русла. Детально оцифрованные вручную русла рек обрабатывались плагином, написанным Пчельниковым Д.В, который измерял углы отклонения каждого последующего отрезка русла относительно предыдущего и их длины. По всем полученным показателям строились плотностные схемы с радиусом скользящего окна, равным 1,5 км. Радиус подбирался эмпирически таким образом, чтобы охватывать всю ширину долины (не считая котловин).

Долины рек Катунь и Чуи отличаются целым рядом геоморфологических параметров, и поэтому рассматриваются отдельно. На основе морфометрического анализа по ширине долины выделилось 5 типов и для р. Катунь и для р. Чуя: узкая, зауженная, средней ширины, расширенная и широкая. По морфологии русла для Катунь выделено 5 подтипов (1-5), и 6 подтипов для р. Чуя (1-6): 1 – однорукавное спрямленное русло; 2 – однорукавное слабоизвилистое русло; 3 – однорукавное средне извилистое русло; 4 – однорукавное сильноизвилистое русло; 5 многорукавное сильноизвилистое русло с главным руслом и второстепенными протоками или однорукавное сильноизвилистое со старицами; 6 – многорукавное сильноизвилистое русло с равнозначными рукавами. Между участками с разными показателями какого-либо из параметров ставились границы. Из возможных комбинаций ширины долины и извилистости русла имеется 18 для Катунь и 13 для Чуи. Далее эти комбинации были объединены в морфотипы по геологическим и геоморфологическим критериям. Первый морфотип объединяет участки с узкой долиной, заложеной по границам между тектоническими блоками. Второй тип включает участки долины средней ширины, где извилистость обусловлена работой реки по расширению своей долины. Третий тип участков долин соответствует микровпадинам и участками, испытавшим подпруживание. Четвертый тип выделен только для р. Чуя характеризует ящикообразные троговые участки. Пятый морфотип объединяет долины внутри межгорных котловин и переходные к ним участки.

Таким образом, в результате морфометрического анализа было проведено районирование долин рек Катунь и Чуя по геолого-геоморфологическим особенностям.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00426 мол_а

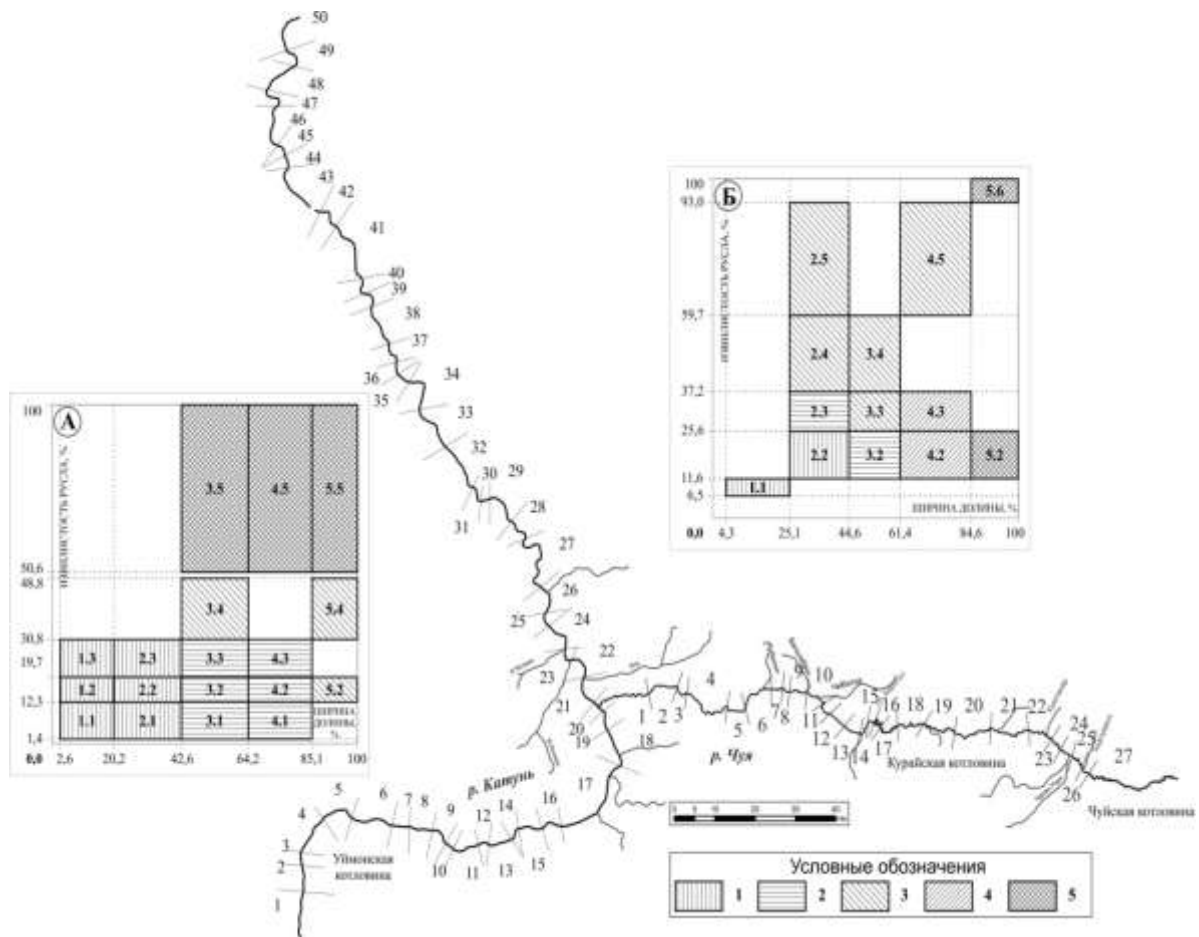


Рис. 1. Типизация морфометрических показателей для долины: а) р. Катунь, б) р. Чуя (штриховкой показаны 1-5 типы долин)

Литература

1. Котлер С.А. Методика расчета морфометрических параметров для геолого-геоморфологической классификации долины р. Чуя (Горный Алтай). Материалы XXVII молодежной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, г. Апатиты, 3-7 октября 2016 г. С. 170-173.
2. Котлер С.А., Зольников И.Д. Использование геоинформационных технологий для типизации геолого-геоморфологического строения долин рек Чуя и Катунь (Горный Алтай). Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 15-20 сентября 2015 г.). – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. С. 240-242.
3. Котлер С.А., Зольников И.Д. Геоинформационное картографирование долины р. Чуя (Горный Алтай) на основе морфометрических показателей. Журнал Геоморфология (в печати).

ВЫРАЩИВАНИЕ КРИСТАЛЛОВ В НЕОДНОРОДНЫХ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЯХ

А.Е. Кох

ИГМ СО РАН им В.С.Соболева, лаборатория роста кристаллов

При выращивании кристаллов осесимметричными методами общепринятый подход состоит в создании максимально симметричных и однородных тепловых полей, симметрия которых может быть описана симметрией неподвижного конуса ($L_{\infty}/\infty P$). Изотермы в горизонтальном сечении таких полей представляют собой окружности. В погоне за максимальной симметризацией и однородностью теплового поля особое внимание в лаборатории уделялось конструированию нагревательных печей [4]. В то же самое время необходимое усиление конвективного перемешивания при выращивании кристаллов решалось традиционным, контактным, методом с использованием механических средств (вращение, мешалки, экраны и т.п.) [9]. Схожесть конструкции нагревательной печи [4] со статором электродвигателя навела на мысль о возможности бесконтактного управления процессами перемешивания (тепломассопереноса) в кристаллизационной среде. Таким образом в лаборатории стал развиваться метод изменения симметрии и вращения теплового поля [5, 10].

Выращивание нелинейно-оптического кристалла трибората лития LiB_3O_5 (LBO) производится раствор-расплавным методом Киропулоса в условиях низкого осевого градиента температуры. Для усиления конвективных процессов в раствор-расплаве создается тепловое поле ромбической симметрии, а также применяется вращение теплового поля [12, 15].

Выращивание нелинейно-оптического кристалла бората бария $\beta\text{-BaB}_2\text{O}_4$ (BBO) производится раствор-расплавным TSSG-методом в условиях высокого осевого градиента температуры. Тигель помещается в неоднородное тепловое поле, обладающее осью симметрии третьего порядка. В результате такой неоднородности теплового поля в тигле возникают три сквозные конвективные ячейки – коэффициент выхода кристалла повышается [3, 11, 13].

Выращивание акусто-оптического кристалла парателлурита (TeO_2) производится из расплава методом Чохральского. Идея применения неоднородного разогрева стенок тигля состоит в разрушении полимеризующихся ассоциатов на удалении от фронта кристаллизации. При этом вблизи фронта кристаллизации сохраняется низкий градиент температуры, что обеспечивает формирование кристалла с высокой оптической однородностью [14].

При выращивании кристаллов методом Бриджмена осевое распределение температуры таково, что температура в расплаве возрастает от фронта кристаллизации в верхнем направлении. При таком распределении температуры естественная термогравитационная конвекция в расплаве практически невозможна. Наш подход заключается в создании одностороннего нагрева расплава (горячего пятна) вблизи фронта кристаллизации и его перемещения в азимутальном направлении (вращении). При этом в объеме расплава формируется сквозная термогравитационная конвективная ячейка, и это позволяет получать более однородные кристаллы [16-18].

Проведено небольшое количество экспериментов по выращиванию кристаллов изумруда гидротермальным методом в условиях вращающегося теплового поля. Было показано, что скорость растворения шихты возрастает, т.е. неоднородный разогрев наружных массивных стенок автоклава «проникает» и во внутреннюю полость автоклава, оказывая влияние на процессы теплопереноса [2, 6, 8, 19].

Экспериментальные работы сопровождались численным моделированием процессов теплопереноса при соответствующих различным методам роста граничным условиям. Результаты численного моделирования подтверждают возможность управления процессами теплопереноса при выращивании кристаллов различными методами [7, 18, 19].

Естественно, что развитие метода потребовало изменений в конструкции нагревательных печей, а также в разработке аппаратуры и систем управления ростовыми установками [1, 11, 15].

Таким образом, метод изменения симметрии и вращения теплового поля применен нами при выращивании кристаллов методами Киропулоса (LBO), TSSG (BBO) и Чохральского (парателлурит), а также методами Бриджмена (AGS, GaSe) и гидротермальным (изумруд) с весьма положительными результатами. За полуторадесятилетнюю историю развития метода показано, что стремление к максимальной стабилизации температуры во время выращивания кристаллов не является абсолютно необходимым. Напротив, изменение симметрии теплового поля (создание неоднородных тепловых полей), как в статическом, так и в динамическом режиме (вращение теплового поля), предоставляет большие возможности по управлению процессами теплопереноса при выращивании кристаллов.

Литература

1. Влезко В.А., Кох А.Е. // ПТЭ. 2004. Т. 47. № 4. С. 155-159.
2. Кох А.Е., Влезко В.А., Кох К.А. // ПТЭ. 2003. № 3. С. 151-156.
3. Кох А.Е., Кононова Н.Г., Беккер Т.Б., Влезко В.А., Мокрушников П.В., Попов В.Н. // Кристаллография. 2005. Т. 50. № 1. С. 169-176.
4. Кох А.Е., Кох В.Е., Гец В.А., Кононова Н.Г. // ПТЭ. 1998. № 4. С. 153-158.
5. Кох А.Е., Кох В.Е., Кононова Н.Г. // ПТЭ. 2000. №1. С. 157-160.
6. Кох А.Е., Мокрушников П.В., Попов В.Н. // Кристаллография. 2009. Т. 54. № 2. С. 368-373.
7. Попов В.Н., Цивинская Ю.С., Кох А.Е. // Математическое моделирование. 2005. Т. 17. № 5. С. 77-84.
8. Bekker T.B., Kokh A.E., Popov V.N., Mokrushnikov P.V., Kokh K.A. // J. Crystal Growth. 2005. Vol. 275. No. 1-2. P. e1481-e1486.
9. Kokh A.E., Kononova N.G. // J. Crystal Growth. 1999. V.198-199. P.161-164.
10. Kokh A.E. and Kononova N.G. // Solid-State Electronics. 2000. Vol. 44. No.5. P. 819-824.
11. Kokh A.E., Bekker T.B., Vlezko V.A., Kokh K.A. // J. Crystal Growth. 2011. Vol. 318. No. 1. P. 602-605.
12. Kokh A., Kononova N., Mennerat G., Villeval Ph., Durst S., Lupinski D., Vlezko V., Kokh K. // J. Crystal Growth. 2010. Vol. 312. No. 10. P. 1774-1778.
13. Kokh A.E., Popov V.N., Bekker T.B., Kononova N.G., Kokh K.A., Mokrushnikov P.V. // J. Crystal Growth. 2005. Vol. 275. No. 1-2. P. e669-e674.
14. Kokh A.E., Shevchenko V.S., Vlezko V.A., Kokh K.A. // J. Crystal Growth. 2013. Vol. 384. P. 1-4.
15. Kokh A., Vlezko V., Kokh K., Kononova N., Villeval Ph., Lupinski D. // J. Crystal Growth. 2012. Vol. 360. P. 158-161.
16. Kokh K.A., Molloy J.F., Naftaly M., Andreev Yu.M., Svetlichnyi V.A., Lanskii G.V., Lapin I.N., Izaak T.I., Kokh A.E. // Materials Chemistry and Physics. 2015. Vol. 154. P. 152-157.
17. Kokh K.A., Nenashev B.G., Kokh A.E., Shvedenkov G.Yu. // J. Crystal Growth. 2005. Vol. 275. No. 1-2. P. e2129-e2134.
18. Kokh K.A., Popov V.N., Kokh A.E., Krasin B.A., Nepomnyaschikh A.I. // J. Crystal Growth. 2007. Vol. 303. P. 253-257.
19. Popov V.N., Tsivinskaya Yu.S., Bekker T.B., Kokh K.A., and Kokh A.E. // J. Crystal Growth. 2006. Vol. 289. No. 2. P. 652-658.

РОСТ КРИСТАЛЛОВ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА (Li,Na)Ba₁₂(VO₃)₇F₄

А.А. Крагжда, Т.Б. Беккер, С.В. Рашенко, А.Б. Кузнецов, К.А. Кох

Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН

kraghzda@gmail.com

В 2014 году были обнаружены соединения (Li,Na)Ba₁₂(VO₃)₇F₄ [1]. Кристаллы LiBa₁₂(VO₃)₇F₄ (LBVF) были получены методом раствор-расплавной кристаллизации и имеют область дихроизма в диапазоне 0.35 - 0.65 и в районе 0.73 микрон [2].

В настоящей работе были выращены 5 кристаллов из составов с разным соотношением щелочноземельного компонента: Na / (Na + Li) = 0.00, 0.25, 0.50, 0.75 и 1.00. Существование твердого раствора (Li,Na)Ba₁₂(VO₃)₇F₄ было подтверждено методом рентгенофазового анализа. Для конечных членов LiBa₁₂(VO₃)₇F₄, NaBa₁₂(VO₃)₇F₄ и промежуточного состава Na_{0.4}Li_{0.6}Ba₁₂(VO₃)₇F₄ изучена структура, которая относится к нецентросимметричной пространственной группе *P4₂bc*. Изученные твёрдые растворы относятся к классу «антицеолитных» боратов с [Ba₁₂(VO₃)₆]⁺ катионными каналами, заполненными анионными кластерами [3].

Два типа субпланарных кластеров (VO₃)³⁻ и (Li,Na)F₄³⁻, лежат параллельно и перпендикулярно оси канала, соответственно. Кластер (Li,Na)F₄³⁻ имеет слегка выпуклую форму. Угол между Li-F связями и осью канала равен 84.2° для LiBa₁₂(VO₃)₇F₄, и 91.8° для NaBa₁₂(VO₃)₇F₄. Разница между наблюдаемыми углами связана с размерами атома щелочного металла, который влияет на длины связей в кластерах.

Были изучены изменения спектров пропускания в УФ, видимом и ИК диапазонах в зависимости от Li / Na соотношения в кристаллах. Так же были получены спектры пропускания в поляризованном свете для кристаллов (Li,Na)Ba₁₂(VO₃)₇F₄.

Литература

[1] J. Zhao and R. K. Li. (2014). *Inorg. Chem.* 53, 2501-2505.

[2] A. Kokh et al. (2016). *Crys.Res.Tech.* 51, 1-4.

[3] S. V. Rashchenko et al. (2017) *J. Alloys Compd.* 694, 1196-1200.

ИСТОРИЯ АРАЛЬСКОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

С.К. Кривоногов ¹, Я.В. Кузьмин ¹, Г.С. Бурр ², С.А. Гуськов ³

¹ *Институт геологии и минералогии им.В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

² *Национальный университет Тайваня, г. Тайпей, Китай*

³ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука, г. Новосибирск
carpos@igm.nsc.ru*

Аральское море – внутриконтинентальный солонowodный бассейн в западной части Центральной Азии, в прошлом был четвертым по величине в списке крупнейших озер мира. Однако его уровень снижался в последние пятьдесят лет из-за интенсивного изъятия вод питающих его рек Амударьи и Сырдарьи для сельского хозяйства. Его площадь и объем в настоящее время составляют около 10% от изначальных величин, и продолжают уменьшаться [1]. Сокращение Аральского моря вызвало катастрофические социальные последствия, несмотря на многочисленные реабилитационные мероприятия [2,3,4].

В нашем исследовании мы использовали разнообразные методы и подходы к реконструкции геологической истории Аральского моря: геологические (седиментология, палеонтология, радиоуглеродное датирование), археологические и исторические. Эта сводка ранее опубликованных и вновь полученных данных уточняет наши представления об изменениях Аральского моря, опубликованные ранее [5]. Нами суммированы все имеющиеся данные по изменениям уровня Аральского моря – трансгрессий и регрессий, в течение последних 2000 лет. Поскольку данные происходят из различных источников, полученная схема имеет некоторые несовпадения границ, то есть, возрастные интервалы реконструированных событий могут изменяться в ту или иную сторону. Несовпадения могут происходить из-за неполноты осадочных разрезов, неточностей радиоуглеродного датирования и различий в реакции экосистем Аральского моря на природные изменения. Данные по кернам озерных отложений имеют тенденцию к расширению интервалов регрессий, тогда как данные археологии, радиоуглеродного датирования и исторические записи сужают эти интервалы. Суженный интервал, описанный данными с археологических памятников Кердери и Арал-Асар однозначно представляют самое низкое стояние Аральского моря за интервал поздне-средневековой регрессии, тогда как расширенный интервал по-видимому представляет регрессию в целом. Вместе с тем, седиментологические и фаунистические данные свидетельствуют о двух понижениях уровня в пределах расширенных интервалов регрессий, тогда как археология и историография свидетельствует о единой поздне-средневековой регрессии. Поэтому установленные рубежи регрессий нельзя считать окончательными, и требуются дополнительные обоснования. Тем не менее, в обсуждаемом наборе данных и обоснований есть безусловно датированные уровни, которые можно использовать, чтобы разграничить эти события. Обнажения по берегам Аральского моря четко устанавливают две трансгрессивные фазы, разделяющие регрессии: 1.3-1.1 тыс.л.н. (местонахождение Аклак) и -.15-0 тыс.л.н. (местонахождение Караумбет). Начало последней трансгрессии описано в исторических источниках: поворот Амударьи в Арал в 1573 г. н.э., появление огромного Аральского моря ранее 1627 г н.э., высокое стояние Арала в 1790-1960 г.г. и современное падение уровня после 1960 г.

На этих основаниях нами установлены следующие крупные изменения уровня Аральского моря в течение последних 2000 лет: две глубокие регрессии, дополненные современной антропогенной регрессией 0.05 тыс.л.н., и две значительные трансгрессии. Регрессии происходили 2.1-1.3 и 1.1-0.35 тыс.л.н. согласно седиментологическим и фаунистическим данным и 2.1-1.45 и 1.0(0.85)-0.45 тыс.л.н. согласно археологическим и историческим данным. Регрессии были очень глубокими. Аральское море понижалось до 29 м над у.м. с позднем Средневековье, то есть, море сокращалось до размеров, сопоставимых с современными. В позднеантичное и раннее средневековое время уровень снижался до 10

м над у.м. Разделяющие их трансгрессии достигали 52 м над у.м. в среднее Средневековье и 53-54 м в 16-20 веках. Самый высокий уровень последней трансгрессии не превышал 54 м над у.м., о чем свидетельствуют затопленные руины археологического памятника Пулжай на южном берегу Аральской впадины, покрытые отложениями мелководных фаций. Согласно имеющимся данным, длительность регрессий устанавливается неточно. Мы предполагаем, что они были длительнее трансгрессий или сопоставимы с ними.

Причины изменений уровня Аральского моря, предложенные разными исследователями, включают как природные, так и антропогенные факторы, поскольку среднеазиатский регион имеет длительную историю развития цивилизации и почти 2000-летнюю культуру интенсивного земледелия. Независимо от причин изменений, наши данные однозначно свидетельствуют о том, что Аральское море обладает огромным восстановительным потенциалом, и его экосистема и биота неоднократно восстанавливалась после экологических катастроф.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0018.

Литература

- [1] Aladin, N.V. et al., 2009. Natural Resources and Environmental Issues 15, Article 36.
- [2] Ashirbekov, U.A., Zonn, I.S., 2003. Aral: The History of Dying Sea. Dushanbe.
- [3] Micklin, P., Aladin, N.V., 2008. Scientific American 298 (4), 64-71.
- [4] Zonn, I.S., Kosarev, A.N., 2010. In: Kostianoy, A.G., Kosarev, A.N. (Eds.), The Aral Sea Environment, Handbook of Environmental Chemistry, volume 7, p.p. 11-30.
- [5] Krivonogov, S.K. et al., 2010. Radiocarbon 52, 555-568.

СОСТАВ КАРБОНАТИТОВОГО РАСПЛАВА, РАВНОВЕСНОГО С ПЕРИДОТИТАМИ ПРИ 5,5-6,3 ГПа И 1350°C

А.Н. Крук^{1,2}, А.Г. Сокол^{1,2}, Ю.Н. Пальянов^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Россия, г. Новосибирск, пр. академика Коптюга 3.

² Новосибирский государственный университет, Россия, г. Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2.

Мантийные карбонатитовые расплавы рассматриваются как важные агенты метасоматической переработки субкратонной литосферы [1 - 4]. Важнейшую информацию о составе таких «протокимберлитовых» расплавов несут включения в волокнистых алмазах, кристаллизовавшихся незадолго до начала их выноса магмой на поверхность [5,6]. Согласно Г. Брау с соавторами [4], карбонатитовый расплав при субконтинентальном термальном режиме кристаллизуется (возможно, частично), образуя обогащенные магнезитом домены/жилы – будущие очаги генерации кимберлитов.

Целью данной работы являлось исследование состава равновесного расплава, образующегося в длительных экспериментах (150 часов), в результате взаимодействия перидотитов и карбонатитовыми расплавами разного состава при P-T параметрах характерных для основания субкратонной литосферы (5,5-6,3 ГПа и 1350°C).

Для моделирования карбонатитового расплава, который потенциально может формироваться в зонах субдукции, применяли состав выплавки из карбонатизированного пелита при 8 ГПа и 1100°C (далее GS) [7]. Астеносферный карбонатит моделировали с использованием состава выплавки, образующейся в богатом калием карбонатизированном гарцбургите при 6 и 10 ГПа и 1400°C (далее по тексту B6 и B10 соответственно) [8]. Составы HZ86 [9] (далее по тексту LC) и HC [7] использованы для моделирования мантийных лерцолита и гарцбургита. Составы исходных образцов приведены в таблице 1. Образцы собирали послойно (сэндвич метод): перидотит – карбонатит (36 мас.%) – перидотит.

Эксперименты проведены на многопуансонном аппарате БАРС при давлении 5,5 и 6,3 ГПа и температуре 1350°C. Большая длительность экспериментов (150 часов), способствовала образованию в образцах ассоциаций, близких к равновесным.

Таблица 1. Валовые составы стартовых образцов (сэндвичей).

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма*
LC-B10	35.0	0.18	2.71	0.34	11.41	0.19	0.25	32.1	5.0	0.38	2.09	89.78
LC-B6	32.2	0.21	2.76	0.30	7.49	0.15	0.24	32.5	6.8	0.5	3.61	86.80
LC-GS	29.5	0.12	2.86	0.30	6.25	0.07	0.22	25.9	7.7	0.28	11.27	84.43
HC-B10	33.54	0.07	1.71	0.69	10.80	0.19	0.14	33.08	3.51	0.18	2.09	85.99
HC-B6	30.66	0.10	1.77	0.65	6.88	0.15	0.13	33.47	5.29	0.30	3.62	83.01
HC-GS	27.99	0.01	1.87	0.65	5.63	0.06	0.11	26.80	6.16	0.08	11.27	80.64

Независимо от того, с четырехфазной (Ol+Grt+Cpx+Opx) или трехфазной ассоциацией (Ol+Grt+Cpx) был равновесен расплав, содержание SiO₂ в нем изменяется в узком диапазоне от 3,5 до 7 вес.% . По сравнению с исходным карбонатитом B6 (Ca#=29), расплавы образовавшиеся при взаимодействии лерцолита с карбонатитами B6 и B10 имеют существенно более низкие содержания MgO и несколько меньшие концентрации SiO₂ и K₂O). Расплав, синтезированный в экспериментах с карбонатитом GS, отличается от исходного карбонатита немного более высоким содержанием SiO₂ и более низкой концентрацией K₂O. При этом в нем существенно с 0,3 до 1 увеличивается отношение MgO/CaO. В результате Ca# расплавов варьирует в узких пределах, от 40 до 44 при 6,3 ГПа, и незначительно увеличивается до 47 при 5,5 ГПа и, таким образом, практически не зависит от состава исходного карбонатита. Это позволяет сделать вывод о его буферировании перидотитовым матриксом. Содержание K₂O в равновесных с перидотитом расплавах,

варьирует от 7,6 до 26,6 мас.%, и, в связи с отсутствием других фаз концентраторов калия (в $S_{rx} \leq 0,5$ мас.% K_2O), определяется составом исходного карбонатита.

Полученные данные свидетельствуют о том, что состав расплавов, образующихся в результате взаимодействия глубинных карбонатитовых магм различного генезиса с перидотитами субкратонной литосферы определяется рядом факторов. Концентрации CaO и MgO в них буферизуется силикатными фазами перидотита, а содержания щелочей (прежде всего K) и FeO зависит от состава исходного карбонатита. Сухие расплавы, равновесные с лерцолитовой или верлитовой фазовой ассоциацией, при 5,5-6,3 ГПа и 1350°C являются существенно карбонатными.

Полученный в экспериментах высококалийевый карбонатный расплав, в целом воспроизводит состав богатых K включений в волокнистых алмазах. При этом, составы равновесных с перидотитами карбонатитовых расплавов на Mg-Ca-Fe диаграмме попадают в узкую область (Рис. 1). Характерно, что по составу они соответствуют только высокомагнезиальной серии карбонатитовых включений из алмазов с фибриллярным строением [6]. Это позволяет сделать вывод, что лишь часть волокнистых алмазов могла кристаллизоваться из равновесного с перидотитами карбонатитового расплава. Широкие вариации составов других карбонатитовых включений могут быть связаны как с влиянием на состав ростовой среды летучих компонентов, так и с иным составом вмещающих пород, с которыми она была равновесна.

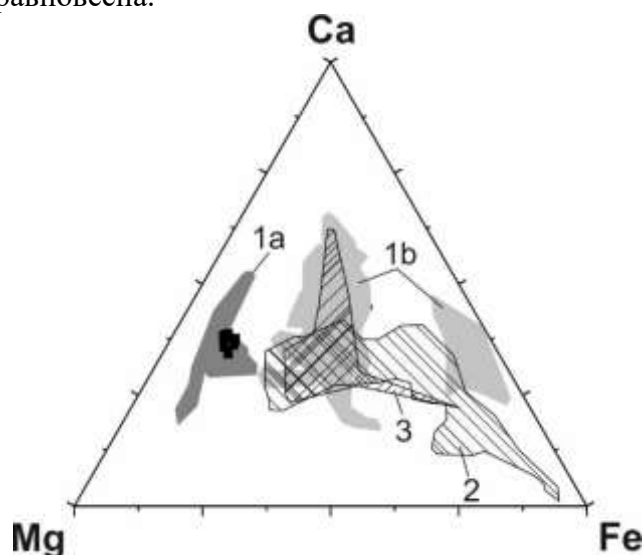


Рисунок 1. Составы синтезированных расплавов, и поля составов микровключений из алмазов с фибриллярным строением по данным: 1 – [10]; 2 – [11]; и 3 – [6]

Литература

1. Wallace M. E. and Green D.H. // *Nature*. 1989. V.335. P.343-346.
2. Becker M., leRoex A. P. // *J. of Petrol.* 2006. V.47. P. 673-703.
3. Doucet L.S., Ionov D. A., Golovin A. V.// *Contrib Mineral Petrol.* 2013. V.165. P.1225-1242.
4. Brey G.P., Bulatov V.K., Giris A.V. // *Lithos.* 2009. V. 112. P. 249-259.
5. Logvinova A.M., Wirth R., Fedorova E.N., Sobolev N.V.// *Eur. J. Mineral.* 2008. V.20. P. 317-331.
6. Kopylova M., Navon M., Dubrovinsky L., Khachatryan G. // *Earth and Planetary Science Letters.* 2010. V.291. P. 126-137.
7. Grassi D., Schmidt M.W. // *J. of Petrol.* 2011. V. 52. P. 765-789.
8. Brey G.P., Bulatov V.K., Giris A.V. // *Chem. Geology.* 2011. V. 281. P. 333-342.
9. Hart S.R., and Zindler A.// *Chem. Geol.* 1986. V. 57. P. 247-267.
10. Klein-Ben David, O., Logvinova, A.M., Schrauder, M., Spetius, Z.V., Weiss, Y., Hauri, E.H., Kaminsky, F.V., Sobolev, N.V., Navon, O.// *Lithos.* 2009. V. 112 (Suppl. 2). P. 648–659.
11. Zedgenizov, D.A., Ragozin, A.L., Shatsky, V.S., Araujo, D., Griffin, W.L., Kagi, H. // *Lithos.* 2009. V. 112 (Suppl. 2). P. 638–647.

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ КАК ОТРАЖЕНИЕ СОСТАВА И МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ (НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО АЛТАЯ И СИХОТЭ-АЛИНЯ)

Н.Н. Крук

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.
e-mail: kruk@igm.nsc.ru*

Проблема формирования и эволюции континентальной коры относится к числу фундаментальных вопросов геологии, петрологии и геохимии. Наименее изученным и наиболее интересным в рамках этой проблемы является вопрос о связи механизмов формирования континентальной коры, особенностях ее состава и специфики гранитоидов, сопровождающих процессы внутрикоревой дифференциации и эволюции континентальной коры. В данной работе этот вопрос рассматривается на примере Горного Алтая и Сихотэ-Алиня.

Горно-Алтайский сегмент Центральной Азии представляет собой мозаично-блоковую структуру с длительной геологической историей. Регион сформирован на океаническом основании и не имеет раннедокембрийского сиалического фундамента. Формирование коры континентального типа в регионе происходило в течение длительного (около 300 млн лет) времени: с венда - раннего кембрия до конца раннего карбона [1]. Основной объем первичной коры был сформирован в течение двух этапов: ранне- и позднекаледонского. Блоки раннекаледонской (венд – ранний кембрий) коры представлены фрагментами палеоокеанических островов, энсиматических островных дуг и преддуговых прогибов. Характерной особенностью раннекаледонской коры Горного Алтая является ее исключительно ювенильная природа. Образования этого этапа имеют фемический (от базальтов до низкокальциевых андезитов) состав, характеризуются низкими содержаниями всего спектра несовместимых элементов (LILE, HFSE, REE) и радиогенным изотопным составом неодима ($t_{NdDM} < 0.8$ млрд лет).

На позднекаледонском этапе (поздний кембрий – ранний ордовик) были сформированы крупные турбидитовые бассейны. Осадочные породы этих блоков имеют андезидацитовый состав и обогащены, в сравнении с породами раннекаледонской коры, несовместимыми элементами (LILE, HFSE и PЗЭ). Модельный возраст пород t_{NdDM} колеблется от 0.8-0.9 млрд лет до 1.4-1.6 млрд лет, указывая на принадлежность кембро-ордовикских турбидитов к трем самостоятельным бассейнам, имевшим различные источники сноса. Возраст детритовых цирконов в совокупности с изотопными данными указывают на присутствие в составе осадочных пород значительной доли рециклированного корового материала.

Гранитоидный магматизм на территории Горного Алтая проявился в возрастном интервале от кембрия до раннего карбона [5]. Области ранне- и позднекаледонской коры отличаются по набору петрогеохимических типов гранитоидов и особенностям их эволюции. Для раннекаледонской провинции характерна последовательная эволюция от низкокальциевых тоналитов и трондjemитов М-типа через умереннокальциевые тоналиты и граниты I₁-типа к высококальциевым гранодиоритам и гранитам I₂-типа с синхронным ростом содержаний несовместимых элементов. Изотопные характеристики гранитоидов при этом оставались относительно постоянными ($t_{NdDM} = 0.7-0.85$ млрд лет).

Для позднекаледонских блоков Горного Алтая характерно синхронное проявление в позднем девоне высококальциевых гранитоидов I₂- и S-типов. Изотопный состав пород близок к таковому в осадочных породах верхней коры турбидитовых бассейнов.

Сихотэ-Алинский орогенный пояс состоит из терейнов аккреционных призм средней юры – берриаса и неокома, раннемеловых фрагментов турбидитового бассейна и островной дуги. Формирование континентальной коры региона произошло в относительно короткий (<60 млн лет) промежуток времени: со средней юры до середины позднего мела [4].

Геохимические, изотопные и геохронологические исследования осадочных толщ Сихотэ-Алиня указывают на резкое преобладание в их составе вещества рециклированной коры. Характерными особенностями пород являются высокие (65-74 мас. %) содержания SiO_2 при умеренных концентрациях несовместимых элементов и древние модельные Nd возрасты (> 1 млрд. лет) [2].

Типы гранитоидного магматизма Сихотэ-Алиня и закономерности его эволюции резко отличаются от наблюдаемых в Горном Алтае. Самый ранний (135-130 млн лет) этап представлен исключительно калиевыми гранитоидами S-типа. Для следующего (110-100 млн лет) этапа характерно наличие широкого спектра гранитоидов от S до I_2 – типа, формирование которых связано с плавлением комбинированного источника (метапелиты верхней коры + метабазиты океанического основания). Среди более молодых (позднемеловых – палеогеновых) гранитоидов региона постепенно возрастает доля пород I_2 и I_1 - типов с более низкими содержаниями несовместимых элементов и более радиогенным составом Nd в породах и Hf – в цирконах [3].

Последовательная смена типов гранитоидного магматизма в раннекаледонских террейнах Горного Алтая соответствует схеме многоэтапной эволюции первичной базитовой коры, а гранитоидный магматизм позднекаледонских блоков логично укладывается в схему эволюции первичной андезитовой коры. Сихотэ-Алинский орогенный пояс в этом отношении представляет собой уникальное явление. По-видимому, первичная кора региона содержала столь высокий процент рециклированного компонента и была настолько кремнекислой, что ее «нормальная» (в рамках предложенных на сегодняшний день моделей) эволюция оказалась невозможной. Смена типов гранитоидного магматизма Сихотэ-Алиня в мелу-палеогене свидетельствует о том, что рост коры происходил исключительно за счет процессов андерплейтинга и не сопровождался какой-либо дифференциацией существующих коровых масс.

Литература

1. Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика, 2015, Т. 56, № 8, С.1403-1423.
2. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В. и др. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // Доклады РАН, 2013, т. 451, № 4, с. 441-445.
3. Jahn B.-m., Valui G., Kruk N. et al. Emplacement ages, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, V. 111, p. 872–918.
4. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data *Journal of Asian Earth Sciences*, 2016, V. 120, p. 117–138.
5. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G. et al. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V. 42, N 5. P. 928–948.

ПОИСК, СИНТЕЗ НОВЫХ ЛЮМИНОФОРОВ $\text{KCaR}(\text{VO}_3)_2$ ($\text{R} = \text{Nd}, \text{Tb}, \text{Yb}$)

А.Б. Кузнецов¹, К.А. Кох^{1,2}, Н.Г. Кононова¹, В.С. Шевченко¹, Е. В. Канева³, А. К. Болатов⁴, Б.М. Уралбеков⁴, А.Е. Кох¹

¹ Институт Геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

² Новосибирский государственный университет

³ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

⁴ КазНУ им. аль-Фараби, Алматы, Казахстан

В настоящее время большое количество исследований направлено на поиск новых лазерных матриц и люминесцентных материалов. Редкоземельные бораты с щелочными и/или с щелочноземельными металлами являются перспективными кандидатами для таких применений. Это связано с наличием у них особенных физических и химических свойств, таких как широкий диапазон прозрачности от ближнего ИК до УФ диапазона, устойчивость к физическому воздействию и химическая стабильность, а также способность формировать большое количество различных структур. Одним из ярких примеров могут служить соединения семейств $\text{RNa}_3(\text{VO}_3)_2$ ($\text{R} = \text{Y}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Gd}$) [1], $\text{R}_2\text{Ba}_3(\text{VO}_3)_4$ ($\text{R} = \text{La}, \text{Pr}, \text{Gd}$) [2], кристаллизующиеся в centrosymmetric группе $\text{R}\bar{3}$, которые перспективны в качестве люминофоров благодаря низкому концентрационному тушению атомов РЗЭ. Получение более сложных боратов возможно путем замены части катионов $\text{Na}^+ / \text{Ba}^{2+}$, а также за счет замены РЗЭ в позиции R. При изучении систем $\text{R}_2\text{O}_3\text{-BaO-Na}_2\text{O-B}_2\text{O}_3$ ($\text{R} = \text{Sc}, \text{Y}$) нами были впервые обнаружены новые сложные соединения РЗЭ $\text{NaBaSc}(\text{VO}_3)_2$ и $\text{NaBaY}(\text{VO}_3)_2$ [3], имеющие щелочной и щелочноземельный катионы в своем составе. При дальнейшей замене $\text{Na}^+ > \text{K}^+$, $\text{Ba}^{2+} > \text{Sr}^{2+}$ были открыты следующие соединения $\text{KBaY}(\text{VO}_3)_2$ [4], $\text{KSrR}(\text{VO}_3)_2$ ($\text{R} = \text{Tb}, \text{Yb}, \text{Y}$) [5], которые также перспективны для применения в качестве лазерных матриц и люминофоров.

В настоящей работе при исследовании систем $\text{R}_2\text{O}_3\text{-B}_2\text{O}_3\text{-CaO-K}_2\text{O}$ ($\text{R} = \text{Nd}, \text{Tb}, \text{Yb}$) были успешно синтезированы и выращены соединения $\text{KCaR}(\text{VO}_3)_2$ ($\text{R} = \text{Tb}, \text{Yb}, \text{Y}$). Для соединения $\text{KCaNd}(\text{VO}_3)_2$ была расшифрована структура по монокристалльным данным, что позволило уточнить структуры для $\text{KCaTb}(\text{VO}_3)_2$ и $\text{KCaYb}(\text{VO}_3)_2$ методом Ритвельда. Все полученные соединения изоструктурны $\text{KCaNd}(\text{VO}_3)_2$ и кристаллизуются в ромбической сингонии с пространственной группой Pbca (№ 61) (Рис. 1). Для $\text{KCaR}(\text{VO}_3)_2$ соединений установлены температуры инконгруэнтного плавления, спектры поглощения и люминесценции.

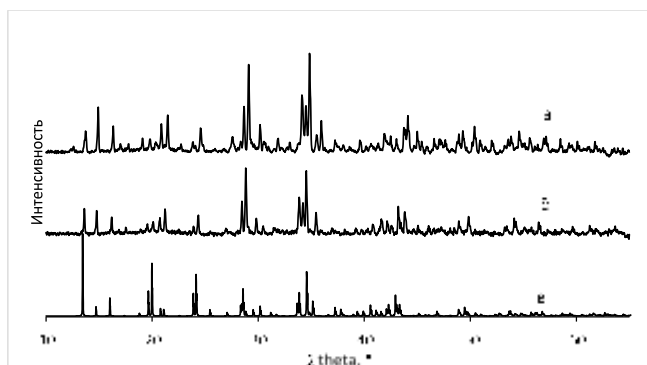


Рис. 1 Порошковые рентгенограммы, а) $\text{KCaYb}(\text{VO}_3)_2$ б) $\text{KCaTb}(\text{VO}_3)_2$ в) $\text{KCaNd}(\text{VO}_3)_2$ (расчетная)

Литература

- [1] Zhang Y., Chen X.L., Liang J.K., Xu T // J. Alloys Compounds. 2002. V. 333. P. 72.
- [2] K. K. Palkina, V. G. Kuznetsov, B. F. Dzhurinskii, and L. G. Moruga, Russ. // J. Inorg. Chem. 1972. T.17. C. 341.
- [3] Seryotkin Y., Bakakin V., Kokh A., Kononova N., Svetlyakova(Nabeeva) T., Kokh K., Drebushchak T. // Solid State Chem. 2010. T. 183. C.1200.
- [4] J. Gao, L. Song, X. Hu, D. Zhang // Solid State Sci. 2011. T.13 C. 115.
- [5] A.E. Kokh, N.G. Kononova, V.S. Shevchenko, Yu.V. Seryotkin, A.K. Bolatov, Kh.A. Abdullin, B.M. Uralbekov, M. Burkitbayev // J. Alloys and Compounds. 2017

Рост и свойства нового семейства нелинейно-оптических кристаллов $K_7CaR_2(B_5O_{10})_3$ ($R=Nd, Yb, Y$)

А.Б. Кузнецов¹, К.А. Кох^{1,2}, Н.Г. Кононова¹, В.С. Шевченко¹, С.В. Ращенко¹, Е.В. Пестряков³, А.Е. Кох¹

¹ Институт Геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

² Новосибирский государственный университет

³ Институт лазерной физики СО РАН

Поиск новых нелинейно-оптических (НЛО) кристаллов с редкоземельными элементами до сих пор не теряет своей актуальности. Один из наиболее известных представителей это $YAl_3(BO_3)_4$ [1], кристаллы которого могут генерировать излучение, а также одновременно преобразовывать его посредством оптических гармоник (эффект самоудвоения частоты). В работе [2, 3] описаны нецентросимметричные кристаллы $K_3Yb_6O_{12}$ и $K_6Li_3Sc_2B_{15}O_{30}$ с точечной группой $R32$, также отмечается возможность для изоморфизма катионной части для данных соединений. Эти кристаллы имеют широкий диапазон прозрачности от 190 до 3000 нм в комбинации с эффективностью генерации второй гармоники выше чем у KH_2PO_4 , что потенциально может быть использовано для коротковолнового УФ НЛО применения, а также реализации эффекта самоудвоения частоты при допировании РЗЭ. Основу структуры данных соединений составляют трёхчленные цепочки RO_6 октаэдров (рис. 1), соединённых гранями, что обуславливает сильное взаимодействие между атомами R и за счет этого значительно понижает эффективность генерации излучения.

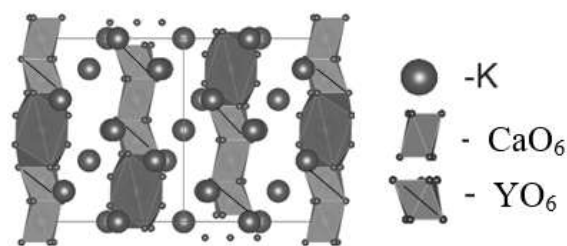


рис. 1 Структура $K_7CaY_2(B_5O_{10})_3$.

В настоящей работе при исследовании систем $R_2O_3-B_2O_3-CaO-K_2O$ ($R= Nd, Yb, Y$) были успешно синтезированы и выращены нецентросимметричные соединения $K_7CaR_2(B_5O_{10})_3$. Для соединения $K_7CaY_2(B_5O_{10})_3$ была расшифрована структура по монокристалльным данным, что позволило уточнить структуры для $K_7CaNd_2(B_5O_{10})_3$ и $K_7CaYb_2(B_5O_{10})_3$ методом Ритвельда. Все полученные соединения изоструктурные $K_6Li_3Sc_2B_{15}O_{30}$ (рис. 2). Для $K_7CaR_2(B_5O_{10})_3$ соединений установлены температуры инконгруэнтного плавления, изучены ИК и Раман, спектры поглощения и люминесценции.

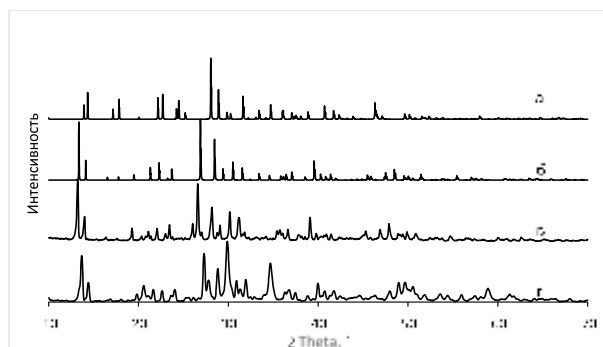


рис. 2 Порошковые рентгенограммы а) $K_6Li_3Sc_2B_{15}O_{30}$ (расчетная), б) $K_7CaY_2(B_5O_{10})_3$ (расчетная), в) $K_7CaNd_2(B_5O_{10})_3$, г) $K_7CaYb_2(B_5O_{10})_3$

Литература

- [1] Liu H., Chen X., Huang L. X., Xu X., Zhang G. and Ye N. // Materials Research Innovations. 2011. Т. 2. С. 140-144
- [3] Zhao S., Zhang G., Yao J., Wu Y // CrystEngComm. 2012. Т. 14. С. 5209
- [4] Zhao S., Zhang G., Yao J., Wu Y // Materials research bulletin. 2012. Т. 47. С. 3810.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ОБИТАНИЮ И ВЫМИРАНИЮ ДИКОБРАЗА (*HYSTRIX BRACHYURA VINOGRADOVI* ARGYROPULO, 1941) В СИБИРИ И НА УРАЛЕ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Я.В. Кузьмин

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

Присутствие остатков ископаемых млекопитающих далеко за пределами их основных ареалов является интересной и важной проблемой в палеоэкологии плейстоцена. Вероятно, сокращение ареалов тесно связано с процессом вымирания. Известно, что дикобраз (*Hystrix brachyura vinogradovi* Argypurolo, 1941) обитал на Урале и Алтае в позднем плейстоцене, хотя количество таких местонахождений очень невелико – не более восьми объектов [1]. Алтайские древние дикобразы были найдены примерно на 950 км к северу от границы их сегодняшнего обитания; для уральских находок это расстояние еще больше – 1300–2100 км. Однако до недавнего времени вопрос о возрасте этих находок оставался нерешенным. В связи с этим нами (см. [1]) была предпринята попытка определить радиоуглеродный (^{14}C) возраст наиболее представительных находок плейстоценовых дикобразов Алтая и Урала. Датирование проводилось методом ускорительной масс-спектрометрии (УМС) в Университете Аризоны (г. Тусон, шт. Аризона, США; код лаборатории АА).

Результаты датирования представлены в табл. 1. Они однозначно свидетельствуют о том, что дикобразы обитали на Алтае еще около 32 000 – 40 000 календарных лет назад (кал. л.н.), что соответствует морской изотопной стадии 3 (МИС 3). Вероятно, в это время климат Алтая был достаточно мягким для того, чтобы здесь мог жить этот весьма теплолюбивый вид. Наиболее поздний возраст имеет находка зуба и фрагмента черепа дикобраза из Разбойничьей пещеры – около 31 900 кал. л.н. (табл. 1). Вероятно, похолодание после этого времени, отвечающее максимуму последнего оледенения, привело к исчезновению дикобраза с территории Алтая.

Для Урала получена одна запредельная ^{14}C дата из Махневской Ледяной пещеры – более 27 500 л.н. Судя по малому количеству сохранившегося коллагена (0.4%) и небольшому выходу углерода из него (18.0%; наиболее частые значения – не менее 30.0%), такая дата, скорее всего, указывает на то, что данный объект датирования находится за пределом возможностей ^{14}C метода (максимальный возраст - около 48 000 л.н.). Независимые палеонтологические и геологические данные, известные сегодня по уральским местонахождениям с костями и зубами дикобраза, указывают на возраст, соответствующий МИС 5е (микулинское [казанцевское] межледниковье, 115 000 – 130 000 л.н.).

Таблица 1. УМС ^{14}C даты дикобраза Алтая и Урала [Kuzmin et al., 2017].

Местонахождение	Номер АА-	^{14}C дата, л.н.	Календарная дата, кал. л.н.	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	Коллаген, %	% углерода в коллагене
Разбойничья пещера	83718	27 600 ± 525	30 780 – 32 870	-20.4	5.0	30.0
Страшная пещера	90662	37 500 ± 2800	35 640 – 46 370	-19.4	2.7	30.0
Усть-Канская пещера	90663	более 39 000	–	-19.9	2.8	32.0
Махневская Ледяная пещера	90664	более 27 500	–	-20.0	0.4	18.0

Литература

1. Kuzmin Y.V., Kosintsev P.A., Vasiliev S.K., Fadeeva T.V., Hodgins G.W.L. The northernmost and latest occurrence of the fossil porcupine (*Hystrix brachyura vinogradovi* Argypurolo, 1941) in the Altai Mountains in the Late Pleistocene (ca. 32,000–41,000 cal BP) // Quaternary Science Reviews. 2017. Vol. 161. P. 117–122.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И МИКРОМОРФОЛОГИИ МИНЕРАЛОВ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МАССИВА ТОМТОР

Е.В. Лазарева¹, С.М. Жмодик¹, Н.С. Карманов¹, А.В. Толстов², А.В. Дарьин¹, Л.Н. Баранов¹

¹Институт геологии и Минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,

²АК АЛРОСА (ПАО)

На севере Республики Саха (Якутия) располагается уникальное Nb-REE месторождение, связанное с Томторским массивом ультраосновных щелочных пород и карбонатитов [2, 3]. Широко известны богатые руды трёх пластовых залежей (участки Северный, Южный и Буранный) [1], которые, заполняют впадины на «просевшей» коре выветривания, сформированной по карбонатитам. В пределах массива установлены различные типы пород с высокими содержаниями REE: редкометалльные карбонатиты, породы коры выветривания и т.д. [2, 3]. Основная доля содержаний REE приходится на собственные минералы F-карбонаты и фосфаты: Се-бастнезит – $\text{Ce}(\text{CO}_3)\text{F}$, Се-паризит – $\text{CaCe}_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$, Се-кухаренкоит – $\text{Ba}_2\text{Ce}(\text{CO}_3)_3\text{F}$, монацит – LREEPO_4 , ксенотим – YPO_4 . Присутствие именно этих соединений обеспечивает рудные концентрации, хотя в некоторых участках значительную долю составляют минералы группы крандаллита, которые содержат до 10% REE [1]. Примесь REE установлена в апатите, цирконе, пирохлоре. Как правило, в породе наблюдается один или два главных минерала REE.

В массиве установлено 3 основных типа карбонатитов (пироксен-апатит-биотитовые, кальцитовые и редкоземельные), все они содержат F-карбонаты REE (бастнезит, паризит или оба). Кроме этого F-карбонаты REE наблюдаются в щелочных породах (сиениты, породы с преобладанием калиевого полевого шпата, флюорит-содержащие породы, камафориты). Минералы формируют пластинчатые агрегаты, а в составе преобладает Се (рис.1а). В редкоземельном спектре пород, содержащих F-карбонаты REE, LREE резко преобладают, как это показано на примере карбонатитов (рис. 1с). Породы, содержащие слюды отличаются наличием положительной Y аномалии. В ассоциации с гидроксидами Al в коре выветривания был встречен кухаренкоит-(Се) и один раз F-карбонаты REE были установлены в слоистых сидеритовых породах. Монацит в ассоциации с F-карбонатами встречается редко и в очень малых количествах, но часто наблюдается апатит.

Главным минералом редкоземельных элементов в Nb-REE рудах и породах коры выветривания является монацит. В рудах монацит образует экзотические биоморфные агрегаты и редко встречается в виде субмикронных кристаллов, а в породах коры выветривания преимущественно наблюдается в виде субмикронных кристаллов. Монацит в рудах участка Буранный распространен в виде наночастиц размером около 50 нм, которые плотным слоем покрывают внешнюю часть галлуазитовых трубок (длиной 800—3000 нм, диаметром 300 нм) и создают своеобразные биоморфные агрегаты [1]. Монациты из пород участков Северный и Южный по морфологическим особенностям сходны. Соотношение La-Ce-Nd в монацитах различается больше, чем во F-карбонатах REE, что иногда наблюдается в одном образце (рис. 1b). На диаграмме Ce-La-Nd (рис.1b) точки составов изученных монацитов участка Буранный образуют небольшое поле. Прослеживается тренд: при сходном соотношении La и Nd - изменяется содержание Ce. Зачастую разница в соотношении La-Ce-Nd наблюдается в разных морфологических типах монацита одного образца (рис.1b), при этом разброс очень велик. Такая неоднородность составов проявляется на нормированных спектрах REE в виде положительной Се аномалии (рис. 1d). В целом, спектры REE богатых руд отличаются друг от друга значительно больше, чем спектры карбонатитов, хотя в большинстве также резко доминируют LREE. Содержания Th в различных монацитах не постоянны и варьируют от <0.2 % до 18 масс. %. Основными минералами REE в ассоциации с монацитом являются минералы группы крандаллита и ксенотим. Выявляется закономерность – ксенотим как правило ассоциирует с монацитом с

высокими содержаниями Th. Возможно, повышенная радиоактивность может быть поисковым признаком руд с высоким содержанием HREE. Присутствие ксенотима значительно изменяет соотношение LREE и HREE в образце (рис. 1d, №3).

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0330-216-0011. Аналитические исследования проведены в «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН»

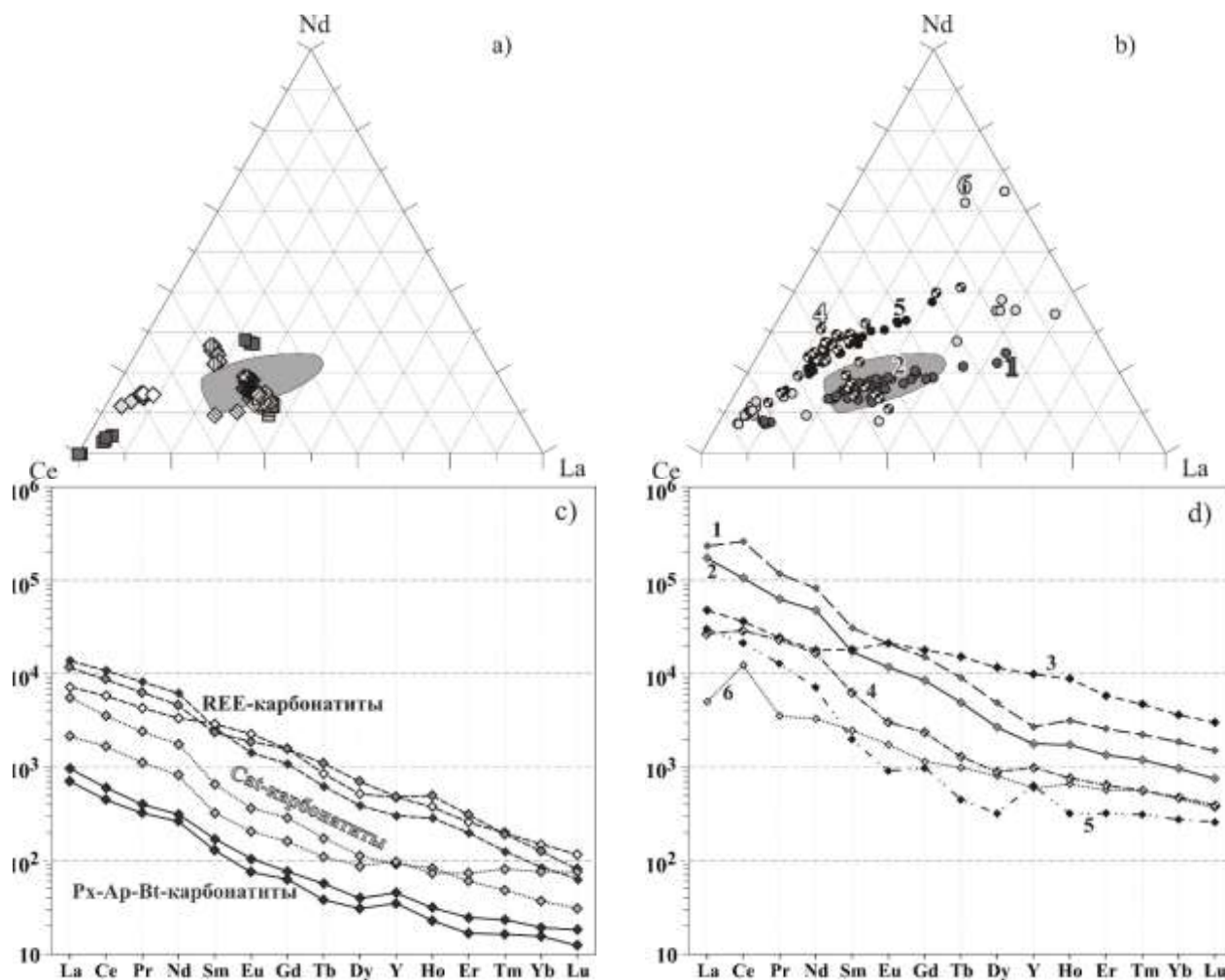


Рис. 1. Соотношение La, Ce, Nd: а – во F-карбонатах REE из карбонатов, пород коры выветривания и т.д. (значками одного тона показаны минералы из одного образца: ромбы – паразит, квадраты – бастнезит, треугольники – ксенокоит); б – в монацитах из различных участков богатых Nb-REE руд. Хондрит-нормированные спектры распределения REE: с – в пироксен-апатит-биотитовых (Px-Ap-Bt), кальцитовых (Cat) и редкометалльных (REE) карбонатах; d – в богатых Nb-REE рудах, с монацитом различного состава или с минералами REE другого состава. Цифры на диаграммах (b) и (d) обозначают одинаковые образцы.

Литература

- [1] Лазарева Е.В. и др. // Геология и Геофизика. – 2015. – Т. 56, № 6. – С. 1080-1115.
- [2] Минерогения кор выветривания карбонатов. Методическое руководство / Ред. Н.В. Межеловский. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. – 2011. - 308 с.
- [3] Толстов А.В. / Главные рудные формации севера Сибирской платформы / М.: ИМГРЭ. – 2006. - 212 с.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ С РАСТВОРАМИ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА

Е.В. Лазарева¹, И.Н. Мягкая¹, А.Е. Мальцев¹, А.В. Брянская², С.М. Жмодик¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

²ФГБНУ «ФИЦ Институт цитологии и генетики СО РАН»

Органическое вещество (живое, и детритовое), представляет собой комплексный биогеохимический барьер на пути миграции элементов, сочетающий смену окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий, сорбцию органическими молекулами (наиболее сильные свойства проявляют гуминовые кислоты), поглощение организмами. Все живые организмы, начиная с прокариот, обладают способностью использовать химические элементы из внешней среды в соответствии со своими физиологическими потребностями и используют их не только для питания, но и для построения скелета, включают в состав ферментов и т.д. Первое обобщение по формированию минералов организмами было сделано в 1981 году [5], в котором описаны: 5 карбонатов (кальцит, арагонит), 8 фосфатов, 3 сульфата (гипс, барит и целестин), 6 гидроксидов Fe, 2 сульфида (пирит и гидротроилит), оксид Mn, опал и флюорит. За истекший период список минералов, как установленных в естественных условиях, так и полученных экспериментально, расширился очень сильно. Тому способствовало развитие методов анализа, позволивших идентифицировать объекты от микро- до нано-размерности. Для подавляющего большинства элементов известны случаи осаждения, мобилизации, восстановления или метилирования микроорганизмами. Различаются механизмы пассивного (биосорбция) и активного (биоаккумуляция) взаимодействия с неорганическими молекулами и ионами [2]. Многие элементы переотлагаются в органических средах в минеральной форме. Для Прокариот и Эукариот минералы подразделяются на формирующиеся в цитоплазме, периплазме на клеточной стенке и в межклеточном пространстве [4]. Большой интерес представляют случаи концентрирования элементов в органических средах с непосредственным участием микроорганизмов, что обуславливает потенциальную перспективность использования микроорганизмов, обитающих в этих средах, в биотехнологических процессах.

Особенности образования минералов в органических средах в данном исследовании изучались на примере: термофильных сообществ горячих источников континентальных (Байкальской рифтовой зоны) и островодужных систем (Курило-Камчатский вулканический пояс, Долина гейзеров и кальдера Узон); галофильных сообществ и донных отложений солёных озёр Юга западной Сибири; детритового вещества, захороненного под сульфидсодержащими отходами обогащения руд (Урское и Комсомольское хвостохранилища); органо-минеральных отложений (сапропелей) и растительности систем малых озёр Сибири; лигнитов Касской впадины. Объекты охватывают как живые микробные сообщества, так и захороненное органическое вещество растительного происхождения, включая планктон, преобразующееся посредством микроорганизмов-деструкторов.

Ранее авторами уже были сформулированы основные критерии, которые могут помочь при палеорекострукциях определить биологическую деятельность, или предположить таковую: 1) остатки скелета, поддерживающих конструкций, специфических минеральных образований; 2) отпечатки организмов в минералах или породе; 3) псевдоморфозы облекания по нитям и клеткам микроорганизмов, растительным остаткам и т.д.; 4) изменение степени окисления элементов и Eh-pH условий, приводящие к формированию парадоксальных минералов и ассоциаций (появление сульфидов в окислительных условиях и т.д.); 5) концентрирование элементов. За значительный период исследований авторами были установлены в органических средах аутигенные минералы различных классов: самородные и интерметаллиды (S° , Au° , Cu° , Zn° , Cu-Zn); сульфиды (Fe, Zn, Cu, Hg, As, Sb), селениды (Hg); галлогениды (AgCl), оксиды и гидроксиды (Si, Fe, Mn, Ti); карбонаты (Ca, Mg); сульфаты (Fe, Ba, Sr, Ca), фосфаты (Ca, Fe, REE); арсенаты (Fe). Из литературных

источников известно, что живые клетки микроорганизмов могут быть биоминерализованы каолинитом, нонтронитом и бентонитом [6]. Таким образом, большинство минералов, различных классов, могут формироваться в гипергенных условиях в органических и органосодержащих средах. Образующиеся минералы по формам выделения можно разделить на 3 основные группы. (1) Скелеты, створки и другие органы жизнеобеспечения организмов, как правило они разнообразны, характерны для определённого вида. Всем известный пример – створки диатомовых водорослей. (2) Псевдоморфозы облекания в целом повторяют форму замещаемого организма. Существуют целые тела, сложенные такими образованиями, получившими название «биолоты». В данном случае организмы или детритовые остатки представляют собой поверхность, на которой осаждается минерал или происходит биоаккумуляция по механизму защиты от проникновения в организм токсикантов. Например, так осаждается Hg на поверхности клеток в виде сульфида или происходит поглощение Au диатомеями [1]. (3) Минерал формирует характерные для него кристаллы или выделения. До развития инструментальной базы формы концентрирования элементов в органическом веществе часто определяли как «невидимые», а формы видимых аутигенных минералов, как «землистые». В современном мире эти группы минералов описываются приставками микро- и нано-. Если аутигенное Au⁰ описано сравнительно давно, то сведения о нахождении самородных Cu⁰, Zn⁰, Cu-Zn начали появляться сравнительно недавно [3]. Притом, что в сапропелях именно эта форма нахождения элементов может обеспечивать содержания Cu до 600 г/т. Часто аутигенные минералы представлены единичными микро- и нанокристаллами, сростками, упорядоченными скоплениями. Распространённой формой таких сростков является сферолит, а всем известной формой упорядоченного скопления кристаллов – фрамбоиды пирита.

Образование минералов в органических средах зависит напрямую от состава раствора, взаимодействующего с органическим веществом. Но также роль играет и состав микробного сообщества. Например, в термофильных циано-бактериальных матах самым распространённым минералом является опал, поскольку раствор насыщен Si. А в торфах, взаимодействующих с кислым дренажным раствором, помимо гидроксидов формируются сульфаты и сульфиды Fe, Zn, Cu, Hg и т.д. Отложение минералов подчиняется общим закономерностям их формирования (насыщенность раствора, Eh-pH параметры среды и т.д.), а органическое вещество (живое и/или детритовое) обеспечивает либо концентрирование отдельных элементов, либо изменение условий среды, или влияет на оба параметра, иногда очень локально.

Исследования выполнены в рамках государственного задания № 0330-216-0011, грантов РФФИ №15-05-06950-а, 16-35-60108 мол_а_дж и 17-44-540815 (совместно с Правительством НСО). Аналитические работы проведены в «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН».

Литература

- [1] Амосов Р.А. и др. // Докл. РАН. – 1996. – Т. 351. №4. – С. 509-512.
- [2] Chojnacka, K. // Environ. Intern. – 2010. – V. 36. – P. 299–307.
- [3] Dekov V. M., et al. // Chemical Geology. – 2013. – Т. 359. – С. 136-149.
- [4] Ehrlich H. L. // Geomicrobiology Journal. – 1999. – Т. 16. – №. 2. – С. 135-153.
- [5] Lowenstam H. A. // Science. – 1981. – Т. 211. – №. 4487. – С. 1126-1131.
- [6] Tazaki K. // Clays Clay Miner. – 1997. – V. 45, № 2. – P. 203—212.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ В НЕРАВНОМЕРНОСТИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ОНОНСКОЙ ВПАДИНЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

П.С. Лапин, В.В. Оленченко

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН

Ранее в пределах северо-восточной части Ононской впадины были проведены поисковые геофизические и геохимические исследования, направленные на выявление её возможной нефтегазоносности. По данным площадных электромагнитных зондирований методом становления поля в ближней зоне была построена серия карт распределения УЭС по глубинам от 50 до 1000 метров и выявлены литологические особенности строения, а также осуществлена оценка современной активизации впадины. По геологическим данным северо-западный борт Ононской впадины является надвигом. Появилась задача выявления этого надвига в современных процессах, поскольку к нему могла быть приурочена зона нефтегазоносности и области оруденения. В настоящей работе предложен один из вариантов её решения, который предусматривал анализ современных процессов рельефообразования. Они проявляются на завершающем неоген-четвертичный период этапе развития горных стран и позволяют не только установить неравномерность проявления неотектонических движений, но и выделить горизонтальную составляющую этого развития.

В основу оценки неравномерности неотектонического развития окружающих Ононскую впадину территорий использованы результаты исследований, которые обобщены в виде карты [1], где она располагается в пределах Восточно-Забайкальской орогенной области умеренной активизации и соседствует с – Хентей-Даурской областью интенсивной активизации и Забайкальской предрифтовой орогенной зоной умеренной активизации.

На неотектонических картах, помимо амплитуд неотектонических движений, характеризующих основные тенденции в развитии рельефа, показываются активные разломы, число которых в зависимости от критериев их выделения может быть различным. В пределах исследуемой территории осуществлено сопоставление трех карт [1,2,5]. Их сопоставление позволило сделать заключение о существенном сокращении числа активных в настоящее время разломов. Вместе с тем, при изучении части исследуемой территории как рудного района выделяется Даурский свод и Даурский рудный район, где четко прослеживаются зоны глубинных разломов Монголо-Охотского линеамента. Следовательно, в современном рельефе нет морфологических критериев, позволяющих выявить современную активизацию этих глубинных разломов. Она установлена нами на основе анализа морфогенетических особенностей развития современного рельефа.

Актуальность работы определялась необходимостью выделения в современном рельефе свойств, отражающих активизацию глубокопогруженных структур. Цель исследования заключалась в выявлении в пределах Ононской впадины и сопредельных территории морфогенетических особенностей в развитии рельефа земной поверхности в связи с выделяемыми здесь шарьяжно-надвиговых структур.

Методика морфогенетического районирования была ранее разработана нами [3] и опробована на ряде геологических объектов [4]. Анализ ведущих современных рельефообразующих процессов позволил предположить, что в пределах исследуемой территории отмечено преобладание флювиальных современных рельефообразующих процессов, которые, в большей степени, характеризуют расчленение рельефа и накопление обломочного материала у подножья склонов. Наибольший интерес представляют районы, в пределах которых отмечается параллельное отступление склонов. Ранее для отдельных территорий нами уже выделялись районы с такой последовательностью морфотипов. Так, в сочленении Минусинской впадины и Западного Саяна, а также в пределах Предалтайской равнины – в районе «фаса Алтая» подтверждается преобладание горизонтальных движений, фиксируемое в современных процессах. Для исследуемой территории данная

морфогенетическая обстановка характерна как для приграничных, так и центральных территорий Хантей-Даурской области. Отмечается в пределах как Ононской впадины, так и Восточно-Забайкальской орогенной области.

Современные рельефообразующие процессы достаточно часто унаследовано развиваются от неотектонических движений, поскольку являются их составной частью и только незначительно могут повлиять на изменения амплитуд. Наибольшие изменения последних происходят в областях минимальных значений градиентов. Этот признак позволил осуществить верификацию проведенного морфогенетического районирования. На примере Ононской впадины проследили изменения как выделенных морфогенетических особенностей развития рельефа, так и интенсивности неотектонических движений. В северо-восточном направлении для Ононской впадины отмечается последовательная смена морфогенетических рядов, свидетельствующая об увеличении в этом направлении интенсивности современных рельефообразующих процессов, которая совпадает с характером изменения неотектонических движений.

Пространственное положение районов с преобладанием горизонтальной составляющей в современном морфогенезе позволило подтвердить наличие юго-восточного надвига на Ононскую впадину. Действительно, центральная часть Хантей-Даурской области новейшего поднятия (Даурский хребет) в современных рельефообразующих процессах характеризуется районами с преобладанием горизонтальных движений, что позволяет предположить наличие надвига на Ононскую впадину, которая характеризуется параллельным отступанием слона в северо-западном направлении. Таким образом, по результатам анализа морфогенетических особенностей развития рельефа земной поверхности установлен надвиг, наличие которого сказывается на площади ореолов рассеяния, выделяемые в его пределах.

Литература

1. Карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири / сост. и подгот. к печати производств. Об-ние «Аэрогеология» г. Ленинград; ред. А.Г. Золотарев, П.М. Хренов – 1:1 500 000. – М.: Мингео СССР, 1981г. – 4 л.
2. Карта новейшей тектоники Северной Евразии/ сост и подгот. к печати Объединенным ИФЗ РАН г. Москва; ред. А.Ф. Грачев – 1: 5 000 000. – М. МПР Росия, 1997 г. – 6 л.
3. Лапин П.С., Красавчиков В.О. // Геология и геофизика, 1990. № 10. - С. 105-114.
4. Лапин П.С. // География и природные ресурсы, 2009. № 3.- С. 87-94.
5. Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянкин П.П. // ДАН. 2010. Т. 433. № 5. С. 662–667.

КОБАЛЬТОНОСНЫЕ СТРУКТУРЫ ТУВЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В.И. Лебедев, И.Г. Третьякова

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Рассмотрены структуры, пространственно совпадающие с зонами разломов глубинного заложения и ограничивающие складчато-глыбовые сооружения различного возраста консолидации, которые характеризуются повышенной проницаемостью для производных верхней мантии Земли. Улатай-Ховуаксынская, Северо-Таннуольская, Хемчикско-Куртушибинская, Шапшало-Хархиринская и Курайско-Кобдинская кобальтоносные зоны отчетливо фиксируются гравитационными ступенями поля и контролируют размещение кобальтовых месторождений и проявлений различной формационной принадлежности. Каждому формационному типу кобальтовых месторождений соответствует определенная совокупность рудоконтролирующих факторов, проявившихся с максимальной интенсивностью в рудных узлах и полях. Анализ влияния рудоконтролирующих факторов узлового и локального рангов на размещение и локализацию собственно кобальтовых месторождений, в совокупности с установленными возрастными уровнями интенсивного проявления арсенидной никель-кобальтовой и сульфоарсенидной кобальтовой минерализации, позволил выделить латеральные ряды относительно одновозрастных рудных формаций. Этому, несомненно, способствовало обобщение результатов исследований, опубликованных Богомолем А.А. [Богомол, 1971], Борисенко А.С. [Борисенко и др., 1984], Говердовским В.А., Третьяковой И.Г. [Говердовский, Третьякова, 2013], Лебедевым В.И. [Лебедев, 1989; 1998; и др.], Павловой Г.Г. [2009], Третьяковой И.Г. [Tretiakova et al., 2010], Тюлькиным В.Г. [Тюлькин, 1971], Унксовым В.А. [Унксов, 1967].

Рудные узлы с месторождениями кобальтовых руд на территории Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии приурочены к межблоковым зонам, фиксирующим активизированные участки глубинных разломов, или к расколам фундамента жёстких блоков. При этом, месторождения с арсенидными никель-кобальтовыми рудами, представляющими промышленный интерес, сосредоточены в рудных узлах на участках пересечения зон глубинных и крупных региональных разломов с длительной историей геологического развития, сложным и дифференцированным интрузивным магматизмом, интенсивными метасоматическими и гидротермальными преобразованиями. Изученные кобальтовые месторождения в рудных узлах на территории Тувы относятся к двум генетическим типам – гидротермальному и контактово-метасоматическому. Первый из них представлен никель-кобальтовой арсенидной, медно-кобальтовой сульфоарсенидной, кобальтово-медной сульфоарсенидно-блеклорудной жильными рудными формациями, а второй — кобальтовой сульфоарсенидной скарновой, сульфоарсенидно-магнетитовой кобальтсодержащей скарновой и сульфоарсенидной кобальтсодержащей лиственит-березитовой рудными формациями.

Рассмотренные зоны контролируют размещение кобальтовых и кобальтсодержащих месторождений различного масштаба и качества руд. Многие из них недостаточно разведаны на глубину, некоторые из них вскрыты только с помощью канав и неглубоких шурфов. Тем не менее, результаты выполненных исследований позволяют сформулировать ряд выводов:

1. Кобальтоносные зоны Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии вмещают месторождения, отличающиеся сходством минерального состава и физико-химических условий гидротермального рудообразования.
2. Для большинства собственно кобальтовых месторождений установлен последевонский нижний возрастной предел оруденения, в то время как о верхнем возрастном пределе

можно судить по факту пересечения арсенидными жилами даек долеритов, датированных ранним мезозоем.

3. Для рудных полей в контурах рассмотренных кобальтоносных зон характерно:
- а) размещение на участках пересечения региональных разломов глубинного заложения, характеризующихся длительным пульсационным развитием с отчётливой кобальт-мышьяковой геохимической минерализацией;
 - б) расположение в непосредственной близости от областей накопления соленосных отложений и контроль их размещения интервалами зон глубинных разломов, которые были активизированы в позднем палеозое и мезозое;
 - в) приуроченность к относительно жёстким структурным блокам площадью 15–20 км², в пределах которых напряжённость складчатых форм обусловлена влиянием разрывной тектоники;
 - г) тесная пространственно-структурная связь зон рудоотложения с самостоятельными малыми интрузивами субщелочных гранитоидов повышенной основности и полями развития даек пёстрого состава (долеритов, лампрофиров, лимбургитов, габбро-диабазов, микрогаббро, плагиопорфиров, андезитов, трахисиенитов, сиенит-порфиров, гранофиров).

Литература

1. Богомол А.А. Структура рудного поля и закономерности локализации и оруденения Хову-Аксынского кобальтового месторождения: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1971. – 17 с.
2. Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Наука, Новосибирск, 1984. – 172 с.
3. Говердовский В.А., Третьякова И.Г. Геологическое строение, магматизм и металлогения Юстыдского рудного узла Алтая. – Горно-Алтайск: Изд-во Высоцкая Г.Г., 2011. – 248 с.
4. Лебедев В.И. Металлогения кобальта Центральной Азии. В кн.: Магматизм металлогения рудных районов Тувы. Наука, Новосибирск, 1989. – с. 3–27.
5. Лебедев В.И. Рудномагматические системы эталонных арсенидно-кобальтовых месторождений. Изд-во СО РАН, Новосибирск, 1998. – 136 с.
6. Серебро-сурьмяная рудная формация. Часть 1: Геология, минералогия, эндогенная зональность оруденения. А.С. Борисенко, Г.Г. Павлова, А.А. Оболенский, В.И. Лебедев и др. Наука, Новосибирск, 1992. – 189 с.
7. Тюлькин В.Г. Висмут-кобальтовое оруденение в структурах активизации Юго-Западной Тувы и некоторые вопросы их генезиса: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск, 1971. – 24 с.
8. Унксов В.А. Об особенностях двух главных типов мышьяково-никель-кобальтовых месторождений. *Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.*, вып. 60, 1961. – с. 133-138.
9. Pavlova G.G., Borisenko A.S. The Age of Ag-Sb Deposits of Central Asia and their Correlation with other Types of Ore Systems and Magmatism // *Ore Geol. Rev.* № 35 (2), 2009. – P. 164-185.
10. Tretiakova I.G., Borisenko A.S., Lebedev V.I., Pavlova G.G., Goverdovsky V.A., Travin A.V. Cobalt mineralization in the Altai-Sayan orogen: age and correlation with magmatism. *Geology and Geophysics* 51. 2010. – p.1078-1090.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА КАРБОНАТНЫХ САПРОПЕЛЕЙ МАЛЫХ ОЗЕР ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И БЕСКАРБОНАТНЫХ САПРОПЕЛЕЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Г.А. Леонова¹, А.Е. Мальцев¹, В.Н. Меленевский², С.К. Кривоногов¹,
Л.В. Мирошниченко¹, В.А. Бобров¹

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, leonova@igm.nsc.ru

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

Раннедиагенетические изменения донных осадков контролируются окислительно-восстановительными процессами, которые проявляются: 1) в изменении и превращении форм нахождения элементов в твердой фракции; 2) в изменении состава поровых вод; 3) в перераспределении элементов по вертикали осадка; 4) в обменных процессах на границе раздела вода-дно. Все перечисленные изменения минеральной составляющей осадков происходят за счет энергии процессов бактериальной деструкции органического вещества (ОВ), протекающей в поверхностном кислородонасыщенном слое осадка с образованием CO₂, фосфатных и нитратных ионов. В толще донных осадков, где кислорода нет, процессы минерализации ОВ протекают в анаэробных условиях, важнейшими из которых являются: денитрификация, разложение аминокислот, восстановление марганца и железа, сульфатредукция и метанообразование. Индикаторами окислительно-восстановительных процессов раннего диагенеза осадков являются Fe и Mn, образующие аутигенные (диагенетические) минералы, такие, как пирит, родохрозит и другие [2, 3], а также S, которая является индикатором интенсивности сульфатредукции [1].

Объектами исследования явились типовые малые озера юга Западной Сибири (Большие Тороки, Минзелинское), в которых формируются макрофитогенные органоминеральные карбонатные сапропели и озера Прибайкалья (Котокель, Духовое, Очки), донные осадки которых представлены планктоногенными органическими бескарбонатными сапропелями. Предметом исследования стали керны осадков, полученные в результате бурения дна озер до подстилающих пород: Большие Тороки (1,8 м), Минзелинское (5 м), Очки (4,5 м), Духовое (7 м), Котокель (14 м).

Сходные черты диагенеза озерных осадков. Во всех исследованных озерах выявлен восстановительный тип диагенеза, в котором направление и интенсивность диагенетических преобразований осадка и поровых вод определяются количеством и составом ОВ. По данным пиролиза установлено, что ОВ подвержено глубоким процессам трансформации уже в самом верхнем (5 см) слое осадка и существенно отличается по составу от ОВ биопродуцентов (макрофитов, планктона). В нем отсутствуют лабильные белково-углеводные вещества, характерные для биопродуцентов (низкотемпературные пики ~330 С на пирограммах), а установлено наличие керогена – сильнопреобразованного в анаэробных условиях ОВ (высокотемпературные пики ~500 С на пирограммах) [4].

Выявлена тенденция уменьшения содержаний C_{орг} и N_{орг} по глубине разрезов осадка по сравнению с содержанием в поверхностных горизонтах, что также свидетельствует о деструкции ОВ. Отношение C_{орг}/N_{орг} (маркер разрушения лабильных компонентов ОВ), напротив, увеличивается по глубине разрезов осадков всех озер, что говорит о первоочередной деструкции аминокислот и углеводов. Показано, что планктоногенные сапропели озер Прибайкалья имеют самые низкие значения отношения C_{орг}/N_{орг}, что маркирует автохтонную компоненту в составе ОВ осадков.

Установлена трансформация поровых вод, приводящая к увеличению в них минеральных форм органического вещества (HCO₃⁻, NH₄⁺, HPO₄²⁻), что отражает механизм анаэробного окисления ОВ микроорганизмами. Уменьшение же содержания SO₄²⁻ в поровых водах по глубине разрезов отражает процесс сульфатредукции вследствие восстановления SO₄²⁻ при участии сульфатредуцирующих бактерий.

В сапропелях исследованных озер установлено присутствие сульфидной формы железа (рис. 1), характерной для большинства современных восстановленных осадков. Среди минералов Fe в сапропелях всех озер наиболее распространен пирит. Полученные данные по формам серы показали, что в нижних интервалах осадка доминирует S (II), т.е. сера в составе H_2S (рис. 1B).

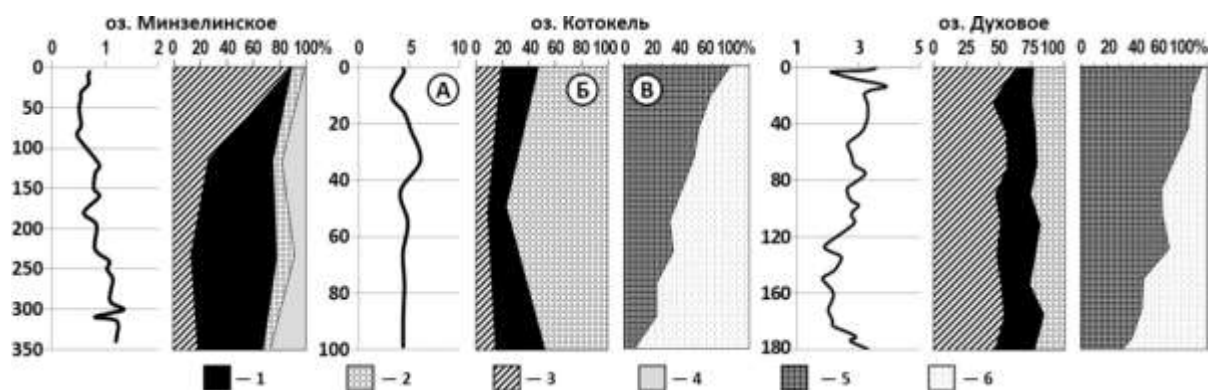


Рис. 1. Общее содержание (А) и доля различных форм железа (Б) в озерных осадках, %. Формы нахождения Fe: 1. сульфидная, 2. алюмосиликатная (обломочная), 3. связанная с оксидами, гидроксидами. 4. с карбонатами. Распределение форм серы (В) в вертикальных разрезах осадков озер Духовое и Котокель: 5. S (VI), 6. S (II)

Отличительные черты диагенеза озерных осадков. Сравнительный анализ показал, что в сапропелях озер юга Западной Сибири содержание восстановленных форм Fe и пирита в целом выше, чем в озерах Прибайкалья, что может свидетельствовать о более интенсивных процессах сульфатредукции в западносибирских озерах. Максимальные скопления пирита были обнаружены в интервалах с самой высокой численностью сульфатредуцирующих бактерий, здесь же было зафиксировано резкое падение SO_4^{2-} в поровых водах, а также самые высокие значения восстановленных форм серы (и валовых значений S) в твердой фазе осадка.

В карбонатных сапропелях западносибирских озер Fe может входить как в состав кальцита ($CaCO_3$), например в оз. Минзелинское, так и образовывать собственные минералы карбонатного ряда, например, сидерита ($FeCO_3$), обнаруженного в нижних интервалах осадка оз. Большие Тороки.

В бескарбонатных сапропелях озер Прибайкалья, например в оз. Котокель, могут создаваться условия для образования собственных минералов марганца, представленных диагенетическим Mn-Ca-родохрозитами с примесью Fe. Напротив, в карбонатных сапропелях озер юга Западной Сибири не образуются собственные минералы марганца, поскольку в процессе хемогенного осаждения карбонатов весь подвижный Mn, по-видимому, включается в состав аутигенного $CaCO_3$.

Литература

1. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 272 с.
2. Геохимия диагенеза осадков Тихого океана (трансoкеанский профиль). М.: Наука, 1980. 288 с.
3. Леин А.Ю., Миллер Ю.М., Намсараев Б.Б., Павлова Г.А., Пименов Н.В., Русанов И.И., Саввичев А.С., Иванов М.В. // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 681–692.
4. Меленевский В.Н., Леонова Г.А., Бобров В.А., Каширцев В.А., Кривоногов С.К. // Геохимия. 2015. № 10. С. 925–944.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛИГЕННАЯ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В СОСТАВЕ ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

Ф.П. Леснов

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, felix@igm.nsc.ru

Во всех главных структурах земной коры присутствуют разновозрастные и разнообразные по внутреннему строению, вещественному составу и возрасту сложные мафит-ультрамафитовые массивы, значительная часть которых входит в состав офиолитовых ассоциаций. При изучении этих массивов использовались, как традиционные структурно-геологические, геофизические, петрографические и петрохимические методы, так и новые геохимические, минералогические, изотопно-геохронологические и экспериментальные методы. Создание петрогенетических моделей формирования подобных массивов является одним из важных направлений в современной петрологии. При этом наряду с решенными задачами в этой области знаний остается немало дискуссионных вопросов, в том числе касающихся внутреннего строения массивов, пространственно-временных взаимоотношений между входящими в их состав телами ультрамафитов и габброидов, причины возникновения многообразия их вещественного состава на макро- и особенно на микроуровне, определение изотопных возрастов ультрамафитов и габброидов и ряд других. Начиная с последней трети 20-го столетия в представлениях подавляющего большинства геологов, изучающих офиолитовые ассоциации, укрепились представления об их строении и генезисе, сформулированные в концепции тектоники плит. Согласно им офиолиты, имея стратифицированное строение, включают в себя (снизу вверх): а) ультрамафитовый комплекс, б) комплекс полосчатых (кумулятивных) и массивных габброидов, в) комплекс параллельных даек, г) комплекс базальтоидов, кремнистых и осадочных пород. Вместе с тем, за последние десятилетия был накоплен значительный объем новых данных о строении многих десятков мафит-ультрамафитовых массивов из офиолитовых ассоциаций Чукотки, Корякии, Камчатки, о. Сахалин, Северного Прибайкалья, Тувы, Урала, Монголии и других регионов, которые в той или иной мере противоречат модели, предложенной в концепции тектоники плит. Главные из этих противоречий заключаются следующем: 1) в офиолитовых ассоциациях и входящих в них мафит-ультрамафитовых массивах, как правило, не наблюдается закономерная «стратификация»; 2) комплексы реститогенных (ортомагматических) ультрамафитов слагают протрузии, имеющие преимущественно крутопадающее, реже – пологопадающее залегание; 3) габброидные комплексы не перекрывают комплексы реситогенных ультрамафитов, а образуют более поздние по отношению к протрузиям ультрамафитов интрузивы, локализованные не только в висячем боку ультрамафитовых протрузий, но и в их лежащем боку, а также внутри последних; 4) комплексы полосчатых ультрамафитов и габброидов, расположенные вдоль границ протрузий ультрамафитов и интрузивов габброидов, имеют не кумулятивную, а контактово-реакционную природу, при этом слагающие их ультрамафиты и габброиды, обычно, обладающие такситовой, в том числе параллельно-полосчатой текстурой. Важным свидетельством генетической обособленности и более позднего формирования интрузивов габброидов по отношению к пространственно сближенным протрузиям реститогенных ультрамафитов являются такие факты, как: а) присутствие ультрамафитов в качестве реликтовых ксенолитов в габброидах; б) наличие в протрузиях ультрамафитов заведомо секущих тел габброидов и пироксенитов; в) отсутствие твердо доказанной скрытой расслоенности в полосчатых габброидах; г) наличие признаков петрохимической и геохимической дискретности ультрамафитов и габброидов; д) установленные более или менее существенные различия изотопных возрастов цирконов, содержащихся в ультрамафитах и габброидах.

С учетом новых данных были предложена модель *полигенного* формирования мафит-ультрамафитовых массивов, входящих в состав офиолитовых ассоциаций, которая сводится

к следующему [1, 2]. В общем случае в строении полигенных мафит-ультрамафитовых массивов выделяются четыре пространственно сближенные, но генетически автономные структурно-вещественные компонента (комплекса): 1) протрузия реститогенных (ортомагматических) ультрамафитов; 2) интрузив ортомагматических габброидов, прорывающий протрузию ультрамафитов; 3) расположенная вдоль границ габброидного интрузива и ультрамафитовой протрузии контактово-реакционная зона, сложенная гибридными (парамагматическими) ультрамафитами и габброидами, образованными в результате взаимодействия мафитовых расплавов с породами ультрамафитовой протрузии и контаминации их веществом; 4) контактово-реакционная зона, сложенная гибридными габброидами и диоритоидами, образованными в результате взаимодействия мафитовых расплавов с метаморфизованными терригенно-вулканогенными породами вмещающих толщ и контаминации их веществом. Ультрамафитовые реститы представлены находящимися в разных пропорциях лерцолитами, гарцбургитами, дунитами и их серпентинизированными разновидностями. Ортомагматические габброиды обычно представлены безоливиновыми габброноритами, габбро и более редкими норитами, имеющими массивную структуру. Гибридные ультрамафиты из контактово-реакционных зон представлены часто имеющими такситовую текстуру плагиогарцбургитами, плагиолерцолитами, плагиодунитами, верлитами, вебстеритами, ортопироксенитами, клинопироксенитами и их оливин- и плагиоклазсодержащими разновидностями, а также более редкими оливинитами и амфиболовыми перидотитами. Гибридные габброиды из этих контактово-реакционных зон представлены обычно имеющими такситовую текстуру мелано-, мезо- и лейкократовыми оливиновыми габбро и габброноритами, реже - троктолитами и анортозитами. Гибридные габброиды, которыми сложены контактово-реакционные зоны, расположенные вдоль границ габброидных интрузивов с метаморфизованными терригенно-вулканогенными породами вмещающих их толщ, чаще всего представлены также часто имеющими такситовую текстуру амфибол- и кварцсодержащими габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами. Реститогенные ультрамафиты и ортомагматические габброиды более однородны по структуре, текстуре, количественно-минеральному и химическому составам по сравнению с гибридными ультрамафитами и габброидами. По совокупности имеющихся данных можно наметить следующие основные этапы формирования полигенных массивов: 1) первый цикл частичного плавления верхнемантийных источников, образование ультрамафитовых реститов и комплементарных им базальтовых расплавов; 2) внедрение по зонам глубинных разломов в земную кору протрузий ультрамафитовых реститов; 3) второй цикл частичного плавления верхнемантийных источников и выплавление мафитовых расплавов; 4) подъем этих мафитовых расплавов по активизированным зонам разломов в земную кору и формирование габброидных интрузивов, в том числе локализованных вдоль тектонических контактов ультрамафитовых протрузий; 5) внедрение этих расплавов сопровождалось различным по интенсивности их взаимодействием с ультрамафитовыми реститами и вмещающими породами и формированием гибридных ультрамафитов и габброидов, слагающих контактово-реакционные зоны.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014.

Литература

1. Леснов Ф.П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск: Издательство «ГЕО». 2016. 300 с.
2. Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Известия АН СССР, сер.геол., 1984. № 2. С.71-78

ПРИРОДА ПОЛИХРОННЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОРОД БЕРЕЗОВСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ: ОГРАНИЧЕНИЯ ПО Hf/Hf ИЗОТОПИИ

Ф.П. Леснов¹, И.Н. Капитонов², С.А. Сергеев²

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия.

felix@igm.nsc.ru

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Центр изотопных исследований, г. Санкт-Петербург, Россия.

Igor_Kapitonov@vsegei.ru sergey_sergeev@vsegei.ru

Изучение изотопного состава Hf цирконов из пород габброидного и ультрамафитового составов в комплексе с их датированием U-Pb методом является одним из новых подходов при реконструкции глубинных источников этих пород и их генезиса. Нами получены первые данные об изотопном составе Hf в кристаллах циркона из пироксенита, габбро-пироксенита и диорита, слагающих полигенный Березовский мафит-ультрамафитовый массив, входящий в состав Восточно-Сахалинский офиолитовой ассоциации. Детальная геолого-петрологическая характеристика этого массива, а также результаты датирования U-Pb методом более 50 кристаллов цирконов из слагающих его пород опубликованы в [1, 2]. Как было установлено, эти цирконы являются полихронными. Условно они были разделены на шесть возрастных групп (млн. лет): ~3100-990; ~790-410; ~395-210; ~200-100; ~90-65; ~30-20. Наиболее древние цирконы обнаружены главным образом в гибридных ультрамафитах (пироксенит, габбро-пироксенит) и гибридных габброидах (меланократовый оливиновый габбронорит). Древние цирконы, рассматриваемые в качестве реликтовых или ксеногенных, характеризуются округленными формами, низкой интенсивностью катодолюминесцентного свечения (КС) и очень слабо проявленной осцилляторной зональностью (ОЗ). Подавляющее количество кристаллов циркона, содержащихся в ортомагматических габброидах (габбро, габбронориты), относится к популяции ~200-100 млн. лет. Они обладают хорошей кристаллографической огранкой, умеренным или интенсивным КС и отчетливой ОЗ. Эти цирконы рассматриваются в качестве сингенетических. Редкие кристаллы цирконов из двух наиболее молодых популяций рассматриваются в качестве эпигенетических. В таблице представлены результаты исследований изотопии Hf в представительных кристаллах цирконов из пород Березовского массива, выполненных в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Эти исследования выполнены методом LA-ICP-MS с использованием 193 нм ArF лазера COMPEX-102, системы абляции DUV-193 и мультиколлекторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме ThermoFinnigan Neptune. Важно отметить, что эти анализы были выполнены в тех же кристаллах и примерно тех же их точках, в которых до этого проводилось их U-Pb (SIMS SHRIMP) датирование. Диаметр кратера от луча лазера составлял ~ 50 μm при его глубине 20-40- μm . Согласно полученным данным изученные кристаллы циркона в различной мере отличаются не только по морфолого-оптическим свойствам и изотопному возрасту, но и по таким изотопным характеристикам, как $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ Lu_{Corr} , $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ и $\text{THf}(\text{DM})$, а также по концентрациям U и Th. Реликтовый циркон из пироксенита с возрастом 3096 млн. лет характеризуется наиболее низким значением $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ Lu_{Corr} (0.280771). Значения $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ в «омоложенных» (?) цирконах из пироксенита и габбро-пироксенита находятся в интервале от -15.6 (601 млн. лет) до 12.3 (715 млн. лет). Все сингенетические цирконы из диорита с возрастом от 159 до 167 млн. лет характеризуются повышенными значениями $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ Lu_{Corr} (0.283105-0.283219), при этом они имеют стабильно высокие положительные значения $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ (15.5-19.4).

Таблица
 Результаты исследований изотопии гафния в представительных кристаллах циркона из образцов пород полигенного Березовского мафит-ультрамафитового массива

№ анализа	Возраст 2 М л Р	ppm U	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1	$\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$
						7 6 H	
Обр.1597, пироксенит							
1597-7.1	647	53	0.72	0.000468	0.2824537	0.282448	2.8
1597-9.1	668	41	0.62	0.000604	0.2826377	0.282630	9.7
1597-2.1	697	329	1.07	0.001393	0.2821400	0.282122	-7.6
1597-4.1	974	79	1.36	0.000331	0.2821292	0.282123	-1.4
1597-5.1	2031	172	0.37	0.001284	0.2815368	0.281487	-0.1
1597-1.1	2048	318	0.19	0.000450	0.2815637	0.281546	2.4
1597-3.1	3096	49	0.37	0.001116	0.2808372	0.280771	-0.9
Обр.1606-1, габбро-пироксенит							
1606-1-9.1	154.7	268	0.39	0.002765	0.2831712	0.283163	17.2
1606-1-8.1	597.5	84	0.76	0.002820	0.2824303	0.282399	0.0
1606-1-2.1	601.4	129	1.18	0.001008	0.2819678	0.281956	-15.6
1606-1-1.1	623.0	154	0.49	0.001296	0.2824998	0.282485	3.6
1606-1-10.1	715.8	102	0.56	0.001509	0.2826936	0.282673	12.3
1606-1-3.1	1061.0	43	0.73	0.000573	0.2820802	0.282069	-1.4
1606-1-4.1	1412.0	137	0.67	0.000973	0.2819761	0.281950	2.3
1606-1-7.1	2079.0	57	0.90	0.000522	0.2815320	0.281511	1.9
Обр.197, диорит							
197-8.1	159.3	42	0.22	0.001137	0.2831394	0.283136	16.4
197-1.1	162.2	44	0.26	0.001638	0.2831778	0.283173	17.7
197-9.1	164.0	50	0.21	0.001398	0.2831956	0.283191	18.4
197-4.1	164.3	84	0.32	0.001995	0.2832250	0.283219	19.4
197-6.1	167.3	79	0.27	0.000895	0.2831078	0.283105	15.5

Примечание. $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{Lu}_{\text{corr}}}$ - рассчитанный первоначальный состав Hf (на момент формирования циркона). $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ – значение на момент формирования циркона.

Литература

1. Леснов Ф.П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск: Изд-во "ГЕО". 2015. 240 с.
2. Леснов Ф.П., Хлестов В.В., Гальверсен В.Г., Сергеев С.А. Геология и геофизика. 2015. Том 56. № 7. С. 1322—1346.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014.

ДИАГНОСТИКА ИСТОЧНИКОВ ПОСТУПЛЕНИЯ ВЗВЕШЕННОГО И РАСТВОРЕННОГО ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В БАССЕЙНЫ СЕДИМЕНТАЦИИ

Е.Ф. Летникова¹, И.А.Вишневская^{1,2}, А.И.Прошенкин¹, С.И.Школьник³, А.В.Иванов¹,
Е.А.Бродникова^{1,2}

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН*

² *Новосибирский государственный университет*

³ *Институт земной коры СО РАН*

Осадочные породы представляют собой самые распространенные образования в современном эрозионном срезе суши и на дне морей и океанов, поэтому геологическое картирование и исследование любого района не может обойтись без их наблюдения и изучения. Им свойственны многочисленные признаки, по которым возможны реконструкции: морфологии палеобассейнов седиментации, состава и возраста пород источников сноса, в том числе эродированных или не вскрытых на современной поверхности суши; особенностей палеоклимата и палеогеодинамических обстановок осадконакопления; наличие или отсутствие вулканизма при седиментации. С осадочными породами прямо или косвенно связаны своим происхождением и/или условиями локализации свыше 80% всех известных видов полезных ископаемых. В последние десятилетия появились новые методы и подходы в изучении осадочных комплексов – геохимические и изотопные, которые позволяют получать более конкретную информацию о составе источников поступления взвешенного (обломочного) и растворенного осадочного материала, условиях и возрасте седиментации, а также этапах развития отдельных осадочных бассейнов. В результате использования геохимических методов, данных изотопной хемотратиграфии, Sm-Nd изотопии и U-Pb датирования детритовых цирконов, в совокупности с литологическими, петрографическими и минералогическими особенностями пород изучаемых осадочных последовательностей авторами данного сообщения установлены источники поступления материала в осадочные бассейны позднего докембрия и кембрия юга и запада Сибирской платформы, а также отдельных террейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП).

Установлено, что терригенная и карбонатная седиментация в западной части Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское поднятие) протекала в обстановках открытого моря в мезопротерозое (на рубеже 1 млрд лет, сухопитская, тунгусикская серии, шорихинская свита и др.), венде и кембрии (вороговская, тасеевская, оселковая, байкальская серии). Постоянным источником сноса являлись более древние породы Сибирской платформы без вклада кластического материала других тектонических блоков. Исключение составляют песчаники немчанской свиты (р.Енисей), где популяция цирконов древнее 1,8 млрд лет и отражает протерозойские и архейские источники сноса в пределах Сибирской платформы, а Sm-Nd модельный возраст терригенных пород составляет 1,6 млрд лет. Это указывает, что основным источником сноса в данном случае являлись нецирконсодержащие источники сноса – базиты или ультрабазиты. В неопротерозое западная и южная окраины Сибирской платформы развивались во внутриплитных обстановках. Интенсивное накопление происходило в рифтогенных впадинах. Например, карагасская серия сложена продуктами щелочного вулканизма и образовалась 640 млн лет. Хотя ранее считалось, что это нормальноосадочная толща древнее 700 млн лет. Вендский этап морского осадконакопления развит широко в обрамлении всей Сибирской платформы и источники поступления осадочного материала находились в ее пределах.

Осадочные бассейны микроконтинентов в пределах ЦАСП - Тувино-Монгольского, Дзабханского, Северо-Муйского, Улутауского, не были связаны с шельфом Сибирской платформы и имеет собственную историю развития. Изучение венд-кембрийских толщ этих блоков, включая тиллитовые горизонты оледенения Марино, позволило установить, что

источником поступления осадочного материала для терригенных и карбонатных отложений, бокситов и высокоглиноземистых пород являлись кристаллические образования этих блоков - неоархейского, палеопротерозойского (древнее 2 млрд лет), неопротерозойское. Мезопротерозойские источники сноса в поставке обломочного материала не участвовали, вероятнее всего из-за отсутствия пород этого возраста. При формировании месторождений фосфоритов, марганцевых и железных руд, баритов источниками рудного вещества служили гидротермы различного генезиса – внутриплитные океанические (океанические гидротермальные поля) и гидротермы рифтовых континентальных систем. Их отличия обоснованы геологическими и изотопно-геохимическими особенностями.

Изучение кембрийских конгломератовых толщ Систигхемского прогиба (баянкольская, охемская, тумантайгинская, свиты) и запада Сангиленского прогиба (шурмакская свита) позволили опровергнуть принадлежность этих осадочных образований к островодужным комплексам в первом случае, и образованиям офиолитового меланжа во втором. Показано, что их развитие происходило в пределах палеопротерозойского континентального блока.

Проведенные геохимические и изотопные исследования позднекембрийских и кембрийских осадочных пород краевых частей Сибирской платформы и отдельных террейнов в ее обрамлении позволили показать, что их накопление происходило разрозненно вне связи с питающими провинциями этой платформы. Таким образом, их совмещение произошло в посткембрийское время в результате коллизионно-аккреционных событий.

Исследования проведены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (проекты 0330-2016-0015, 0330-2016-0013) и при поддержке РФФ и РФФИ.

МОДЕЛИ МИГРАЦИИ РАСПЛАВОВ В МАНТИИ ЗЕМЛИ

К.Д. Литасов, А.Ф. Шацкий

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

Построение моделей миграции вещества и плавления в мантии Земли без участия легкоплавких летучих компонентов обречено на провал из-за высоких температур плавления силикатов, слагающих мантию. При рассмотрении относительно быстрого движения мантийных плюмов необходимо допустить наличие легкоплавкого компонента в системе. В большинстве геодинамических моделей легкоплавкий компонент рассматривается косвенно – введением поправок на вязкость материала плюма и окружающей мантии. Реальный механизм движения вещества в жидком или твердом виде через предположительно безпористую или низкопористую матрицу также не рассматривается. Кроме этого обычно не уделяется внимания реальному составу жидкой легкоплавкой фазы и ее способности проникать через мантийный субстрат. Известные механизмы просачивания расплава или его движения по магмаразрывным трещинам применимы к глубинам литосферы и не могут быть использованы при рассмотрении процессов в более глубокой мантии с высокой пластичностью и низкой пористостью. Наиболее подходящим для глубокой мантии является предложенный нами [2, 5] механизм растворения-переотложения, в котором главной движущей силой является градиент напряжения на контакте контрастных по реологическим свойствам сред (например, на границах поднимающегося плюма или погружающейся субдукционной плиты). Отметим, что другие движущие силы, такие как градиент концентраций и градиент температур имеют гораздо меньшее влияние (на 2–3 порядка с учетом максимально возможных градиентов) по отношению к градиенту напряжений. Однако вопрос о составе расплавов и подходящих легкоплавких компонентов для реализации такого процесса остается сложным. В данной работе обсуждаются возможные кандидаты на роль подобных легкоплавких добавок, обеспечивающих плавление силикатов и быстрый подъем материала мантийных плюмов, образующихся в переходном слое мантии или в слое D'' над границей ядро-мантия.

Для реализации процесса растворения на фронте мантийного плюма и переотложения вещества в его тыловой части необходимы определенные требования к свойствам легкоплавкого компонента. Главными из них являются низкая, но не нулевая растворимость силикатов в этом расплаве (в пределах 5–20 мас.%) и его низкая вязкость при температурах близких к мантийной адиабате. Возможными кандидатами на роль легкоплавкой добавки к мантийным плюмам являются: силикатный расплав, обогащенный щелочами; водосодержащий силикатный расплав; карбонатитовый или карбонатно-силикатный расплав; а также расплав, содержащий углеводороды (в восстановленных условиях при низкой fO_2). Щелочной или водосодержащий силикатные расплавы можно исключить по причине высокой взаимной растворимости компонентов, что ограничивает вертикальную мобильность таких расплавов. При реакции с окружающей мантией они быстро закристаллизуются образуя ареол обогащения легкоплавкими компонентами. Исследование перидотитовых и эклогитовых систем с добавлением щелочных и щелочноземельных карбонатов показывает, что основное плавление карбонатов субдукционных плит будет происходить на уровне переходного слоя [2, 3]. Поэтому для переходного слоя (410–660 км), где могут образовываться плюмы, обогащенные летучими компонентами за счет стагнирующих субдукционных плит, наилучшими кандидатами на роль легкоплавкого компонента являются карбонатитовый или карбонатно-силикатный расплавы (рис.1). Подобный карбонатитовый диапир может проникать сквозь мантию от границы стагнирующего слэба (550–600 км) до границы литосфера-астеносфера по механизму растворения-переотложения практически без изменения своего состава. Окружающая мантия является восстановленной (от 0 до +2 лог. ед. по отношению к буфферу Fe–FeO), однако первый же диапир создает окисленный канал, обеспечивающий стабильность карбонатитового расплава. При этом восстанавливается не более 30% углерода первого

диапира с диаметром 2 км. Подобный процесс является эффективным механизмом формирования глубинных алмазов на границах и в тыловой части окисленного канала (рис.1). Возможное присутствие воды в субдукционной плите не будет сказываться на эффективности процесса (при условии, что содержание H₂O в слэбе не превышает 5 мас.%) [3], так как она захватывается при реакции с окружающими силикатами – вадслеитом и рингвудитом.

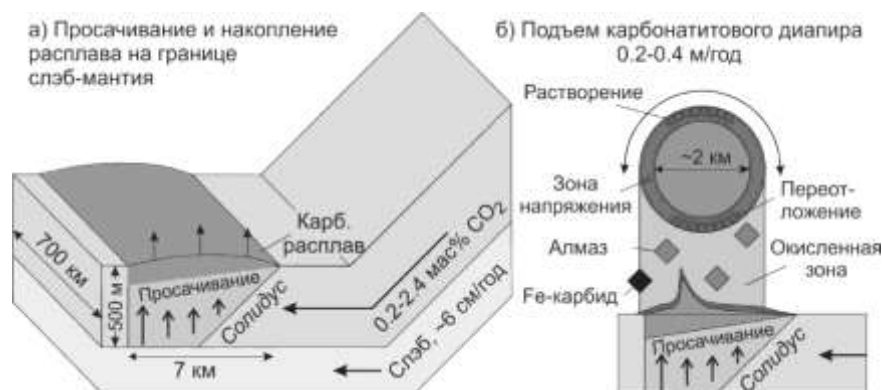


Рис.1. Образование карбонатитового диапира при плавлении карбонатов в верхней части субдукционной плиты, стагнирующей в переходном слое.

Безусловно, карбонатитовый расплав, как и сами карбонаты, вряд ли стабильны в нижней мантии, где окислительно-восстановительные условия скорее всего буфферируются вдоль равновесия Fe–FeO (от 0 до –2 лог. ед.). В таких условиях они восстанавливаются до алмаза или Fe–Ni-карбида. Поэтому в нижней мантии вероятным кандидатом на роль легкоплавкого компонента плюмов может быть углеводородный или водно-углеводородный расплав с растворенными силикатами. К сожалению на сегодняшний день очень мало информации о свойствах подобных расплавов при сверхвысоких давлениях в первую очередь из-за трудоемкости экспериментов. Однако можно сделать ряд важных замечаний в пользу того, то углеводородсодержащий расплав может играть сходную роль в нижней мантии, что и карбонатитовый при образовании диапиров в переходном слое. Эксперименты в перидотитовых и эклогитовых системах с восстановленным C–O–H флюидом при 3–16 ГПа показали, что при повышении давления растет растворимость силикатов в водно-углеводородном флюиде (или расплаве) [4]. Возможная растворимость силикатов фиксировалась по большому количеству микровключений в алмазных ловушках (образовавшихся на границе с образцов в результате разложения стеариновой кислоты – источника водно-метанового флюида). Первопринципные расчеты в системе Fe–C–O–H при РТ-параметрах границы ядро-мантия также показали предпочтительное формирование углеводородов, включая тяжелые углеводороды с двойными связями C=C [1]. Эти данные показывают, что водно-углеводородный расплав с растворенными силикатами может слушить легкоплавкой добавкой обеспечивающей достаточное плавление и подъем вещества мантийного плюма от границы ядро-мантия. Следует отметить, что для плюмов с границы ядро-мантия важным фактором может быть и нагрев за счет накопления избыточного тепла, генерируемого ядром.

Литература

1. Belonoshko, A.B., Lukinov, T., Rosengren, A., Bryk, T., Litasov, K.D. // Scientific reports. 2015. V.5. P.18382.
2. Litasov K.D., Shatskiy A., Ohtani E., Yaxley G.M. // Geology. 2013. V.41. P.79-82.
3. Litasov, K.D., Shatskiy, A. // In: "Magmas under pressure: Advances in High-Pressure Experiments on Structure and Properties of Melts". Kono, Y., Sanloup, C, eds. Elsevier. 2018. In press.
4. Litasov, K.D., Shatskiy, A., Ohtani, E. // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V.391. P.87-99.
5. Shatskiy, A., Litasov, K.D., Borzdov, Y.M., Katsura, T., Yamazaki, D., Ohtani, E. // Physics of the Earth and Planetary Interiors. V.225. P.1-11.

К АНАЛИЗУ ДИНАМИКИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА И ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА В ЗОНАХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ, КОНТРОЛИРУЮЩИХ ТРАПОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.П. Мазуров¹, К.В. Чудненко², В.Н. Шарапов¹

¹ИГМ СО РАН г. Новосибирск, ²ИГХ СО РАН г. Иркутск

Металлогения траппов Сибирской платформы коррелируется с характеристиками процессов ассимиляции базитовыми магмами пород и флюидов платформенного чехла [1]. Следовательно, весьма существенной является проблема сохранности состава пород разреза платформенного чехла перед очередным циклом магматической активности мантийных очагов, питавших формирование лавовых щитов и комагматичных рудоносных интрузивов. Поэтому нами рассмотрен практически неосвещенный пока аспект развития рудно-магматических систем трапповой формации, который относится к оценкам возможных масштабов и особенностей воздействия на породы земной коры потоков мантийных флюидов.

В существующей литературе флюидные системы, сопряженные с трапповым магматизмом Азиатского континента, рассматриваются практически только в окрестностях интрузивных тел в платформенном чехле. Поэтому в нашем сообщении обсуждается динамика теплообмена, связанная с потоками мантийных флюидов, отделяющихся от мантийных магматических очагов, питающих коровые магматические системы. Основное внимание обращено к анализу неизотермического равновесного инфильтрационного метасоматоза пород земной коры в зонах глубинных разломов, рассекающих верхние горизонты мантии под границей Мохо, кристаллический фундамент платформы и слоистый платформенный чехол Сибирской платформы (СП). Поскольку проблемы температурной регенерации трещинно-поровых рассолов и солеродных отложений уже рассматривались в ряде работ [1,3], основное внимание мы обратили на процессы преобразования кальцититов, доломитизированных известняков и ангидритовых отложений. Были исследованы также процессы высокотемпературной минерации, относящейся к термодинамическим условиям гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, в которых формируются магнезиально-скарновые и известково-скарновые месторождения железа и благородных металлов.

На Земле известны две области развития субаэральных лавовых щитов на глубинных разломах, которые имеют историю от 40 (Исландия) до 1 (о. Гавайи) миллиона лет, где существуют действующие вулканы, извергающие базитовые лавы. В связи с этими базитовыми системами есть проявления только нагретых поровых вод с температурой менее 250 °С. Глубины питающих магматических очагов, по сейсмическим данным, порядка 60 км (Гавайи) и 30-40 км (Исландия). Поскольку Исландская система является областью спрединга, возникшей в области проявления трапповой провинции, можно предположить, что главным фактором рудообразования в зонах разломов, питающих базитовые системы, являются особенности разрезов земной коры, в которых присутствует набор осадочных формаций, характерный таковым СП. Показано [2], что в пределах ЗСП в зонах разломов вулканогенные разрезы траппов подвергнуты гидротермальным изменениям пропилитовой фации, на поверхности разгрузки термальных систем фиксируются железорудные кирасы. На территории СП гидротермально-осадочные проявления самородной меди, сульфидных и кальцитовых жил, графита и месторождения исландского шпата связаны с глубинными разломами в зонах гидротермальной разгрузки на щитовых вулканах мульд северо-западной части СП и в региональных широтных разломах.

Такого рода термальные системы моделировались нами на основе следующей постановки задачи: 1) рассматривался плоский флюидопроводник над кровлей мантийного магматического очага (глубина 50 км), в котором проницаемость пород менялась в интервале значений от 10^{-16} м² до 10^{-13} м², пористость от 1% до 4%; 2) гидродинамика фильтрации

флюидов описывалась в приближении уравнения Дарси, динамика фазовых границ в его потоках с помощью квазидвумерного приближения; 3) динамика неизотермического метасоматоза выяснялась в рамках ПК Селектор в модификации проточного реактора. Процессы преобразования пород кристаллического фундамента учитывались по материалам изучения таковых в разрезах Алдано-Станового щита; 4) Рассмотрены два типа разрезов платформенного чехла: 1-ый – лавовой щитовой вулканической мульды над карбонатной толщей с солесодержащим горизонтом, 2-ой – лавовой щитовой вулканической мульды над карбонатной толщей с горизонтами сульфатных отложений. В карбонатных толщах присутствуют долериты и андезиты-базальты, карбонаты представлены кальцититами, доломитизированными известняками и доломитами. Предполагалось, что в петрохимическом отношении состав пород кристаллического фундамента платформы аналогичен разрезу метаморфогенных пород, вмещающих железорудные и золоторудные месторождения Алданского щита. Времена развития глубинных флюидных систем порядка 100 тыс. лет. Составы флюидов в мантийном магматическом источнике отвечают вариациям в молях: C(1-2), H(1-2), O(1-3), N(0,01), S(0,01-0,02), Cl(0,25-0,5), F(0,05-0,25), Si(0,1-0,5), Ti(0,01), Ca(0,1-0,2), Na(0,03), K(0,01-0,02). Температура флюида на входе в проницаемую зону 1100 °С. Численные оценки температурного преобразования пород в области фильтрации глубинных флюидов в проницаемой зоне в геологическом масштабе времени проходят достаточно быстро. Так при средней мощности разреза 6 км температура на нижней границе меняется от ≈ 140 °С и у поверхности ≈ 4 °С соответственно до ≈ 860 °С и у поверхности ≈ 220 °С за 35 тыс. лет. Соответственно, меняется состав минеральных ассоциаций от неизменных осадков до соответствующих равновесных метаморфических (метасоматических) комплексов с локальной зональностью, связанной с инфильтрационным метасоматозом.

Можно полагать, что в пределах проницаемых зон исходные составы осадочных пород существенно изменяются: доломитизированные известняки и доломиты превращаются в периклазовые мраморы, гипсы при возрастании температуры более 380 °С замещаются карбонатами. Наиболее сложно при возрастании температуры изменяется состав ангидритов: при температуре 150 – 160 °С происходит перекристаллизация в гипс, который при достижении 380 °С замещается кальцитом. Горизонты, сложенные солями, имеют высокую химическую инертность, но обладают весьма высокой механической подвижностью при появлении флюидов и возрастании температуры. Существенно то, что указанные процессы перекристаллизации сопровождаются значительной дегазацией и сокращением мощности осадочных толщ, подвергнутых указанной метасоматической переработке флюидами. Рудная минерализация (сульфиды, фосфаты, титанаты, флюорит, гематит) в меняющемся поле температур занимает различные его ниши и места положения в разрезе пород платформенного чехла по мере температурной эволюции флюидной системы. Полученные результаты моделирования преобразования пород и их формаций в разных по строению прогибах платформенного чехла может использоваться при прогнозировании зон питания рудоносных интрузивов с-з и северного фаса СП и Таймыра. Для понимания природы изменения рудоносности интрузивных комплексов в с-з части СП и вариаций петро-геохимических характеристик магматических пород важно учитывать, что одним из решающих факторов является преобразование ангидритовых отложений в гипсоносные толщи.

Работа выполнена по плану научно-исследовательских работ ИГМ СО РАН (проект VIII.67.1.3.), при поддержке РФФИ (грант 15-05-04805).

Литература

[1]. Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем / В.Н. Шарапов, А.С. Борисенко, М.П. Мазуров и др. / Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, 409 с. [2]. Сараев С.В., Батурина Т.П. Геология и геофизика, 2008, № 8, с. 477-494. [3]. В.Н. Шарапов, К.В. Чудненко, М.П. Мазуров, Ю.В. Перепечко Геология и геофизика, 2009, № 12, с. 1428-1442.

ДЕФОРМАЦИОННО-СДВИГОВЫЙ МЕХАНИЗМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ РУДО- И НАФТОГЕНЕЗА (ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НА ПРИМЕРЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

С.М. Макеев

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск

Причиной отсутствия геофизических технологий прямого изучения геодинамических условий рудо- и нефтегенеза, связанных со сложнодеформированным состоянием горных пород является, на наш взгляд, недостаточно ясное понимание того значения, какое играет при описании их физических свойств, прежде всего плотности, величина *объема*. С одной стороны, в условиях петрофизической лаборатории объем выполняет лишь нормирующую функцию при расчете плотности образцов после их обязательного взвешивания. С другой стороны, при тектонических деформациях горных пород в их естественном залегании, объем изменяется самым замысловатым образом. В этих условиях (при невозможности взвешивания) из нормирующего параметра массивности отдельных образцов и блоков горных пород объем превращается в независимую величину *пустотности* той или иной части геологического пространства, влияя на ее плотность и гравитационное поле не менее сильно, чем вещественный состав. Опираясь на эту мысль, разработан феноменологический метод анализа *азимутальной дисперсии поля* [1], которая отражает сложнодеформированное состояние горных пород, связанное с неоднородностью вектора тектонического давления.

Построенный на основе этого метода *гравиструктурный подход* к интерпретации данных гравиметрии, позволил приступить к картированию *зон межсдвигового сжатия и растяжения* геологического пространства на основе выделения *правых и левых сдвигов* специфичных деформационных аномалий гравитационного поля – *гравитационных дуплексов* [2]. Анализ распределения интенсивности, пространственной плотности, а также азимутов осевых линий таких зон позволил изучить корреляцию с ними месторождений рудных полезных ископаемых и углеводородов, а также перейти к картированию силовых линий полей межсдвигового сжатия с учетом его кинематического знака (см. рисунок).

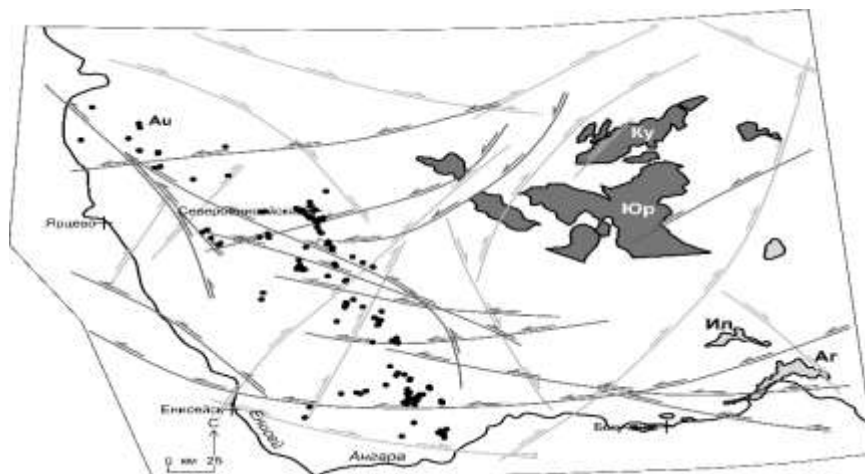


Рис. 1. Силовые линии полей лево- и правосдвигового сжатия области сочленения Енисейского кряжа и Сибирской платформы. Объекты: золоторудные - Au; нефтяные: Юр – Юрубчено-Тохомское, Ку – Куюмбинское; газовые: Аг – Агалеевское, Ил - Ильбокичское

В результате гравиструктурных исследований регионального масштаба установлено следующее.

1. В ряду повышения продуктивности (точки минерализации – рудопроявления – месторождения) золоторудных объектов Енисейского кряжа последние пространственно тяготеют к *левосдвиговому* ансамблю зон сжатия и растяжения. При этом «скорость

сближения» золоторудных объектов с зонами сжатия превосходит таковую для зон растяжения.

2. Большая часть месторождений углеводородов Байкитской нефтегазоносной области занимают примыкающее к *зонам междвигового сжатия* положение. Исключение составляет гигантское Юрубчено-Тохомское месторождение, которое занимает центральное положение внутри единой практически замкнутой структуры – *геодинамического бассейна*, естественными границами которого являются зоны *правосдвигового сжатия*.

3. Наиболее крупные газовые месторождения Ангарского нефтегазоносного района пространственно совпадают с *зонами присдвигового растяжения*: Агалеевское – левосдвиговой, Ильбокичское и Берямбинское – правосдвиговой.

Сопоставление функций азимутального состояния гравитационного поля (главного показателя его азимутальной дисперсии) и электрических полей, измеренных разными методами, разными установками аэро- и наземной электроразведки и в разных частях Енисейского кряжа показало наличие сильной корреляционной связи (>0.9) между азимутальными состояниями низкочастотных составляющих этих полей. Отсутствие такой корреляции с функциями азимутального состояния тех же видов полей, но в других районах Земли (Камчатка и западная Австралия), дает основание рассматривать геоэлектрические поля как поля деформационной природы. Это открывает возможность геодинамического анализа сдвиговой тектоники в пределах локальных участков поисков рудных месторождений, существенно расширяя возможности электроразведки.

В результате анализа карт геодинамического контроля над размещением известных рудных (полиметаллы и золото) и углеводородных объектов предложена *бассейновая модель* их формирования. Согласно этой модели в периоды тектонической активизации зоны междвигового сжатия являются источниками аномально высоких пластовых давлений гидротерм, интенсивно перекачивающих рудоносные флюиды или растворы с микронепфтью от зон сжатия через зоны растяжения к местам конечного депонирования рудного вещества и углеводородов. В периоды тектонического затишья зоны сжатия выступают в роли естественных барьеров на пути обратного рассеяния гидротерм из центральных областей за пределы геодинамического бассейна. Циклическое функционирование подобного механизма продолжительное время при пульсационном режиме сеймотектонической активности и наличии благоприятных условий для депонирования руд и углеводородов позволяет накопить *крупные залежи*. Наиболее перспективные участки отложения полезных ископаемых, согласно этой модели, должны находиться вблизи интенсивных зон сжатия, тяготея к внутренним частям замкнутых геодинамических бассейнов. Вблизи же незамкнутых линейных участков зон сжатия локализуются мелкие месторождения, рудопроявления и залежи.

Литература

1. *Макеев С.М.* Пространственная корреляция гравитационного поля и золоторудных объектов Енисейского кряжа // Руды и металлы. 2014. №3. С. 17-26.
2. *Макеев С.М.* Решение двух задач геодинамики гравиструктурным методом // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. № 4. С. 63-74

ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ U-Pb-Th, Lu-Hf И Re-Os ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ ГЛУБИННОГО КСЕНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

В.Г. Мальковец, И.Г. Третьякова, Е.А. Белоусова, В.Л. Гриффин, С. О'Рейлли, С.И. Костровицкий, Д.А. Зедгенизов, Л.Н. Похиленко, Н.П. Похиленко

Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, пр. Академика Коптюга 3, Новосибирск, votal@igm.nsc.ru

Современная структура Сибирского кратона сформировалась в результате палеопротерозойской (~1.9 млрд. лет) амальгамации нескольких архейских террейнов [4,5]. В структуре Сибирского кратона выделяются три супертеррейна: Тунгусский, Анабарский и Алданский, разделенные Аkitканским вулканоплутоническим поясом [5]. В пределах Сибирского кратона выделяется обширная провинция глубинного щелочного магматизма, которая представлена широким спектром пород: кимберлиты, лампроиты, карбонатиты, мелилититы, лампрофиры и другие породы.

Кимберлитовые трубки являются природными скважинами, которые выносят на поверхность ксеногенное вещество разных уровней глубинности – от границы литосфера-астеносфера до самых верхних горизонтов земной коры. Для выявления деталей геологической истории отдельных террейнов нами было проведено исследование U-Pb и Lu-Hf изотопных систем в цирконах из концентрата тяжелой фракции кимберлитовых трубок Мирнинского (Маганский террейн), Верхне-Мунского (Мархинский террейн) и Куойкского (Биректинский террейн) кимберлитовых полей.

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

Среди цирконов палеопротерозойского этапа (~1,9 млрд лет; ϵ_{Hf} от -23 до +8) отмечается более высокая доля цирконов с положительными значениями ϵ_{Hf} , что свидетельствует о широком участии глубинных расплавов во время палеопротерозойской амальгамации отдельных террейнов в современную структуру Сибирского кратона. Во всех изученных кимберлитовых полях обнаружены цирконы с возрастными моложе 0,9 млрд лет, с существенным преобладанием популяций цирконов моложе 0,6 млрд лет. Однако, необходимо отметить, что возрастные пики таких популяций в отдельных кимберлитовых полях существенно отличаются. Высокая пропорция цирконов с положительными значениями ϵ_{Hf} свидетельствует о связи таких цирконов с ювенильным мафическим магматизмом проявленным в виде даек, силлов и трубок взрыва [3].

Результаты Re-Os датирования сингенетических минеральных включений сульфидов в ксенокристаллах оливина, граната и алмаза из концентрата тяжелой фракции кимберлитов, которые являются фрагментами дезинтегрированного вещества литосферной мантии, обнаруживают значимо разные этапы формирования этих минеральных ассоциаций.

In situ Re-Os датирование минеральных включений сульфидов в оливинах обнаруживает достаточно широкий интервал T_{RD} и T_{MA} модельных возрастов от 3,6 до 2,9 млрд лет. Этот возрастной интервал соответствует самому раннему этапу формирования литосферы Сибирского кратона. T_{RD} и T_{MA} модельные датировки, полученные при датировании минеральных включений сульфидов в алмазах и в оливине мегакристаллических перидотитов, материнских пород сибирских перидотитовых алмазов, также попадают в этот возрастной интервал. In situ Re-Os датирование минеральных включений сульфидов в перидотитовых хромистых гранатах свидетельствует о метасоматическом генезисе гранатов в интервале 2,9-2,4 млрд лет. Метасоматическое добавление граната в литосферную мантию Сибирского кратона

вероятнее всего связано с одним из главных эпизодов образования континентальной коры ~2,7 млрд лет [1,2].

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

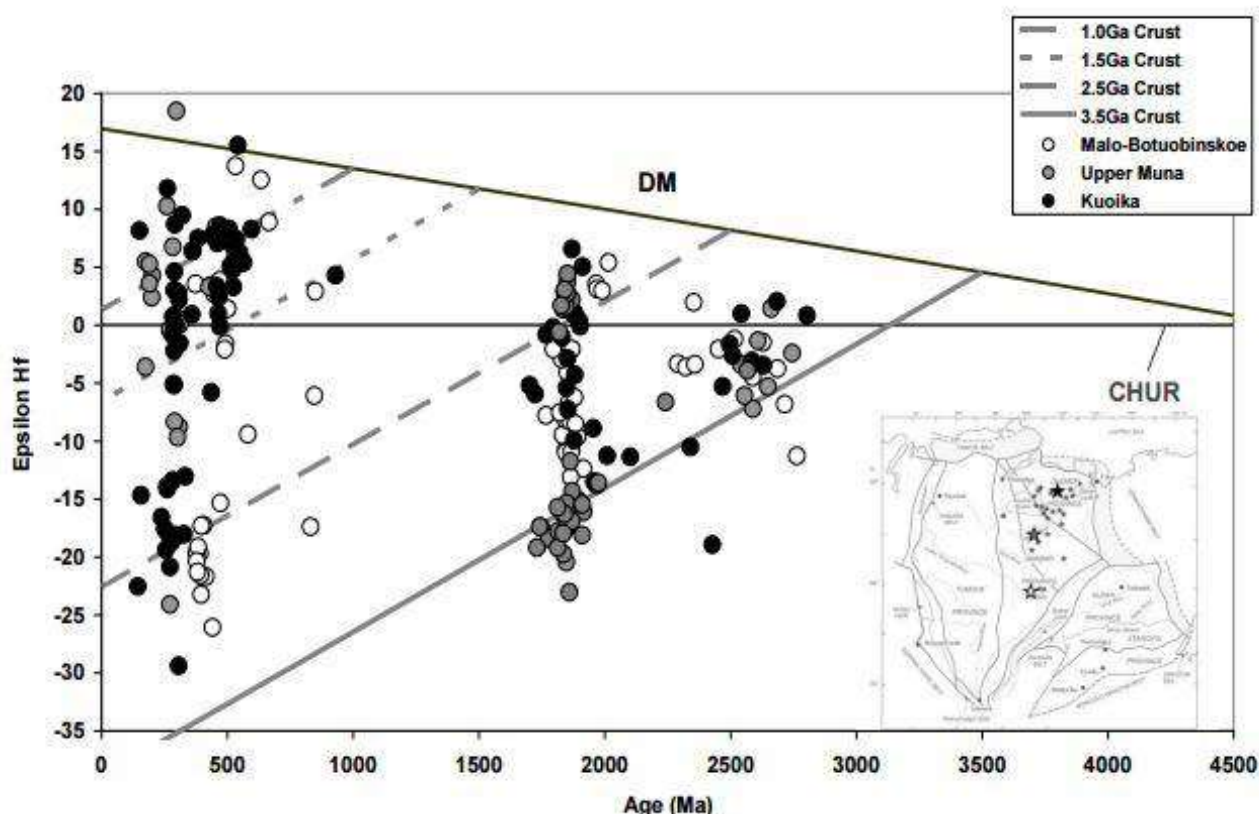


Рис. 1. U-Pb и Lu-Hf изотопные данные для цирконов из кимберлитовых полей ЯАП

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (16-17-10067) и грантов РФФИ (16-05-01052 и 16-05-00811).

Литература

1. Condie, K.C. // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 163. P. 97–108.
2. Condie, K.C., Aster, R.C. // Precambrian Research. 2010. V. 180. 227–236.
3. Kiselev, A.I., Ernst, R.E., Yarmolyuk, V.V., Egorov, K.N. // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 45. No. 2. P. 1-16.
4. Rosen O., Condie K. C., Natapov L. M., Nozhkin A. // Archean crustal evolution. 1994. P. 411-459.
5. Shatsky, V.S., Malkovets, V.G., Belousova, E.A., Tretiakova, I.G., Griffin, W.L., Ragozin, A.L., Gibsher, A.A., O'Reilly, S.Y. // Precambrian Research. 2016. V. 282. P. 1-20.

МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ АУТИГЕННОГО БАРИТА И ГЕОХИМИЯ Ва В РАННЕМ ДИАГЕНЕЗЕ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРИ

А.Е. Мальцев, Г.А. Леонова, В.А. Бобров, Л.В. Мирошниченко, С.К. Кривоногов

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

В качестве объектов исследования геохимии Ва и аутигенного образования барита в раннем диагенезе были выбраны малые озера юга Западной Сибири (оз. Большие Тороки, Новосибирская область) и Восточного Прибайкалья (оз. Котокель и оз. Духовое), донные осадки которых сформировались в голоцене (5–12 тыс. л.н.) и представлены органогенными отложениями ($C_{орг} > 10\%$) — сапропелями.

При поступлении в поровую воду бария из любого источника (планктоногенного детрита, карбонатных раковин, поглощающего комплекса глин и др.) вместе с повышением концентрации SO_4^{2-} в поровых водах (вследствие динамического максимума сульфатов, возникающего при диагенезе), возможно достижение концентраций Ba^{2+} и SO_4^{2-} , достаточных для превышения произведения растворимости барита ($1,1 \times 10^{-10}$ М). Как только начинается выпадения Ва в твердую фазу осадка — этот процесс поддерживается диффузией в данное место Ba^{2+} из других слоев осадка и наддоной воды. Чем мощнее сульфатредукция и чем дольше удерживается в одном месте осадка сульфатный максимум, тем интенсивнее идет накопление в осадке Ва.

Барит встречается во всех донных осадках исследованных озер юга Западной Сибири и Прибайкалья. По данным электронно-сканирующей микроскопии (СЭМ) его максимальные скопления отмечены в нижних интервалах осадков озер. Большое количество барита (часто имеющего форму хлопьев) размером до 10 мкм установлено в интервалах 125 и 140–160 см осадка оз. Большие Тороки (рис. 1А) в местах скопления фрамбоидального пирита на участках с интенсивной сульфатредукцией. По данным СЭМ в верхних 5 см осадка также обнаружен барит, но в виде кристаллов микронной размерности. Здесь не было установлено крупных хлопьевидных скоплений $BaSO_4$.

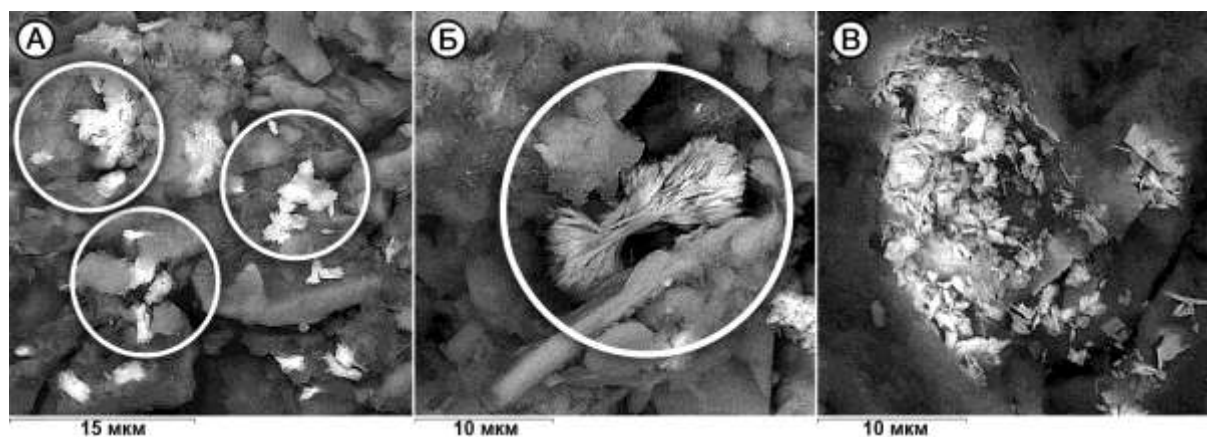


Рис. 1. Микрофотографии барита из сапропелей разных озер. А. оз. Большие Тороки, интервал 140 см, Б. оз. Котокель, интервал 1220 см, В. оз. Духовое, интервал 135 см. Фото — электронный сканирующий микроскоп TESCAN MIRA 3 LMU

В нижних интервалах прибайкальских озер Котокель и Духовое также установлено большое количество скоплений барита в органическом матрикс осадка (рис. 1Б, 1В). В оз. Духовое скопления барита, размером до 30 мкм, состоят из пластин и хлопьев $BaSO_4$ размерностью около 3 мкм. Данные скопления барита значительно крупнее, чем в сапропеле озер Большие Тороки и Котокель.

На рис. 2 показано распределение Ва в твердой фазе осадка и в поровых водах исследованных озер. В сапропеле озер Восточного Прибайкалья распределение ВаО по

разрезу довольно выдержанно, наблюдается незначительное увеличение бария в верхних интервалах осадка. В осадке оз. Большие Тороки (Западная Сибирь) в распределении Ва наблюдается иная картина — резкое увеличение содержания Ва к нижним интервалам. Так, в подстилающих осадок глинах содержания ВаО возрастают почти в два раза — от 375 мг/кг (80 см) до 574 мг/кг (178 см). При этом, максимальные значения ВаО (609 мг/кг) установлены в переходном горизонте (152 см), там, где по данным СЭМ были выявлены большие скопления BaSO_4 .

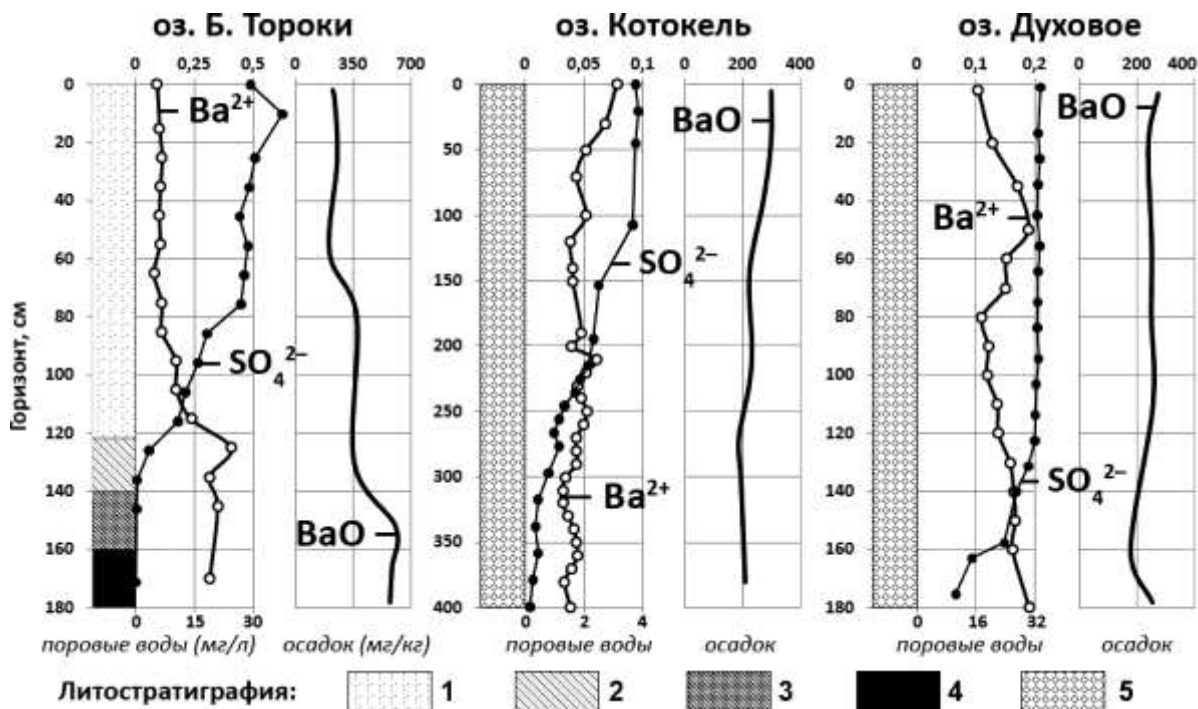


Рис. 2. Вертикальное распределение Ва в твердой фазе осадка и в поровых водах. 1. макрофитогенный сапропель; 2. торфянистый сапропель; 3. торфянистый сапропель, смешанный с глиной; 4. подстилающие глины. 5. планктоногенный сапропель

Увеличение скоплений барита в осадке коррелирует с увеличением концентраций Ba^{2+} в поровых водах (ПВ). По-видимому, при увеличении концентраций бария в ПВ нижних интервалов осадка и при наличии здесь достаточного количества SO_4^{2-} становится возможным выпадения BaSO_4 в твердую фазу осадка. Самые высокие концентрации SO_4^{2-} (более 30 мг/л) в ПВ установлены в нижних интервалах осадка оз. Духовое (рис. 2). Здесь интенсивность сульфатредукции низкая и концентрация SO_4^{2-} в ПВ не снижается по разрезу, а с увеличением содержания бария в ПВ вниз по разрезу, по-видимому, становится возможным образование аутигенного барита (самые крупные скопления по данным СЭМ среди всех исследованных озер). В нижних интервалах осадка оз. Большие Тороки также установлен барит, однако в условиях интенсивной сульфатредукции, концентрации SO_4^{2-} в ПВ резко снижается с 24,8 до 10,5 мг/л и количество аутигенного BaSO_4 здесь меньше, чем в осадке оз. Духовое. В оз. Котокель с низкими концентрациями в ПВ SO_4^{2-} (4,2–1,1 мг/л) и активной сульфатредукцией, которая к интервалу 3 м практически исчерпывает весь сульфат-ион (0,5 мг/л), на фоне низких концентраций Ba^{2+} (0,03–0,05 мг/л), образование барита не происходит (он установлен только в самых нижних горизонтах — 12 м).

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ-Р 1745 540527.

ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ (ВИЛЮЙ-МАРХИНСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ, ЫГЫАТТИНСКИЙ АЛМАЗОНОСНЫЙ РАЙОН)

М.В. Мальцев, А.В. Толстов

АК АЛРОСА (ПАО), *maltsevMV@alrosa.ru*

За два последние десятилетия поиски алмазов в Якутии сосредоточены на площадях ЯАП, в пределах которых установлены прямые признаки кимберлитового магматизма либо открыты месторождения алмазов [1,2,4,6]. Поисковые работы выполняются в сложных геологических обстановках: территории перекрыты разновозрастными терригенными отложениями, осложненными комплексами субщелочных базитов и трапповой формации (дайки, покровы и т.д.) [7,13]. Последнее открытие Майского месторождения алмазов состоялось в 2006 году [5,13,14]. На территории Ыгыаттинского района в 2015 г было открыто новое кимберлитовое тело, входящие в Сюльдюкарское кимберлитовое поле. В вещественном составе кимберлитов установлены отличия от Мирнинского, Накынского, Далдынского, Алакитского полей, что и обусловило новые его перспективы [10,11].

Общим для кимберлитовых полей в пределах ЫАР является их приуроченность к Вилуйско-Мархинской системе (ВМС) глубинных разломов [4,6,7], которая делится на зоны (ветви) – западную и восточную, с-в ориентировки (рис.). К западной ветви приурочены прогнозируемые Курунг-Юряхское, Кютерское и Сюльдюкарское поля с установленным кимберлитовым магматизмом. В восточной части расположены Мирнинское и Накынное поля с выявленными и разведанными месторождениями.

ВМС имеет субмеридианальное простирание и протягивается на 800км вдоль западного и с-з борта Вилуйского-Патомского авлакогена, при ширине 20-80км [2,4]. Разломы восточной ветви ВМС залечены базитами среднепалеозойского возраста [5,8,9], образующими дайки, расположенные кулисообразно и прерывисто. Простирание их изменяется от 350 до 300°, а мощность убывает с запада на восток. Тектонические нарушения западной ветви предполагаемые, слабо проявлены в геофизических полях, не залечены или фрагментарно залечены базитами и не выходят на поверхность [2,4].

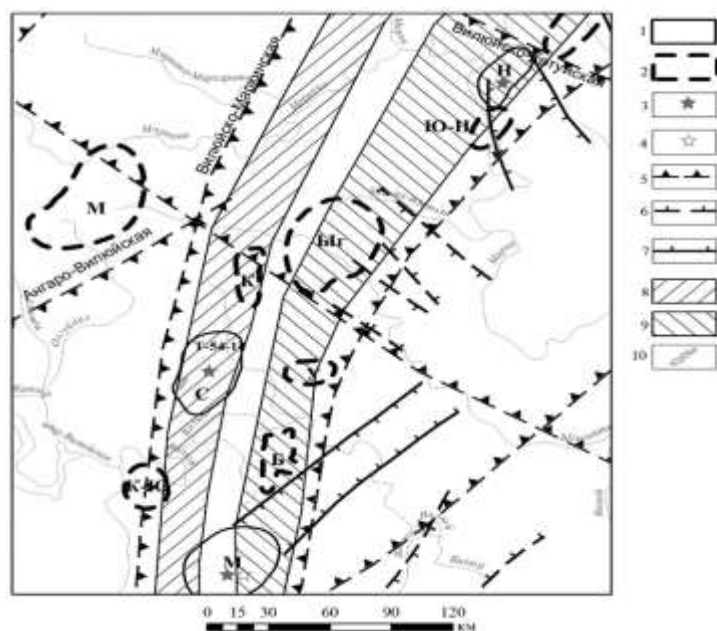
Открытие Сюльдюкарского поля, обусловило необходимость изучения западной ветви ВМС, в пределах которой высоки перспективы открытия коренных месторождений алмазов, связанные с изучением нового кимберлитового тела [9-11] и подтверждаются наличием высококонтрастных ореолов индикаторных минералов кимберлита (ИМК) в пределах Ыгыаттинской площади [4,6,10,14,15], образующих перспективные (Кютерская, Утунинская, Курунг-Юряхская и Бахчинская) площади. В ходе изучения установлено, что:

1. Кимберлиты нового месторождения отличаются от известных тел Мирнинского поля высокой долей Cr-пиропов (от 61,5% до 76,8%) среди гранатов ультраосновного парагенезиса, не установленных в кимберлитах других полей ЯАП [3,9,12], наличием Fe-Mg гроссуляров, характерных для гроспидитов трубки Загадочная (Далдынное поле), отсутствием Fe-магнитных (менее 34-35 масс% TiO₂) ильменитов, типичных для Мирнинского поля и минимумами Cr₂O₃, Al₂O₃ и MgO в пикроильменитах.

2. Гранаты нового поля по сравнению с Мирнинским имеют повышенные содержания MnO (0,47%), Fe₂O₃ (9,91%) и CaO (5,56%), при пониженном содержании MgO (18,4%). Содержание MgO в Мирнинском поле варьирует от 19,16 до 20,14%, MnO - 0,32-0,43%, Cr₂O₃ сопоставимо с трубками Интернациональная, Дачная, Им. XXIII съезда КПСС [9,11].

3. Пикроильмениты характеризуются низкими концентрациями оксидов Cr, Al и Mg, по содержанию MgO сопоставимы трубкой Дачная, а Al₂O₃ – трубкой Интернациональная при отсутствии Fe-магнитных разностей, содержащих менее 34-35 масс% TiO₂; высоко-Cr Fe-магнитные ильмениты, характерные для Мирнинского поля, отсутствуют [9,17].

Полученные результаты позволяют констатировать, что выявленные минералогеохимические данные позволяют ожидать территории ЫАР в ближайшее время выявление новых кимберлитовых тел, в том числе с промышленной алмазоносностью [4,9,12,14,15].



Вилуйско-Мархинская зона. 1 - Поля: Н – Накынское, М - Мирнинское, С - Сюльдюкарское; 2 - Потенциальные поля: Ю-Н - Южно-Накынское, К-Ю - Курунг-Юряхское, Б - Бахчинское, К - Кютерское, М - Моркокинское, У - Утунинское, Ы - Ыгыаттинское; 3,4 - кимберлиты и базиты; 5 - Границы ВМС; 6 - Зоны разломов; 7 - Разломы II порядка; 8,9 - Западная и восточная ветви ВМС; 10- Ореол ИМК Хатырык.

Литература

1. Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В. и др.//ДАН, 2004. т.399. №1. С.95-99.
2. Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. // СО РАН, Новосибирск, 2008, 537 с.
3. Василенко В.Б., Толстов А.В., Кузнецова Л.Г. и др.//Геохимия 2010 № 4. С. 366-376.
4. Емельянов В.С., Толстов А.В., Борис Е.И. // Вопросы методики прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. Якутск, ЯФ ГУ СО РАН», 2004, с. 115-123.
5. Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Штейн Я.И. и др.//Руды и металлы 2006. № 4. С. 59-67.
6. Калмыков Б.А., Пелецкий М.Н. // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. – Мирный, 1998, с. 218-221.
7. Кременецкий А.А., Карась С.А., Толстов А.В. // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. с. 126-139.
8. Лапин А.В., Толстов А.В., Антонов А.В. // ДАН. 2007. Т. 414. № 1. с. 78-82.
9. Мальцев М.В., Толстов А.В., Фомин В.М. и др. Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2016. № 3. с. 86-94.
10. Мальцев М.В., Толстов А.В., Фомин В.М. и др. Месторождения алмазов: процессы формирования, закономерности локализации, методы прогнозирования и поисков. Новосибирск, 2016, ИГМ СО РАН, с. 76-80.
11. Мальцев М.В., Толстов А.В. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы СВ России, Якутск: ИГАБМ СО РАН 2017. с. 339-344.
12. Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А. и др. // ДАН. 2015. т.463. № 5. с. 587.
13. Толстов А.В., Минин В.А., Василенко В.Б. и др. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 227-240.
14. Толстов А.В., Князьков А.П., Яныгин Ю.Т. // Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии. АК АЛРОСА, Мирный, 2014, с. 217-221.
15. Толстов А.В., Фомин В.М., Зырянов И.В. // Наука и инновационные разработки – Северу. 2014, Изд-во «Перо», Мирный, с. 171-172.
16. Шкодзинский В.С., Толстов А.В. // Наука и образование. 2007. № 4. С. 11-16.
17. Agashev A.M., Pokhilenko N.P., Tolstov A.V. and o., Geochemical Journal. 2016. Т. 50. № 5. с. 431-438.

МЕТОД ДИАГНОСТИКИ ГИПЕРГЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ВЕЩЕСТВА ХВОСТОХРАНИЛИЩ

Д.В. Манзырев

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН

Основной задачей геологоразведочных работ на хвостохранилищах является оконтуривание в пределах хвостохранилища техногенных залежей, выделяемых на основе экономических и технологических показателей [2]. При этом подразумевается, что образование таких обогащённых участков в техногенном объекте связано с процессами физического и химического выветривания.

Известно, что для определения степени окисленности рудных компонентов и возможности оконтуривания окисленных руд выполняются фазовые анализы, которые могут выполняться для следующих рудных компонентов: серы, железа, меди, цинка и др.

В хвостохранилищах обогатительных фабрик рудные минералы представлены преимущественно сульфидами, при окислении которых минералообразующие элементы руд освобождаются и перераспределяются между элементами структуры дисперсной капиллярно-пористой системы или выносятся за её пределы. Поэтому распределение минералообразующих элементов руд по классам крупности хвостов обогащения зависит от степени окисления сульфидов [1]. Следовательно, по характеру распределения минералообразующих элементов руд по классам крупности в пробе можно судить о степени гипергенных изменений исходного сульфидсодержащего вещества.

Для подтверждения данного положения обратимся к результатам исследований вещественного состава лежалых хвостов флотации руд молибденового месторождения Шахтаминское (Забайкальский край). На данном объекте в приповерхностном слое происходит интенсивное окисление сульфидов и образование водорастворимых форм щелочноземельных металлов, что приводит к изменению формы нахождения минералообразующих элементов руд. Учитывая, что основными рудными минералами на Шахтаминском месторождении являются пирит (FeS_2), молибденит (MoS_2), галенит (PbS), сфалерит (ZnS), халькопирит (CuFeS_2), а также распространены шеелит (CaWO_4), вольфрамит ($\text{Fe,Mn} \text{WO}_4$), тетрадимит $\text{Bi}(\text{Te,S})_3$, зелигманнит (PbCuAsS_3), висмутин (Bi_2S_3), станин ($\text{SnCu}_2\text{FeS}_4$), антимонит (Sb_2S_3), то к основным минералообразующим элементам руд можно отнести элементы: S, Fe, Mo, Pb, Zn, Sn, W, Cu, As, Bi, Sb.

Содержание основных минералообразующих элементов руд (за исключением S и Fe), для повышения точности относительных определений, выполняли из одной навески методом спектрального анализа. По данным анализа для окисленного (интервал разреза 0-1 м) и условно неизменного, сульфидного (интервал разреза 9-10 м) горизонтов разреза хвостохранилища построили профили распределения минералообразующих элементов руд по классам крупности. При этом использовали средние значения относительного содержания минералообразующих элементов руд в различных классах крупности проб (рис.).

На рисунке видно, что сульфидный и окисленный профили существенно отличаются. На сульфидном профиле минимальное содержание минералообразующих элементов руд установлено для класса -10 мкм. Наиболее продуктивными являются классы крупности -100+50 и -50+10 мкм, в которых сосредоточено 67% всего материала.

На окисленном профиле минимальные значения содержания минералообразующих элементов руд отмечены для классов крупности +100 и -100+50 мкм, а в классе -10 мкм наблюдается увеличение содержания минералообразующих элементов руд в два раза.

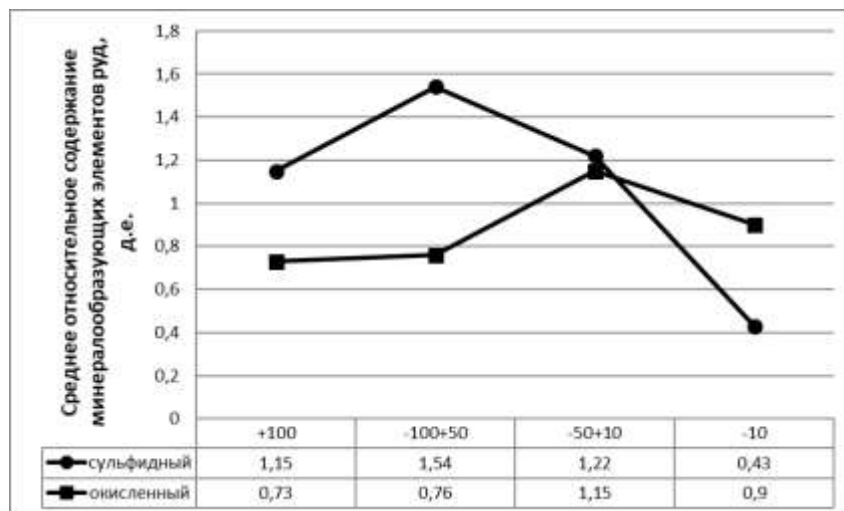


Рисунок. Сульфидный и окисленный профили распределения минералообразующих элементов руд по классам крупности

Это связано с тем, что в зоне окисления хвостохранилища из сростков и крупных частиц сульфидных минералов извлекаются рудные элементы и поступают в поровый раствор, откуда зачастую сорбируются гипергенными образованиями. В процессе отмучивания, при выделении классов различной крупности, тонкодисперсные продукты гипергенеза, с заключенными в них или сорбированными на их поверхности рудными элементами, накапливаются в классе -10 мкм. В результате относительное содержание минералообразующих элементов руд в классах +100 и -100+50 снижается, а в классе -10 мкм существенно возрастает

Содержание минералообразующих элементов руд в классе -50+10 мкм практически не изменилось. Это обусловлено тем, что их содержание в данном классе крупности является производной процессов выноса и концентрации рудных элементов. Образование микроагрегатов и полуагрегатов размера 10-50 мкм, происходящее с участием тонкодисперсных продуктов гипергенеза, обогащённых рудными элементами, ведёт к повышению содержания минералообразующих элементов руд в классе -50+10 мкм (с учётом, что при отмучивании используется агрегатная схема пробоподготовки).

Таким образом, установив сульфидный (исходный) и окисленный (гипергенный) профили распределения минералообразующих элементов руд по классам крупности, можно судить о степени окисления сульфидсодержащего материала проб, по результатам их спектрального анализа и оконтурить зоны окисления в плане и по разрезу хвостохранилища.

Литература

1. Манзырев Д.В., Лавров А.Ю. // Вестник Забайкальского государственного университета. 2016. Т. 22. № 1. С. 17-27.
2. Методическое руководство по изучению и эколого-экономической оценке техногенных месторождений / ГКЗ Министерства охраны окружающей среды и природных ресурсов Российской Федерации. - М., 1994, 51 с.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Правительства Забайкальского края, проект №14-05-98014 p_сибирь_a

ВЫРАЩИВАНИЕ КРИСТАЛЛОВ СТЕХИОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА, ОКСИДНЫХ ЭВТЕКТИК И ИНКОНГРУЭНТНО ПЛАВЯЩИХСЯ СОЕДИНЕНИЙ МЕТОДОМ ЧОХРАЛЬСКОГО

В.Н. Матросов

*Белорусский национальный технический университет
e-mail: info@solix-crystal.com*

Доклад посвящен выращиванию кристаллов методом Чохральского. В настоящее время около 90% всех лазерных кристаллов получают этим методом, поэтому для получения высококачественных кристаллов необходимо понимать суть происходящего и учитывать все тонкости технологического процесса.

Все сложные процессы кристаллизации проходят на границе раздела трех фаз: жидкой, твердой и газообразной, которая называется фронтом кристаллизации (ФК). Важнейшей характеристикой ФК является его форма, которая задается кинетическими и тепловыми условиями, а также зависит от ориентации затравки и структуры кристалла. ФК может быть плоским, выпуклым и вогнутым в расплав. Наиболее качественные кристаллы получают при плоском или слегка выпуклом в расплав ФК. Главной задачей при выращивании кристаллов методом Чохральского является поддержание такой формы ФК на протяжении всего процесса выращивания кристаллов. Для этой цели мы использовали два контура автоматического управления процессом кристаллизации: контур управления мощностью нагрева, постоянная времени которого равна нескольким десяткам минут; и контур управления скоростью вращения с постоянной времени 2-3 минуты. Информация о работе контуров подробно изложена в докладе.

Вытягиваемый из расплава кристалл поднимает за собой столб жидкости, который удерживается над расплавом только за счет сил поверхностного натяжения. В зависимости от формы ФК будет изменяться высота столба и угол α между касательной к образующей мениска и образующей кристалла. Угол α оказался очень чувствительным параметром и по нему можно контролировать форму ФК и управлять ей. Мы провели исследование влияния изменения температуры охлаждающей воды на форму ФК и угол α . Колебания температуры воды в пределах 4-6°C существенно воздействуют на осевой градиент температуры в тигле, на изменение активного сопротивления индуктора, что приводит к изменению тока мощности, выделяемой индуктором, что приводит к изменению левитации тигля, угла α и формы ФК.

Мы разработали систему поддержания температуры охлаждающей воды, которая позволяет поддерживать эту температуру в пределах 1-1,5°C, что исключает ее влияние на процесс выращивания. Несовершенство механических приводов вытягивания и вращения существенно влияет на форму ФК, угол α и качество кристаллов. Колебания напряжения питающей сети приводят к тем же последствиям, что и при изменении напряжения на индукторе вследствие колебания температуры охлаждающей воды. Эта проблема устраняется установкой стабилизаторов напряжения.

Есть большой класс перспективных лазерных соединений, плавящихся инконгруэнтно, которые невозможно получить существующими методами больших размеров: 80-120 мм длиной. Мы провели исследования получения таких соединений методом Чохральского на примере $\text{BeAl}_6\text{O}_{10}:\text{Cr}^{3+},\text{Ti}^{3+}$ которое плавится с разложением. Нам удалось получить кристаллы этого соединения диаметром 12 мм длиной 140 мм высокого качества, суммарные оптические потери которого составляли 0,001-0,003 см^{-1} [1] Таким образом, была показана возможность получения инконгруэнтно плавящихся соединений методом Чохральского, что открывает доступ к выращиванию новых лазерных кристаллов.

Не меньший интерес представляет выращивание оксидных эвтектик, как лазерного материала. Полупроводники эвтектического состава выращиваются и уже внедрены в промышленность [2]. Что касается лазерных оксидных эвтектик, то их начали изучать в XXI

веке [3]. Эти эвтектики обладают рядом преимуществ по сравнению с классическими оксидными кристаллами. Температура плавления у них значительно ниже, чем у образующих их оксидов. Это облегчает условия их выращивания и снижает требования к ростовому оборудованию. Изоморфная емкость эвтектики выше, чем у соответствующих оксидов, что дает возможность активировать ее различными ионами для реализации, например, сенсбиляционных процессов в лазере, которые повышают его КПД. Эвтектические кристаллы существенно упростят конструкцию гибридных лазеров, которые состоят из двух разных кристаллов, соединенных друг с другом посредством оптического контакта. Главный недостаток такого лазера состоит в том, что на стыке двух кристаллов существуют оптические потери, уменьшающие КПД лазера и искажающие фронт проходящей волны. Эти недостатки отсутствуют в лазере, созданном на эвтектическом кристалле, так как там нет этой границы.

Мы вырастили кристаллы эвтектики, состоящей из двух оксидов BeAl_2O_4 и $\text{BeAl}_6\text{O}_{10}$, и активировали их ионами Cr^{3+} . [4] Эвтектика представляла собой чередующиеся пластины этих соединений, которые были вытянуты вдоль направления выращивания. Толщина пластин составляла 2-3 мкм, толщина границ между пластинами была равной 0,6-0,8 мкм. Толщину пластин и границ между ними можно изменять, изменяя параметры технологического процесса: осевые и радиальные температурные градиенты, геометрию фронта кристаллизации, скорости вращения и вытягивания кристалла. Кристаллы эвтектики были прозрачными, но содержали микропузыри. На полученных кристаллах проведены исследования спектроскопических свойств, которые показали перспективность их использования в фемтосекундных сверхмощных лазерах.

Литература

1. Матросов В.Н., Материалы международного симпозиума 22-26 мая 2017г., Витебск, часть 1, с.103-105
2. Liebmann W.K., Miller E.A., J.A.P. 34 (1963) 2653.
3. Balda R., Garcia-Revilla S., Fernandez J. et al. J. of Luminescence 129, (2009), 1422-1427.
4. Матросов В.Н., Перспективные материалы и технологии, монография, Витебск, 2017, Т1, с.253-255.

ФАЗОВАЯ T-X ДИАГРАММА Fe–Ni–P ПРИ 6 ГПа

Д.А. Минин, А.Ф. Шацкий, К.Д. Литасов

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

Fe–Ni–P – одна из базовых систем, моделирующих фазообразование в ядрах астероидов и планет. Недавние находки высокобарической минерализации и закалочных Fe–Ni–P–S текстур в железных метеоритах подчеркивают важность исследования данной системы при высоких давлениях. Работа посвящена исследованию фазовых взаимоотношений в системе Fe–Ni–P содержащей до 30 мол% P при 6 ГПа в интервале 900–1600 °С. Эксперименты проведены в керамических капсулах ($3\text{MgO}\cdot 4\text{SiO}_2$) на прессовом аппарате ‘Discover’ в ИГМ СО РАН. Температуру контролировали с использованием W–Re(3/25) термопары. Неопределенность определения *P–T* параметров не превышает 0,5 ГПа и 20 °С. В субсолидусе метал-насыщенная часть диаграммы (0–30 мол% P) имеет три фазы: Fe–Ni сплав, $(\text{Fe,Ni})_{3-x}\text{P}$, где $x \leq 0.6$, и $(\text{Fe,Ni})_2\text{P}$. Начало плавления зафиксировано при 950 °С в чисто никелевой системе. Плавление контролируется эвтектикой Ni₂P–Ni, с составом 18 мол% P. С увеличением температуры поле расплава расширяется в сторону эвтектики Fe₂P–Fe, которая расположена при 1100 °С и 16 мол% P (Рис. 1). Сопоставление полученных данных с составами продуктов закалки Fe–Ni–P и Fe–Ni–P–S расплавов, найденных в железном метеорите Elga III, указывает на их высокобарическое происхождение.

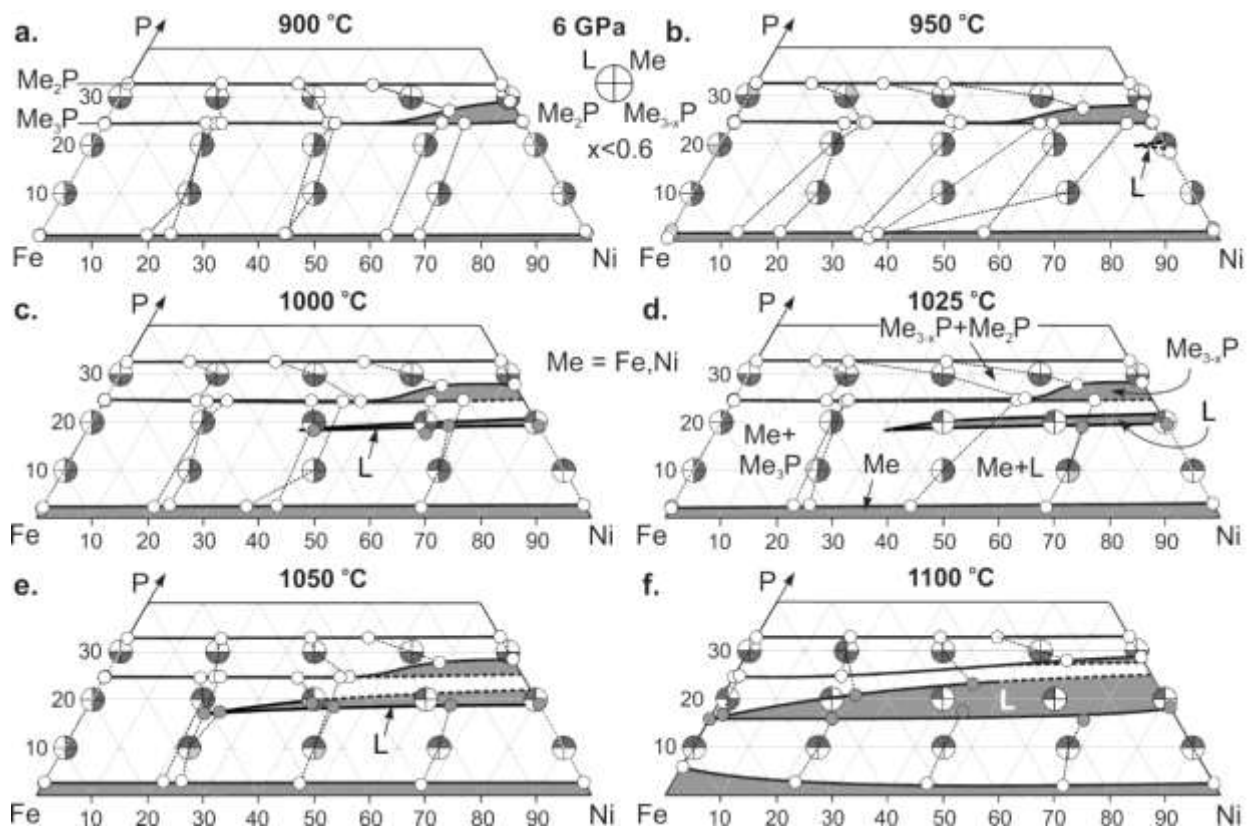


Рис. 1. Изотермические разрезы *T–X* диаграммы Fe–Ni–P при 6 ГПа.

ФЛЮИДНЫЕ И ПОЛИФАЗНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЗОНАЛЬНЫХ ПОРФИРОБЛАСТАХ ГРАНАТОВ АЛМАЗОНОСНЫХ ГНЕЙСОВ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (УЧАСТОК БАРЧИНСКИЙ)

А.О. Михно^{1,2}, О.В. Щепетова^{1,2}, К.А. Мусияченко^{1,2}, А.С. Степанов³, А.В. Корсаков^{1,2}

¹*Институт Геологии и Минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирская область, г. Новосибирск, проспект Академика Коптюга, 3*

²*Новосибирский Государственный Университет, 630090, Новосибирская область, г. Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2.*

³*ARC Centre of Excellence in Ore Deposits (CODES), School of Physical Sciences, University of Tasmania, Private Bag 79, Hobart, Tasmania 7001, Australia*

Кокчетавский массив находится в Северном Казахстане и представляет собой зону мегамеланжа шириной 17 км и длиной 80 км [1]. Гнейсы Кокчетавского массива были метаморфизованы в поле стабильности алмаза и представляют огромный интерес для изучения процессов частичного плавления в условиях сверхвысоких давлений [2].

Образец алмазоносного гнейса (108а-117) был отобран из разведочной скважины участка Барчинский. Породообразующими минералами гнейса являются гранат, биотит, плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат и хлорит. Кальцит, клинопироксен, роговая обманка, циркон, алмаз, графит, апатит, титанит, монацит, алланит, турмалин, пирит, халькопирит и пирротин были диагностированы в качестве аксессуарных минералов алмазоносного гнейса (108а-117).

Гранаты алмазоносного гнейса характеризуются размером до 3 мм, зональным строением и альмандин-пироп-гроссуляровым составом $\text{Alm}_{43-55}\text{Sp}_{55-48}\text{Py}_{18-28}\text{Grs}_{11-27}\text{Andr}_{0-3}$. В порфиробластах граната выделяется 2 зоны: ярко-розовое ядро и бесцветная кайма. Розовая окраска ядра вызвана повышенными содержаниями примеси Mn, тогда как в бесцветной краевой части граната наблюдается снижение Mn, Fe и Ti наряду с ростом концентраций Mg, Ca и Al.

В центральных яркоокрашенных зонах гранатов наблюдаются флюидные и полифазные включения. Как правило, полифазные включения стремятся к форме отрицательного кристалла граната и характеризуются размером не более 10 мкм. Флюидные включения располагаются вблизи полифазных, и, в некоторых случаях имеют «перешейки» с полифазными включениями, что указывает на их расшнурованную природу. Исследования методом КР-спектроскопии позволили установить, что флюидные включения состоят из жидкой воды, тогда как в качестве фаз полифазных включений были идентифицированы кварц, апатит, кальцит, плагиоклаз, фенгит, флогопит и вермикулит.

В бесцветных краевых частях гранатов также наблюдались полифазные включения. Размер полифазных включений варьирует в диапазоне от 10 до 500 мкм. Включения имеют как округлую, так и неправильную форму. Методом сканирующей электронной микроскопии во включениях были установлены следующие минералы: калиевый полевой шпат, турмалин, фенгит, апатит, биотит, титанит, олигоклаз, альбит, кварц, графит, алланит, сфалерит, пирротин, кальцит, монацит и хлорит.

Включения в центральных частях гранатов изначально были захвачены в качестве водонасыщенного расплава в условиях близких к пику метаморфизма Кокчетавских пород [3]. Затем, в ходе регрессивного этапа метаморфизма и кристаллизации твердых фаз из расплава включения были расшнурованы. Ранее, Степановым с соавторами [4] было продемонстрировано, что на пике метаморфизма гнейсы участка Барчинский претерпели частичное плавление с образованием расплава, насыщенного легкими редкими землями. Следовательно, присутствие алланита и монацита в полифазных включениях из краевых частей граната свидетельствует о ультравысокобарической природе этих включений. Таким образом, принадлежность полифазных и флюидных включений к разным ростовым зонам, а также различия фазового состава включений в центральных и краевых частях

свидетельствует о существовании двух этапов частичного плавления в алмазоносных гнейсах участка Барчинский в условиях близких к пику метаморфизма Кокчетавского массива.

Исследование было поддержано Российским научным фондом (РНФ 15-17-30012).

Литература

- [1] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулёв Ф.И. // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 428–444.
- [2] В.С. Шацкий, Ситникова Е.С., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Заячковский А.А. // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 485-498.
- [3] Hermann J., Spandler C., Hack A., Korsakov A.V. // Lithos. 2006. V. 92. P. 399-417.
- [4] Stepanov A.S., Hermann J., Korsakov A.V., Rubatto D. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2014. V. 167. P. 1002:1-25

ОПТИЧЕСКОЕ КВАРЦЕВОЕ СТЕКЛО ИЗ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

А.И. Непомнящих, А.М. Спиридонов, А.М. Федоров, А.А. Шалаев, М.Г. Волкова

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

ainep@igc.irk.ru

Природное кварцевое сырье является главным источником получения высокочистых кварцевых концентратов для производства прозрачного кварцевого стекла и кварцевой керамики. Традиционно для получения кварцевых концентратов высокой и ультравысокой чистоты используются жильные разновидности кварца различных геолого-генетических типов. Как правило, жилы имеют небольшие запасы и характеризуются высокой степенью неоднородности. Кроме того, в связи с возрастающей потребностью в высококачественном кварцевом сырье и истощением запасов традиционных кварцевых месторождений возникает острая потребность в поисках и оценке новых источников особо чистого кварцевого сырья. Примером такого нетрадиционного источника высококачественного кварцевого сырья являются кварциты Восточного Саяна [1-3].

В докладе представлены результаты исследования четырех разновидностей высокочистых кварцитов Ока-Урикского блока, исходных кварцитов Уренгенурского блока Гарганского кварцитоносного района и гранулированного кварца Патомского нагорья (жила 2821). Пространственно, Гарганский кварцитоносный район находится в юго-восточной части Восточного Саяна, в северном секторе Тувино-Монгольского массива (Гарганская глыба -2,7 млрд.лет). Фундамент глыбы перекрыт осадочным чехлом, основание которого сложено рифейскими (1,25 млрд. лет) кремнисто-карбонатными отложениями иркутской свиты, являющимися продуктивными на высокочистые кварциты. Отложения

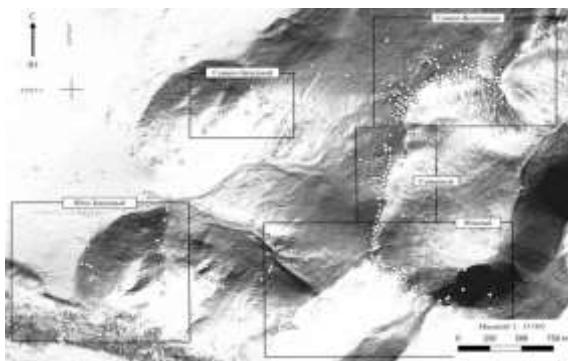


Рис.1. Ока-Урикский блок

осадочного чехла прорываются гранитоидными интрузиями сумсунурского комплекса плагиигранитов (790 млн лет), которые располагаются к юго-западу от Ока-Урикского блока. В пределах Ока-Урикского блока нами выделено 6 рудоносных участков (рис.1). Наиболее детально изучен Северный участок данного блока, который получил название «месторождение Бурал-Сардык» [1,2]. На этом участке нами отобраны пробы суперкварцитов и мелкозернистых кварцитов. На юго-западном участке отобраны образцы сливного кварцита и на северо-восточном участке образцы крупнозернистого кварцита

подобного суперкварцитам северного участка. Проявление Уренгенурское расположено в южном секторе Гарганской глыбы, на левобережье р. Оки, где обнажаются карбонатно-кремнистые ритмично-полосчатые отложения иркутской свиты. На этом участке также отобран образец кварцита. Кроме того, для целей сравнения минерального и химического составов кварцитов Гарганского кварцитоносного района, в данной работе представлены результаты исследований образцов гранулированного кварца жилы 2821 Анахчи-Чишикетского жильного поля Патомского нагорья.

Высокочистые разновидности кварцитов месторождения Бурал-Сардык, названные ранее **суперкварцитами** [1], характеризуются мономинеральным кварцевым составом (99,9% породы). На фоне мелко- (<0,2 мм) и среднезернистых (0,2-2 мм) кварцевых агрегатов выделяются прозрачные бесцветные удлиненные зёрна кварца размерами до 3 мм. Они ориентированы либо субпараллельно, либо не имеют четкой ориентировки. Минералогическое петрографическое исследование показало наличие в суперкварцитах двух генераций кварца: реликтовый (1 генерация) и новообразованный (2 генерация). Кварц 1-й генерации - это

крупные (до 3 мм) удлиненные зерна, для которых характерно блочно-волнистое погасание и наличие трещин, которые связаны с пластической и хрупкой деформацией, соответственно. Кроме того в кварце присутствуют первичные флюидные включения (ФВ), приуроченные к зонам роста, либо вторичные, приуроченные к залеченным трещинам. Кварц 2-й генерации - это мелкие (от 0.01 до 0.1 мм.) зерна без следов пластической и хрупкой деформаций и развивается он вдоль границ зерен реликтового кварца и в областях развития трещин, часто расчлняя исходные зерна кварца. **Мелкозернистые кварциты** отличаются от суперкварцитов относительной однородностью агрегатов по форме и размерам, они сложены микро- и тонкозернистым кварцем (<0,1 мм). В обеих разновидностях кварца выявлены включения диккита, алунита, пирита, серицита, а также тонкие прожилки и точки углеродистого вещества в межзерновом пространстве. Флюидные включения (ФВ) в агрегатах кварца суперкварцитов и мелкозернистого кварцита Ока-Урикского блока достигают 18 мкм. **Сливные кварциты** отличаются от других типов кварцитов размерностью и соотношением зерен. Субпараллельная ориентировка в зернах проявлена слабо. В этой породе реликты мелких зерен кварца (около 25% породы) заполняют промежутки между крупными и преимущественно гигантозернистыми (> 5 мм) агрегатами кварца, слагающими 75% породы; отмечаются единичные чешуйки серицита. В сливном кварците наблюдаются ФВ вытянутой трубчатой, вытянутой овальной, столбчатой, неправильной вытянутой, сложной формы. Размеры ФВ до 40 мкм. ФВ расположены внутри зерен кварца, реже в межзерновом пространстве. Крупнозернистые кварциты северо-восточного участка сложены на 99.5 % агрегатами кварца различной размерности. Размеры зерен варьируются в широком диапазоне от <0,1 до 1,5 мм. Границы зерен по характеру округлые, раковистые. Второстепенные минералы представлены единичными иголочками серицита. **Кварциты уренгенурского блока** являются слабоизмененными исходными породами гарганской кварцитоносной провинции. Они представляют собой мелкозернистые (<0,01 мм) породы слоистой, реже сланцеватой структуры с примесью карбоната и серицита (до 10%). При визуальном изучении препаратов как в проходящем, так и в отраженном свете под микроскопом ФВ в кварце не обнаружены. **Гранулированный кварц** Анахчи-Чипикетской группы жил сложен агрегатами гиганто-, крупно-, средне- и мелкозернистой размерности в соотношении 5/10/70/20 % породы. В качестве примесей встречаются серицит, рутил и окислы железа. ФВ в гранулированном кварце часто образуют цепочки по граням зерен. Также ФВ находятся внутри зерен, реже наблюдаются в межзерновом пространстве, а также по трещинам. Наиболее крупные ФВ (до 55 мкм) наблюдаются в цепочках и внутри зёрен кварца.

Для каждого типа разработаны схемы получения особо-чистых кварцевых концентратов. Методом вакуумно-компрессионной плавки получены оптические стекла и измерены их спектральные характеристики. В работе показано, что типы минеральных и флюидных включений определяют параметры и схему процессов получения и обогащения кварцевых концентратов. Из всех типов изученного в работе кварцевого сырья получены кварцевые концентраты уровня глубокого обогащения и показана возможность получения кварцевых концентратов сверхглубокого обогащения на основе суперкварцитов и сливного кварца.

Литература

- [1] Воробьев Е.И. и др. // ДАН. 2003. Т. 390. № 2. С. 219–223.
- [2] Федоров А.М. и др. // ДАН, 2012. Т. 442. № 2 С. 244–249.
- [3] Непомнящих А.И. и др. // Физика и химия стекла, 2017, т.43, № 3, стр. 288-295.

МИНЕРАЛЫ МЕТАЛЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ (МПП) ИЗ РОССЫПЕЙ ЮГА СИБИРИ - ИНДИКАТОРЫ КОРЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Г.В. Нестеренко ¹, С.М. Жмодик ^{1,2}, Д.К. Белянин ^{1,2}, В.В. Колпаков ¹, Е.В. Айриянц ¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск;

²НГУ, Новосибирск

По результатам многолетних исследований выявлено большое количество районов с аномальными концентрациями МПП в россыпях в южной части Сибирской платформы. МПП извлечены из аллювиальных золотоносных россыпей западной части Алтае-Саянской складчатой области. Алтае-Саянская складчатая область включает складчатые структуры Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Салаирского кряжа каледонского и герцинского возраста. Содержание МПП в россыпях от первых до десятков мг/м³. Обнаружение МПП в россыпях представляет большой интерес, в связи с использованием их в качестве минералов – индикаторов коренных источников питания россыпей [1-3].

Изученные МПП представлены мелкими, уплощенными, в различной степени окатанными зернами, размером от 0.1 мм до 1 - 2мм. Морфология их разнообразна: округлая до шарообразной, таблитчатая, комковидная, неправильная, столбчатая. Нередки кристаллы со сглаженными ребрами гексагонального, кубического и октаэдрического габитуса. Иридосмины чаще, чем платина встречаются в хорошо ограненных плоских кристаллах. В большинстве случаев в слабо окатанных зернах сохраняются основные черты первичных эндогенных форм. В отдельных случаях, сглаженные, округлые, вплоть до шарообразных, зерна МПП были сформированы в эндогенных условиях. Одним из признаков отличия зерен МПП с первичной (эндогенной), морфологией от образованных в зоне гипергенеза вследствие механической абразии, является кайма сульфо-арсенидов ЭПГ, а также формирование микротекстур, субпараллельных краю (поверхности) зерна. Установлены округлые, вплоть до шарообразных и монокристаллические индивиды МПП, в отличие от ксеноморфных частиц, сформированные в ходе кристаллизационной и ликвационной дифференциации расплава на ранних её стадиях.

МПП из 14 россыпей Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Салаира представлены двумя главными типами: ферроплатиновым и рутениридосминовым, из которых первый (55%) преобладает над вторым (41%). В двух россыпях соотношение ферроплатинового и рутениридосминового типов оказалось близким к 2:1. 3-4% МПП представлено сперрилитом и около 1 % соединениями элементов платиновой группы с мышьяком и серой. В большей части зерен платины содержание железа колеблется от 20 до 36 ат %, редко с содержанием железа до 30 ат % и ниже 15 ат %. Среди Os-Ir-Ru сплавов по составу выделяются самородный осмий, рутений, иридий и рутениридосмин.

Устанавливаются следующие микротекстуры внутри зерен МПП: 1- массивные (плотные), 2- вкрапленные, 3- эмульсионно-ликвационные, 4- полосчатые, 5- пятнистые. Они отражают условия образования, а также характер и степень эпигенетического преобразования МПП. Важное значение имеют структуры распада твердых растворов (6) (решетчатая, петельчатая) и метасоматического замещения (7) (петельчатая, текстуры включений, пятнистые). Установлено, что в одних россыпях широко распространены сплавы Pt- Fe с текстурами распада, а в других они отсутствуют и преобладают частицы сплавов с массивной, плотной текстурой или со структурами замещения. Известно, что структуры распада твердого раствора возникают в условиях медленного остывания расплава, то есть на относительно больших глубинах и, вероятно, при значительном количестве кристаллизующего расплава. Соответственно отсутствие структур распада может быть признаком образования их в альтернативных условиях, например, в дайковом комплексе основных пород, широко распространенных в рассматриваемом регионе или в связи с пикрит-базальтовой вулcano-плутонической ассоциацией. Метасоматические

преобразования минералов ЭПГ сопровождают процессы серпентинизации ультраосновных Pt-содержащих пород.

Часть МПГ содержит нано- и микроскопические, весьма разнообразные по многим признакам, включения: 1- структуры распада твердого раствора; 2- гидротермально-метасоматически преобразованные исходные расплавы; 3- «реликтовые» включения (силикаты и оксиды захваченные остывающим расплавом); 4- эмульсионно-ликвационных включения. Кроме того, встречаются ограненные формы: прямоугольные, лейсты, шестиугольные, квадраты; неправильной сглаженной «рванной» формы, овальные и округлые (капли, шары), а также, как расплавные, так и раскристаллизованные моно- и полиминеральные включения, сложенные алюмосиликатами и другими пороодообразующими минералами, МПГ и др.

Породные ассоциации, распространенные в Кузнецком Алатау, Горной Шории и Салаире, состав МПГ и микровключений в них, минеральные ассоциации позволяют рассматривать несколько потенциальных коренных источников россыпной платинометалльной минерализации: 1- Урало-Аляскинский тип интрузий; 2 - офиолитовые ассоциации, в том числе сформировавшиеся в зоне субдукции; 3- массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов и, вероятно, породы (4) пикрит-базальтовой ассоциации. Сохранение слабоокатанных и неокатанных зерен МПГ на многих изученных россыпях АССО предполагает относительно небольшие расстояния транспорта от их первичного источника.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0330-216-0011. Аналитические исследования проведены в «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН», а также при поддержке гранта РФФИ 15-05-06950 и Министерства образования и науки РФ.

Литература

- [1]. Жмодик С.М., Нестеренко Г.В., Айриянц Е.В., Белянин Д.К., Колпаков В.В., Подлипский В.В., Карманов Н.С. // Геология и геофизика, 2016, т. 57, №10, з. 1828-1860.
- [2]. Кривенко А.П., Толстых Н.Д., Нестеренко Г.В., Лазарева Е.В. // Геология и геофизика, 1994, т. 35, №1, с. 70—78.
- [3]. Толстых Н.Д. Минеральные ассоциации платиноносных россыпей и генетические корреляции с их коренными источниками: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2004, 33 с.

ПЕРСПЕКТИВЫ РУДНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ (ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

З.С. Никифорова

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

На основе выявления индикаторных признаков россыпного золота, соответствующих определенным формационным типам золоторудных месторождений, впервые обоснованы на востоке Сибирской платформы типы коренных источников золота [5]. Установлено, что формирование докембрийских золоторудных месторождений малосульфидной золото кварцевой формации приурочено к северной окраине Байкало-Патомского надвигового пояса, выходам фундамента Анабарского и Алданского щитов, а также поднятий - Оленекского, Билиро-Уджинского, Якутского и Сунтарского сводов и других. На этих территориях в раннепротерозойских кварц-карбонатных жилах обнаружено содержание золота до 2 г/т и более. По совокупности минералого-геохимических признаков золото сопоставимо с минералогическими особенностями россыпного золота древних платформ (Северо-Американская, Австралийская, Африканская и др.), где оно также образует широкий ореол рассеяния вблизи выходов фундамента и его коренными источниками являются оруденения малосульфидной золото-кварцевой формации докембрийского этапа рудообразования. Это дает основание прогнозировать на исследуемой территории аналоги крупных месторождений типа Поркьюпайн, Керкленд-Лейк и др.

Наличие месторождений золотожелезисто-кварцевой формации прогнозируется на окраине северо-западного склона Алданского щита в бассейнах рек Токко и Торго. Выявленное сходство по минералого-геохимическим особенностям самородного золота из железистых кварцитов [2] с золотом этих россыпных проявлений дает основание сделать вывод о формировании на данной площади оруденения золото-железисто-кварцевой формации. Железорудные месторождения с содержанием золота до 10 г/т широко распространены в Якутии (Тарыннахское, Ымалахское и др.), что подтверждает данное предположение.

Формирование золотомедно-порфировой формации коренных источников возможно в бассейне р. Бол. Куонамка Анабарского щита. Этот тип оруденения выделен на основе обнаружения в золоте повышенного содержания меди до 4% и более. Образование таких источников ранее предполагалось в Билляхской и Котуйканской зонах, где в минерализованных породах установлено содержание золота до 2,7 г/т [6, 7].

Образование оруденений золотоплатиноидной формации прогнозируется в обрамлении Сунтарского свода и Анабарского щита на основании выявления в высокопробном чешуйчатом золоте устойчивых элементов-примесей Pt, Pd, Ni, а также минеральной фазы Pt и сростания Au-Pt. Оруденение золотоплатиноидной формации находится, вероятно, в базитовых образованиях, где в рудных проявлениях обнаружено содержание золота до 1 г/т и более. Этот вывод также подтверждается результатами В.М. Мишнина [4], которым выдвинуто предположение о формировании на исследуемых территориях месторождений типа Бушвельд и Садбери, обоснованных на основе анализа геофизических исследований.

Оруденения золоторедкометальной формации предполагаются в бассейне среднего течения р. Бол. Куонамка (восточное обрамление Анабарского щита) [1]. Индикаторными признаками россыпного золота данной формации являются широкая вариация пробности (307—950 ‰) и микровключения самородного висмута, мальдонита, арсенопирита и теллуридов серебра. Образование оруденений золоторедкометальной формации вероятно приурочено к мобильной зоне Восточно-Анабарского разлома.

Близповерхностные месторождения мезозойского этапа рудообразования золотосеребряной формации прогнозируются в зоне Кемпендяйских дислокаций. Выявленные индикаторные признаки в россыпном золоте соответствуют по типоморфным признакам золоту оруденения золотосеребряной формации. Сходство геологического

развития данной территории (Виллюйский палеорифт) [5] и минералого-геохимических особенностей россыпного золота с золотом и геологией Скального рифта (Северо-Американская платформа) дает основание предположить о формировании золотосеребряного месторождения типа Крипл-Крик, которое также приурочено к зоне палеорифта, где проявлен вулканизм андезит-дацитового состава.

Золоторудные коренные источники золотосульфидно-кварцевой формации находятся в метасоматических зонах палеозойских терригенных отложений, пространственно приуроченных к Баппагайскому глубинному разлому и Молодо-Попигаийской системе разломов, неоднократно подновляемые в мезозойское время. Их формирование обусловлено тектоно-магматической активизацией мезозойского возраста в зонах внутриконтинентальных палеорифтов (Виллюйский и Уджинский). По мнению М.М. Константинова [3], терригенно-карбонатные толщи платформенных областей, а именно зоны метасоматитов, пространственно приуроченные к глубинным разломам, заслуживают особого внимания на поиски месторождений карлинского типа. К перспективным объектам относятся – р. Эбеях (Молодо-Попигаийская система разломов) и устья рек Бол. Патом, Каменка (Баппагайский разлом). Сходство типоморфных признаков россыпного золота этих рек с золотом Куранахского рудного поля, и, в первом приближении, их геологического развития послужило основанием прогнозировать на данной территории коренные источники типа Куранах.

Таким образом, сопоставление минералого-геохимических особенностей россыпного золота и закономерности его распределения с золотом Северо-Американской платформы, а также с особенностями развития геологии этих регионов позволило впервые прогнозировать образование на востоке Сибирской платформы крупных месторождений докембрийского возраста типа Поркьюпайн и Керкленд-Лейк. Образование Мz-Kz месторождений типа Карлин возможно в Молодо-Попигаийской системе разломов, золотосеребряной формации типа Крипл-Крик – в пределах Кемпендяйских дислокаций. Формирование месторождения золотосульфидно-кварцевой формации типа Куранах предполагается в зоне сочленения Уринского антиклинория с северо-восточной частью Байкало-Патомского надвигового пояса.

Публикация подготовлена по результатам проекта «Стратегически важные виды минерально-сырьевых ресурсов и особенности геологического строения инвестиционно-привлекательных территорий республики Саха (Якутия): металлогения, тектоника, магматизм, геоэкология, совершенствование поисковых и прогнозных технологий» Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие ее производительных сил и социальной сферы на 2016-2020 годы.

Литература:

1. Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Наука и образование, 2017, №2(86). с. 11 -16.
2. Кассандров Э.Г., Маринич В.А. Геология и геофизика, 1979, т.20, № 2, с. 87-91.
3. Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. М.: Научный мир, 2006, 358 с.
4. Мишнин В.М., Истомин И.Н., Гриненко В.С. Вестник Госкомгеологии РС (Я), 2002, № 1(2), с. 6-14.
5. Никифорова З.С., Герасимов Б.Б., Глушкова Е.Г., Каженкина А.Г. Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 4. с. 305–319.
6. Смелов А.П., Амузинский В.А., Зедгенизов А.Н., Березкин В.И., Коваль С.Г. Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Изд-во БНЦ СО РАН, 2004, с. 279-281.
7. Толстов А.В. Вестник Госкомгеологии, 2002, № 1(2), с. 44-49.

КАЙНОЗОЙСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ АЛТАЕ-ДЖУНГАРСКОГО РЕГИОНА - КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ТЕКТОНИЧЕСКИХ АКТИВИЗАЦИЙ МЕЗОЗОЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ГОРНОГО ПОЯСА

И.С. Новиков

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

Алтае-Джунгарский регион включает Алтай, западное окончание Тянь-Шаня и разделяющую их Джунгарскую впадину. Он и является частью крупнейшего в мире Центрально-Азиатского орогенного пояса. Современные горные сооружения Алтая и Тянь-Шаня это типичные внутриконтинентальные орогены сформированные в ходе горизонтального сжатия. Кайнозойская тектоническая структура и горный рельеф Алтае-Джунгарского региона во многом подобны структурам, возникавшим на данной территории в ходе позднепалеозойской и раннемезозойской коллизий Казахстанского блока с Сибирским и Таримским кратонами. Кайнозойская активизация является удаленным эффектом коллизии Евразийской и Индо-Австралийской плит. Мезозойская и кайнозойская активизации проявлялись главным образом в формировании сдвиговых структур. Помимо сдвиговой тектоники, региональное сжатие данной территории проявлялось в неоднократном формировании горного рельефа. В длительные периоды тектонического покоя (10 млн. лет и более) горный рельеф исчезает под воздействием денудации. Так в позднемеловое и раннепалеогеновое время рельеф территории был преобразован в пенеплен. Позднекайнозойская активизация в результате интенсивных блоковых движений и в меньшей степени изгибов пенеплена вновь создала горный рельеф современных Алтая и Тянь-Шаня на границах Казахстанского блока, там же где он возникал в ходе коллизионных событий позднего палеозоя и мезозоя. Разделяют горные системы равнины развитые в пределах недеформированных территорий, ведущих себя как жесткие блоки (Зайсанская, Джунгарская, Турфанская и Таримская).

Неотектоническая активизация Алтае-Джунгарского региона является ключом к пониманию механизмов внутриконтинентальных активизаций мезозойского времени, являющихся отражением других коллизионных событий на южных и восточных окраинах Евразийского континента, сопровождавших его рост. Общее простирание формирующихся в ходе кайнозойской тектонической активизации горных хребтов и ограничивающих их разломов задано особенностями палеозойской тектоники образованной сочетанием вытянутых мобильных зон аккреционных комплексов, облекающих изометричные жесткие блоки. В зависимости от расположения границ жестких блоков общее простирание мобильных зон может быть северо-западным или субширотным. Поскольку на новейшем этапе сжатие происходит по оси субмеридионального простирания, в мобильных зонах субширотного простирания ведущую роль играют взбросовые неотектонические структуры, а в мобильных зонах северо-западного простирания – правосдвиговые. В мезозое в мобильных зонах территории преобладали структурные ансамбли, связанные с крупноамплитудными левыми сдвигами, что указывает на то, что коллизионные события послужившее причиной мезозойских активизаций происходили не на юге от рассматриваемой территории как в кайнозое, а к востоку от нее.

В позднем кайнозое в мобильных зонах происходит поперечное сокращение и утолщение земной коры за счет выдавливания мелких блоков, из которых состоят мобильные зоны, в верхнее и нижнее полупространство. Это приводит к тому, что в то время как Индостанский блок сближается с Западной Сибирью, которая играет роль северного жесткого ограничения, со скоростью 36 - 40 мм/год, Таримский блок смещается на север со скоростью 12 мм/год, а Джунгарский – 4 мм/год. [1]. Определение голоценовых смещений проводится по смещению четвертичных отложений [2]. Более древние кайнозойские деформации этим методом выделяются с трудом, теряясь среди следов неоднократных активизаций мезозойского возраста. Выявление и изучение неотектонических разломов

региона классическими геолого-структурными методами, также затруднено, поскольку они практически всегда совпадают с контрастными элементами современного рельефа – тектоногенными уступами и эрозионными долинами и закрыты коллювиально-делювиальными шлейфами подножий уступов или аллювиальными отложениями днищ долин. Но это же обстоятельство легко позволяет восстановить структурный рисунок неотектонических разломов в плане, поскольку они читаются на топографических картах и 3D моделях рельефа. Проведенные исследования для локальных участков на периферии Китайского Тянь-Шаня показали высокую сходимость данных о расположении неотектонических разломов, полученных геологическими и геоморфологическими методами [3, 4]. На территории Алтая структурный рисунок новейших разломов создан системой правосторонних сдвигов, протягивающихся вдоль всей этой мобильной зоны и сопутствующими структурами оперения. Достоверно установленные по смещению геологических и геоморфологических структур, амплитуды кайнозойских правосторонних сдвигов изменяются от 9000 м на севере Алтая на водоразделе Башкауса и Чулышмана [5] до 25000 м на южной его границе на водоразделе Черного Иртыша и Урунгу [6].

Судя по характеру коррелятных отложений, сходных у мезозойских и кайнозойского этапов активизаций, высота формируемых в мобильных зонах в их ходе горных сооружений не превышала в пределах Алтае-Джунгарского региона 5000 м. Учитывая, что амплитуды горизонтальных смещений составляли до 250 км в мезозое и до 25 км в кайнозое, вертикальная составляющая сдвиговых смещений увеличилась в кайнозое на порядок по сравнению с мезозоем и составляет от горизонтальной до 20% в кайнозое против 2% в мезозое. Если установленная тенденция устойчива, то ретроспективно амплитуды позднепалеозойских сдвиговых смещений можно оценить до 2500 км с вертикальной составляющей порядка 0,2% (т.е. чистые сдвиги), что в определенной мере подтверждается геологическими данными. По крайней мере, в пределах Алтая крупные позднепалеозойские сдвиги имеют настолько большие амплитуды смещения, что определить их, как правило, не удается.

Литература:

1. Yang S.-m., Wang Q., You X.-z. // *Acta Seismologica Sinica*, 2005, v. 18, № 2, p.135-146.
2. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. М.: Геос, 2002, 224 с.
3. Turner A.S., Liu J.G., Cosgrove J.W. // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2011. – V. 40. - P. 394–402.
4. Cunningham D. // *Journal of Structural Geology*, 2013 V. 46. – P. 255-282.
5. Novikov I.S., Vysotsky E.M., Agatova A.R. // *Russian Geology and Geophysics*.- 2004.- № 11.- V. 45 – P. 1248-1258.
6. Klínger Y., Etchebes M., Tapponnier P., Narteau C. // *Nature Geoscience*, 2011, v. 4, p. 389-392.

НЕОТЕКТОНИКА И ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ САЛАИРА ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Новиков И.С.

Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН.

Увлечение в 1930-40-е годы идеями В. Пенка [6] не миновало и СССР. М.А. Усов описывал Салаир как ступенчатое горное сооружение, ступени которого формировались на фоне общего сводового подъема территории в периоды его замедления. Наличие нескольких, выдержанных по высоте выположенных денудационных уровней отмечал также Н.Н. Соколов, З.А. Сваричевская и В.В. Вдовин. Они выделяли несколько уровней педиментов врезанных в «первичную» поверхность 400-550 м пенеппена. Эти авторы предполагали позднемеловой-эоценовый и позднеолигоценый возраст педиментов.

Больше всего педиментов выделял Ю.И. Лоскутов [1], который составил геоморфологическую карту Салаира в масштабе 1:200 000, где выделил нисходящую лестницу, состоящую из пяти денудационных уровней. Высотный диапазон уровней - от 170 до 600 м., возрастной – от раннего мела до раннего плейстоцена. Снизу лестница продолжается пятью ступенями плейстоценовых аллювиальных террас и поймами современных водотоков.

Однако, с идеологией выделения разновозрастных педиментов по их гипсометрическому положению сложно согласиться по следующим соображениям. Салаир является частью Центрально-Азиатского горного пояса. Большинство исследователей связывают неотектоническую активизацию этого региона с коллизионными событиями на юге Евразийского континента. Хорошо обнаженные кайнозойские молассовые отложения юга Горного Алтая и Джунгарии позволяют выделить в ходе неотектонической активизации всего региона четыре этапа [2]. Нулевой этап - тектонический покой позднего мела, раннего и среднего палеогена. Первый этап неотектонической активизации – поздний палеоген. Этап затухания движений (озерный) – ранний и начало позднего неогена. Второй (главный) этап неотектонической активизации – конец позднего неогена – плейстоцен и голоцен. Таким образом, в новейшей истории региона наблюдается всего два этапа тектонического покоя, в ходе которых могли формироваться поверхности выравнивания. Первый охватывает поздний мел, ранний и средний палеоген, а второй - ранний и начало позднего неогена. Формирование поверхностей выравнивания требует длительного геологического времени, в ходе которого комплекс денудационных процессов стремится приблизить земную поверхность к базису денудации, которым был уровень общающегося с Мировым океаном морского бассейна Западной Сибири.

Согласно современным данным [4,5] уровень Мирового океана в позднем мелу, палеогене и неогене прерывисто понижался с +270 до +100 м. Максимальным (около +270 м) он был на рубеже раннего и позднего мела, на протяжении позднего мела колебался вблизи отметок +250-260 м, в палеоцене и эоцене составлял +200-240 м, а в раннем и среднем миоцене - +140-150 м., поэтому в позднем мезозое и кайнозое на территории Салаира должны были сформироваться четыре регионально развитых поверхности выравнивания: среднемеловой пенеппен (формировался на абсолютных отметках 260-270 м на протяжении около 10 млн.л), позднемеловой педимент (на отметках 240-250 м на протяжении около 15 млн.л), палеоцен-эоценовый педимент (на абсолютных высотах 200-230 м в течение 33 млн.л) и раннемиоценовый (на высотах 140-150 м на протяжении 12 млн. л).

Единая региональная «мел-палеогеновая поверхность выравнивания» Центрально-Азиатского горного пояса невозможна. Она состоит из четырех сближенных поверхностей выравнивания, отделенных друг от друга уступами, высота которых составляет сверху-вниз примерно 20, 40 и 60 м. Эта лестница денудационных уровней хорошо сохранилась даже в водораздельных частях высокогорных хребтов Горного Алтая, а в низкоросле Алтая,

Салаира, Горной Шории, Кузнецкого Алатау и Кузнецкой впадины распространена повсеместно [3].

В ходе неотектонической активизации территория Салаира была разбита на блоки, которые были перемещены в вертикальном направлении. Относительные перемещения смежных блоков по разломам в этой части Алтае-Саянской горной области составляли, как правило, менее 100 м, а общее поднятие отдельных блоков может превышать 300 м. Исходная лестница денудационных уровней оказалась в ходе неотектонических движений мультиплицирована подобно лестничным пролетам многоэтажного дома. Анализ средствами ГИС 3D моделей рельефа на основе SRTM и космических снимков высокого разрешения позволяет реконструировать неотектоническую блоковую структуру Салаира и выделить в пределах каждого блока от 1 до 4 поверхностей выравнивания.

Выяснение возраста сохранившихся поверхностей выравнивания Салаира не является праздной задачей. Под лессовым покровом на них сохранились коры выветривания и породы, сформировавшиеся в результате их переотложения, которые играют роль промежуточных коллекторов для минералов тяжелой фракции. В ходе врезания гидросети они попадает в аллювий, формируя россыпи или ареолы рассеяния отдельных компонентов, оторванные от коренных источников. Это сильно усложняет общую картину ореолов рассеяния и затрудняет реконструкцию путей миграции полезных компонентов. Только детальная реконструкция истории развития рельефа способна дать надежную основу для интерпретации данных шлихового опробования, проследить пути миграции материала и выйти на еще не известные источники сноса, которые вполне могут иметь промышленное значение.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Новосибирской области, проект № 17-45-540758 р-а.

Литература:

1. Лоскутов Ю.И. Геоморфологическая карта Салаира специализированная на золото (масштаб 1:200 000). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. – 2 листа.
2. Новиков И.С. Реконструкция этапов горообразования обрамления Джунгарской впадины по литостратиграфии позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений // Геология и Геофизика, 2013. - № 2.- Т. 54. - С. 184-202.
3. Новиков И.С., Черкас О.В., Мамедов Г.М., Симонов Ю.Г., Симонова Т.Ю., Наставко В.Г. Основные черты новейшей блоковой делимости Кузбасса // Геология и Геофизика, 2013. - № 3.- Т. 54. - С. 424-437.
4. Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., Aubry, M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. // Berggren, W.A., Kent, D.V., Hardenbol, J. (Eds.), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 54, 1995, 129-212.
5. Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Hardenbol, H., van Veen, P., Thierry, J., Huang, Z.A., Triassic, Jurassic, and Cretaceous time scale. // Berggren, W.A., Kent, D.V., Hardenbol, J. (Eds.), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 54, 1995, 96 - 126.
6. Penck W. Die morphologische Analyse: Ein Kapitel der physikalischen Geologie. – Stuttgart: J. Engelhorn's nachf., 1924. 283 s.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ В СИСТЕМАХ АНКЕРИТ-ПИРИТ И АНКЕРИТ-ОЛИВИН-ПИРИТ ПРИ РТ-ПАРАМЕТРАХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

И.Д. Новоселов^{1,2}, Ю.В. Баталева^{1,2}, Ю.Н. Пальянов^{1,2}, Ю.М. Борздов^{1,2}

1 – Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

2 – Новосибирский Государственный Университет

i.novoselov@g.nsu.ru

По современным представлениям, ключевую роль в транспортировке коровых углерод- и серосодержащих минералов в мантию играет субдукция [1]. В погружающемся слэбе углерод транспортируется в мантию в основном в составе карбонатов [2], а сера – в форме сульфидов [3-5] и сульфатов. В процессе погружения могут осуществляться взаимодействия этих фаз как между собой, так и с мантийными силикатными минералами.

Экспериментальное исследование, направленное на моделирование взаимодействий карбонат-сера и карбонат-силикат-сера в условиях субдукции, проведено на многопуансонных беспрессовых аппаратах высокого давления типа «разрезная сфера» [6] при давлении 6,3 ГПа в температурном интервале 1050-1550°C с шагом в 100 градусов в системах анкерит-пирит ($\text{CaFe}_{0.5}\text{Mg}_{0.5}(\text{CO}_3)_2 - \text{FeS}_2$) и анкерит-оливин-пирит ($\text{CaFe}_{0.5}\text{Mg}_{0.5}(\text{CO}_3)_2 - \text{Mg}_{1.85}\text{Fe}_{0.14}\text{Ni}_{0.01}\text{SiO}_4 - \text{FeS}_2$).

В системе анкерит-пирит при $T \leq 1250^\circ\text{C}$ установлено образование пирротина в ассоциации с доломитом и пиритом (\pm магнезит) (рис. 1а), а при более высоких температурах – формирование несмешивающихся карбонатного и сульфидного расплавов. Установлено, что во всем интервале температур взаимодействие анкерит-пирит приводит к кристаллизации графита. Экспериментально продемонстрировано, что снижение концентрации железа в карбонате до 0.01 форм.ед. относительно исходного 0.5 форм. ед. сопровождается повышением железистости исходного FeS_2 и формированием пирротина $\text{Fe}_{0.9-1.0}\text{S}$ или сульфидного расплава состава $\text{Fe}_{0.77-1.05}\text{S}$. Установлено, что взаимодействие в системе анкерит-пирит сопровождается экстракцией железа и углерода из карбоната, с последующей кристаллизацией безжелезистого карбоната, пирротина и графита.

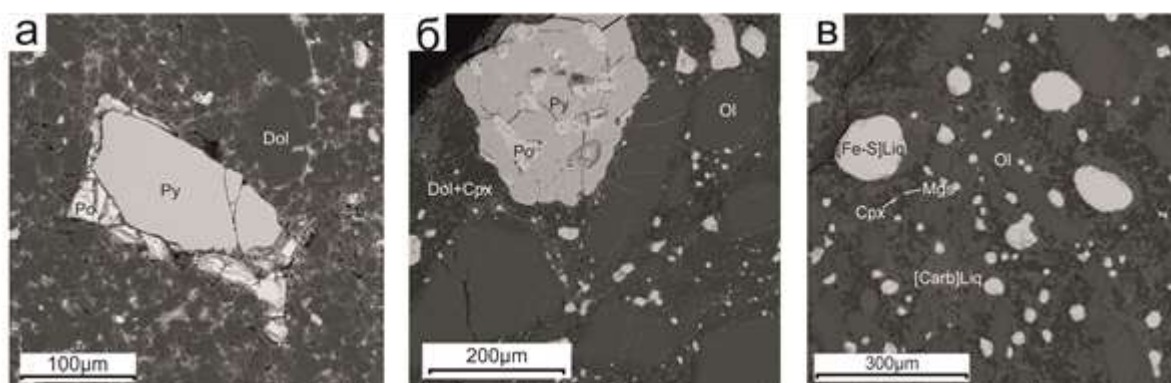


Рисунок 1. РЭМ-микрофотографии приполированных поверхностей образцов, полученных при взаимодействии анкерит-пирит при давлении 6,3 ГПа и температурах 1150°C (а); при взаимодействии анкерит-оливин-пирит при давлении 6,3 ГПа и температурах 1250°C (б), 1350°C (в); Dol – доломит, Mgs – магнезит, Ol – оливин, CPx – клинопироксен, Py – пирит, Po – пирротин, $[\text{Fe-S}]_{\text{Liq}}$ – сульфидный расплав, $[\text{Carb}]_{\text{Liq}}$ – карбонатный расплав.

Взаимодействие анкерит-оливин-пирит при относительно низких температурах ($T \leq 1250^\circ\text{C}$) приводит к образованию пирротина в ассоциации с клинопироксеном, Ca, Mg-карбонатами, оливином, графитом и пиритом (рис. 1б). В более высокотемпературном интервале (1350-1550°C) установлено формирование карбонатного и сульфидного расплавов

(рисунок 1, в), сосуществующих с перекристаллизованным оливином и графитом (\pm магнезит, \pm клинопироксен). Для оливина зафиксировано снижение железистости с 0,14 форм.ед. (в исходном) до 0,1 форм.ед., для карбоната – с 0,5 форм.ед. (в исходном) до 0,12 форм.ед. При этом, как и в системе анкерит-пирит, для сульфида характерно значительное повышение концентрации железа с образованием ассоциации пирит+пирротин. Экспериментально продемонстрировано, что взаимодействие в системе анкерит-оливин-пирит сопровождается экстракцией Fe и Ni из оливина, а также Fe и C из карбоната, с последующим образованием ассоциации низкожелезистого оливина, безжелезистого карбоната, клинопироксена, пирротина и графита.

Таким образом, экспериментально реализованы и изучены процессы, потенциально происходящие в верхней мантии с участием серо- и углеродсодержащих минералов, сопровождающиеся генерацией сульфидных и карбонатных расплавов, экстракцией железа из силикатов и карбонатов сульфидными фазами, а также образованием элементарного углерода (графита и алмаза).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-27-00054).

Литература

1. Evans, 2012, Earth-Science Reviews, v. 113, p. 11-32
2. Shatskiy et al., 2014, Russian Geology and Geophysics v. 56, p. 113–142
3. Zhang and Hirschmann, 2015, Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 170, i. 5-6
4. Boehler, 1992, Earth and Planetary Science Letters, v. 111, i. 2–4, p. 217-227
5. Sharp, 1969, Journal of Geophysical Research, v. 74, p. 1645–165
6. Palyanov et al, 2010 Crystal Growth & Design, v.10, i. 7, p. 3169-3175

ФОРМИРОВАНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, И.И. Лиханов

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, nozhkin@igm.nsc.ru

Длительная история роста коры в докембрии запечатлена в геологической летописи окраинных зон древних кратонов и их ближайшего складчатого обрамления. Для этих зон устанавливается как отчетливо выраженная дискретность корообразующих событий, отражающих латеральное наращивание континентальных масс, так и признаки внутрикоровой дифференциации в результате процессов кислого магматизма и седиментации. Ниже кратко охарактеризованы основные этапы формирования, роста и эволюции докембрийской коры на основе результатов новых изотопно-геохронологических и петролого-геохимических исследований авторов магматических, метаморфических и осадочных комплексов.

Раннеархейский этап – формирование древнейшей сиалической коры в пределах всех блоков Шарыжалгайского выступа кратона с возрастом плагиогнейсов и плагиогранитоидов ~3.4-3.25 млрд. лет и $T_{Na}(DM)$ до 3.5-3.6 млрд. лет. Эта сиалическая кора являлась кристаллическим фундаментом для последующего вулканизма и седиментации, субстратом для формирования расплавов, выступала в качестве источника терригенного материала и служила ядром аккреции более молодых коровых террейнов.

Позднеархейский этап – образование и дальнейшая эволюция коры Иркутского, Бирюсинского и Ангаро-Канского блоков. Кора этих блоков по петролого-геохимическим признакам гетерогенная, отличается разной степенью зрелости, что обусловлено геодинамическими условиями образования протолита кристаллических комплексов и дальнейшей их эволюцией. Образование коры этих блоков возможно происходило в две стадии: раннюю формирование ювенильной островодужной коры (типа Иркутского блока) и более позднюю – развитие на ней активной континентальной окраины (Ангаро-Канский, Бирюсинский блоки), что обусловило рециклинг и «созревание» ювенильной коры. В позднем архее осуществлялось наращивание коры в зеленокаменных поясах Онотского и Булунского блоков. Данный этап завершился аккрецией блоков архейской коры и образованием первого суперконтинента (Пангея 0), что сопровождалось метаморфизмом (до гранулитовой фации), образованием Na-K гранитоидов. В конце этапа в основном сформирована зрелая – геохимически дифференцированная кора.

В формировании и эволюции континентальной коры раннепротерозойского этапа намечается несколько стадий (в млрд. лет): 1) 2.4-2.3 – развитие в субдукционной обстановке новообразованной коры зеленокаменных поясов (Канский блок); 2) 1.95-1.9 – формирование глиноземистых терригенных толщ (Ангаро-Канский блок); 3) 1.9 – гранулитовый метаморфизм (Ангаро-Канский, Бирюсинский блоки); 4) 1.95-1.85 – накопление вулканогенно-терригенных толщ в палеоавлакогене (Ангаро-Канский блок, Урикско-Ийский грабен); 5) 1.9-1.84 становление коллизионного орогена: аккреция и коллизия блоков коры, метаморфизм и массовое постколлизионное гранитообразование (1.87-1.84); 6) 1.75-1.74 – анорогенный вулканизм и гранитоидный магматизм; 7) позднепалеопротерозойское терригенное и карбонатно-терригенное осадконакопление (неройская, гаревская, тейская серии). Следовательно, в первую стадию произошел заметный латеральный рост коры за счет формирования субдукционных комплексов, а в последующие стадии, при формировании Ангарского складчатого пояса, преобладали процессы дифференциации и рециклинга архейской коры в результате терригенной седиментации и внутрикорового плавления; при этом осуществлялось и вертикальное ее наращивание, обусловленное явлениями коллизии и андерплейтинга мантийного вещества. Важным итогом в эволюции раннепротерозойской коры явилось образование суперконтинента Пангея 1.

Мезопротерозойский этап: 1) заложение Приенисейского перикратонного прогиба и формирование осадочных толщ мощностью от 10 до 13 км; 2) масштабная деструкция шельфовых зон кратона, развитие пикробазальт-базальтовой ассоциации Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса и становление гранитоидных интрузий, синхронных с накоплением терригенных осадков сухопитской серии (Енисейский кряж). В конце этапа в ЮЗ обрамлении кратона происходит формирование островодужных комплексов, фрагменты которых представлены в Арзыбейском блоке Саяно-Енисейского аккреционного пояса.

Неопротерозойский этап: 1) деформации, метаморфизм и гранитизация палео- и мезопротерозойских осадочных толщ в связи с гренвильской орогенцией (1.0-0.95 млрд. лет) и формированием Родинии, сопровождавшиеся образованием синколлизийных гранитоидных куполов тейского типа; 2) позднеколлизийное развитие низкощелочных гранитоидных плутонов каламинского типа, реоморфизм и дальнейшее развитие гранитоидных куполов (0.87-0.88 млрд. лет); 3) раскол суперконтинента Родиния, образование рифтогенных структур с внутриплитными бимодальными риолит-базальтовыми (0.78 и 0.75 млрд. лет), трахибазальт-трахитовой (0.7 млрд. лет) и щелочно-пикритовой и карбонатитовой (0.67-0.64 млрд. лет) ассоциациями. Развитие этого магматизма в Енисейском кряже происходило синхронно с внедрением редкометалльных гранитов и накоплением отложений рыбинской, верхневороговской, чингасанской и чапской серий. Эти магматические процессы, а также многочисленные рои даек Енисейского кряжа, Присаянья и Прибайкалья (780-740 млн. лет) и цепочка ультраосновных щелочных интрузий южной окраины Сибирского кратона (655-630 млн. лет) характеризуют этапы растяжения, обусловленные распадом Родинии под действием плюма.

Раскол Родинии привел к образованию Палеоазиатского океана, а в его пределах офиолитов и островодужных комплексов Исаковского, Устькутукасского, Предивинского и Шумихинско-Кирельского террейнов, а также поздневендских осадочных окраинно-континентальных отложений Дербинского блока. Структуры раннего этапа представлены фрагментами океанической коры и островных дуг Исаковского террейна с возрастом 700-620 млн. лет. Около 640-620 млн. лет океанические базиты вероятно субдуцировали под активную окраину Сибирского континента с формированием минеральных ассоциаций глаукофансланцевого метаморфизма. На постсубдукционной стадии глаукофансодержащие породы подверглись синэкзгумационным деформациям с возрастом 600 млн. лет, маркирующим время аккреции Исаковского блока к окраине Сибирского кратона. Завершающие события в ранней истории палеоокеана связаны с образованием рифтогенных миндалекаменных базальтов (572 млн. лет) и внедрением постколлизийных лейкогранитов Осинковского массива (550-540 млн. лет), прорывающих ранние фрагменты океанической коры Исаковского террейна.

Вендский этап – аккреция неопротерозойских островных дуг и приращение их к кратону (600-550 млн лет). Индикаторами аккреционно-коллизийных процессов и связанных с ними тектоно-термальных преобразований служат субсинхронность метаморфизма и гранитообразования в двух и более террейнах и образование разновозрастных форландовых бассейнов.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0014.

ЭТАПЫ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Р.О. Овчинников¹, А.А. Сорокин¹, Н.М. Кудряшов²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 675000, Благовещенск, пер. Рёлочный, 1, Россия

²Геологический институт Кольского Научного центра РАН, 184200, Апатиты, Мурманской обл., ул. Ферсмана, 14, Россия

Буреинский массив является одним из наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна. В качестве наиболее древних образований в строении этого массива обычно относят метаморфические породы амурской серии, а также магматические породы амурского и древнебуреинского комплексов, которым приписывается архейский возраст [1, 3]. Однако, как показали результаты геохронологических исследований, амурская серия и указанные магматические комплексы имеют более молодой (палеозойский и мезозойский) возраст [2, 4].

К палеопротерозойским образованиям Буреинского массива в схемах расчленения и корреляции геологических комплексов относят слюдястые, часто углеродистые сланцы с пластами кварцитов и мраморов, а также интрузии гнейсовидных габбро, габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов нятыгранского комплекса [3]. Принимая во внимание результаты геохронологических исследований метаморфических пород амурской серии, нельзя исключать, что породы нятыгранской свиты и одноименного магматического комплекса являются наиболее древними образованиями Буреинского массива. В этой связи, нами были выполнены геологические, геохимические и геохронологические исследования метагаббро и гранитоидов нятыгранского интрузивного комплекса в северной части Буреинского континентального массива (бассейн р. Буря и бассейн р. Чепкан).

Исследуемые габброиды и гранитоиды этого комплекса в бассейне р. Буря образуют удлиненные тела мощностью до 300-800 м., которые деформированы совместно с вмещающими сланцами нятыгранской свиты. Контакты этих тел с породами рамы тектонические. В бассейне р. Чепкан (правого притока р. Верхний Мельгин, бассейн р. Буря) гранитоиды нятыгранского комплекса образуют массив площадью около 25 км², а в приустьевой части руч. Сержин (левый приток р. Чепкан) - деформированное тело мощностью до 200 м, залегающее среди гнейсов, которым приписывается архейский возраст.

Выделение циркона и геохронологические исследования выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Согласно полученным результатам:

1) Возраст гнейсовидных роговообманковых габбро бассейна р. Буря (обр. С-1211) составляет 933 ± 12 млн. лет.

2) Возраст гнейсовидных амфибол-биотитовых гранитов бассейна р. Буря (обр. С-1191) составляет 933 ± 8 млн. лет.

3) Возраст гнейсовидных амфибол-биотитовых гранитов бассейна р. Буря (обр. С-1154) составляет 940 ± 11 млн. лет.

4) Возраст биотитовых лейкогранитов бассейна р. Чепкан (образец С-1226) составляет 789 ± 4 млн лет.

5) Возраст гастнигсит-лепидомелановых гранитов бассейна р. Чепкан (образец С-1257-1) составляет 804 ± 8 млн лет.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что изученные магматические породы нятыгранского комплекса, имеют не палеопротерозойский, как было принято считать ранее [1, 3] а неопротерозойский возраст. Кроме того, очевидно, что они принадлежат по крайней мере к двум возрастным группам - 940-933 и 804-789 млн лет.

С первым этапом (940-933 млн лет) связано формирование протолитов метагабброидов

и амфибол-биотитовых гнейсо-гранитов бассейна р. Буря. Геохимические особенности этих пород свидетельствуют о том, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой их образования является обстановка островной дуги на континентальном основании или активной континентальной окраины. Ко второму этапу (804-789 млн лет) относится формирование биотитовых лейкогранитов и гастингсит-лепидомелановых гранитов (граниты А-типа) бассейна р. Чепкан. Последние по геохимическим особенностям близки к внутриплитным гранитоидам.

Выделенные этапы магматизма являются одними из самых древних для континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 16-05-00149).

Литература

1. Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. СПб., ВСЕГЕИ, 2005.
2. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.В. Возраст амурской серии Буря-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Доклады Академии наук, 2009а, т. 428, № 5, с. 637-640.
3. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, Дальгеология, 1990, 215 с.
4. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Ли Х.-Я, Толмачева Е.В. Мезозойский возраст урильской свиты Амурской серии: результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // ДАН, 2013, т. 453, № 4, с. 416-419.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЕ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ НА СЕВЕРЕ АЛДАНСКОГО ЩИТА

А.В. Округин ¹, О.В. Якубович ^{2,3}, Ж.Ю. Дружинина ³, Р.Е. Эрнст ^{4,5}

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург,

³Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,

⁴Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada,

⁵Томский государственный университет, г. Томск

На территории Центрально-Алданского района (рис. 1 А) наряду с известной россыпью платины Инаглинского массива, известна попутная платиноносность ряда золотоносных россыпей рек Селигдар, Бол. Куранах, Якоцит, Лев. Нимгеркан, Томмот, Ыллымах, Тимптон с неустановленными коренными источниками. В данном сообщении, на основе рассмотрения типоморфных особенностей и изотопных возрастов минералов платиновой группы (МПГ) из Макылганского Au-Pt россыпепроявления, мы обсуждаем возможные критерии существования здесь масштабных докембрийских платинометалльных оруденений.

Макылганское россыпепроявление находится в среднем течении р. Алдан между притоками Тимптон и Сумнагин, где в песчано-галечных русловых отложениях были установлены весовые содержания золота с подчиненным количеством МПГ, с которыми ассоциируют другие рудные и редкометалльные минералы – лёллингит, ферберит, шеелит, касситерит, циркон, бадделеит, монацит, торит и др. [1]. Самородное золото представлено хорошо окатанными зёрнами размером до 1-2 мм. Пробность золота по микронзондовым определениям варьирует от 720 до 990‰, в среднем 930. Обнаружено также одно зёрно палладистого золота, содержащего 13% Pd, 0,83% Pt, 1,26% Ag и 5,51% Cu.

МПГ Макылганской россыпи представлены в основном Fe-Pt сплавами, образующими хорошо окатанные пластинчатые зёрна размером не более 0,5 мм. По данным микронзондового анализа они содержат 79-95% Pt, 1,4-9,7% Fe, до 10,7 % Ir и небольшие примеси других ЭПГ, Ni и Cu. По химическому составу макылганские Fe-Pt сплавы близки иридийной (до 8% Ir) изоферроплатине Инаглинского массива, но они в отличие от последней имеют неупорядоченную гранецентрированную решетку, т.е. согласно классификации Fe-Pt сплавов относятся к железистой платине. С железистой платиной здесь ассоциируют редкие знаки спериллита PtAs₂ и лаурита RuS₂.

На масс-спектрометрическом комплексе МСУ-Г-01-М (ИГГД РАН) ¹⁹⁰Pt-⁴He методом, описанным в [2] и апробированным для установления возраста коренных источников МПГ из россыпей [5], было определено содержание радиогенного гелия в четырех образцах изоферроплатины и одном – спериллита (табл. 1). Результаты трех близких анализов, полученных по образцам 4-186, 10-186 и 11-186 расположены на изохроне, угол наклона которой соответствует возрасту 1759 ± 88 млн лет (рис. 1 Б).

Таблица 1. Результаты ¹⁹⁰Pt-⁴He геохронологических исследований.

№ образца	Вес, мг	Pt, вес. %	Число атомов ¹⁹⁰ Pt, ×10 ⁻¹⁴	Число атомов ⁴ He, ×10 ⁻¹¹	Возраст, млн лет
4-186, Fe-Pt	0,172	92,75	0,6362	1,6849	1791 ± 90
10-186, Fe-Pt	0,301	90,66	1,0882	2,8171	1750 ± 88
11-186, Fe-Pt	0,056	91,17	0,2036	0,5152	1711 ± 86

Полученный по изохроне возраст (1759 ± 88 млн лет) высокоиридийной железистой платины из Макылганской россыпи резко отличается от ¹⁹⁰Pt-⁴He возраста (127 ± 6 млн лет) иридийной изоферроплатины Инаглинского массива [5]. Таким образом, несмотря на близость по химическому составу железистой платины Макылкана с изоферроплатиной

Инагли [1], МПГ этих двух россыпей различаются не только по степени упорядоченности кристаллических решеток, но по времени их образования. Формирование крупных магматогенных месторождений платиновых металлов, имеющих свои различные минералого-геохимические особенности [4], обычно связано с внедрением огромных масс базит-ультрабазитовых интрузий, вызванных под воздействием нижнемантийных суперплюмов.

Итак, можно предположить, что время образования МПГ питавших Макылганские россыпи коррелируется со временем становления палеопротерозойской Тимптонской крупной изверженной провинции, датированной по дайковым поясам Анабарского щита, Байкальской зоны и Аланского щита имеющих возраст 1759-1752 млн лет [3].

Исследования проведены при поддержке гранта РФФИ (проект 17-05-00390).

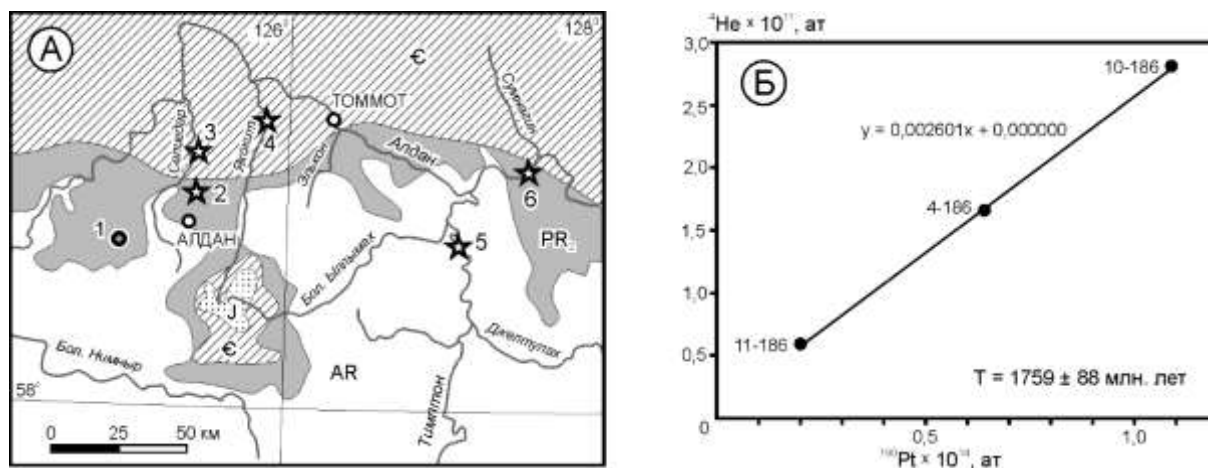


Рис. 1. Схема расположения платиноносных россыпей на севере Алданского щита (А) и ^{190}Pt - ^4He изохрона для железистой платины (Б) из россыпи Макылган, р. Алдан. Россыпи: 1 – Инаглинского массива, 2 – р. Бол. Куранах, 3 – р. Селигдар, 4 – р. Якокит, 5 – р. Тимптон, 6 – Макылган, р.Алдан.

Литература

1. Округин А.В., Журавлев А.И., Мохначевский Г.В., Ибрагимов К.З. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3с. Ч. 2. С. 23-27.
2. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г. и др. // Петрология. 2012. № 6. С. 545-559.
3. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V. et al. // Nature Geoscience. 2016. V. 9. No. 6. P. 464-469.
4. Okrugin A.V., Ernst R.E. // Goldschmidt Conference Abstracts. Yokohama. Japan. 2016. P. 2372.
5. Yakubovich O., Mochalov A., Kotov A., Sluzhenikin S., Okrugin A. et al. // Proceedings of the 13th Biennial SGA Meeting. 2015. Nancy. France. P. 663-664.

МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ИСКРА-СОБОЛИНОГО РУДНОГО УЗЛА (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ КАВАЛЕРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, ПРИМОРЬЕ)

А.А. Орехов, В.Г. Гоневчук

*Дальневосточный геологический институт, Владивосток
aa.orekhov@gmail.com*

Кавалеровский район известен как один из крупнейших в России оловорудных районов. Значительно меньше сведений имеется о его золотоносности. И, тем не менее, в его юго-западной части, вблизи оловянного месторождения Искра локализована группа рудопроявлений, эрозия которых обусловила формирование золотоносной россыпи "Соболиная". Эта площадь выделяется авторами в качестве Искра-Соболиного рудного узла в пределах которого наблюдается пространственное совмещение "запрещенной", по мнению некоторых исследователей, рудной ассоциации олово - золото [1]. Рассматривая магматизм как важнейший фактор эндогенной металлогении, мы исследовали особенности состава и генезиса магматических пород, с которыми предполагается связь оловянного и золотого оруденения. Из оловоносных магматических ассоциаций района на исследуемой территории (рис. 1), наиболее полно представлены: 1) трахиандезит-монцонитовая ассоциация Березовского (или Березовско-Арагатского) комплекса, слагающие Арагатский массив; 2) гранит-лейкогранитная ассоциация Антоновского интрузива, которая предполагается поздней фазой гранодиорит-гранитного Шумнинского комплекса и имеет оловянно-редкометальную металлогеническую специализацию.

Основной объект изучения - Березовско-Арагатский комплекс, объединяющий породы двух крупнейших в районе интрузивов – Березовского и Арагатского, а также группа мелких интрузивных тел, локализованных на незначительном удалении от южной границы Арагатского массива, которая далее именуется "Соболиный ареал".

По химическому составу породы Березовского, Арагатского и Соболиного ареалов достаточно близки, но выявляются некоторые существенные их различия. По суммарному содержанию щелочей породы Арагатского массива и Соболиной ассоциации характеризуются как породы нормального ряда, в отличие от субщелочных пород Березовского массива. Изменение отношения калия к натрию фиксирует разную эволюцию близких в начальной интрузивной фазе по этому признаку групп. Березовский массив - с возрастанием абсолютной величины отношения калия к натрию при значительном отклонении в поле калиевых разностей от тренда «нормальных» пород. Арагатский массив - с уменьшением отклонения от тренда «нормальных» пород. И «золотоносная ассоциация» - с уменьшением абсолютной величины отношения калия к натрию и переходом тренда из поля калиевых в поле натровых разностей. Эти различия, по нашему мнению, могли быть обусловлены разными содержаниями воды, фтора и хлора в расплавах. Наиболее водонасыщенные и богатые хлором - для золотоносной ассоциации, с понижением содержания H_2O и сменой хлорной специфики на фторную к Арагатскому и далее - Березовскому массивам. Для Березовско-Арагатского магматического комплекса (возраст 113-95 млн. лет, К-Аг по биотиту и амфиболу) характерна полиметалльно (колчеданно)-оловянная металлогеническая специализация. Интрузивные породы незначительных по размерам тел Соболиного ареала (105-95 млн. лет; К-Аг по биотиту), с медно-золотой (с молибденом и вольфрамом) металлогенической специализацией, рассматриваются как вероятный фациальный аналог пород Арагатского массива. Исследованные породы, в соответствии с определенным возрастом, могут фиксировать в модели геологического развития Сихотэ-Алиня разные геодинамические режимы [2], что, несомненно, предопределяет особенности их генезиса и металлогенической специализации.

Полученные результаты исследований также позволяют высказать предположение, что породы Березовского, Арагатского и Соболиного ареалов являются производными одного первичного магматического очага. Различия их составов и металлоносности могут быть

обусловлены примыканием территории к зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома, а также разными условиями эволюции расплавов во вторичных очагах или кристаллизационных камерах, занимавших разное положение относительно зоны субширотного растяжения (кинк-банда) - канала для проникновения восстановительных подкоровых растворов. Одной из важнейших особенностей является то, что их эволюция, начавшись в обстановке одного регионального геодинамического этапа, завершалась в отличавшейся по многим параметрам обстановке этапа последующего.

Исследование выполняется при поддержке Проекта ДВО РАН (№15-I-2-003).



Литература

- [1] Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
- [2] Ханчук А.И., Кемкин И. В. 2003. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестник ДВО АН. № 6. С. 94-108.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ АЛМАЗА

Ю.Н. Пальянов

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
palyanov@igm.nsc.ru*

В рамках данного научного направления традиционно рассматриваются два основных блока: экспериментальное моделирование природных алмазообразующих процессов и рост качественных кристаллов с контролируемым набором дефектно-примесных центров для широкого спектра применений. Эксперименты в рамках этих блоков проведены с помощью беспрессовой аппаратуры высоких давлений «разрезная сфера» (БАРС), разработанной в ИГМ СО РАН.

Современные модели генезиса алмаза допускают максимально возможный диапазон P - T - f_{O_2} -х параметров образования алмазов в различных геодинамических обстановках [1]. Комплекс дискуссионных вопросов связан с составом алмазообразующих сред, флюидным режимом алмазообразования и природой возможных источников углерода алмазов. Наименее изученными являются вопросы о механизмах кристаллизации алмаза.

Эксперименты по моделированию алмазообразующих процессов проведены с использованием сухих и флюидсодержащих силикатных, карбонатных, металлических, сульфидных и хлоридных расплавов, а также во флюидах системы C-O-H-N-S. Установлено, что в зависимости от состава модельной среды минимальные P - T параметры нуклеации и роста алмаза могут различаться на десятки килобар и сотни градусов. Вопреки распространённым представлениям о возможности образования алмаза при достижении P - T параметров, соответствующих области его термодинамической стабильности, экспериментальные данные доказывают, что такое соответствие является необходимым, но не достаточным условием. Например, в силикатных расплавах или флюидах подсистемы C-H-N при параметрах литосферной мантии нуклеация и рост алмаза не установлены, реализуется только кристаллизация метастабильного графита. В этих условиях наиболее эффективными средами являются ультращелочные H_2O и CO_2 -содержащие карбонатные [2] и карбонат-силикатные расплавы, флюиды H_2O - CO_2 и металлические расплавы. Следует подчеркнуть, что процессы нуклеации и роста алмаза в неметаллических системах имеют кинетический характер, что позволяет существенно снизить P - T параметры кристаллизации алмаза в различных модельных растворителях. Однако зависимость минимальных P - T параметров нуклеации и роста алмаза от состава среды кристаллизации отчетливо проявляется даже в экспериментах длительностью десятки и сотни часов. Для большинства неметаллических систем минимальные P - T параметры синтеза алмаза не лимитируются температурой плавления соответствующих эвтектик. Как правило, снижение P - T параметров приводит к кристаллизации метастабильного графита вместо алмаза. В диапазоне параметров, соответствующих литосферной мантии, состав среды кристаллизации является важнейшим фактором, контролирующим процессы кристаллизации алмаза и метастабильного графита. В случае карбонат-силикатных расплавов (например, расплав кимберлита) влияние фактора состава дополнительно осложняется тем, что с повышением температуры расплав обогащается SiO_2 (от ~4 до 20 мас.%), оказывающим ингибирующее действие на процессы нуклеации и роста алмаза [3]. В металл-углеродных системах действие таких примесей как азот, вода и сера приводит к снижению алмазообразующей способности расплавов вплоть до образования метастабильного графита вместо алмаза [4].

В системах, моделирующих природные алмазодержащие парагенезисы, реализованы различные механизмы кристаллизации алмаза и возможные сценарии образования углеродных фаз. Экспериментально обоснованы механизмы кристаллизации алмаза в результате эволюции состава среды кристаллизации, изменения температурного режима и редокс взаимодействия. Для природных алмазообразующих процессов наиболее вероятным представляется механизм редокс взаимодействия, реализующийся за счет окислительно-восстановительных реакций [5]. В качестве источников углерода алмаза и

алмазобразующих сред рассмотрены карбонаты и CO_2 , а в качестве восстанавливающих агентов железосодержащие породы мантии, сульфиды и водород.

В области роста кристаллов весьма актуальной задачей является получение алмазов с заданным набором и концентрацией дефектно-примесных центров. Наиболее крупные (до 6 карат) высококачественные монокристаллы алмаза получены в системах на основе Fe, Ni и Co. Обоснованы перспективы их применения в качестве элементов рентгеновской и инфракрасной оптики, алмазных наковален, детекторов ионизирующих излучений и гетероструктур для микроэлектроники. В результате исследований получены алмазы, легированные азотом, бором, фосфором, водородом, никелем, кремнием и германием. В системах на основе магния синтезированы алмазы с оптически- и магнитно-активными центрами (SiV, NV, GeV) перспективные для квантовой информатики [6].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 14-27-00054.

Литература

- Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.G. et al. // 2013. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 75, 355–421.
Palyanov Yu.N., Kupriyanov I.N., Sokol A.G. et al. // 2016. Lithos 265, 339-350.
Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Хохряков А.Ф., Крук А.Н. // Геология и геофизика 2015. т. 56, № 1-2. с. 254-272.
Palyanov Yu.N., Borzdov Yu.M., Kupriyanov I.N. et al. // 2012. Cryst. Growth Des. 12(11), 5571-5578.
Palyanov Yu.N., Bataleva Yu.V., Sokol A.G. et al. // 2013. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 110 (51), 20408-20413.
Palyanov Yu.N., Kupriyanov I.N., Khokhryakov A.F., Borzdov Yu.M. // CrystEngComm. 2017, 19, 4459–4475.

ГЕНЕЗИС ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНЫХ СУЛЬФИДОВ

Г.А. Пальянова

*Институт геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск),
Новосибирский государственный университет*

Au-Ag сульфиды - ютенбогаардит (Ag_3AuS_2) и петровскаит (AgAuS) были открыты почти 40 лет назад [1,3]. Они оказались не такими уж редко встречающимися минералами, как полагали первооткрыватели. К настоящему времени Au-Ag сульфиды установлены в рудах более чем шести десятков месторождений и рудопроявлений. В настоящей работе представлены новые данные о генезисе Au-Ag сульфидов, полученные при изучении природных и синтезированных образцов, а также по результатам термодинамического моделирования в системах, содержащих Fe, Au, Ag и S.

Комплексные исследования минерального состава золотосеребряных руд месторождений Улахан, Юное, Крутое, Дорожное, Джульетта, Ольча, Светлое, Родниковое, Кайненмывеем, Эвенское, Роговик (Магаданская область), Хопто (Тыва), Якутское (Восточная Якутия), Купол (Чукотка), рудопроявление Конечное (Таймыр) и других объектов позволили установить присутствие Au-Ag сульфидов наряду с самородным золотом в различных минеральных парагенезисах [4]. На месторождениях Улахан и Крутое ютенбогаардит и петровскаит найдены в зоне окисления, где они встречаются с акантитом, высокопробным золотом и такими гипергенными минералами, как гидроксиды железа, ярозит, мелантерит, малахит, азурит, хризоколла, ковеллин, скородит, пиролюзит, манганит. Результаты термодинамических расчетов в системе Fe-Au-Ag-S-Cl-C-H₂O по взаимодействию самородного золота и серебра в присутствии акантита и пирита с «поверхностными» водами, насыщенными O₂ и CO₂, при 25°C (p=1 бар), подтвердили возможность образования Au-Ag сульфидов в гипергенных условиях.

На месторождениях Юное и Джульетта Au-Ag сульфиды обнаружены в минеральных гипогенных парагенезисах [2,4]. Ютенбогаардит находится в ассоциации с самородной серой и золотом в ярозитовых брекчиях на Куполе, а также с алунитом и баритом - на Светлом. Разработаны «гипогенные» физико-химические модели образования Au-Ag сульфидов - «гидротермальная», «пневматолитово-гидротермальная» и «магматогенная» (с участием Au-Ag-сульфидных расплавов). Показано, что при наличии серы в рудообразующих системах самородное золото (за исключением высокопробного золота) неустойчиво и замещается акантитом, ютенбогаардитом или петровскаитом.

Результаты изучения микровключений рудных минералов в пиритах месторождения Джульетта позволило предположить участие летучих компонентов в минералообразующих процессах, а также захват пиритом большого количества примесей в резко градиентных условиях кристаллизации. На основании результатов термодинамических расчетов обосновано образование акантита, ютенбогаардита, петровскаита, а также селенидов и сульфоселенидов золота и серебра на фоне снижения температуры, фугитивностей серы ($\lg f_{\text{S}_2} = -22 \div -9$) и селена ($\lg f_{\text{Se}_2} = -27 \div -14$), а также изменения восстановительной обстановки на окислительную и эволюции pH растворов из слабокислых в близнеутральные [2].

Синтез Au-Ag-содержащих сульфидов железа, полученных при кристаллизации расплавов в системе Fe-S-Ag-Au, позволил изучить формы нахождения благородных металлов в пирите, пирротине и троилите. При высоких содержаниях серы (S/Fe=2) кристаллизация пирита и пирротина сопровождается концентрированием золота и серебра в пирите с образованием в нём включений Au-Ag сплавов и Au-Ag сульфидов [6]. По мере уменьшения соотношения $(\text{Ag}/\text{Au})_{\text{вс}}$ от 10 до 0.1 пробность Au-Ag сплавов увеличивается от 650 до 970‰, а состав Au-Ag сульфидов меняется от акантита к ютенбогаардиту и петровскаиту. В системах, бедных серой (S/Fe≤1), кристаллизуется троилит, а благородные металлы входят изоморфно в структуру сульфида железа, а также образуют Au-Ag сплавы,

концентрирующиеся в межзерновом пространстве и на поверхности его зёрен. По данным микрорентгеноспектрального анализа количество «невидимых» благородных металлов в пирите и пирротине ниже 0.024 мас.% для Au и меньше 0.030 мас. % для Ag, в троилите присутствует 0.040 ± 0.013 мас.% Au и 0.079 ± 0.016 мас.% Ag.

Для моделирования поведения Au-Ag сульфидов в условиях высокотемпературного метаморфизма проведены эксперименты методом твердофазовой диффузии по взаимодействию пирита с Au-Ag сплавами пробностью 300, 500 и 700‰ при 500°C [5]. Установлено, что на контакте пирита с Au-Ag пластинками происходит образование пирротина (Fe_7S_8), Au-Ag сульфидов (акантита и ютенбогаардтита) и облагораживание Au-Ag сплавов (пробность возрастает до 830‰). Прогнозируется присутствие акантита, ютенбогаардтита и петровскаита наряду с самородным золотом в сульфидных рудах, подвергшихся термопрогреву. В продуктах отжига Au-Ag-пиритсодержащего сырья также возможно наличие Au-Ag сульфидов.

С целью оценки возможных сценариев образования Au-Ag-содержащих сульфидов железа в различной обстановке рассчитаны диаграммы $\lg fS_2 - T$ для системы Fe-S-Ag-Au с учётом полей устойчивости пирита, троилита, пирротина Fe_7S_8 , фаз $Fe_{11}S_{12}$ ($Fe_{0.877}S$ или $FeS_{1.140}$), $Fe_{10}S_{11}$ ($Fe_{0.9}S$ или $FeS_{1.111}$) и Fe_9S_{10} ($Fe_{0.917}S=FeS_{1.091}$), металлического железа, а также акантита, ютенбогаардтита, петровскаита и твёрдых растворов Au-Ag, $Fe_{1-x}S$, $(Au,Ag)_2S$. Результаты расчётов свидетельствуют о возможном присутствии в пирите и пирротинах наряду с самородным золотом ещё и Au-Ag сульфидов.

Полученные результаты позволяют прогнозировать присутствие этих микроминералов в рудах, как эпitherмальных золотосеребряных месторождений, так и других Au-Ag-сульфидсодержащих месторождений разного генезиса. Они, по-видимому, образуются при кристаллизации Au, Ag-содержащих сульфидных расплавов и в последующем переотлагаются в пневматолитово-гидротермальных, метаморфогенных, гидротермальных и гипергенных процессах.

Существующие методы извлечения благородных металлов ориентированы на самородную (металлическую) форму Au и Ag в сульфидных рудах. Наличие трудно диагностируемых сульфидных форм золота и серебра в пирит-содержащих рудах, может быть одной из причин низкой извлекаемости благородных металлов в используемых технологических процессах.

Литература

1. Нестеренко Г.В., Кузнецова А.П., Пальчик Н.А., Лаврентьев Ю.Г. // Записки ВМО. 1984. № 5. с.602-607.
2. Пальянова Г.А., Савва Н.Е., Журавкова Т.В., Колова Е.Е. // Геология и геофизика. 2016. т.57. №8. с.1486-1508.
3. Barton M.D., Kieft C., Burke E.A.J., Oen I.S. // Canadian Mineralogist. 1978. v.16. p.651-657.
4. Palyanova G., Karmanov N., Savva N. // American Mineralogist. 2014. v.99. p.1095-1103.
5. Palyanova G., Kokh K., Seryotkin Yu. // American Mineralogist. 2016, V.101. p.2731-2737.
6. Pal'yanova G., Mikhlin Yu., Kokh K., Karmanov N., Seryotkin Yu // Journal of Alloys and Compounds. 2015. v. 649. p.67-75.

ДИНАМИКА ТЕПЛОМАССООБМЕНА НАД МАГМАТИЧЕСКИМИ ОЧАГАМИ В ПРОНИЦАЕМЫХ ОБЛАСТЯХ СЕЙМОСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ КУКРИЛО-КАМЧАТКСКОГО РЕГИОНА ПРИ РЕАЛИЗАЦИИ РАСТЯЖЕНИЯ И КОМПАКТИРОВАНИЯ ГЕТЕРОФАЗНЫХ СРЕД

Ю.В. Перепечко, А.В. Михеева, К.С. Сорокин, К.В. Чудненко, В.Н. Шарапов

Комплексная статистическая обработка сейсмологической информации для Камчатских и сопряженных с ними вулканических дуг для отрезка наблюдений 1965 – 1987 гг. выявила региональные и локальные характеристика полей напряжения в действующей их релаксации в пределах существующей сейсмофокальной зоны (СФЗ) [Шарапов и др., 1992]. На основании этой статистики сейсмических событий было показана основная картина тектонической его реализации, - существование относительно узкой области сдвига литосферных блоков в интервале глубин 0- 50 км, где преобладают условия сжатия, и преобладание условий растяжения остальной части СФЗ. Указанная область деформаций протягивается вдоль континентального склона с восточным склонением в сторону оси глубоководного желоба, который слабо сейсмичен. Появление более адекватной модели природы источника волновой картины в сейсмологической сейсмических событий с обработкой наблюдений региональной сети станций существенно уточнил анизотропию продольных и поперечных волн Релея, структурный шаг региональных разломов и соотношений морфоструктур земной коры с актуальными областями сжатия и растяжения в литосфере [Болдырев, 2002; Михеева и др., 2017; Славина и др. 2007;2009]. Для такого рода областей, где походят процессы конвективного тепломассопереноса, построенная корректная численная модель гетерофазных компактируемых сред. В разрезе литосферы Камчатки условия растяжение превалируют в западной и восточной части СФЗ, тогда как в ее центральной области в вертикальном разрезе СФЗ имеется чередование областей сжатия и растяжения в интервале глубин 0-70 км, при этом на стыке блоков фиксируются меняющиеся по конфигурации области, где реализуются условия сжатия. Для такого рода зон СФЗ проводилась численный анализ в рамках метода контрольного объема, преимуществом которого, при решении гидродинамических задач, является удовлетворение дискретных аналогов дифференциальных уравнений точным интегральным балансным соотношениям даже на грубых сетках. Особенности применения метода контрольного объема к нелинейным, нестационарным уравнениям заключаются в выборе предположения относительно изменения зависимых переменных на временном шаге, в определении подходящего способа дискретизации конвективных слагаемых на гранях контрольных объемов, и в построении алгоритма для расчета поля давления и согласованного с ним поля скоростей, удовлетворяющего уравнению неразрывности. Особенностью рассматриваемой модели является наличие двух давлений в гетерофазной среде. В связи с этим для расчета согласованных полей скоростей и полей давления была проведена адаптация итерационного алгоритма, SIMPLE. В рамках модели компактирования во флюидных системах, сопряженных с областями сжатия и растяжения, промоделированы процессы равновесной метасоматической дегазации пород литосферы с использованием приближения проточного многорезервуарного реактора. Особенностью гетерофазных компактируемых систем является увеличение в потоке со временем температуры. По полученным оценкам такой эффект может в зависимости от коэффициента межфазного трения составлять от нескольких десятков до 300 °С.

Численное моделирование равновесной неизотермической динамики флюидных систем под вулканами фронтальной зоны Камчатки с использованием односкоростной гидродинамики в области преобладания растягивающих напряжений рассмотрено в работе [4]. Как было показано в сейсмофокальной области в зонах меридианального сдвига обнаружено при глубине источников флюидов ≥ 100 км для начальных температур магматогенных флюидов $1000 \div 1200^\circ\text{C}$ в метасоматической зональности измененных ультрабазитов наличие фациальных изменений в соотношениях минералов

верлитизированных пород В мантийном клине, над которым постмиоценовый этап геодинамической северо-западной окраины Тихого океана развивались эпиконтинентальные вулканические дуги возможно в одних и тех же проницаемых зонах совмещаются в области перехода «земная кора – литосферная мантий» продукты разновременных и разноуровневых магматических систем. Развитая нами модель позволяет рассматривать все разнообразие геодинамических обстановок формирования рудообразующих систем во всех сейсмотектонических зонах СФЗ. При анализе закономерностей динамики конвективного теплопереноса в литосфере полученные результаты численного описания конвективного массообмена в магматогенных флюидных системах в мантийном клине при компактировании гетерофазной среды необходимо иметь в виду то, что есть не менее, чем две их особенности в сравнении со случаями реализации односкоростной гидродинамики: 1) во флюиде фиксируются давления, которые мало отличаются от литостатического, 2) со временем всегда имеется проявление некоторого разогревания флюида из-за выделения теплоты межфазного трения. Минералогические следствия этого эффекта различны как по масштабам изменения локальных масс отдельных петрогенных компонентов, так и содержания конкретных минералов в ассоциациях возникающих зон. Хотя указанные характеристики коррелируются с соотношениями содержаний Si и Ca во флюиде на входе проницаемую зону, физико-химические причины интегрального минералогического эффекта в конкретных метасоматических колонках не вполне очевидны. Используемый метод позволяет найти максимальную локальную термодинамическую оценку равновесности набора взаимодействующих компонентов и фаз, но ничего не говорит о конкретном наборе гетерофазных химических реакций. Изменение такого интегрального параметра как p_{O_2} весьма незначительно, но виртуально определенные значения уменьшаются резко. Такого рода эффект связан с увеличением в локальных частях флюидной системы, как галоидов, так и металлов переменной валентности. Направленность виртуальных изменений отдельных соединений во флюиде и твердой фазе в последовательности резервуаров проточного реактора позволяют выявить тренды их изменений в любой момент рассмотренной динамической схемы с фиксацией балансов взаимодействующих компонентов и возникшей минеральной ассоциации в конкретном резервуаре. Как следует из этих данных, оба указанных фактора фиксируются в рассматриваемой зоне метасоматической колонки.

Литература

1. Болдырев С.А. // Физика Земли, 2002 . 6, С. 3-28.
2. Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б., Бабанова Д.Н., Левина В.И. //Геофиз. иссл.. 2007. № 8. С. 117-126.
3. Славина Л.Б., Левина В.И., Бабанова Д.Н. //Мат. Конференции. Петропавловск-Камчатский, 2009. С. 151-155. <http://ns.esmd.ru/konf091011/farges/10/pdf>
3. Михеева А.В., Перепечко Ю.В., Сорокин К.Э., Шарапов В.Н. //
4. Шарапов В.Н., Кузнецов Г.В., Тимина Т.Ю. , Томиленко А.А., Чудненко К.В. Геолог. геофиз., 2017. т. 68. № 5. С.

НОВЫЕ ТЕКТОНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ КАРТЫ СЕВЕРНОЙ, ЦЕНТРАЛЬНОЙ, ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ (МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ, ПРИМЕРЫ КАРТ)

О.В. Петров, С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, Г.А. Шатков, Э.М. Пинский

*Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»)»
Gennadiy_Babin@vsegei.ru*

Геологами Казахстана, Китая, Кореи, Монголии и России в рамках совместного проекта подготовлен комплект карт (геологическая, тектоническая и металлогеническая) Северной, Центральной и Восточной Азии масштаба 1:2 500 000, который был представлен в 2012 г. на 34 МК в Брисбене (Австралия) [1]. Тектоническая и металлогеническая (на тектонической основе) карты аккумулировали беспрецедентно большой объем информации (10 тыс. полигонов на тектонической карте и 7 тыс. месторождений на металлогенической карте и в базе данных) и оказались сильно перегружены. Металлогеническая карта в сегодняшнем виде является, по сути, регистрационной, ее аналитические возможности, в т.ч. как полноценной цифровой модели ограничены.

В этой связи тектоническую и металлогеническую информацию было решено разделить с помощью создания специализированных (по типам тектонических процессов) комплексных тектоно-металлогенических карт, отражающих глубинные тектонические процессы и их металлогенические следствия: (1) карты аккреционно-коллизийной тектоники и сопровождающих месторождений и (2) карты внутриплитной тектоники, магматизма (или крупных магматических провинций) и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

Первая карта характеризует аккреционные и коллизийные обстановки сжатия. На ней отображаются такие характерные комплексы, как: офиолиты, островодужные и окраинно-континентальные магматические ассоциации, аккреционные и коллизийные гранитоиды, метаморфические образования, молассы и т.д. Вторая карта отражает рифтогенные и плюм-тектонические обстановки растяжения и глубинного, преимущественно мантийного магматизма. Комплексами-индикаторами выступают магматические ассоциации внутриплитных обстановок: бимодальные рифтогенные ассоциации, платобазальты, щелочные комплексы, базитовые дайковые пояса и др.

Выделение на картах двух основных групп комплексов-индикаторов имеет важные металлогенические следствия, поскольку с каждой из них связаны характерные для них типы промышленных месторождений и собственная металлогеническая зональность: линейная для первого и концентрическая для второго типов обстановок. Картографирование тектонически обоснованных известных и прогнозируемых металлогенических единиц не только способствует решению фундаментальных проблем геологического изучения и оценки ресурсного потенциала, но и позволяет нацелить дальнейшие мелко- и среднемасштабные исследования на наиболее перспективные в металлогеническом отношении площади и регионы.

Разработанные с использованием этого подхода легенды к картам включают тектоническую и металлогеническую части.

Тектоническая часть каждой легенды содержит возрастной блок и набор комплексов-индикаторов, которые фиксируют те или иные геодинамические обстановки в рамках обозначенных выше двух типов тектонических процессов. Возрастной блок легенды к карте аккреционно-коллизийных структур представлен шкалой главных орогенических (аккреционных, коллизийных) событий, с которыми связаны рост или структурно-термальная переработка континентальной коры. Возрастной блок легенды к карте крупных магматических провинций содержит шкалу разновозрастных тектонических событий, связанных с процессами деструкции континентальной коры. Шкала включает характерные примеры проявлений внутриплитного магматизма – крупных магматических провинций,

базитовых, рифтов и авлакогенов. Для обозначения возраста сопряженных с ними надрифтовых бассейнов, платформенных чехлов, пассивных континентальных окраин используется цветовая шкала, цвет в которой показывает время начала формирования осадков, его интенсивностью – мощность комплекса.

Состав комплексов-индикаторов, фиксирующих те или иные геодинамические обстановки, отображается литологическим крапом. В легенде к карте аккреционно-коллизионных структур предусмотрен показ: офиолитовых ассоциаций в качестве фрагментов палеоокеанической коры, сохранившихся в форме сутурных зон и офиолитовых аллохтонов; вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов островных вулканических дуг, междуговых (задуговых) бассейнов и аккреционных призм, отражающих латеральный ряд обстановок активной континентальной окраины западно-тихоокеанского и андийского типов; плутонических ассоциаций, представленных гранитоидными и метаморфическими комплексами вулканических дуг, вулканоплутонических поясов активных континентальных окраин, батолитовых поясов, аккреционных зон и коллизионных швов.

Набор комплексов-индикаторов деструктивных процессов в континентальной коре и комплексов, связанных с деятельностью мантийных плюмов, в легенде к карте крупных магматических провинций включает: вулканические и осадочные ассоциации, образованные в условиях деятельности «горячих пятен» в океане и континентальной коре (платобазальты, бимодальные рифтогенные комплексы, ассоциации океанических островов и поднятий и др.); вулканические и осадочные комплексы рифтовых и надрифтовых континентальных бассейнов (терригенные угленосные, туфотерригенные и др.); плутонические комплексы: базит-ультрабазитовые расслоенные интрузии (норильский тип и др.), анортозиты внутрикратонных плутонов, щелочные интрузии, постколлизионные и анорогенные гранитоиды S- и A-типов, включая щелочные литий-фтористые и другие редкометалльные граниты, проявлений лампрофиров, лампроитов, кимберлитовых трубок, диатремы карбонатитов и т.п.

Металлогеническая часть легенды к каждой из карт содержит: цветовую шкалу с группировкой месторождений и единиц металлогенического районирования по видам минерального сырья, условные обозначения границ соподчиненных единиц районирования, генетическую классификацию месторождений, дифференцированных по размерам.

Реализация намеченного подхода к созданию тектоно-металлогенических карт нового типа иллюстрируется на примере предварительного макета российского фрагмента масштаба 1:2 500 000 и более детально рассмотрена на примере Алтае-Саянской складчатой области.

Литература

1. Atlas of Geological Maps of Northern-Central-Eastern Asia and Adjacent Areas / General Editors-in-chief of Atlas: O.V. Petrov, Li Tingdong, O. Tomurtogoo, Kim Bok Chul, S.Z. Daukeev. SPb.: VSEGEI Printing House- Beijing, China., 2012-2014.

ФАЗОВАЯ T-X ДИАГРАММА Na₂CO₃–CaCO₃–MgCO₃ ПРИ 3 ГПа

И.В. Подбородников, А.Ф. Шацкий, А.В. Арефьев, К.Д. Литасов

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

Эксперименты проведены при 3 ГПа в графитовых капсулах с использованием прессового аппарата 'Discoverer', установленного в ИГМ СО РАН. В ходе опытов температуру контролировали с использованием W-Re(3/25) термопары. Неопределенность определения давления и температуры оцениваются на уровне < 0.5 ГПа и < 20 °С.

Система CaCO₃–MgCO₃. Минимум плавления в системе расположен при Ca# 53 и 1230 °С. Перетектическая реакция: Dol (Ca# 40) = Mgs (Ca# 24) + L (Ca# 48), происходит при 1250 °С. Начиная с 1425 °С и ≤ 30 mol% CaCO₃ в системе, жидкость закаливается в дендритный агрегат карбоната и периклаза и содержит пузыри размером до сотен микрометров, что указывает на инконгруэнтное плавление твердого раствора магнезит-доломит с образованием оксид-карбонатного расплава и CO₂ флюида. Установлено, что при 3 ГПа магнезит плавится инконгруэнтно при 1515 °С по реакции MgCO₃ = MgO (L) + CO₂ (F и/или L). Конгруэнтное плавление CaCO₃ происходит при той же температуре.

Система Na₂CO₃–CaCO₃ имеет одно промежуточное соединение, Na₂Ca₃(CO₃)₄, при 800 °С и два промежуточных соединения, Na₂Ca(CO₃)₂ и Na₂Ca₃(CO₃)₄, при 850 °С. Кристаллы CaCO₃, извлеченные из опытов при 950 °С и 1000 °С, представлены арагонитом и кальцитом, соответственно. Максимальная растворимость CaCO₃ в Na₂CO₃, 20 мол%, зафиксированна при 850 °С. Эвтектика (56 мол% Na₂CO₃) между карбонатом натрия и Na₂Ca(CO₃)₂ расположена чуть выше 850 °С. При 1050 °С жидкость сосуществующая с карбонатом натрия содержит 87 мол% Na₂CO₃. Na₂CO₃ плавится при 1175 °С. Na₂Ca(CO₃)₂ плавится инконгруэнтно чуть ниже 900 °С с образованием Na₂Ca₃(CO₃)₄ и жидкости, содержащей 51 мол% Na₂CO₃. Na₂Ca₃(CO₃)₄ плавится инконгруэнтно при 1000 °С с образованием кальцита и жидкости, содержащей 43 мол% Na₂CO₃. С увеличением температуры до 1250 °С содержание Na₂CO₃ в жидкости, сосуществующей с кальцитом, понижается до 28 мол%.

Система Na₂CO₃–MgCO₃. В системе установлено одно промежуточное соединение эйтелит, Na₂Mg(CO₃)₂, которое плавится инконгруэнтно при 925 °С с образованием магнезита и жидкости, содержащей 55 мол% Na₂CO₃. Максимальная растворимость MgCO₃ в карбонате натрия, 9 мол%, зафиксированна при 900 °С. Эвтектика между карбонатом натрия и эйтелитом (69 мол% Na₂CO₃) установлена при 900 °С. С увеличением температуры до 1050 °С, содержание Na₂CO₃ в расплаве, сосуществующем с карбонатом натрия возрастает до 86 мол%. С увеличением температуры до 1300 °С содержание Na₂CO₃ в расплаве, сосуществующим с магнезитом понижается до 15 мол%.

Система Na₂CO₃–CaCO₃–MgCO₃. При 700–850 °С изотермическое сечение тройной системы состоит из одно-, двух- и трехфазных полей включающих простые и двойные карбонаты, установленные в бинарных системах, а также доломит. Двойные карбонаты образуют ограниченные твердые растворы различной кальциевости. Растворимость натрия в щелочноземельных карбонатах не превышает предела изверений примесей (<0.5 мол%). Начало плавления в системе установлено при 900 °С. На изотермическом сечении поле расплава протягивается от эвтектики карбонат натрия–Na₂Ca(CO₃)₂ до эвтектики карбонат натрия–Na₂Mg(CO₃)₂. В качестве субликвидусных фаз установлены следующие фазы: карбонат натрия, Na₂Ca₂(CO₃)₃, Na₂Ca₃(CO₃)₄, Na₂Mg(CO₃)₂, кальцит, доломит и магнезит. Мы также предполагаем We also expect an existence of primary phase fields for Na₄Ca and Na₂Ca somewhere between 800 and 900 °С.

Согласно полученным данным присутствие натрия понижает минимальную температуру плавления Ca–Mg карбонатов с 1230 °С до 850 °С и приводит к образованию высоко натрового Ca–Mg карбонатного расплава, содержащего свыше 40 мол% Na₂CO₃.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ РУД И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД МАЛО-ТАРЫНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Л.И. Полуфунтикова^{1,2}, Фридовский В.Ю.¹

1 - ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

2 - ФГАОУ ВПО «Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова»

Изучены геохимические особенности руд и вмещающих пород орогенного золотосульфидно-кварцевого Мало-Тарынского месторождения [4], что позволило оценить поведение элементов в рудообразующих процессах, окислительно-восстановительные условия отложения, возможные источники вещества. Для проведения сравнительного геохимического анализа образцы были объединены в три группы: вмещающие обломочные породы (песчаники, алевролиты), околорудные метасоматиты и породы минерализованных зон дробления и смятия (рудные зоны).

Анализ химического состава рудных зон и вмещающих пород показал, что вследствие вещественной перестройки и широкого развития процессов привноса-выноса отдельных компонентов для рудных зон характерен более изменчивый состав. Средние содержания SiO_2 во вмещающих породах и в рудных зонах сопоставимы, но в рудных зонах чаще встречаются повышенные его концентрации (более 80%). Среднее содержание Al_2O_3 в породах составляет 15%, а в рудных зонах 9,8%. Наиболее изменчивы в рудных зонах содержания CaO (0,26 – 17,56%), Fe_2O_3 (0,44 – 5,67%) и CO_2 (0,47 – 13%). Содержание серы в измененных породах несколько выше, но все же характеризуется достаточно низкими концентрациями, в редких случаях превышающими 1,0-1,5%.

Все проанализированные разновидности пород характеризуются постоянным обогащением As (коэффициенты обогащения этого элемента до нескольких тысяч), Li, Mo, Pb и Sn. Ряд элементов характеризуется непостоянными коэффициентами обогащения. Содержание Sb весьма неравномерно, в рудных зонах коэффициент обогащения часто превышает кларковые в сотни раз, а в проанализированных песчаниках и алевролитах сурьма вообще не обнаружена. Максимальные значения содержания Li и Ta фиксируются в песчаниках, As, Mo и Pb в рудных зонах и метасоматитах, Co, Ni и Zn – в алевролитах. Можно выделить группу элементов (Ba, Co, Cu, Ga, Ta, V, Zn), содержание которых в осадочных породах превышает кларковые, а в результате тектоно-метаморфических преобразований происходит их вынос из метасоматитов и рудных зон. Проанализированные породы несколько обогащены Co и Ni, их повышенные содержания фиксируются как в минерализованных зонах дробления, так и во вмещающих породах. Значения соотношения Co/Ni варьирует в диапазоне от 0,12 до 0,65, что отражает унаследованность обогащения пород рудных зон этими элементами от вмещающих пород и участие в формировании руд низкотемпературных метаморфогено-гидротермальных флюидов. Обогащенность метасоматитов и рудных зон Mo и Sn указывает на магматическую природу флюидов.

Общий состав РЗЭ в изучаемых породах невыдержан, но всегда преобладают легкие лантаноиды «цериевой» группы, что характерно для гидротермальной системы $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ обогащенной хлором [5]. Источником таких растворов могут быть магматические очаги [1]. В измененных породах (рудных зонах и метасоматитах), проявляется отрицательная Eu аномалия, которая является маркером окислительно-восстановительной среды рудообразования. Значения Eu/Eu^* изменяются от 0,1 до 1,7, что указывает на окислительные условия рудообразующего флюида. В единичных случаях наблюдаются повышенные значения Eu/Eu^* (до 1,68), что можно интерпретировать как переход в процессе минералообразования к восстановительным условиям отложения руд [3]. Схожесть спектров распределения РЗЭ в рудной зоне, метасоматитах и во вмещающих породах свидетельствует о поступлении в гидротермальную систему компонентов из вмещающих пород. Стабильное содержание тяжелых лантаноидов и отсутствие какой-либо зависимости между суммой РЗЭ

и величиной европиевой аномалии указывают на второстепенную роль магматогенного флюида в формировании метасоматитов и руд месторождения.

Таким образом, сравнительный анализ химического состава рудных зон, метасоматитов и вмещающих пород показал, следующее:

- в гидротермально-измененных породах (метасоматиты, минерализованные зоны дробления) широко развиты процессы привноса-выноса отдельных компонентов;
- все разновидности пород характеризуются явным обогащением As, Li, Mo, Sn, Pb относительно средних значений для верхней коры, что характерно для Au месторождений Яно-Колымского металлогенического пояса [2]. При этом можно отметить изменение их содержания в ряду порода – метасоматиты – рудная зона. Высокие содержания Sb фиксируется только в гидротермально-измененных породах. Содержания Ba, Be, Co, Cu, Ga, Rb, Sc, Sr, V близко к кларковым значениям;
- в образовании метасоматитов и рудных зон принимали участие метаморфогенные окисленные флюиды, обогащенные легкими лантаноидами. Установлена также роль магматогенного флюида в рудообразовании. Некоторые компоненты заимствовались в гидротермальную систему из вмещающих пород. В процессе формирования месторождения происходила смена окислительных условий отложения руд на восстановительные.

Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ-Дальний Восток (проект № 15-45-05094 р_восток_a).

Литература

1. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. 2007. Т.49. №2. С. 99-145.
2. Волков А. В., Сидоров А. А., Савва Н. Е., Прокофьев В. Ю., Колова Е. Е., Савчук Ю. С., Мурашов К. Ю., Сидорова Н. В., Земскова М. И., Аристов В. В., Вольфсон А. А. Золото-кварцевые месторождения Яно-Колымского складчатого пояса: геохимические особенности руд и флюидов, условия рудообразования // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2016. № 3. С. 3-21.
3. Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-восток России) // Геология рудных месторождений, 2008. Т. 50. № 5. С. 414-444.
4. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия флюидный режим формирования Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 39-52.
5. Yu Dalong A study on the geological and geochemical characteristic of Bake gold deposit, East Guizhou [J]. Geology Geochemistry. – 1997. V.1, P. 12–17.

ПРОБЛЕМА ТЕПЛООВОГО ИСТОЧНИКА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОНАЛЬНЫХ РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

О.П. Полянский, И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто, С.А. Каргополов, А.В. Бабичев, А.Н. Семенов

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

Комплексы регионального метаморфизма широко распространены в орогенических поясах, составляют значительную часть их объема и несут важную информацию о развитии эндогенных процессов как конкретных геологических образований, так и коры в целом [1]. Принципиальным вопросом при их формировании является наличие аномальных тепловых потоков на уровне средней и верхней коры с градиентами температуры выше среднего в континентальной коре (более 20-30°C/км).

Проблема источников тепла при региональном метаморфизме решается однозначно для комплексов, в которых выявляется пространственная связь с интрузивным магматизмом. Например, для некоторых протерозойских метаморфических ареалов НТ/LP-типа наблюдается непосредственная связь с интрузиями среднего-основного состава. Проблематичным является «поиск» теплового источника в тех областях, где нет явных признаков магматизма, и наряду с этим наблюдаются обширные зоны мигматитов анатектического происхождения или распространены породы высоких ступеней метаморфизма вплоть до гранулитовой фации. Для палеозойских образований такая связь, как правило, неочевидна. Более того, в некоторых регионах (герциниды Европы) гравиметрические исследования указывают на отсутствие базитовых интрузий. Таким образом, отчетливо проявляется проблема источника тепла при региональном метаморфизме.

Мы рассматриваем две основные геотектонические обстановки, в которых проявляется НТ/LP-МР метаморфизм: коллизионно-надвиговая и мантийного магматического тепла. Принципиальные отличия этих обстановок выражаются в формировании разных типов метаморфической зональности: в первом случае палеотемпературные градиенты составляют не более 20°C/км, во втором – 60-90°C/км и выше. Кроме того, P-T-t тренды метаморфической эволюции в разных обстановках характеризуются разным наклоном $dT/dP = 10-25$ °C/кбар – для коллизионного метаморфизма и 100-150 °C/кбар (до 200°C/кбар в Ангаро-Канском блоке Южно-Енисейского кряжа) – с участием мантийного магматического тепла.

Для всех рассмотренных метаморфических комплексов (Зап. Сангилен, Горный и Монгольский Алтай, Канский блок, Енисейский кряж) отчетливо проявляется ряд общих закономерностей: 1) региональный НТ/LP метаморфизм; 2) температура метаморфизма выше 700°C и широкое развитие мигматитов/диатектитов; 3) отсутствие (или минимальное присутствие, Зап. Сангилен) базитовых интрузий.

Предлагаемые тектонотермальные модели увязаны с данными по геологии конкретных метаморфических комплексов НТ/LP типа различных тектонических обстановок. 1) Примеры комплексов без привноса магматического тепла – Заангарская часть Енисейского кряжа, Западно-Монгольский сектор Алтая. Изограды метаморфизма «вморожены» в среду и переносятся за счет деформаций. Примерами коллизионно-надвиговых обстановок с участием глубинных базитовых интрузий являются Телецко-Чулышманский пояс (Горный Алтай), массив Агли (Восточные Пиренеи), Коннемара (Ирландия) с зональностью 16-17 км. В соответствии с этим механизмом происходит распространение изоград вокруг базитового источника, иногда сопровождающееся надвиганием (Алтай) или сжатием (массив Агли). Возможно также частичное поднятие температуры за счет фрикционного тепла (роль этого механизма точно не определена в связи с неопределенностью в оценках скорости деформации).

2) Режим мантийного магматического источника характеризуется формированием термальных «куполов» и диапировых вещественных структур. Термальные купола выражаются в наличие метаморфической зональности переменной ширины. Примерами являются комплекс, Западно-Сангиленский массив (Тува) (зональность 75 км в диаметре), массив Босост (Ц. Пиренеи). Термальные купола характеризуются концентрическим полем метаморфических изоград, но чаще представляют лишь сохранившиеся сектора аномалий. При формировании и подъеме в верхние горизонты коры диапира наблюдается несколько рубежей его формирования. Вероятно, именно на этих рубежах происходит формирование гранитоидов различного типа, характерных для ареала метаморфизма НТ/ЛР З.Сангилен. Для реконструкций термической истории, распределения изоград и тепловых аномалий в верхней коре, оказывается перспективным применение численных термо-механических моделей, описывающих эволюцию температурного поля и деформаций. Разработаны термомеханические модели переноса тепла расплавами в гетерогенной мантии и коре и формирование термальных ареалов, сопоставлены данные моделирования и параметры метаморфических зональных комплексов.

Работа поддержана РФФИ (№17-05-008480).

Литература

1. Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2017, 331 с.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЯЗИ С АЛМАЗОНСНОСТЬЮ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КИМБЕРЛИТОВ

Н.П. Похиленко, А.М. Агашев, В.П. Афанасьев, В.Г. Мальковец, Л.Н. Похиленко, Н.С. Тычков

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

Проблема масштабной эволюции состава и строения литосферной мантии Сибирской платформы в связи с воздействием на ее нижние уровни расплавов и флюидов сублитосферного происхождения стала предметом внимания исследователей, начиная с 90-х годов прошлого века [3-4, 8-11]. Основными причинами значительных изменений мощности и состава литосферной мантии платформы предполагались процессы взаимодействия вещества литосферы и расплавов/флюидов верхних частей среднепалеозойского плюма и, в особенности, Сибирского пермо-триасового суперплюма [3, 6-8, 10-11]. На основании сравнительного изучения ксеногенного мантийного материала, вынесенного на земную поверхность разновозрастными кимберлитами были показаны резкие различия состава и строения вертикальных разрезов литосферной мантии одних и тех же блоков Сибирской платформы на среднепалеозойское (D_3) и мезозойское (T_{2-3} и J_3) время [2-4, 10]. Характер установленных различий оказался близким как для северо-восточной, так и для юго-западной частей платформы, где был доступен ксеногенный мантийный материал, вынесенный в этих регионах кимберлитами среднепалеозойского и мезозойского возрастов. Было показано, что для различных блоков Сибирской платформы на среднепалеозойское время мощность литосферы колебалась в диапазоне 170-260 км, а на мезозойское – 130-160 км [3, 10-11] при многократном увеличении роли основных пород (эклогитов и гранатовых пироксенитов) в нижней части разреза значительно утоненной мезозойской литосферной мантии [3-4, 10]. Процессы алмазообразования в литосферной мантии Сибирской платформы связывались с незначительным по интенсивности воздействием карбонатитовых расплавов/флюидов на истощенные перидотиты (гарцбургиты и дуниты) нижних горизонтов литосферы [9]. Базификация вещества литосферной мантии при масштабном воздействии сублитосферных базитовых расплавов/флюидов не только утоняла литосферу за счет частичного плавления вторично обогащенных перидотитов, но и окисляла алмазы при значительном повышении потенциала кислорода в таких системах [1, 3, 5, 9].

Анализ проведенного нами изучения состава гранатов мантийного происхождения из разновозрастных кимберлитов и терригенных пород Сибирской платформы показал наличие существенных различий в мощности литосферы различных блоков не только на разное время (среднепалеозойское и мезозойское), но и для одного времени, причем наибольшие различия мощности отдельных блоков литосферы характерны для среднепалеозойского времени. Так, для северо-восточной части платформы в среднем палеозое мощность литосферы под Чомурдахским полем (Среднеоленинскский район) составляла около 180 км, под Толуопкинским и Мерчиндемским полями – 160-170 км, а под Укукитским – всего 140-150 км. В то же время получены прямые признаки существования на это же время блоков гораздо более мощной литосферы (до 230-240 км) под южным обрамлением Оленекского поднятия (участки к северу и югу от Кютюнгинского прогиба), а также под западным и восточным обрамлением Уджинского поднятия. Все выявленные к настоящему времени коренные месторождения алмазов Сибирской платформы представлены кимберлитовыми трубками среднепалеозойского возраста локализованными в пределах пяти кимберлитовых полей (Мирнинского, Накынского, Алакит-Мархинского, Далдынского и Верхне-Мунского), расположенных вблизи Северного полярного круга и южнее его. Мощность литосферы под этими полями на время внедрения кимберлитов составляла 240-260 км. На основании анализа результатов изучения пиропов, обнаруженных вместе с алмазами в промежуточных коллекторах среднепалеозойского возраста (C_1 - C_2), признаки мощной (240-250 км)

литосферы на время внедрения среднепалеозойских кимберлитов - коренных источников этих пиропов установлены также и для отдельных блоков юго-западной части Сибирской платформы (низовья бассейна р. Тычаны и ряд участков к юго-востоку).

Оценка мощности литосферы Сибирской платформы на средне- и верхнетриасовое время (150-170 км) в нашем исследовании произведена на основе результатов изучения мантийного ксеногенного материала из кимберлитов Лучакан-Куранахского и Харамайского полей (юго-восточное и юго-западное обрамление Анабарского щита, соответственно). Нами получены надежные оценки возраста стабилизации Биректинского террейна – огромной территории, западная граница которого тянется от восточной границы Анабарского щита до устья р. Вилюй, восточная совпадает с восточной границей платформы и возраст стабилизации которого был принят за палеопротерозойский. Последнее обстоятельство делало эту территорию бесперспективной на выявление коренных месторождений алмазов, поскольку в соответствии с известным правилом Клиффорда кимберлиты с промышленными уровнями алмазоносности обычно связываются с кратонами архейского возраста. Надежная констатация архейского возраста стабилизации Биректинского террейна, проведенная на основе определения возраста большого количества цирконов (более 300 зерен) корового происхождения из тяжелой фракции кимберлитов этого региона и показавшая, что более 8% исследованных цирконов имеют архейский возраст (>2,5 млрд. лет), причем древнейший из этих цирконов имеет возраст 2,84 млрд. лет. Эти результаты, в соответствии с правилом Клиффорда, резко улучшают перспективы региона на выявление высокоалмазоносных кимберлитов, что хорошо согласуется с нашими результатами о существовании в пределах этого террейна на среднепалеозойское время блоков мощной литосферы, вмещающих тела высокоалмазоносных кимберлитов, внедрившиеся в верхнем девоне и, возможно, раньше.

Работа была поддержана РФФИ (грант № 16-05-00811) и ПФНИ РАН № 130.

Литература

1. Агашев А.М., Похиленко Н.П., Черепанова Ю.В., Головин А.В. // Докл. РАН, 2010, **432**, 4, 510-513.
2. Добрецов Н.Л., Похиленко Н.П. // Геол. и геофиз., 2010, 51, 1, 126-141.
3. Похиленко Н.П., Соболев Н.В. // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов: Матер. научно-практ. конференции, Мирный, 1998, 65-67.
4. Тычков Н.С., Похиленко Н.П., Кулигин С.С., Малыгина Е.В. // Геол. и геоф., 2008, **49**, 4, 302-318.
5. Agashev, A.M., Ionov, D.A., Pokhilenko, N.P., Golovin, A.V., Cherepanova, Y., Sharygin, I. // Lithos, 2013, 160-161, 201-215.
6. 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. // Lithos, 2014, 184–187, 209-224.
7. Griffin, W., O'Reilly, S., Abe, N., Aulbach, S., Davies, R., Pearson, N., Doyle, B., Kivi, K. // Precambrian Research, 2003, 127, 19-41.
8. Pokhilenko N.P. // Deep-seated magmatism, its sources and plumes. Proc. of VIII International Workshop, Vladivostok, 2008, 41-52.
9. Pokhilenko N.P., Agashev A.M., Litasov K.D., Pokhilenko L.N. // Russian Geology and Geophysics. 2015, 56, 1-2, 280-295.
10. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N. // Proceedings of the VIIth Internat. Kimberlite Conference, Vol. II, Cape Town, 1999, 689-698.
11. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Agashev A.M., Shimizu N. // Superplume. Proc. International Workshop: Role of Superplumes in the Earth System from central core to the surface including evolution of life, Tokyo, 2002, 249-252.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ И УГЛЕРОДИСТЫЕ ВЕЩЕСТВА В УРАНОВЫХ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Поцелуев А.А.

Томский политехнический университет, ООО «КосмоГеонро».

В докладе обсуждаются вопросы взаимоотношения благородных металлов и углеродистых веществ в гидротермальных урановых и редкометалльных месторождениях некоторых рудных районов Северо-Казахстанской и Алтае-Саянской складчатых областей.

Благородные металлы (Au, Ag, Pt, Pd, Os) выявлены во многих урановых (Акканбурлук, Викторовское, Косачиное, Чаглинское, Кедровое, Оленье и др.) и редкометалльных (Сырымбет, Донецкое, Калгутинское) месторождениях [2].

Для руд месторождений характерен широкий набор рудных минералов, представленных оксидами, титанатами, сульфидами, сульфосолями, селенидами и самородными формами металлов. Характерно присутствие самородных минералов. Наряду с золотом на урановых месторождениях часто встречаются самородное серебро, свинец, медь, мышьяк, висмут, графит, а в редкометалльных – висмут, медь и графит.

Многообразен геохимический спектр руд, помимо основных рудогенных компонентов отмечаются высокие концентрации элементов, относящихся к различным геохимическим группам – лито-, халько-, сидерофильным. В рудах урановых месторождений наряду с Au фиксируются высокие концентрации As, Zn, Cu, Hg, Be, Zr, Ti, Co, Ni, Bi, Pb, Mo, Sb, Ag, Se, TR. А в спектре редкометалльных руд отмечаются Nb, Sc, Cu, Zn, Cd, Sb, Hg, Te, Cs, Ti, Be, Zr, U, Th, TR, Ag, ЭПГ, Cr.

Углеродистые вещества (УВ) представляют собой самородные образования углерода и соединения углерода с водородом. Они встречаются в твердом (ТУВ) и газообразном (ГУВ) состоянии [3].

ТУВ в грейзеновых месторождениях (Калгутинское, Чердож Коктенколь) представлены графитом, редко совместно с графитом встречается аморфный углерод. В урановых месторождениях (Ишимское, Акканбурлук, Восток, Косачиное, Маныбай, Стрельцовское, Онкажинское) их состав более разнообразен – графиты, антраксолиты, кериты, оксалаты. При явном преобладании углерода над водородом в масс.%, атомное отношение C/H изменяется от 1,1 до 3,8, что подчеркивает значительную роль водорода в этих соединениях.

ТУВ в рудах входят в единую минеральную ассоциацию с основными рудными минералами (оксидами, сульфидами, сульфосолями, селенидами), образующимися в завершающие стадии основного этапа рудообразования. Они также встречаются в составе околорудных метасоматитов (эйситов, березитов, грейзенов) и в магматических образованиях. Часто в ассоциации с ТУВ отмечаются самородные металлы – золото, серебро, висмут, мышьяк, медь, свинец.

В составе ТУВ отмечается широкий спектр лито-халько-сидерофильных элементов, в том числе золота и серебра, присутствующие в форме микровключений собственных минералов. При этом в минералах, ассоциирующих с ТУВ и в зернах ТУВ концентрация ряда элементов (золота, серебра, мышьяка и ртути) значительно выше, чем в рудах.

ГУВ встречаются в составе газов флюидных включений урановых (Восток, Звездное, Косачиное и др.) и грейзеновых месторождений (Калгутинское, Чиндагатуйское, Коккольское и др.). Суммарная доля ГУВ в составе газов не велика, от 1 до 5 %. Среди них основным компонентом является CH₄, иногда встречаются более тяжелые УВ вплоть до гексана (C₂H₂ – C₆H₁₄). ГУВ отмечаются в составе флюидных включений минералов, главным образом, основного продуктивного этапа рудообразования, значительно реже и в меньших концентрациях они встречаются в дорудных образованиях и, как правило, отсутствуют в пострудных минеральных ассоциациях.

Необходимо отметить, что концентрация ТУВ и ГУВ закономерно возрастает в рудных зонах с глубиной, либо они встречаются только на глубоких горизонтах месторождений.

На детально изученных объектах (Калгутинское месторождение) установлено, что с глубиной в рудных зонах заметно снижается общая флюидонасыщенность минералов, увеличивается концентрация ГУВ, водорода и появляются ТУВ (графит и аморфный углерод). С учетом эволюции состава флюидов находит объяснение появление аномалий благородных металлов в участках рудных тел, характеризующихся определенными концентрациями ТУВ.

Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что УВ и благороднометалльная минерализация в рудах изученных гидротермальных месторождений формировались из единого металлоносного флюида. В области транспортировки флюиды были «сухими» безводными, преимущественно водород–углеводородными, содержащими металлоорганические комплексы. В области рудообразования в условиях ограниченного поступления в систему кислорода, происходило их частичное окисление, как следствие распад элементоорганических соединений, выделение в минеральную фазу ТУВ и самородных металлов.

В данном аспекте **очевиден вопрос об источнике кислорода.** В связи с этим уместно напомнить, что В.М. Гольдшмидт назвал Земную Кору «оксиферой» в связи с подавляющим содержанием кислорода над остальными элементами. Исследованиями Ф.А. Летникова и Н.В. Сизых [1], показано, что глобальные процессы появления кислорода в составе флюидов связаны с гранитизацией базит-гипербазитовой протокоры Земли. Нами установлено, что значительные выделения кислорода происходят при локальных (околорудных) изменениях средних и основных пород.

Представляется, что процесс появления кислорода и воды в системе связан с водородным (протонным) воздействием на породы. Установлено, что при повышенной концентрации водорода (атомарного) и температуре 450–300°C коэффициент диффузии кислорода повышается в 10^5 – 10^6 раз и резко падает его концентрация в материалах [4]. Данные температурные режимы соответствуют условиям формирования гидротермальных высоко и среднетемпературных месторождений.

Высвобождающийся кислород будет взаимодействовать с водородом (протоном) и другими газовыми компонентами флюида, с образованием воды. Именно этот механизм может быть наиболее важным при переходе газового восстановленного металлоносного флюида в гидротермальный раствор, и, соответственно, играть важнейшую роль в рудогенезе.

Полученные данные на изученных месторождениях позволяют сделать вывод о генетическом единстве УВ и благородных металлов в рудах и их общую связь с процессами распада элементоорганических соединений и эволюцией состава флюида в области рудообразования.

Литература

1. Летников Ф.А., Сизых Н.В. // Доклады Академии Наук. 2002. Т. 386. № 4. С. 1–4.
2. Поцелуев А.А. Благороднометалльное орудение в гидротермальных урановых и редкометалльных месторождениях Центральной Азии. Томск: STT, 2014. 292 с.
3. Поцелуев А.А. // Известия Томского политехнического университета. 2010. Т. 316. № 1. С. 16–23.
4. Маркевич В.П., Мурын Л.И., Lindstrom J.L., Suezawa M. // Физика и техника полупроводников. 2000. Т. 34. Вып. 9. С. 1039–1045.

МИНЕРАЛОГИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛДАНА: АПАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕЛИГДАР И ПРОЯВЛЕНИЯ УСТЬ-ЧУЛЬМАН (Ю. ЯКУТИЯ, РОССИЯ)

И.Р. Прокопьев, А.Г. Дорошкевич, А.А. Редина

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

На территории Центрального Алдана по результатам поисково-ревизионных работ Нимнырской геологической партией ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология» в 1974-1976 гг. была выделена перспективная апатитоносная металлогеническая зона с одноименным названием (рис.). Типовым объектом Нимнырской зоны является разведанное апатитовое месторождение Селигдар, генезис которого до последних лет являлся предметом дискуссии. Существовало несколько точек зрения на происхождение магнетит-апатит-доломитовых пород Селигдарского месторождения: осадочно-метаморфогенная, гидротермально-метасоматическая, базитовая, карбонатитовая и др. [1]. Последние исследования минералогии и физико-химических условий формирования карбонатных пород Селигдара однозначно обосновали карбонатитовый генезис данных пород, при этом возраст внедрения доломитовых карбонатитов Селигдарского месторождения составляет 1880 ± 13 млн. л. (U-Pb SHRIMP, циркон, [3]). В связи с этим появился вопрос о необходимости пересмотра и изучения особенностей формирования апатитовых объектов Нимнырской металлогенической зоны, генезис которых был отнесен к апатит-карбонатным метасоматитам Селигдарского типа [1].

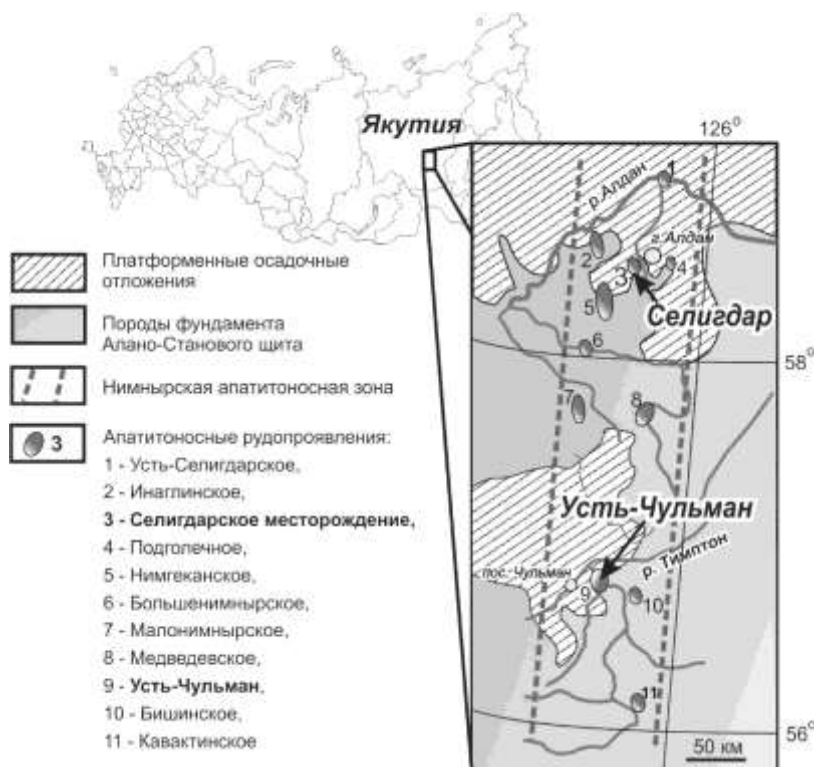


Рис. Расположение Селигдарского месторождения и рудопроявления Усть-Чульман в пределах Нимнырской апатитоносной зоны (по данным [2], с дополнениями авторов).

Одним из апатитовых объектов Селигдарского типа в пределах Нимнырской металлогенической зоны является апатитопроявление Усть-Чульман (рис). Детальные минералогические и термобарогеохимические исследования магнетит-апатит-доломитовых пород Усть-Чульмана установили магматический генезис этих пород, а также сходство

минерального состава и флюидного режима формирования с доломитовыми карбонатами Селигдарского месторождения.

Согласно проведенным исследованиям магнетиты (TiO_2 - 0.43-0.96 мас.%) обоих апатитовых объектов содержат пластинки ильменита в виде решетки распада твердого раствора, которые практически полностью замещены рутилом в результате гидротермально-метасоматических процессов. Кроме того, в магнетитах Усть-Чульмана наблюдается еще один продукт распада твердого раствора - ориентированная вкрапленность (вдоль кристаллографических форм магнетита) ульвошпинели (ZnO - 6-12 мас.%; TiO_2 - 0.3-10.86 мас.%; FeO_{tot} - 16.55-25.6 мас.%; Al_2O_3 - 56-59 мас.%; MgO - 4.4-8.14 мас.%; MnO - 0.45-0.74 мас.%). Минеральный состав апатитов рудопроявлений типичен для карбонатитов [4]. Фторапатит содержит SrO (0.4-1.3 мас.%), SiO_2 (0.4-1.5 мас.%), SO_3 (0.12-0.95 мас.%), F (до 1.5 мас.%) и повышенные концентрации LREE $_2\text{O}_3$ - до 1-2 мас.%. К первичным карбонатитовым минералам также относятся: доломит (FeO_{tot} - до 1.4 мас.%; MnO - до 0.57 мас.%), флогопит ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ - до 0.28; TiO_2 - до 3.94 мас.%), калишпат (Or_{89-95} ; Na_2O - до 0.7 мас.%; BaO - до 0.68 мас.%), клинопироксен ($\text{Di}_{51-78}\text{Hed}_{4-20}\text{Aeg}_{4-16}$) и циркон.

В результате гидротермально-метасоматических процессов происходит образование монацита-Ce (ThO_2 - до 2 мас.%) по краям и трещинам кристаллов апатита. К гидротермальным минералам также относятся установленные минеральные фазы Nb-рутила (Nb_2O_5 - до 2.35 мас.%), торита, торианита, барита, целестина, гематита, а также кварц-кальцитовые и сидеритовые прожилки с редкой сульфидной (пирит, халькопирит) минерализацией. Метаморфические минералы представлены в основном тальком (FeO - до 1.8 мас.%), хлоритом и эпидотом (LREE - до 20 мас.%; средние значения $\text{La}/\text{Ce}=0.48$ и $\text{La}/\text{Nd}=2.3$).

Расплавные включения в апатите карбонатитов Селигдара содержат доломитовые кристаллические дочерние фазы (80-99 объем.%), а также кристаллы тенардита и углекислоту во флюиде. Температура гомогенизации таких включений оценена в интервале 950-1100°C [3]. Вскрытые включения приблизительно того же состава установлены в апатите Усть-Чульмана. За гидротермальную минерализацию на апатитовых объектах отвечают флюидные солевые растворы, TX-параметры которых изменяются в процессе эволюции минеральных парагенезисов согласно тренду: Na^+ , K^+ , Cl^- - H_2O - CO_2 (42-38 мас.% NaCl-экв., 465-415°C) \rightarrow Ca^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} - H_2O - CO_2 (30-15 мас.% NaCl-экв., 385-250°C) \rightarrow Fe^{3+} , Na^+ , Cl^- , H_2O - $\text{CO}_2 \pm \text{N}_2$ (15-1 мас.%, NaCl-экв., 250-100°C). Метаморфические флюиды отличаются TX-параметрами: Na^+ , Cl^- - H_2O - $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ (5-15 мас.%, NaCl-экв., 300-150°C).

Минералогические исследования карбонатитов выполнены за счет средств и по теме проекта РНФ № 15-17-20036; термобарогеохимические исследования – за счет средств проекта НИР № 0330-2016-0002.

Литература

1. Боярко Г.Ю. // Канд. дис... Томск-Алдан 1983. 121 с.
2. Энтин А.Р., Тянь О.А. // Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1984. 28 с.
3. Prokoryev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Sergeev S.A. // Ore Geology Reviews. 2017. V.81. P.296—308.
4. Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Zaitsev A.N., Couëslan C., Xu C., Kynický J., Mumin A.H., Yang P // Lithos. 2017. V. 274/275. P. 188-213.

БИОГЕОХИМИЯ КРИПТОБИОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

А.Б. Птицын¹, Е.Б. Матюгина¹, Н.Л. Белькова²

¹Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия

²Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия

e-mail: aleksei_pticyn@mail.ru

В докладе рассматривается биогеохимическая специфика аномальных зон биосферы, которые вследствие особенностей их геометрических и физико-химических параметров могут быть заселены только микроорганизмами, имеющими малые размеры и широкие диапазоны толерантности. Эти зоны предлагается называть *криптобиосферой*. К криптобиосфере могут быть отнесены: зона многолетней мерзлоты; поровые растворы, вода в которых находится в частично связанном состоянии; холодные подземные воды, не имеющие прямой связи с основной биосферой. С некоторой долей условности к криптобиосфере можно также отнести содовые озера, обитатели которых по мнению академика Г.А. Заварзина являются реликтами протобиосферы.

В условиях многолетней мерзлоты незамерзающая водная фаза сохраняется вследствие криогенного концентрирования растворов и понижения температуры замерзания связанной воды. Многочисленными исследованиями, в том числе нашими [1], показано, что интенсивность процессов в системе «вода – порода» при умеренных отрицательных температурах выше, чем при нормальной температуре земной поверхности.

Микробные сообщества зоны многолетней мерзлоты также имеют свою специфику. В результате выполненного авторами молекулярно-генетического исследования циано-бактериальных матов, формирующихся в местах выходов дренажных вод на вольфрамовом месторождении Белуха (Забайкалье), расположенном в зоне многолетней мерзлоты, установлены представители крупных филогенетических линий: Протеобактерии (классы Альфапротеобактерии, Бетапротеобактерии, Гаммапротеобактерии), Бактероидес-Хлороби (классы Флавобактерии, Сфингобактерии и Цитофаги), Цианобактерии и Дионококкус–Термус [2].

Таким образом, сочетание микробиологических и физико-химических факторов создает в многолетней мерзлоте особую зону криптобиосферы.

Холодные воды Алханая (Забайкалье) издревле считаются целебными. Причем, некоторые, близко расположенные аршаны считаются целебными при разных болезнях. Долгое время не удавалось найти объяснения этому феномену. Попытки связать это с минеральным составом воды источников не давали результата. Только микробиологические исследования пролили немного света на проблему.

Классическими микробиологическими методами культивирования установлено, что в каждом из исследованных родников существует собственная, неповторяющаяся в других, комбинация четырех доминирующих культивируемых форм бактерий *Duganella* sp., *Janthinobacterium* sp., *Pseudomonas* sp. и *Serratia* sp. Из окрашенных веществ, синтезируемых бактериями рода *Pseudomonas*, выделены химические вещества, обладающие антибиотическими свойствами - пиоцианин, хлорорафин, оксихлорорафин, феназин-1-карбоновая кислота и эругинозин. Пигменты обладают антибиотической активностью против грамположительных и грамотрицательных бактерий, дрожжей и грибов. Кроме антибиотиков, в состав окрашенных веществ, синтезируемых псевдомонадами, входят витамины рибофлавин, фолиевая кислота, птерин [2].

Особенностью выделенных культивируемых форм бактерий является наличие пигментов виолацеина, продигиозина и производных феназина, известных своими лечебными свойствами [4]. Таким образом, можно предполагать, что различные целебные свойства вод разных аршанов обусловлены, специфическим составом микроорганизмов.

Содовые озера являются экстремальными экосистемами, в которых до сих пор существуют цианобактерии, которые, согласно представлениям академика Г.А. Заварзина, были прородителями биосферы, ответственными за создание кислородной атмосферы.

Согласно В.И. Виноградову, с появлением на Земле кислородной атмосферы (по данным изотопного состава серы древних эвапоритов - около 3 – 3,5 млрд. лет назад) атомы серы участвуют в биогенном круговороте – важнейшем элементе эволюции биосферы. Существенный сезонный вклад в функционирование энергоемкого серного цикла этих особых систем могут вносить микробные сообщества фотической прибрежной и влажной песчаной береговой зон содового озера Доронинское (Забайкалье), осуществляющие преобразование органического вещества и минералов. Причиной существенного фракционирования изотопов серы в природной обстановке является перераспределение их между окисленными и восстановленными соединениями.

Филогенетический анализ, показал, что основу ярко-зеленых цианобактериальных колоний оз. Доронинское (Забайкалье) составляют бактерии филумов *Proteobacteria*, *Spirochaetes* и *Actinobacteria*. Более половины выделенных последовательностей из библиотеки клонов принадлежали к классу *Epsilonproteobacteria* сходные с видом *Sulfurimonas autotrophica* (96.7% сходства). Этот вид бактерий представляет интерес из-за его значительного вклада в глобальный цикл серы. 10 % сообщества составляли хемоорганотрофные виды *Spirochaeta alkalica* (97.8%) использующие в качестве источников углерода и энергии разнообразные углеводы, 10 % - некультивируемые нефототрофные виды сем. *Microbacteriaceae* (99.9%), способные окислять восстановленные соединения серы и 10 % - бактерии, у которых обнаружены гены, кодирующие actinorhodopsins - один из вариантов светособирающего proteorhodopsins - Candidatus *Limnoluna rubra* (99.8%) [3].

Таким образом, обитая в селективных физико-химических условиях, микроорганизмы на протяжении миллионов лет вырабатывали новые механизмы приспособления и объединялись в группы, где, взаимодействуя между собой, научились функционировать подобно единому механизму и расширили пределы биосферы за счет областей, недоступных другим видам организмов.

Литература

1. Птицын А.Б., Абрамова В.А., Маркович Т.И., Эпова Е.С. Геохимия криогенных зон окисления //Новосибирск: Наука, 2009.-88 с.
2. Evgeniya Matyugina, Natalia Belkova, Olga Dagurova, Aleksey Ptitsyn. Diversity and ecology of microorganisms from cold seeps of national park "Alkhanai" (Transbaikalia, Russia) // Faculty of Science, University of South Bohemia in České Budějovice. 2015 – P. 101-103.
3. Matyugina E.B, Belkova N.L. Phylogenetic and functional diversity of microorganisms from littoral and sandy zones of meromictic soda Lake Doroninskoe (Transbaikalia, Russia) // 10th International Congress on Extremophiles. Russia, Saint Peterburg, September 7-11. 2014. – P. 164-165.
4. Williamson N.R., Fineran P.C., Leeper F.J. and Salmond G.P.C. The biosynthesis and regulation of bacterial prodiginines // Nature Reviews Microbiology. 2006. V. 4. N. 121– P. 887-899.

МИНЕРАЛОГИЯ АЛМАЗОВ ИЗ РОССЫПЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Л. Рагозин^{1,2}, Д.А. Зедгенизов^{1,2}, К.Э. Купер³, В.С. Шацкий^{1,2}

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск*

²*Новосибирский государственный университет*

³*Институт ядерной физики им. Г.И. Будкера СО РАН, Новосибирск*

Северо-восточная часть Сибирской платформы является уникальной областью по масштабам проявления кимберлитового вулканизма. Несмотря на крайне низкую алмазоносность выявленных более 200 кимберлитовых тел в Анабарском алмазоносном районе здесь сконцентрировано около 70% запасов разведанных россыпей Якутской алмазоносной провинции. Коренные источники россыпей до настоящего времени не установлены. Сравнение алмазов из кимберлитовых трубок северо-востока Сибирской платформы с алмазами близлежащих россыпей показало, что ореол распространения алмазов у трубки не превышает первых десятков километров, в первую очередь из-за низкой концентрации алмазов в коренном источнике. В россыпях северо-востока Сибирской платформы существуют, по меньшей мере, три группы алмазов, тип источника которых неизвестен и которые, возможно, связаны с разными типами коренных источников: 1) типичные округлые алмазы, так называемые додекаэдриты “бразильского” или “уральского” типов (предположительно кимберлитового генезиса); 2) желто-оранжевые “кубоиды” II разновидности по классификации Орлова [1]; 3) мозаично-блочные алмазы V и VII разновидностей. В россыпях Анабарского алмазоносного района большую долю (до 60-70%) составляют кристаллы, отнесенные к первоисточникам невыясненного генезиса – алмазы V, VII и II разновидностей.

Округлые кристаллы алмаза темно-серого до черного цвета и сростки подобных кристаллов весьма характерны для россыпей северо-восточной части Сибирской платформы. По минералогической классификации Орлова [1] эти алмазы относятся к V (сростки к VII) разновидности. Морфология исследованных кристаллов характеризуется: октаэдрическими гранями с дитригональными слоями; выпуклыми округлыми поверхностями на месте ребер октаэдра, скульптурированными сноповидной штриховкой, которая представляет собой торцы слоев на гранях (111); и гладкими округлыми поверхностями вблизи вершин октаэдра, расположенными гипсометрически ниже комбинационных поверхностей и дитригональных слоев.

Внутреннее строение алмазов V разновидности было изучено методами оптической микроскопии, дифракции обратно-рассеянных электронов (ДОРЭ), рентгеновской и катодолюминесцентной топографии [2]. Исходя из данных, полученных рентгеновскими методами, алмазы V разновидности имеют весьма дефектное мозаично-блоковое внутреннее строение, хотя и различаются между собой по степени дефектности. Внутренняя структура кристаллов представляет собой набор относительно совершенных вытянутых субиндивидов, находящихся в тесном срастании и разориентированных друг относительно друга на небольшие углы (до 20°). Кроме того, субиндивиды часто объединены в отдельные, значительно разориентированные крупные блоки. При этом макроскопически целостность кристаллов не нарушается. Катодолюминесцентная топография свидетельствует об отчетливом зональном строении изученных алмазов. На КЛ-топограммах визуализируется округлая концентрическая зональность с отдельными прямолинейными параллельно (111) участками. Такая зональная структура отображает первичную сложную, неправильную морфологию ядерных частей кристаллов. Методом ДОРЭ была исследована макроблочная структура кристаллов и определены разориентировки отдельных блоков. Изученные алмазы имеют внутреннюю структуру, состоящую из нескольких (до 7) блоков (субзерен). Типичное изображение, полученное методом ДОРЭ, показывает, что образец, хотя и является макроскопически монокристаллом, состоит из нескольких блоков, разориентированных друг

относительно друга на 0.5-4.8°. Подобно субиндивидам (или микроблокам мозаики) эти субзерна расширяются от центра к периферийным частям кристаллов.

С помощью ИК-Фурье спектроскопии был определен дефектно-примесный состав алмазов V разновидности. Установлено, что все исследованные образцы относятся к типу IaAB и имеют высокие для природных алмазов концентрации азота. ИК-спектры демонстрируют характерные полосы поглощения дефектов типа A, B1 и пластинчатых образований – дефектов B2 (platelets). Общее содержание азота (суммарное содержание в форме A- и B1-центров) составляет 900-3300 ppm. Установлено, что для всех алмазов V разновидности характерно увеличение концентрации примесного азота от центральных участков к периферийным, в некоторых случаях разница составляет более 1000 ppm. Степень агрегации азота ($\%B=100*N_B/(N_B+N_A)$) изменяется от 25 до 64%. Большинство изученных алмазов демонстрируют уменьшение степени агрегации азота от центральных к периферийным частям кристаллов. Это свидетельствует о том, что распределение примесных азотных дефектов в объеме алмазов V разновидности может быть описано с помощью «отжиговой» модели формирования азотных центров.

С использованием КР-спектроскопии и энергодисперсионной спектроскопии на сканирующем электронном микроскопе среди включений в алмазах V разновидности были установлены: клинопироксен, коэсит, гранат, калиевый полевой шпат и кианит. Определенный химический состав включений граната и клинопироксена демонстрирует значительную гетерогенность. Состав клинопироксенов меняется от диопсида через омфацит к практически чистому (98%) жадеиту.

Определенные особенности внутреннего строения свидетельствуют, что алмазы V разновидности имеют радиальную мозаично-блочную внутреннюю структуру, состоящую из удлиненных, немного разориентированных (до 20°) субиндивидов. Субиндивиды формируют радиально-лучистую структуру и сгруппированы в несколько более значительно разориентированных (до 5°) блоков кристаллов. Исследования внутреннего строения позволяют сделать вывод о формировании специфических алмазов V разновидности из россыпей в результате расщепления кристаллов [3], причинами которого явились, вероятно, высокое пересыщение и большое количество механических примесей (включений). Установленный фазовый и химический состав минеральных включений свидетельствует об эклогитовом или Са-силикатном парагенезисе. Степень агрегации азотных дефектов, а также морфологические признаки растворения кристаллов, свидетельствуют о длительном нахождении алмазов в мантийных P-T условиях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ №16-05-00614.

Литература

- [1] Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984.
- [2] Ragozin A.L., Zedgenizov D.A., Kuper K.E., Shatsky V.S. // Mineralogy and Petrology. V. 110. P. 861-865.
- [3] Shtukenberg A.G., Punin Y.O., Gunn E., Kahr B. // Chemical review. 2011. V. 112. P. 1805-1838.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ СУЛЬФИДНЫХ Cu-Ni РУД НА ОСНОВЕ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Радько В.А.

ООО «Норильскгеология», г. Норильск, Россия

Для прогноза сульфидных Cu-Ni руд на основе модели динамической дифференциации и кристаллизации (МДДК) впервые выделены фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района [2,3]. На фациальной основе созданы принципиально новые методики локального и регионального прогноза Cu-Ni с металлами платиновой группы (МПГ) руд, результаты расчетов по которым дали в последние годы положительные поисковые результаты на территории Талнахского, Норильского и Вологочанского рудных узлов.

Согласно МДДК главные особенности Cu-Ni рудно-магматической системы норильского типа следующие:

- дифференциация объясняется тем, что скорость движения магмы в камере падает на 5-6 порядков и становится сопоставимой со скоростью осаждения капель ликвированных сульфидов и более тяжелой силикатной жидкости, автолитов и ксенолитов, сростков и кристаллов оливина и пр.;

- гравитационная дифференциация происходит в динамичной среде осевой зоны канала, по которому проходит большое количество базальтовой магмы, которое согласно расчетам составляет 417 современных объемов Хараелахского интрузива;

- над элементарной площадкой осаждения в динамичных условиях происходит накоплению кумулатов в количестве, многократно превышающем их образование из фактического вертикального разреза магматического тела;

- метаморфизм экзоконтактов выражен в образовании мощных (10-45 м) роговиков, характерных для тыловой, центральной и половины фронтальной фаций и мощных (15-150 м) магнезиальных и известковых скарнов и метасоматитов во фронтальной части рудоносных интрузий. Причем экзоконтактовый метаморфизм безрудных недифференцированных базитовых интрузий обычно не превышает 1-5 м;

- в туфолоавовой толще в каждом тектономагматическом цикле существуют базальты трансдайковой фации, не проходившие через субвулканическую камеру, образованные не контаминированной, первичной магмой и базальты транскамерной фации, проходившие через камеру, образованные контаминированной магмой, частично лишенной при масштабной ликвации полезных компонентов;

- первичная базальтовая магма, образовавшая уникальные месторождения норильского типа, имела фоновые содержания Ni, Cu, МПГ, серы и прочих флюидов;

- контаминация базальтовой магмы серой происходит из эвапоритов и сульфидсодержащих вмещающих пород в гипабиссальных условиях и является необходимым условием сульфидной ликвации. Далее изначально стерильный пирротинный расплав экстрагирует из силикатного расплава Ni, Cu, МПГ, которые поступают в него путем диффузии, в количестве, зависящем от времени его контакта с магмой, что приводит к образованию зональности в рудных телах в тыловой, центральной, фронтальной и фланговых частях;

Эти особенности хорошо согласуются с главными положениями МДДК [2,3] и аналогичных гипотез [1,4-6].

Для регионального прогноза используется разность в содержаниях прогнозируемого элемента в базальтах трансдайковой и транскамерной фаций. Для иллюстрации выполним расчет по результатам количественного спектрального анализа ICP-OES послойно опробованного разреза по скважине СД – 24, пробуренной в юго-западной части плато Хараелах.

В базальтах афировой группы из верхней части мокулаевской свиты, отнесенных к трансдайкиковой фации, в 17 слоях среднее содержание составило: Cu – 139 г/т, Ni – 135 г/т. В базальтах порфириковой группы из нижней части мокулаевской свиты, отнесенных к транскамерной фации, в 16 слоях среднее содержание составило: Cu – 104 г/т, Ni – 118 г/т. Отсюда потери содержаний в каналах камерах составляют по Cu – 32 г/т, то есть 23%, по Ni – 17 г/т, то есть 12,6%. Соотношение Ni/Cu составляет 17/32 или 53%, как во вкрапленных рудах, и это не может быть простым совпадением. В связи с чем, сформулируем первую поверку для формирования выборок: - коэффициент полезного действия природной экстракции (КПД пэ) находится в пределах 10 – 25%. Второй поверкой является: соотношение извлеченного Ni к Cu, которое находится в пределах 50 – 60%. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что базальты мокулаевской свиты, являются эффузивным аналогом полнодифференцированных интрузий норильского типа. С другой стороны, открываются широкие возможности для достоверного регионального прогноза сульфидных Cu – Ni руд на основе изучения, легкодоступных разрезов туфолаговой толщи.

Реконструируемая площадь растекания магмы должна быть точно определена при анализе данных по изученным разрезам базальтов для каждого перспективного тектономагматического цикла. Для Хараелахской интрузии мы ее принимаем равной полуокружности с радиусом 40 км, то есть 2 512 000 000 м² (при этом предполагается, что вторая половина окружности приходится на прочие дифференцированные интрузии: Талнахскую, Вологочанскую, Норильск – 1). При мощности соответствующих базальтов мокулаевской свиты, равной 400 м, получаем приблизительный объем магмы проходившей через камеру Хараелахской интрузии равный 1004 800 000 000 м³ (1000 км³). При плотности магмы 2,9 т/м³ получим ее количество равное 2 913 920 000 000 т. Таким образом, количество металлов, оставшихся в субвулканической камере Хараелахской интрузии при содержании Cu – 32 г/т, составит 93 245 440 т (93 млн. т), по Ni – 17 г/т, составит 49 536 640 т (50 млн. т). Предположительно более половины этого количества образуют руды с некондиционными содержаниями. Таким образом, ориентировочно, в Хараелахской интрузии было образовано в кондиционных рудах порядка Cu – 46 млн. т, Ni – 25 млн. т, что очень близко к реальным фактическим запасам по месторождению Октябрьское, и очень точно для прогнозных ресурсов по категории P₃, несмотря на очень высокое значение.

Литература:

1. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно – никелевых и платинометалльных руд. – СПб: СПбГУ, 2003, 487с.
2. Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо – запада Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1991, № 11, с. 19 – 27.
3. Радько В.А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 226 с.
4. Chusi Li, Edward M. Ripley., 2009.6. New Developments in Magmatic Ni-Cu and PGE Deposits (eds.) – Beijing: Geological Publishing House.
5. Fedorenko V.A., Lightfoot P.S., Naldrett A.J. et al., 1996. Petrogenesis of the Siberian flood basalts sequence at Noril'sk, north central Siberia. *Int. Geology Rev.*, v. 38., p. 99-135.
6. Naldrett A.J., 1992. A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood-basalt. *Economic Geology*, v. 87, p. 1945-1962.

ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ – ГЛАВНЫЙ ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ И РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СИБИРСКИХ ТРАПШАХ

В.В. Рябов

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия. e-mail: trapp@igm.nsc.ru*

Проблема флюидного режима рудно-магматических систем связанных с трапшами Сибирской платформы не теряет своей актуальности на протяжении многих десятилетий. В последние годы по геохимии летучих компонентов (F, Cl, S, CH₄) в породах и рудах Норильского и Курейского рудных районов получены новые данные, которые дают основание предполагать активное участие флюидов в процессах дифференциации магматических расплавов и рудообразования.

Известно, что при воздействии флюидов на магматические расплавы температура их кристаллизации понижается на сотни градусов, они теряют свойства идеальных растворов и подвергаются ликвации, которая является важным механизмом дифференциации природных магм [1]. При взаимодействии с расплавом флюиды экстрагируют из него металлы, участвуют в перераспределении химических элементов, выполняют каталитическую и транспортную роль и являются агентами ликвации [3]. При формировании расслоенных интрузий эволюция магматической системы проходит в два взаимосвязанных этапа: 1 - докристаллизационный, когда при участии летучих компонентов происходит ликвация – расщепление гомогенного силикатного расплава на несмешивающиеся жидкости, 2 – кристаллизационный, при котором по мере охлаждения расплава осуществляется кристаллизационная дифференциация ликватов.

К настоящему времени экспериментально подтверждена ликвация магматических расплавов при участии повышенных концентраций различных летучих компонентов, в том числе F, Cl, S, CH₄. Однако, используемые в экспериментах высокие содержания летучих компонентов, не соответствующие природным магмам, явились причиной скептического отношения некоторых геологов к возможности существования ликвации в природе. Действительно, растворимость летучих компонентов в базальтовых расплавах довольно низкая, а эффект расщепления расплава в них возможен только при высоком давлении летучих компонентов. Подтверждением этому являются вулканические породы, в которых явление ликвации отмечается в интерстиционных участках пород. Здесь в остаточных жидкостях после значительной степени закристаллизованности расплава накапливались летучие компоненты, и создавалось их повышенное давление, которое стимулировало ликвацию.

Растворённых в магме газов недостаточно для осуществления крупных рудно-магматических процессов. Поэтому можно предполагать, что в природных условиях расщепление магматических расплавов, формирование расслоенных интрузий и рудных месторождений происходило при участии мощных флюидных потоков. Они не были растворены в расплаве, а находились в нём в виде самостоятельной газовой фазы подобно состоянию пироматмы (по Ритману). В этом случае объём газов не лимитировался, а высокая газонасыщенность повышала эффективность флюидно-магматического взаимодействия и приводила к ликвации и рудообразованию.

Объём летучих компонентов, участвовавших в рудно-магматических процессах, трудно оценить, поскольку при изменении физико-химических условий, в том числе температуры и окислительно-восстановительного потенциала, их поведение и роль менялись, они избирательно входили в состав некоторых минералов, а в конце процесса покидали магматическую систему и переходили в гидротермы. В связи с этим, можно предполагать, что низкие содержания летучих компонентов в породах и рудах обусловлены их значительной потерей в результате дегазации и повышения pO_2 и воды в процессе кристаллизации базальтовых расплавов.

В породах и рудах расслоенных трапповых интрузий наиболее распространёнными летучими компонентами являются F, Cl, S, CH₄, потенциальным источником которых являются осадочные породы. Важным фактором возникновения рудно-магматических систем с участием этих летучих компонентов на северо-западе Сибирской платформы является комплекс совмещённых в разрезе осадочной толщи региона пластов галита, ангидрита, каменного угля и битуминозных карбонатных пород [3]. Несмотря на многостадийный характер формирования расслоенных интрузий и месторождений, в их породах и рудах сохранилась генетическая память о летучих компонентах, которая позволяет проследить и детализировать эволюцию флюидного режима на различных этапах рудно-магматического процесса.

Галогены. Основными носителями галогенов в траппах являются апатит, слюда и амфибол. В апатитах ($n=200$ ан.) обычно $F>Cl$, максимальные содержания галогенов имеют хлорапатит – Cl 6,97 мас.% и фторапатит – F 6,04 мас.%. Общая железистость ($f=Fe/(Fe+Mg)$, ат.%) минералов варьирует: в слюдах ($n=570$ ан.) от 2 до 98 ат.%, в амфиболах ($n=260$ ан.) от 22 до 95 ат.%. В этих минералах хлор проявляет ярко выраженную феррофильность, а фтор – магнезиофильность. Наиболее богатыми галогенами являются: фторфлогопит – F 7,06 мас.% (f 7 ат.%), хлораннит – Cl 6,30 мас.% (f 89 ат.%) и хлорферригастингсит – Cl 5,22 мас.% (f 90 ат.%).

Сера. На основании новых определений $\delta^{34}S$ ($n=124$ ан.) в объектах Норильского и Курейского рудных районов установлено, что $\delta^{34}S$ сульфидов в породах и рудах варьирует от -14‰ до +22,5‰, ангидритов от 15,3‰ до 33‰. В сульфид-сульфатных сростаниях и ассоциациях диапазон изменения $\delta^{34}S$ составляет: в сульфидах 4,2-14,6‰, в ангидритах 15,3-21,3‰. В сульфидных рудах месторождения Центральная-Шилки (Курейский рудный район) установлен изотопно-тяжёлый состав серы $\delta^{34}S +17,7‰$ ($n = 15$ ан.). Предполагается, что источником серы в месторождениях связанных с траппами был ангидрит. Восстановление сульфатной серы происходило в процессе абиогенной сульфатредукции по реакции: $CaSO_4 + CH_4 \rightarrow CaCO_3 + H_2S + H_2O$ [3]. Этот процесс сопровождался фракционированием изотопов серы, в результате которой изотопно-лёгкая сера накапливалась в сероводороде и сульфидах, изотопно-тяжёлая выносились сульфатно-кальциевым водным раствором, а «остаточный» после реакции пластовый метаморфогенный ангидрит приобретал облегчённый изотопный состав серы.

Углеводороды. Подтверждением участия углеводородов в рудно-магматическом процессе являются данные хромато-масс-спектрального анализ пород и руд расслоенных интрузий, а также находки в них новообразований различных структурированных форм углерода в виде микро- и нанотрубок графита, клифтонита, пластинчатого графита, углеродистого вещества, битумов, карбидов и самородных металлов [3]. Значения $\delta^{13}C_{org}$ рассеянного углерода в габбродолеритах, рудах и С-минералах варьирует от -10‰ до -35‰ [2].

Таким образом, материалы, полученные по летучим компонентам в траппах, дают основание предполагать важную роль флюидов при формировании расслоенных интрузий и связанных с ними рудных месторождений.

Литература

- [1]. Маракушев А.А. (1988). Петрология. Изд-во МГУ. Москва. 309с.
- [2]. Ryabov V.V. and Ponomarchuk V.A. (2014). 12th International Platinum Symposium. Yekaterinburg. Russia. Abstract. Session 3. P. 115-116.
- [3]. Ryabov V.V., Shevko A.Ya., Gora M.P. (2014). Trap Magmatism and Ore Formations in the Siberian Noril'sk Region / Modern Approaches in Solid Earth Sciences 3. Vol.1. Trap Petrology. 390 P. Vol. 2. Atlas of Magmatic Rocks. Springer. 628 P.

СТРУКТУРНЫЕ КРИТЕРИИ ПРИ КРУПНОМАСШТАБНОМ И ЛОКАЛЬНОМ ПРОГНОЗИРОВАНИИ КИМБЕРЛИТОВ НА ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Р.Ф. Салихов, Е.Н. Иванюшина, Д.В. Иванов

АК «АЛРОСА», *SalikhovRF@alrosa.ru*

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле (АМКП) размещается в юго-западной части Далдыно-Алакитского алмазоносного района (ДААР) Центрально-Якутской алмазоносной субпровинции. Внутри района расположено еще одно – далдынское кимберлитовое поле (ДКП). Кимберлитовмещающий цоколь в районе представлен венд-нижнепалеозойским структурным ярусом. Перекрывающий комплекс формируют терригенные и вулканогенные образования позднепалеозойско-раннемезозойского структурного яруса. Все они прорываются пластовыми и секущими телами долеритов.

Структурно-тектонические критерии являются определяющими при выборе поисковых участков в закрытой части АМКП. Кимберлитовые тела внутри поля расположены в зонах динамического влияния рудовмещающих разломов, которые трассируются по вектору линейно-цепочечного расположения кимберлитовых тел, ориентированному вдоль длинных осей трубок, даек и жил.

Выделение элементов внутренней структуры кимберлитового поля для прогнозирования проводилось на закрытой части АМКП. Наиболее перспективны в поисковом плане узлы пересечения рудовмещающих разломов с векторами сноса неидентифицированных ореолов минералов-спутников алмаза. Комплекс исходных данных включал результаты гравиразведочных работ масштаба 1:50 000, 1:25 000 и 1:10 000, переинтерпретации сейсморазведочных данных ОГТ, базы данных ГИС. Основой для отображения пликативных деформаций является рельеф кровли горизонта KV (кровля старореченской свиты венда в интерпретации сейсмических данных П.И. Гапотченко). При составлении схемы разрывных нарушений авторами использовались:

- пункты на сейсмопрофилях с установленными нарушениями сплошности горизонта KV (положение профилей уточнялось по современным космоснимкам);

- результаты анализа гравиметрических данных – карты локальных аномалий Δg и карты полного градиента Δg (составлены на основе карты поля силы тяжести по результатам наземных гравиразведочных работ, проведённых на площади АМКП в последние 15 лет, монтаж съёмки выполнен О.В. Масловой). На недостающих частях площади проведена оцифровка карт поля Δg гравиразведочных работ масштаба 1:50 000, выполненных в 70-х годах. Сводная карта составлена в программе Oasis Montaj 6.1 путем сшивки гридов с уравниванием гравитационных полей;

- карты экстремумов изомощностей долеритовых интрузий в перекрывающих образованиях. Отчётливо выраженная линейность минимумов изомощностей, которые совпадают, как правило, с так называемыми «межтрапшовыми коридорами», отражает, по мнению авторов, дизъюнктивные нарушения в кимберлитовмещающем цоколе;

- карта изомощностей интрузий долеритов в породах карбонатного цоколя по данным бурения (пространственные ограничения многих силлов в кимберлитовмещающем цоколе имеют отчётливо линейную форму, что связано, вероятнее всего, с тектоническими нарушениями);

- тектонические брекчии и другие породы зон дробления, установленные по результатам прямых геологических наблюдений, на основе запросов к базе геолого-геофизических данных информационной системы (ИСИХОГИ) Амакинской ГРЭ.

Отмечаются закономерности, позволяющие выделить факторы локального структурного контроля и волновое разноуровневое распределение расстояний между проявлениями кимберлитового магматизма для всего ДААР. Первая волна, охватывающая интервал 0-9 км, отражает особенности локализации кимберлитовых тел в кустах и между ними. Выявляются чёткие максимумы в 0,4км, 2,8км, 3,7км, 5,2км и менее чёткие на 8,0км. Вторая волна, максимальная по «амплитуде» совпадений, охватывает интервал 11-38км и

отражает распределение расстояний между телами из кимберлитовых кустов внутри поля с максимумами расстояний между кустами в 12,3 км, 13,7 км, 14,9 км, 16,7 км (максимум), а также меньшие пики 19,2 км, 22,3 км, 25,3 км. Эти эквидистантные расстояния можно использовать как критерий крупномасштабного прогнозирования новых объектов от выявленных ранее тел.

Анализ пликативных дислокаций показал тяготение большинства кимберлитовых тел к отрицательным структурам (депрессиям) и локализацию единичных тел в сводах антиформ. Статистический анализ показал, что кимберлиты в ДААР размещаются на расстоянии ~980 м от осей синформ (депрессий) и на 1860 м от осей антиформ (поднятий), т.е. локализация в синформах предпочтительнее в два раза. Исключение из правила связано с трубкой Айхал, которая размещается в верхней части «высокоградиентного» ю-ю-в крыла асимметричного локального поднятия на расстоянии 1500 м и 2100 м от осей поднятия и смежной синформы соответственно, т.е. примерно в районе перегиба синформы в антиформу. Учитывая специфику формы тр. Айхал (дайкообразное с коэффициентом удлинения 6,4), можно предполагать, что в месте перегиба крыла из синформы в антиформу или в антиклинальной его части, скорее всего, будут локализоваться линейно вытянутые тела кимберлитов. Подтверждением могут служить месторождение алмазов трубка Сытыканская (АМКП) и трубка Мастахская (ДКП): расстояния до осей синформ и антиформ равны 2300 и 2600 м, 500 и 500 м, соответственно.

При общей выраженности контроля депрессиями, кимберлиты, а особенно промышленные месторождения, вместе с тем, избегают их наиболее погруженных килевых частей или мульдообразных переуглублений. Трубка Юбилейная локализована на малоамплитудном антиформном перегибе осевой линии Центральной депрессии, трубка Заря – на согласном флексурном перегибе осевой линии Айхальской депрессии (на его СЗ продолжении локализована трубка Айхал). Структурное положение трубки Краснопресненская корреспондируется с положением трубки Юбилейная с тем отличием, что она размещается в седловидном понижении антиформной структуры. В целом, устанавливается контроль промышленных алмазоносных тел поперечными малоамплитудными осложнениями противоположного для основной пликативной структуры знака: для антиформ – это седловидные понижения, для синформ – антиформные поднятия. Ундуляции шарниров основных синформных структур с-в направления можно рассматривать, как результат наложения складчатых деформаций другого, ортогонального плана, обусловленного влиянием разломов фундамента северо-западной ориентировки. С этой точки зрения, положение промышленных месторождений определяется узлами перекрестной складчатости.

Таким образом, в качестве объектов локального прогноза в пределах территории АМКП можно рассматривать **потенциально кимберлитоносные структурные узлы**, представляющие зону динамического влияния места пересечения и/или сопряжения с-в нарушений с с-з и субширотными, реже – с субмеридиональными. Они выражены в узлах пересечения (осложнения) отрицательных синформных пликативных дислокаций (депрессий) складчатыми деформациями поперечного направления (узлами перекрёстной складчатости). С учётом установленных статистических закономерностей по размещению кимберлитовых проявлений, в т.ч. промышленных месторождений, относительно осей синформ (депрессий) и осевой части рудовмещающих разломов, зона динамического влияния структурного узла составляет примерно 2000-2500 м.

ЭФФЕКТЫ ВОЗДЕЙСТВИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ НА ГРАНУЛИТЫ (ПРИМЕРЫ ИЗ ЮЖНОЙ КРАЕВОЙ ЗОНЫ КОМПЛЕКСА ЛИМПОПО, ЮАР)

О.Г. Сафонов^{1,2,3}, Д.Д. ван Риннен³, В.О. Япаскурт², Д.А. Варламов¹,
М.А. Голунова¹, К.А. Смит³, В.Н. Реутский⁴

¹ *Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия, oleg@iem.ac.ru*

² *Геологический факультет, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

³ *Department of Geology, University of Johannesburg, Johannesburg, South Africa*

⁴ *Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия*

Гранитоидный магматизм является неотъемлемой составляющей процессов эволюции докембрийских гранулитовых комплексов. Магмы, варьирующие по составу от тоналит-трондьемитовых до гранитных, участвуют в зарождении гранулитов в низах континентальной коры и сопровождают их эксгумацию на более высокие уровни. Эти магмы формируются как в пределах самих гранулитовых комплексов в ходе анатексиса, так и поступают из внешних источников, формируя так называемые инъекционные комплексы [6]. Одним из таких источников гранитоидных магм могут служить субстраты, слагающие древние кратоны, вдоль границ которых происходит эксгумация гранулитовых комплексов. Помимо того, что гранитоидные магмы способствуют процессу подъема гранулитовых комплексов, они оказывают термальное, геохимическое и флюидное воздействия на гранулиты. В предлагаемой работе рассмотрены некоторые из этих эффектов на примере гранитоидных интрузий в Южной Краевой Зоне (ЮКЗ) неоархейского (~2.72 млрд. лет) гранулитового комплекса Лимпопо, ЮАР, расположенного между палео-мезоархейскими кратонами Каапвааль и Зимбабве [9].

Наряду с широко проявленными процессами анатексиса, возраст которого близок к пику метаморфизма [4], в пределах ЮКЗ проявлены гранитоидные батолиты (массив Маток [5]) и более мелкие интрузии гранатсодержащих трондьемитов и гранодиоритов с возрастaми 2.67-2.69 млрд. лет (U/Pb возраст по цирконам) [1, 8], совпадающими с временем надвига ЮКЗ на кратон Каапвааль. Это дает основание предположить, что образование магм было связано с тектоническим взаимодействием гранулитов ЮКЗ и пород гранит-зеленокаменных областей кратона. Специфические минеральные ассоциации трондьемитов и гранодиоритов отражают температуры более 900°C магм, кристаллизовавшихся при давлениях 6 - 9 кбар [8]. Горячие гранитоидные магмы ассимилировали вмещающие породы. В контактах с метапелитами они насыщались MgO, FeO, Al₂O₃, что провоцировало появление в гранитоидах граната, шпинели, силлиманита, корунда [8]. Ассимиляция выразилась также в разнообразии спектров РЗЭ гранитоидов.

Высокоплотные флюидные включения в кварце и гранате этих пород, а также оценки состава флюида на основе минеральных ассоциаций, указывают на преобладание углекислой составляющей ($X_{CO_2} > 0.5-0.6$) во флюиде, сопровождавшем магмы. Об этом же свидетельствует присутствие в некоторых образцах графита, который является продуктом восстановления углекислого флюида в ходе ассимиляции вмещающих сульфидсодержащих метапелитов. Величины $\delta^{13}C$ графита (-6.5...-8.6 ‰) и флюида из включений (-4.10±1.2 ‰) указывают на внешний источник флюидов гранитоидных магм, не связанном с вмещающими породами. Наряду с углекислым флюидом, магмы преносили также водно-солевые флюиды, присутствие которых отражено во включениях в кварце и локальном образовании поздних Cl-содержащих минералов. Проникновение флюидов с низкой активностью воды ($a_{H_2O} = 0.31 - 0.17$) из кристаллизующихся магм во вмещающие породы обуславливало метасоматические реакции с образованием ассоциаций, включающих биотит, Na-содержащий жедрит, карбонаты, графит. Флюиды, выделавшиеся из гранитоидных магм, принимали активное участие в установлении так называемой «ортоамфиболовой изограды» [3, 9] в южной части ЮКЗ в непосредственном контакте с кратоном Каапвааль.

Наряду с воздействием флюидов, вмещающие гранулиты испытывали термальное воздействие интрузий. Вокруг интрузий возникали локальные зоны частичного плавления. В метапелитах ЮКЗ продукты этого процесса образуют пятна и линзы, содержащие ортопироксен с >7 мас. % Al_2O_3 , который в зависимости от флюидного режима и температуры сосуществует либо с гранатом и калиевым полевым шпатом (+плагиоклаз+кварц), либо с биотитом (+плагиоклаз+кварц). Так, первый тип ассоциаций формировался при температурах $>900^\circ C$ и давлениях 6-6.5 кбар в ходе плавления без участия внешних флюидов. Связь этих ассоциаций с интрузиями подтверждается их более поздним положением по отношению к структурным элементам вмещающих пород, а также U/Pb возрастными монацитов в этих ассоциациях, 2.67 ± 4 млрд. лет. Возможно, что предварительный прогрев гранулитов гранитоидными магмами обусловил дальнейшее субизобарическое остывание пород комплекса при давлениях 6.3-6.5 кбар (глубинах 18-20 км.).

В структуре ЮКЗ гранитоидные тела в целом соответствуют ядрам кольцевых региональных изоклинальных складок [9], подобных кольцевым структурам с гранитными ядрами в Центральной Зоне (ЦЗ) комплекса Лимпопо [2, 7]. Эти куполовидные образования возникли, вероятно, в ходе гравитационного движения материала, ослабленного гранитными расплавами, в ходе экзумаии комплекса Лимпопо в период ~ 2.69 млрд. лет в ЮКЗ и 2.65-2.61 млрд. лет в ЦЗ [7].

Литература

- [1] Belyanin, G.A., Kramers, J.D., Vorster, C., Knoper, M. W., 2014. *Precambrian Research* 254, 169-193.
- [2] Huizenga J. M., Perchuk L. L., van Reenen D. D., Flattery Y., Varlamov D. A., Smit C. A., Gerya T. V., 2011. *Geological Society of America Memoirs* 207, 125-142.
- [3] Huizenga, J.M., Van Reenen, D., Touret, J.L., 2014. *Geoscience Frontiers* 5, 673-682.
- [4] Kreissig, K., Holzer, L., Frei, R., 2001. *Precambrian Research* 109, 145-173.
- [5] Laurent O., Rapopo M., Stevens G., Moyon J.F., Martin H., Doucelance R., Bosq C., 2014. *Lithos* 196-197, 131-149.
- [6] Morfin S., Sawyer E.W., Bandyayera D., 2013. *Lithos* 168-169, 200-218.
- [7] Perchuk L. L., van Reenen D. D., Smit C. A., Boshoff R., Belyanin G. A., Yapaskurt V. O., 2008. *Petrology* 16, 652-678.
- [8] Safonov O.G., Tatarinova D.S., van Reenen D.D., Golunova M.A., Yapaskurt V.O., 2014. *Precambrian Research* 253, 114-145.
- [9] van Reenen D.D., Smit C.A., Perchuk L.L., Roering C., Boshoff R. 2011. *Geological Society of America Memoirs* 207, 189-212.

УНР МЕТАМОРФИЗМ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ – ДАННЫЕ ПО ГРАНАТОВЫМ ПЕРИДОТИТАМ ЭКЛОГИТ-ГНЕЙСОВОГО КОМПЛЕКСА МАРУН-КЕУ

А.Ю. Селятицкий ¹, К.В. Куликова ²

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

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, fopolina1@yandex.ru

На примере изучения гранатовых перидотитов приводятся первые данные о проявлении метаморфизма сверхвысоких давлений (УНР) в эклогит-гнейсовом комплексе Марун-Кеу (Полярный Урал). Гранатовые перидотиты являются одним из ключевых петрографических типов многих УНР коллизионных зон. Комплекс Марун-Кеу является ключевым для региона и рассматривается как индикатор палеозойской субдукции, предшествовавшей началу коллизионных процессов на Полярном Урале. Это тектонический блок ~ 14 x 70 км, вытянутый с севера на юг в зоне главного уральского разлома [6]. В южной части комплекса блоки метабазитов (эклогитов и гранатовых вебстеритов) и метасульфидитов (гранатовых лерцолитов, гранатовых дунитов и гранат-оливиновых вебстеритов) окружены зонами бластомилонитов, состоящими из гранат-клинопироксен-мусковитовых пород. Вмещающими являются метаморфические породы полосчатого матрикса, субстратом для которых была вулканогенно-осадочная толща.

Основное внимание геологов, исследующих комплекс Марун-Кеу, было сосредоточено на геохимии и возрасте эклогитов, напр. [8, 12]; в ряде работ сделаны P-T оценки их метаморфизма. Гранатовые перидотиты оставались практически не изученными. Согласно последним данным [4, 5] марункеусская структура представляет собой УНР террейн – данные минеральной геотермобарометрии гранатовых перидотитов Марун-Кеу свидетельствуют о том, что эти породы испытали метаморфизм при сверхвысоких давлениях в поле алмазной субфации: P-T параметры пика метаморфизма достигали 39 кбар, 830 °С. P-T параметры регрессивного этапа варьируют от 18.5 кбар 670 °С до 14 кбар 575 °С (рис.).

Оценки пика метаморфизма получены по составам реликтовых магнезиальных ядер порфиробластов граната и ортопироксена (низкоглинозёмистый Орх с содержанием Al₂O₃ = 0.42-0.64 мас. %); оценки регрессивного этапа – по составам краевых частей порфиробластов граната (Grt-3) и ортопироксена (Al₂O₃ = 0.74-1.02 мас. %) и зерен матрикса. Для расчета P-T параметров метаморфизма была использована комбинация двух модификаций Grt-Орх барометра [9, 18] и двух модификаций Grt-Орх термометра [9, 13].

Большая часть количественных оценок давления эклогитов варьирует в пределах 14-17 кбар [2, 8, 17]. Однако недавно [16] в эклогитах Марун-Кеу обнаружены косвенные признаки метаморфизма в P-T поле коэситовой субфации – включения поликристаллического кварца в гранате, окруженные радиальными трещинами, интерпретируемые как псевдоморфозы кварца по коэситу [10]. Это указывает на то, что метаморфизм эклогитов также достигал УНР условий.

В мире установлено немногим более 20 УНР террейнов [10, 15]. В России до настоящего времени была известна только одна точка, где проявлен УНР метаморфизм – это Максютковский комплекс на Среднем Урале [1, 7, 11, 14].

Авторы благодарят советника ИГМ СО РАН академика В.В. Ревердатто за критические замечания и внимание к работе. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-08097), а также в рамках государственного задания (проект № 0330-2016-0004) и программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-57.

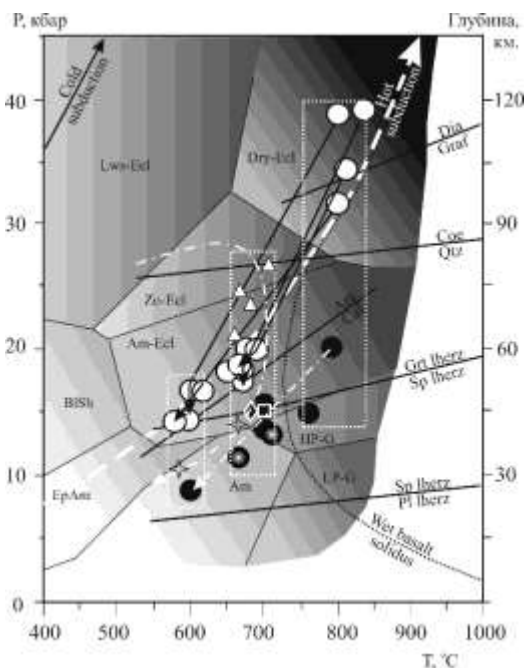


Рисунок. P-T оценки метаморфизма гранатовых перидотитов и эклогитов комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал.

Примечание: Белые кружки – гранатовые перидотиты и гранат-оливиновые вебстериты (наши данные); чёрные кружки – эклогиты и бластомилониты по ним, черные кружки с белым центром – клинопироксен-гранат-кварц-плаггиоклазовые кристаллосланцы [2]; квадрат – эклогиты [17]; ромб – эклогитизированное габбро, звездочки – эклогиты [16], треугольник – кианитовые эклогиты [3]. Стрелки штрих-пункир – P-T тренды регрессивной эволюции: красные сплошные – гранатовых перидотитов (наши данные); кривая пунктирная – эклогитов из P-T области устойчивости коэсита [16]; прямая пунктирная – эклогитов по данным [2]. Вертикальными точечными прямоугольниками показаны перекрытия оценок температуры метаморфизма гранатовых перидотитов и эклогитов (подробнее см. в тексте).

Литература

1. Добрецов Н.Л., Добрецова Л.В. // Доклады АН СССР. 1988. Т. 300, № 1. С. 195–200.
2. Куликова К.В., Варламов Д.А. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 12. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2014. С. 177–179.
3. Куренков С.А., Симонов В.А., Шацкий В.С., Скляров Е.В., Ступаков С.И., Тикунев Ю.В. // Труды геол. Ин-та. Вып. 561. Очерки по региональной тектонике. Т. 2.: Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. М.: Наука. 2005. С. 130-157.
4. Селятицкий А.Ю., Куликова К.В. // Новое в познании процессов рудообразования: Материалы VI Российской молодежной научно-практической школы, 28 ноября – 02 декабря 2016. М.: ИГЕМ РАН. 2016. С. 289-291.
5. Селятицкий А.Ю., Куликова К.В. // Доклады РАН. 2017. Т. 476. № 6. (в печати).
6. Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала / М.: Наука. 1971. 191 с.
7. Чесноков Б.В., Попов В.А. // Доклады АН СССР. 1965. Т. 62. С. 909-910
8. Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоутц Э. и др // Доклады РАН. 2000. Т. 371. № 4. С. 519–523.
9. Brey G.P., Kohler T. // Jour. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353-1378.
10. Coleman, R.G., Wang, X. // In: Coleman, R.G., Wang, X. (Eds.), Ultrahigh pressure metamorphism. Cambridge University Press, Cambridge, 1995, p. 1-32.
11. Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G. et al. // Int. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 136-160.
12. Glodny J., Austrheim H., Molina J.F. et al. // Geoch. Cosm. Acta. 2003. V. 67. P. 4353–4371.
13. Harley S.L. // Contrib. Min. Pet. 1984. V. 86. P. 359-373.
14. Leech M.L., Ernst W.G. // Geoch. Cosm. Acta. 1998. V.62. N. 12. P.2143-2154.
15. Liou J.G., Ernst W.G., Zhang R.Y. et al. // Jour. Asian Earth Sci. 2009. V. 35. P. 199-231.
16. López-Carmona A., Tishin P.A., Chernyshov A.I. et al. // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы VIII всероссийской петрографической конференции. Вып. 8. Томск: ТГУ. 2016. С. 26-30.
17. Molina J.F., Austrheim H., Glodny J. et al. // Lithos. 2002. V. 61. P. 55-78.
18. Nickel K.G., Green D.H. // Earth Plan. Sci. Let. 1985. V. 73. P. 158-170.

СТРУКТУРА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ АЛМАЗОВ РОССИИ И НАУЧНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ ЗАДАЧИ ПРИ ЕЕ ВОСПРОИЗВОДСТВЕ

И.В. Серов, К.В. Гаранин, М.А. Дубовичев

АК «АЛРОСА» (ПАО) *seroviv@alrosa.ru*

Структура минерально-сырьевой базой (МСБ) алмазов в действующей в РФ классификации запасов и ресурсов представлена запасами преимущественно категорий С1+С2 (за редким исключением А+В) и ресурсами различной степени достоверности Р1+Р2+Р3. Качественное и количественное наполнение указанных позиций, их соотношение отражает степень сбалансированности МСБ, и является потенциалом долгосрочного развития Группы компаний «АЛРОСА» в России: АК «АЛРОСА» (ПАО) и ее дочерних обществ - АО «Алмазы Анабара» и ПАО «Севералмаз», и одновременно является индикатором состояния геологоразведочной деятельности подразделений, объективным отражением состояния процесса воспроизводства МСБ. Россия, обладая крупнейшей в мире МСБ алмазов как по оценке в рамках российской классификации, так и по международным системам оценки ресурсов и запасов, например, JORC, испытывает дефицит качественного минерального сырья, доступного для эффективного способа отработки.

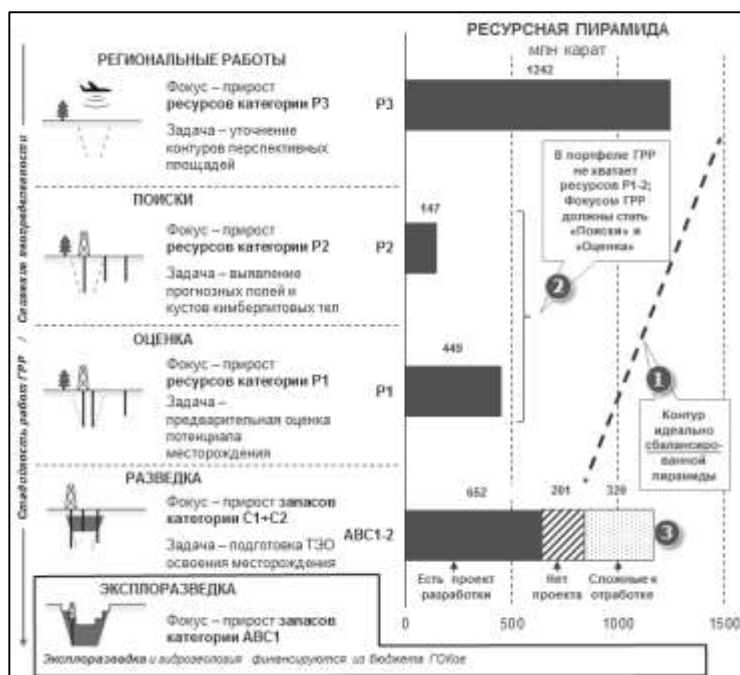
По российской классификации на балансе Группы компаний «АЛРОСА» по состоянию на 01.01.2017 учтено 1159,9 млн кар. алмазов, без учета запасов разведываемых месторождений – 1152,8 млн кар. Открытым способом добываются 43% запасов и 57% - в подземных рудниках. К коренным месторождениям принадлежат 93% всех разведанных запасов, 7% к россыпным. На АК «АЛРОСА» (ПАО) приходится 64% всех запасов, 36% на дочерние подразделения. За период 2010-2015 гг. погашено 216 млн кар., которые полностью восполнены в результате разведочных работ (219 млн кар.). В последнее время проведена, ведется, и ставится разведка глубоких горизонтов трубок Айхал (до гор.-400 м), Интернациональная (до гр.-1250 м), Зарница (до гор. +20 м) и «Юбилейная» (до гор. -680 м). Ожидаются открытия новых месторождений в пределах освоенных промышленностью районах. Кроме этого идут поиски в Ыгыаттинском районе Центрально-Сибирской субпровинции, где выявлено новое кимберлитовое поле.

Если смотреть ретроспективу открытий новых кимберлитовых полей в России то можно проследить следующие этапы: 80 гг. – Золотицкое, 90 гг. – Накынское, 2000 гг. – Хомпу-Майское, 2010 гг. – Сьюльдюкарское. При этом с 2000 года до сегодняшнего дня открыто около 200 кимберлитовых тел, среди которых только одно «тело Майская» является месторождением. При этом инвестиции в геологоразведку в целом составили за 2000-2015 гг. более 83,5 млрд руб., за 1992-2015 гг. более 101,2 млрд руб. в приведенных ценах 2015 года. При этом только открытие Накынского поля принесло 300 млн кар. запасов, показав, как единый проект, наивысший экономический эффект.

Анализ структуры МСБ Группы компаний «АЛРОСА» на 01.01.2017 г. показал, что текущие запасы можно классифицировать на 3 группы по качеству:

- 1-я – запасы, вовлеченные в эксплуатацию и в инвестиционной стадии (652 млн. кар);
- 2-я - запасы, находящиеся в прединвестиционной фазе и обладающие коммерческим потенциалом (200 млн кар);
- 3-я - запасы, по которым не приняты инвестиционные решения, отработка которых малоперспективна, либо требует экономической оценки (322 млн кар).

Интересно, что оценка запасов третьей группы совпала с оценкой полученной в ходе анализа ожидаемых результатов ГРП в известных промышленных районах – 330 млн кар., которые подразумевают постановку на баланс запасов более высокого качества. Таким образом, задачей ГРП станет повышение качества структуры МСБ Группы компаний «АЛРОСА» (рис.). Анализ МСБ Группы компаний «АЛРОСА» по системе JORC также показало соотношение ресурсов/запасов на уровне 1029,7/653,3 млн кар, что хорошо соотносится с внутренней оценкой качества запасов в 652 млн кар.



Стадийность, цели и задачи ГРР в поддержке сбалансированной МСБ: 1 - сбалансированная пирамида позволяет обеспечивать равномерный прирост запасов, провал в какой-либо категории ресурсов приведет к невозможности поставить запасы на баланс через несколько лет, 2 - текущая пирамида неидеальна – существует потребность в ресурсах категории P1-2: концентрация ГРР на стадии детальных поисков и оценки новых объектов, 3 – три группы запасов по качеству и охвату проектами

Таким образом, в долгосрочной перспективе до 2030 года цель ГРР сводится к решению следующих задач на коренных и россыпных объектах: прироста 210 млн кар. запасов на известных объектах; 320 млн кар. запасов в пределах освоенных районов; 50 млн кар. запасов в новом Ыгыаттинском районе. С геологической точки зрения, воспроизводство следует рассматривать как комплекс геологоразведочных работ, обеспечивающих обнаружение новых месторождений и/или прирост запасов с целью компенсации их убыли за счет добычи либо других факторов. При этом под комплексом ГРР следует понимать набор инструментов, методов, методик, применяемых для достижения поставленной цели. Их умелое комплексирование с учетом геологического строения района (геотипа) в первую очередь скажется, и будет направлено на повышение эффективности поисковых работ.

Развитие на современном уровне минералогического метода поисков – сквозного метода на всех стадиях ГРР, комплексирование и разработка новых геофизических методов поиска, дистанционных методов исследования, - потребуют непрерывный рост профессионализма и квалификации геологов и геофизиков, раскрытия их творческого потенциала.

Развитие техники, методов и методик на современном уровне потребует, в том числе пересмотра «Методических указаний по поискам коренных месторождений алмазов на закрытых территориях». При этом научно-методические задачи будут включать в себя широкий спектр работ по:

- изучению и обобщению передового опыта организации ГРР в России и за рубежом;
- разработке планирующих документов: методических указаний и т.п.;
- разработке концепций обучения персонала, повышения его квалификации;
- разработке новых технологий образования и профессиональной подготовки специалистов с учетом тенденций развития общества и перспектив развития науки и техники;
- разработке методов контроля и управления качеством ГРР;
- совершенствованию форм и методов организации, контроля и управления работой;
- публикации научных результатов, получаемых в ходе ГРР и др.

ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТ-ПИРОКСЕНИТОВЫЙ МАССИВ ПАДОС-ТУНДРА: НОВЫЕ Sm-Nd ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПОРОД РИТМИЧНО-РАССЛОЕННОЙ СЕРИИ

П.А. Серов, Т.Б. Баянова, Е.Н. Стешенко, Е.Л. Кунаккузин, Е.С. Борисенко

Геологический институт КНЦ РАН, Анаптиты

Массив Падос-Тундра располагается в западной части Кольского полуострова и является частью Нотозерского гипербазитового комплекса [2, 3]. На уровне современного эрозионного среза интрузия представлена телом площадью около 13 км², вытянутым в северо-восточном направлении. Вмещающие породы сложены архейскими гранито- и гранодиорито-гнейсами. В строении массива выделяют три основных зоны (от южного к северному контакту): эндоконтактовая зона (тонкорассланцованные амфиболовые породы), ритмично-расслоенная серия (7 ритмов, каждый из которых начинается дунитами и завершается ортопироксенитами) и предполагаемая верхняя зона. В массиве установлены 4 вкрапленных хромитовых горизонта пластового типа, а также ряд линзовидных и столбообразных тел [5]. Согласно ранее проведенным исследованиям, считалось, что формирование массива происходило на рубеже 2.5-2.4 млрд. лет, а сам массив близок по строению, составу и условиям формирования к расслоенным интрузивным комплексам палеопротерозоя [5, 8]. Однако геохронологическое изучение показало более молодой возраст - 2.10-2.15 млрд. лет [9]. Определение возраста формирования интрузива и внедрения дайкового комплекса базировалось в основном на Sm-Nd изохронных определениях с использованием не только породообразующих и рудных (хромшпинелид), но и метаморфогенных минералов (амфибол, рутил). Проведенные тесты на смешение и анализ модельных возрастов дают основания предполагать более древний возраст массива, а полученные ранее Sm-Nd датировки требуют пересмотра и дополнительных изотопных исследований. В связи с этим одной из главных целей настоящей работы было исследование качественного геохронологического материала, отобранного в ходе полевых работ 2016 г.

Для изотопных исследований были отобраны пробы оливиновых пироксенитов, гарцбургитов и дунитов из центральной, наиболее сохранившейся, части массива (в основном 5-й и 6-й ритмы). Аналитические процедуры и химическая подготовка проб для изотопного анализа проводились по методике, подробно описанной в [7, 10]

По 11 образцам породы в целом была построена Sm-Nd изохрона, отвечающая возрасту 2485 ± 77 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +2.0 \pm 0.7$ (рис. 2). Средний модельный возраст T_{DM} составляет 2.7 млрд. лет и близок к модельным возрастам для пород расслоенных интрузий северо-восточной части Балтийского щита [1, 6, 10].

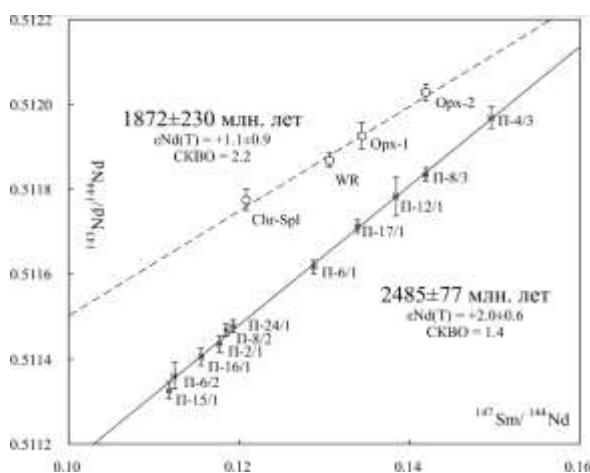


Рис. 1. Sm-Nd изохорны для пород и минералов ритмично-расслоенной серии массива.

Минеральная изохрона, построенная по ранее полученным данным, отражает возраст 1872 ± 230 млн. лет (рис. 1), что, в пределах ошибки, может соответствовать эпизоду

метаморфического события на рубеже 1.9 млрд. лет и указывать на перестройку Sm-Nd изотопной системы на уровне минералов. Близкий Sm-Nd возраст по породе и метаморфическим рутилам – 1872 ± 76 млн. лет [9] – был получен для амфиболизированных габброноритов Малого Падоса (сателлит массива). Полученный возраст интерпретируется как временной рубеж пост-метаморфического остывания пород до температуры 650° - 600° С. Эта температура соответствует температуре закрытия изотопной Sm-Nd системы в гранатах из глиноземистых гнейсов района Явр-Падос-Нота, возраст которых около 1.89 млрд. лет [4].

Полученные изотопно-геохронологические данные, в совокупности с результатами предыдущих исследований по геохимии, геофизике, петрологии и минералогии массива [5, 8, 9], позволяют относить массив к обширной палеопротерозойской изверженной провинции, богатой на месторождения стратегических видов минерального сырья – Cr, Cu-Ni-Co, ЭПГ, Ti-Fe-V.

Таким образом, новые Sm-Nd геохронологические данные указывают на более древний возраст пород массива и его ритмично-расслоенной серии, который близок к возрасту палеопротерозойской рудномагматической системы Фенноскандинавского щита, длительно развивавшейся на рубеже 2.53-2.40 млрд. лет назад.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 15-35-20501 мол_a_вед, 16-05-00305). Тема госзадания № 0231-2015-0005.

Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука, 2004. 174 с.
2. Виноградов Л.А. / Проблемы магматизма Балтийского щита. – Л.: Наука, 1971. С.147-153.
3. Зак С.И. Нижнепротерозойская гипербазитовая формация Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1980.
4. Каулина Т.В., Беляев О.А., Апанасевич Е.А., Деленицин А.А., Жавков В.А., Козлова Н.Е., Серов П.А. / Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты, 2005. С.34-53.
5. Мамонтов В.П., Докучаева В.С. // Отечественная геология, 2005. № 6. С.52-60.
6. Серов П.А. Возрастные рубежи формирования платинометалльного оруденения Федорово-Панского расслоенного интрузива по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным характеристикам // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Воронеж. 2008. 24 с.
7. Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. // Литосфера. 2014. № 4. С. 11-21.
8. Тюремнов В.А., Смолькин В.Ф., Мысов С.В. // Российский геофизический журнал, 2002. № 25-26. С.65-67.
9. Шапкин С.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. / Геология и геоэкология: исследования молодых; мат. XIX молодежной конф. посв. памяти К.О. Кратца, Апатиты, 2008. С. 63-66.
10. Bayanova T., Mitrofanov F., Serov P., Nerovich L., Yekimova N., Nitkina E. and Kamensky I. Layered PGE Paleoproterozoic (LIP) Intrusions in the N-E Part of the Fennoscandian Shield – Isotope Nd-Sr and $^3\text{He}/^4\text{He}$ Data, Summarizing U-Pb Ages (on Baddeleyite and Zircon), Sm-Nd Data (on Rock-Forming and Sulphide Minerals), Duration and Mineralization / Geochronology – Methods and Case Studies / INTECH. 2014. P. 143-193.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПЛАТИНОНОСНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

В.А. Симонов^{1,2}, Ю.Р. Васильев¹, А.В. Котляров¹, В.С. Приходько³

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

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

³Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, vladimir@itig.as.khb.ru

Исследования расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах позволили выяснить условия кристаллизации дунитов концентрически-зональных платиноносных массивов (Кондерский, Инаглинский и Чадский) Юго-Востока Сибирской платформы [7, 8], а также дунитов Гулинского массива на Севере Сибирской платформы [5, 6], в ультрамафитах которого известны заметные содержания платиноидов [1, 3]. Обобщение оригинальных данных и их обработка с помощью расчетных компьютерных программ, дали возможность наиболее обоснованно рассмотреть особенности эволюции расплавов при формировании ультраосновных массивов на Сибирской платформе.

Исследования расплавных включений проводились с использованием оригинальной методики [6, 7]. Стекла прогретых включений анализировались на микроанализаторе Camebax-Micro, а также с помощью электронных сканирующих микроскопов LEO 1430 VP и MIRA 3 LMU в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

В результате исследований выяснены особенности химического состава магматических систем, формировавших ультраосновные массивы Сибирской платформы. Обособляются высокотитанистые расплавы Гулинского плутона. Магмы Инаглинского массива выделяются сочетанием относительно повышенных содержаний TiO_2 и K_2O на фоне низких значений SiO_2 . Расплавы массива Чад обладают существенно меньшими TiO_2 и K_2O . Данные по Кондерскому массиву занимают промежуточное положение, ассоциируя с расплавами эталонного платиноносного Нижнетагильского массива (Урал).

В результате расчетного моделирования по программе PETROLOG [11] установлены высокие температуры ликвидусной кристаллизации оливинов из дунитов Гулинского плутона – 1520-1420°C. Эти данные согласуются с параметрами кристаллизации оливинов из меймечитов (1600-1420°C) [9, 10]. Близкие температуры получены для оливинов Кондерского (1545-1430°C) и Инаглинского (1530-1430°C) массивов. Более низкие параметры отмечены для Чадского (1460-1420°C) массива. Хромшпинелиды из этих массивов кристаллизовались при меньших температурах: Гулинский (1410-1370°C), Кондерский (1420-1380°C), Инаглинский (до 1430°C), Чадский (1430-1330°C).

В случае Гулинского массива расчеты по программе PLUTON [2] фракционной кристаллизации для включений с пикритовым химическим составом показали начало кристаллизации оливинов около 1440°C, что соответствует данным, полученным по PETROLOG (1520-1420°C). С 1215°C кристаллизуются только клинопироксены. При этом наблюдается резкий перелом в эволюции состава расплава: рост SiO_2 сменяется падением его содержания в ходе дальнейшего снижения температуры.

Для Кондерского массива расчеты по программе PLUTON фракционной кристаллизации для включений с пикритовым и пикробазальтовым химическими составами показали начало кристаллизации оливинов соответственно около 1545°C и 1435°C, что согласуется с данными, полученными по PETROLOG (1530°C и 1430°C). С 1140°C кристаллизуются исключительно клинопироксены. При этом, также как и в случае Гулинского массива, наблюдается падение содержания SiO_2 в расплаве.

Смена направления эволюции магматических систем Гулинского плутона хорошо видна на диаграмме $MgO - SiO_2$. Здесь тренд падения содержания магния на фоне роста кремнекислоты в расплаве от пикритов через пикробазальты к оливиновым базальтам резко меняет свое направление на противоположное с уменьшением SiO_2 , сопровождаясь точками

расплавных включений. С этой реверсивной частью тесно ассоциируют составы щелочных пород Гулинского массива, оценки расчетных температур кристаллизации которых (1200-1090°C), хорошо согласуется с данными других исследователей [4].

Расплавные включения в хромшпинелидах Гулинского массива фиксируют не только реверсивный тренд, но показывают также возможность и другого пути дальнейшей эволюции расплавов. В частности, расчеты по программе PLUTON свидетельствуют о том, что снижение SiO₂ сменяется ростом, при этом падают содержания TiO₂ и особенно FeO на фоне повышения темпов кристаллизации клинопироксена. В целом мы видим, что в одном случае пироксены образуются из высокотитанистого и низкожелезистого расплава. В другом (начиная с 1210°C) - пироксены кристаллизуются из высокожелезистого с повышенным титаном расплава. Далее (с 1125°C) пироксены образуются из расплава, в котором существенно падает железо и уменьшается титан.

Для Кондерского массива расчеты по программе PLUTON показали, что после завершения кристаллизации основной массы оливинов из пикробазальтового расплава (начиная с 1350°C) формировались косъвиты, а при снижении параметров (с 1270°C) кристаллизовались клинопироксены в дунитах. Расплавы состава оливинового базальта, завершающие процессы эволюции магматических систем массива, кристаллизовались с образованием (с 1250°C) пироксенитов и оливин-диопсидовых пород.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014 и при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации.

Литература

- [1] Когарко Л.Н., Уханов А.В., Никольская Н.Е. // Геохимия. 1994. № 11. С. 1568-1576.
- [2] Лавренчук А.В. // В сб.: Тез. докл. Второй Сибирской междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2004. С. 105-106.
- [3] Малич К.Н., Лопатин Г.Г. // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 3. С. 247-257.
- [4] Панина Л.И. // В кн.: Науки о Земле. М.: Науч. Мир, 2006. С. 106-107.
- [5] Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. // Доклады Академии Наук. 2015. Т. 464. № 3. С. 341-345.
- [6] Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 12. С. 2153-2177.
- [7] Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 579-598.
- [8] Симонов В.А., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В. // В сб.: Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2014. С. 102-103.
- [9] Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н. // Геохимия. 1991. № 8. С. 1084-1095.
- [10] Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1293-1334.
- [11] Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 29 July 2011. 2011. V. 12. N 7. Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЧАГАН-УЗУНСКИХ ОФИОЛИТОВ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

В.А. Симонов^{1,2}, А.В. Куликова¹, А.В. Котляров¹, И.Ю. Сафонова^{1,2}

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

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Проведенные ранее исследования показали, что в юго-восточной части Горного Алтая располагаются уникальные офиолитовые ассоциации, имеющие не только полный набор горных пород (тектонизированные гипербазиты, верлит-пироксенит-габбровый расслоенный комплекс, дайковые серии, эффузивы), но и такие редкие образования, как бониниты и эклогиты [2, 4, 6]. В целом, в данном регионе можно выделить два типа офиолитов: Чаган-Узунские и Курайские [1, 2, 4]. Наиболее детально в последнее время исследовалась Чаган-Узунская офиолитовая ассоциация, включающая собственно Чаган-Узунский гипербазитовый массив (пронизанный габбро-диабазовыми дайками), а также эффузивно-осадочные серии, амфиболиты и эклогиты. Получены новые данные по геохимии и минералогии ультраосновных пород и по геохимии даек и эффузивов.

Ультраосновные породы Чаган-Узунского массива на диаграмме Ni-Cr располагаются вблизи границы между тектонизированными гипербазитами и кумулятивными магматогенными ультрамафитами расслоенного комплекса, что показывает возможность их формирования при участии расплавов. В то же время гарцбургиты с повышенными содержаниями никеля (1400 ppm) являются скорее всего тектонизированными реститами и степень их частичного плавления, судя по составам хромшпинелидов, отвечает умеренной деплетированности - 15-18 %. Такие особенности характерны для гипербазитов из ряда современных зон трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта – 15°20', Вима, Сант-Поль [5], в отличие от предельно деплетированных ультрабазитов из зон субдукции (желоба Тонга и Марианский) со степенью частичного плавления свыше 25 % [5, 7].

Исследования минералов показали, что оливины из гарцбургитов Чаган-Узунского массива фактически совпадают по своим химическим характеристикам с минералами из гипербазитов Срединно-Атлантического хребта, резко отличаясь от минералов из островодужных офиолитов Алтае-Саянской области (Западный Саян, Кузнецкий Алатау). Данные по ортопироксенам из гарцбургитов подтверждают информацию по оливинам, показывая тесную ассоциацию с гипербазитами современных срединно-океанических хребтов. По соотношению хромистости и магнезиальности акцессорные хромшпинелиды из ультрамафитов Чаган-Узунского массива отличаются от хромитов из ультрабазитов островодужных офиолитов Алтае-Саянской области прежде всего существенно меньшими значениями Cr#. При этом хромшпинелиды располагаются в поле минералов ультраосновных пород срединно-океанических хребтов, что подтверждает данные по оливинам и ортопироксенам об океаническом происхождении гипербазитов Чаган-Узуна.

Габбро-диабазовые дайки, рассекающие пластину ультрабазитов Чаган-Узунского массива, на основе имевшихся ранее петрохимических данных обладали как островодужными, так и океаническими характеристиками [2], с преобладанием последних [1]. Проведенные новые петро- и геохимические исследования, в сравнительном анализе с хорошо известными объектами, позволили более обоснованно рассмотреть условия формирования этого комплекса. По соотношению TiO₂-K₂O точки составов даек располагаются в полях базальтов океанического плато Онтонг Джава (Тихий океан) и Курайского палеосимаунта (район пос. Курай, Горный Алтай). На диаграмме TiO₂-FeO/MgO дайки также тесно ассоциируют с отмеченными комплексами. Подобные закономерности выявлены и при изучении особенностей распределения редких и редкоземельных элементов. В частности, на всех рассмотренных диаграммах взаимоотношений устойчивых при вторичных процессах редких элементов (Y, Zr, Nb) данные по дайкам в гипербазитах

ассоциируют с точками базальтов Курайского палеосимаунта. При этом дайки имеют преимущественно горизонтальный хондритовый тренд распределения редкоземельных элементов, характерный для платобазальтов Онтонг Джава и отмеченный также для пород Курайского палеосимаунта [1, 3]. Таким образом, новые представительные данные свидетельствуют о том, что магматические системы, ответственные за формирование Курайского палеосимаунта (представленного фрагментами в районе пос. Курай) прорывали пластины гипербазитов на океанической стадии развития Чаган-Узунских офиолитов.

Базальтоиды, располагающиеся в юго-восточной части Чаган-Узунских офиолитов, наиболее детально были изучены около пос. Чаган-Узун. Здесь они представлены массивными потоками и пиллоу-лавами. Обладают высокими (до 3.2 мас.%) содержаниями TiO_2 и на петрохимических диаграммах точки их составов располагаются исключительно в полях базальтов внутриплитных океанических островов (типа ОИВ). Эти особенности (принадлежность к ОИВ типу) подтверждаются данными по всем использованным соотношениям редких устойчивых элементов ($Zr/Nb-Nb/Th$, $Nb/Y-Zr/Y$, $Zr/Y-Zr$, $Zr/Nb-Nb$). Подавляющее большинство спектров редкоземельных элементов для базальтоидов имеет хорошо выраженный отрицательный наклон (с обогащением легкими лантаноидами) и совпадает с графиками базальтов Гавайских островов (эталон ОИВ). Таким образом, новые данные с одной стороны подтверждают отнесение рассмотренных вулканитов к внутриплитным океаническим базальтам [2], а с другой стороны показывают, что характер магматизма отличался от внутриплитных магматических систем преимущественно платобазальтового типа, ответственных за формирование Курайского палеосимаунта и дайкового комплекса в Чаган-Узунских гипербазитах.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН №№ 0330-2016-0014 и 0330-2016-0003, при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации и РФФИ (проекты №№ 16-05-00313 и 16-35-00109 мол_а).

Литература

- [1] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 952-967.
- [2] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3-14.
- [3] Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 335-356.
- [4] Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
- [5] Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 224 с.
- [6] Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A., Geology and tectonics of Gorny Altai. Guide-book for the Post-symposium Excursion of the 4th International Symposium of the IGCP project 283: "Geodynamic Evolution of the Paleasian Ocean". SB RAS, Novosibirsk, 1993. 122 p.
- [7] Shcherbakov S.A., Savelyeva G.N. // Geotectonics. 1984. V.18. P. 159-167.

ВЫРАЩИВАНИЕ ОБЪЕМНЫХ КРИСТАЛЛОВ β - BaB_2O_4 В СИСТЕМЕ $\text{BaB}_2\text{O}_4 - (0.4\text{NaF} - 0.6\text{LiF})$

Е.А. Симонова

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
simonovakatherine1986@gmail.com*

Кристалл β - BaB_2O_4 (ВВО) является одним из наиболее востребованных нелинейно-оптических кристаллов, оптимальным для генерации четвертой и пятой гармоник лазеров на неодиме (с длинами волн 266 и 213 нм, соответственно) [1]. Температура α - β фазового перехода составляет 925°C , поэтому выращивание монокристаллов β - BaB_2O_4 осуществляют из раствора в расплаве на затравку, вводимую сверху (TSSG - top seeded solution growth) [2].

Актуальной задачей, интенсивно решаемой во всем мире, является поиск новых растворителей, обеспечивающих максимальный коэффициент выхода и высокое оптическое качество кристаллов β - BaB_2O_4 [3-5].

Выращивание кристаллов β - BaB_2O_4 в системе $\text{BaB}_2\text{O}_4 - (0.4 \text{ NaF} - 0.6 \text{ LiF})$ осуществляли в прецизионной нагревательной печи, обладающей высокой симметрией и стабильностью теплового поля. Ростовые эксперименты проводили в условиях снижения температуры со скоростью от 0.3-1 град/сут при одностороннем вращении кристалла со скоростью 1-1.2 об/мин, вытягивании кристалла - 0.2-0.4 мм/сут. Режимы снижения температуры и скоростей вытягивания кристалла были подобраны в зависимости от характера поверхности ликвидуса, а также особенностей теплового поля ростовой установки. Длительность ростового эксперимента в различных опытах варьировала в широких пределах и составляла 40-60 суток.

Для выращивания кристаллов β - BaB_2O_4 нами выбран состав 70 мол. % BaB_2O_4 , 30 мол. % растворителя - $(0.4 \text{ NaF} - 0.6 \text{ LiF})$. Начальная температура роста соответствовала 916°C , температурный интервал кристаллизации равен 33.5°C . Максимальный размер, выращенного в этой системе кристалла ВВО составил 66 мм в диаметре, высотой 26.95 мм, масса кристалла 215 г. (рис. 1). В кристалле присутствовал узкий подзатравочный столб твердофазных включений, тогда как в остальном объеме видимые включения отсутствовали. Из выращенных кристаллов β - BaB_2O_4 были изготовлены образцы (рис. 2). Система $\text{BaB}_2\text{O}_4 - (0.4 \text{ NaF} - 0.6 \text{ LiF})$ характеризуется высоким значением коэффициента выхода $6.44 \text{ г/кг}\cdot^\circ\text{C}$.



Рис. 1. Фотография кристалла β - BaB_2O_4 , выращенного в системе $0.7 \text{ BaB}_2\text{O}_4 - 0.3 (0.4 \text{ NaF} - 0.6 \text{ LiF})$.

Проверка кристаллов β - BaB_2O_4 на наличие примесей щелочных металлов была осуществлена методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой. Результаты этих анализов подтвердили высокую химическую чистоту кристаллов.

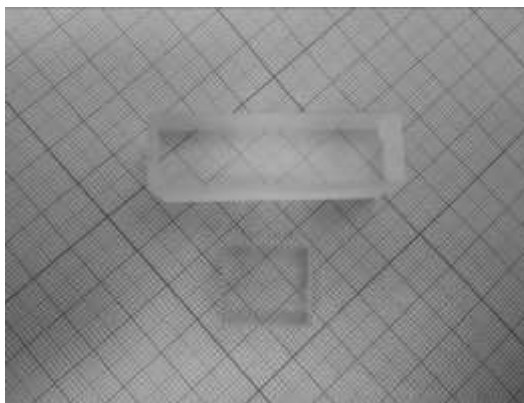


Рис. 2. Фотография образцов, изготовленных из кристаллов β -BaV₂O₄, выращенных из состава 0.70 BaV₂O₄ - 0.30 (40 NaF - 60 LiF); размеры 14 × 49 × 18 мм, 11 × 12 × 6 мм.

Система BaV₂O₄ - (0.4 NaF - 0.6 LiF) пригодна для выращивания объемных кристаллов β -BaV₂O₄. Эксперименты по росту в данной системе показали, что от первого ко второму ростовому циклу происходит уменьшение коэффициента выхода кристаллов β -BaV₂O₄ в полтора раза. На этом основании можно сделать вывод, что в технологических целях для получения более совершенных кристаллов β -BaV₂O₄ целесообразно использование только свежеприготовленных раствор-расплавов.

Литература

- [1] Быков А.Б., Дозмаров В.В., Мельников О.К. // Кристаллография. 1994. Т. 39. С. 720-724.
- [2] Cheng L.K., Bosenberg W., Tang C.L. // J. Cryst. Growth. 1986. V. 89. P. 553-559.
- [3] Feigelson R.S., Raymakers R.J., Route R.K. // J. Cryst. Growth. 1989. V. 97. P. 352-366.
- [4] Perlov D., Livneh S., Czechowicz P., Goldgirsh A., Loiacono D. // Cryst. Res. Technol. 2011. V. 46. P. 651-654.
- [5] Simonova E.A., Kononova N.G., Shevchenko V.S., Kokh A.E. // J. Cryst. Growth. 2014. V. 401. P.185-189.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ОЧАГОВ КРУПНЫХ КАЛЬДЕРООБРАЗУЮЩИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ КАЛЬДЕР ЮЖНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

**С.З. Смирнов^{1,3}, И.А. Максимович², А.А. Котов², Т.Ю. Тимина¹, Т.А. Бульбак¹,
А.А. Томиленко¹, Д.В. Кузьмин^{1,2}**

1 - Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

2 - Новосибирский государственный университет

3 - Томский государственный университет

Крупные кальдерные извержения приурочены, главным образом, к зонам субдукции, характеризуются большой мощностью и, часто, катастрофическими последствиями. Они протекают относительно быстро, и на поверхность извлекается из недр десятки и до тысяч кубических километров магматического материала [1]. Помимо того, что крупные кальдерные извержения оказывают заметное, а иногда и значительное влияние на климат, после извержения в кальдерах могут развиваться обширные гидротермальные системы, с которыми связаны эпitherмальные и порфировые рудные месторождения. Все это указывает на важную роль, которую в этих процессах играют летучие компоненты.

Исследования расплавных включений во вкрапленниках из туфов и пемз крупных извержений показывают, что магмы были обогащены летучими компонентами, в некоторых случаях даже насыщены на разных этапах эволюции очага. Однако информации о том, как летучие ведут себя в очагах кислых магм непосредственно перед крупными и катастрофическими взрывными извержениями до сих пор не достаточно. В данной работе мы рассмотрим эти вопросы на примере дацитов двух крупных кальдер южной части Большой Курильской гряды (БКГ).

На южных островах БКГ встречаются обширные поля пемзово-пирокластических отложений плейстоцен-голоценового возраста. На острове Итуруп они расположены в северной и южной частях острова. На юге они связаны с образованием кальдеры Львиная Пасть, размером 7×8 км [2]. Объем изверженного материала по разным оценкам составляет 70 и 170 км³ [3,4]. Пемзово-пирокластические отложения в северной части острова занимают низменный перешеек Ветровой. Объем изверженного материала оценивается около 100 км³.

Исследование особенностей зональности плагиоклаза, флюидных и расплавных включений во вкрапленниках пемз показало, что извержения связаны с эволюцией очагов низко-умеренно калиевых риолитовых и риодацитовых расплавов, обогащенных водой (от 3 до 6 мас. %). Наиболее высокие содержания отмечены для расплавных включений в плагиоклазах и темноцветных минералах. На основании модели взаимной растворимости воды и углекислоты в кислом расплаве [5] можно оценить, что ее количество в расплавах не превышало 100 г/т. Содержания серы в расплавных включениях определялись методом рентгеноспектрального анализа, и не превысили предел обнаружения 0,021 мас. % в пересчете на SO₃. Концентрации хлора и фтора составили 0,2 – 0,4 и около 0,05 мас. % соответственно. Апатиты обоих проявления содержат значительное количество F, Cl и S. Роговые обманки из пемз кальдеры Львиная Пасть содержат до 0,09 мас. % Cl.

В плагиоклазе из пемз перешейка Ветрового были обнаружены флюидные углекислотно-водные включения, содержащие сильно разбавленные водные растворы. На основании термометрических данных по флюидным и расплавным включениям установлено, что давление при дегазации расплава составляло 0,8 кбар. На основании расчетов взаимной растворимости воды и углекислоты максимальные давления можно оценить 1-2 кбар. Методом газовой хромато-масс-спектрометрии качественно установлено наличие SO₂ и серосодержащих органических соединений во включениях. Минералы кальдеры Львиная Пасть флюидных включений не содержат.

Становление очага перешейка Ветровой происходило на небольших глубинах, что привело к образованию избыточного количества воды, выделившейся в виде флюида.

Образование очага кальдеры Львиная Пасть происходило на большей глубине. По этой причине дегазации расплава не происходило, а избыточная вода связывалась в составе роговой обманки. Фугитивность кислорода для пемз перешейка Ветрового оценивается на уровне $\text{NNO}+2$.

Низкие температуры и давления ($830-870^\circ\text{C}$ и $0,8-2,0$ кбар) магматических очагов не способствовали растворению углекислоты в расплавах перешейка Ветрового и она выделялась совместно с водой при дегазации. Признаков дегазации углекислоты из очага кальдеры Львиная Пасть, до катастрофического извержения зафиксировать не удалось.

Для расплавов обоих извержений характерны низкие концентрации серы и фтора. Вероятнее всего в ходе эволюции эти элементы связывались апатитом (F и S) и в виде небольшого количества сульфидов (S). Часть серы из очага перешейка Ветрового была удалена при дегазации.

Содержания хлора в расплавных включениях обоих вулканических центров близки к насыщению водонасыщенных кислых расплавов. Однако при дегазации магмы перешейка Ветрового хлор оставался связанным в расплаве, и часть его фиксировалась в апатите. Роль концентратора хлора в магмах кальдеры Львиная Пасть также играли силикатный расплав и апатит. Роговая обманка связывала крайне незначительные количества хлора.

Проведенные исследования позволяют расширить наши представления о режиме летучих компонентов в малоглубинных очагах кислой магмы в островных дугах. Поведение воды и углекислоты главным образом определяется давлением и возможностью проявления процессов дегазации. Полученные нами данные показывают, что сера, количество которой в поверхностных эманациях достаточно велико, в меньшей степени перераспределяется в газовую фазу и вероятнее всего остается в магматическом процессе в минеральных формах. Фтор и хлор перераспределяются между расплавом и кристаллизующимися из него минералами. Ранняя дегазация магматического очага может быть обусловлена пересыщением расплава за счет термического разложения водосодержащих минералов плавящегося субстрата. Начало крупномасштабного извержения для рассмотренных случаев не предваряется дегазацией расплава.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-05-00894, аналитические исследования выполнены в ЦКП Мультиэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

Литература

- [1] Bryan S.E., Ukstins Peate I., Peate D.W. et al. // Earth-Science Review. 2010. P. 207-229
- [2] Смирнов С.З., Рыбина А.В., Соколова Е.Н., и др. // Тихоокеанская геология. 2017. Т.36. №1. С. 50-68
- [3] Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д. // Докл. АН СССР. 1988. Т.300. №1. С. 175-181
- [4] Новейший и современный вулканизм на территории России [Лаверов Н.П., отв. ред.]. 2005. М.:Наука. 604 с.
- [5] Papale P., Moretti R., Barbato D. // Chemical Geology. 2006. V. 229. P. 78-95.

МЕТАЛЛИЧЕСКАЯ И ФЛЮИДНАЯ ФАЗЫ КАК КОНЦЕНТРАТОРЫ УГЛЕРОДА И АЗОТА В ВОССТАНОВЛЕННОЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

А.Г. Сокол^{1,2}, А.Н. Крук^{1,2}, А.А. Томиленко¹, Т.А. Бульбак¹, И.А. Сокол¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,

²Новосибирский государственный университет

sokola@igm.nsc.ru

В настоящее время ведутся интенсивные исследования растворимости углерода и азота в фазах, стабильных в условиях мантии, и выявляется круг потенциальных резервуаров С и N. В восстановленных доменах мантии при фугитивности кислорода (fO_2) вблизи и ниже буфера железо-вюстит (IW) основными концентраторами углерода и азота могут выступать самородное железо, флюид и алмаз/графит, а для азота также и калийсодержащие силикатные фазы [1,2]. На мантийных глубинах более 250 км высокая сидерофильность углерода и азота должна приводить к тому, что они будут преимущественно растворены в самородном железе и его соединениях с углеродом и азотом. Важным доводом в пользу такого заключения является то, что самородное железо, карбид и нитрид железа были обнаружены в глубинных алмазах [3, 5]. Важность флюида как концентратора С и N также подтверждается находками углеводородов и азотсодержащих соединений во включениях в алмазах и других глубинных минералах [5, 6]. Причем, флюид обладая высокой подвижностью может выполнять роль своеобразного мостика, обеспечивая переток С и N между мантийными резервуарами.

Для реконструкции глубинных циклов углерода и азота, связанных с участием самородного железа и флюида, нами экспериментально при 7,8 ГПа и 1350 °С исследованы фазовые отношения в системе Fe–Fe₃C–Fe₃N [7], а также при 5,5-7,8 ГПа, 1100-1500 °С и fO_2 в диапазоне IW±2.5 лог. ед. изучено поведение основных углерод и азот содержащих компонентов восстановленного флюида [8, 9]. Богатый углеродом и азотом металлический расплав при 7,8 ГПа и 1350 °С имеет значительную область стабильности в центральной части фазового треугольника Fe–Fe₃C–Fe₃N. Нитрид железа ϵ -Fe₃N (пространственная группа R $\bar{6}_3$ 22 or R $\bar{6}_3/mmc$) содержит переменные концентрации С и N: до 2.0-2.5 мас.% С и 6.0-7.3 мас.% N в равновесии с богатым углеродом и азотом расплавом и лишь 1.0 мас.% С и 3.2 мас.% N в равновесии с γ -Fe. Предельное содержание С и N в γ -Fe в равновесии с расплавом около 1.0 мас.%, в то время как растворимость азота в цементите (Fe₃C) не превышает 0.5 мас.%. На основе полученных данных построено изотермическое сечение фазовой диаграммы Fe–Fe₃C–Fe₃N. Ее анализ позволил прийти к заключению, что металлический расплав должен быть основным концентратором углерода и азота в Fe⁰-насыщенной (0.1 мас.%) мантии на глубине ~250 км при тепловом потоке 40 мВт/м². В частности, С- и N-содержащий аустенит (γ -Fe) и металлический расплав будут стабильны в истощенной летучими мантии (20 ppm С и 1 ppm N), в то время как в обогащенной летучими мантии (250 ppm С и 100 ppm N) углерод и азот будут концентрироваться в металлическом расплаве и небольшом количестве карбида железа (Fe₃C). Присутствие никеля и серы в металле будет снижать стабильность карбида железа и увеличивать стабильность металлического расплава. Реакционное взаимодействие богатого азотом карбонатного расплава, генерированного в субдуцированном слэбе, с породами Fe⁰-насыщенной мантии может приводить к образованию пересыщенного азотом металлического расплава и кристаллизации ϵ -Fe₃N.

Согласно полученным экспериментальным данным при fO_2 вблизи IW буфера в бедном азотом углеводородном флюиде преобладают C₁-C₄ алканы, все остальные компоненты находятся в следовых концентрациях. Метанимин (CH₃N) в таком флюиде является основным концентратором азота. При тех же редокс условиях в богатом азотом флюиде доминирует аммиак (NH₃), присутствует молекулярный азот и легкие алканы. Таким

образом, поведение CH_3N в восстановленном субсолидусном флюиде может контролировать азотный цикл в бедной азотом перидотитовой мантии, а NH_3 в относительно обогащенной азотом эклогитовой мантии. Растворение азота в калийсодержащих фазах по схеме $\text{NH}_4^+ \rightarrow \text{K}^+$ может быть полностью заблокировано в присутствии CH_3N содержащего флюида. Рост $f\text{O}_2$ до значений «водного максимума» приводит к окислению легких алканов до воды, а азотсодержащих компонентов до молекулярного азота. При этом концентрации тяжелых алканов, ненасыщенных и кислородсодержащих (спиртов, альдегидов, кетонов и карбоновых кислот) углеводородов остается на том же уровне. Так при $f\text{O}_2$ около $\text{IW}+2.5$ лог. ед. богатый водой флюид почти полностью теряет метан, но содержит около 1 отн.% $\text{C}_2\text{-C}_4$ алканов, доли процента тяжелых $\text{C}_{15}\text{-C}_{18}$ алканов, спиртов, альдегидов, кетонов и карбоновых кислот. Полученные данные показывают, что часть тяжелых алканов, некоторые кислородсодержащие углеводороды могут быть устойчивы к окислению и оставаться равновесными в существенно водном флюиде, далее захватываться силикатными магмами и участвовать в минералообразующих процессах.

В целом, проведенные экспериментальные исследования позволили установить, что на глубинах 175-250 км при характерных для верхней мантии тепловом и окислительно-восстановительном режимах металлические фазы системы $\text{Fe-Fe}_3\text{C-Fe}_3\text{N}$ (богатый углеродом и азотом металлический расплав, $\gamma\text{-Fe}$ и Fe_3C), а также легкие алканы, аммиак и метанимин (CH_3N) во флюидной фазе могут быть важными концентраторами углерода и азота. Таким образом, поведение этих фаз в различных геодинамических процессах на фоне изменения $P\text{-T-}f\text{O}_2$ параметров будет определять циклы углерода и азота в верхней мантии.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-10041).

Литература

1. Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.G. et al., 2013. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 75, 355–421.
2. Luth, R.W. 2014. Volatiles in Earth's mantle. In: Treatise on Geochemistry 3.9, 355-391. Elsevier, Oxford.
3. Kaminsky, F.V., Wirth, R. 2011. Canadian Mineralogist 49, 555-572.
4. Kaminsky, F.V., Wirth, R. 2017. Am. Min. doi: 10.2138/am-2017-6101.
5. Smith, E.M., Shirey, S.B., Nestola, F., et al., 2016. Science, 354, 1403-1405.
6. Томиленко, А.А., Рагозин, А.Л., Шацкий, В.С., Шебанин, А.П. 2001. Докл. РАН, Т. 378, С. 802-805.
7. Sokol, A.G., Kruk, A.N., Seryotkin, Y.V. et al., 2017a. Phys. Earth Planet. Inter., 265, 43-53.
8. Sokol, A. G., Palyanov, Y. N., Tomilenko, A. A. et al., 2017b. Earth Planet. Sci. Lett., 460, 234-243.
9. Sokol, A.G., Tomilenko, A.A., Bul'bak, T.A. et al., 2017c. Scientific Reports, 7.

РЕГИОНАЛЬНОЕ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВЕРХНЕЙ КОРЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫМ ДАННЫМ ВДОЛЬ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ

В.Д. Суворов¹, Е.А. Мельник¹, Е.В. Павлов¹, А.С. Сальников²

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, Россия;*

²*АО СНИИГГиМС, 630091, Новосибирск, Россия*

Рассматриваемые данные являются частью комплекса геофизических и геологических исследований вдоль профиля, входящего в систему опорных региональных профилей Российской Федерации [1, 3, 4]. Задача состоит в получении детальных геолого-геофизических характеристик земной коры с целью поиска прогнозных критериев для выделения геологических структур, перспективных на обнаружение стратегических, остродефицитных и высоколиквидных видов минерального сырья на основе обобщения и специализированной обработки геофизических материалов.

Новизна исследований заключается в применении метода КМПВ для изучения разломно-складчатых структур верхней коры, тогда как ранее он традиционно использовался в условиях полого залегающих слоев в платформенных условиях. Новые возможности определяются технологией решения прямых кинематических задач сейсмоки в двумерных слоисто неоднородных средах [5]. Профилем пересекается ряд хорошо изученных геологическими методами структур (вдоль линии Краснокаменск-Сретенск-Усть-Каренга, Рис. 1), которые можно принять за эталонные для оценки эффективности применения метода совместно с гравитационными наблюдениями.

Показана высокая корреляция между сейсмическими и приповерхностными геологическими характеристиками верхней коры, свидетельствующая о принципиальной возможности выделения тектонических блоков, разделенных полого наклонными разломными зонами шириной до 7-10 км и различающимися скоростными и структурными неоднородностями, прослеженными на глубину 4-6 км. По геологическим данным такие блоки характеризуются разнообразной природой (интрузивные массивы, магматогенные блоки, структурно деформированные прогибы, грабен-синклинали) [2], отчетливо выраженные в латеральных изменениях скорости и мощности и глубине залегания выделенных слоев (Рис. 1).

Уверенно коррелирующимися сейсмическими и плотностными параметрами являются одноразмерные величины сейсмического (отношения квадрата средней скорости к мощности гравитационно активного слоя) и сейсмоплотностного (произведения плотности на мощность слоя и на гравитационную постоянную) ускорений. Их изменения вдоль профиля дают дополнительную характеристику структурно-тектонических блоков верхней коры. Вместе с тем корреляция между сейсмоплотностным ускорением и локальными остаточными аномалиями Буге отсутствует, что делает практически невозможным их непосредственное использование при структурно-тектоническом районировании. Причина этого заключается в том, что аномалии Буге зависят от отличий реальной плотности от величины 2.67 г/см³, используемой при введении поправок за рельеф, его высоты, от изменений плотности в слоях, их мощности и глубины залегания.

Вдоль профиля выявлен ряд локальных особенностей, выраженных в изменениях скорости, плотности и мощности слоев, изучение природы которых требует проведения более детальных исследований на отдельных участках профиля с учетом всего имеющегося комплекса геолого-геофизических данных. Это позволит уточнить минерагеническое прогнозирование участков (блоков с характерными сейсмо-плотностными параметрами), перспективных на месторождения полезных ископаемых.

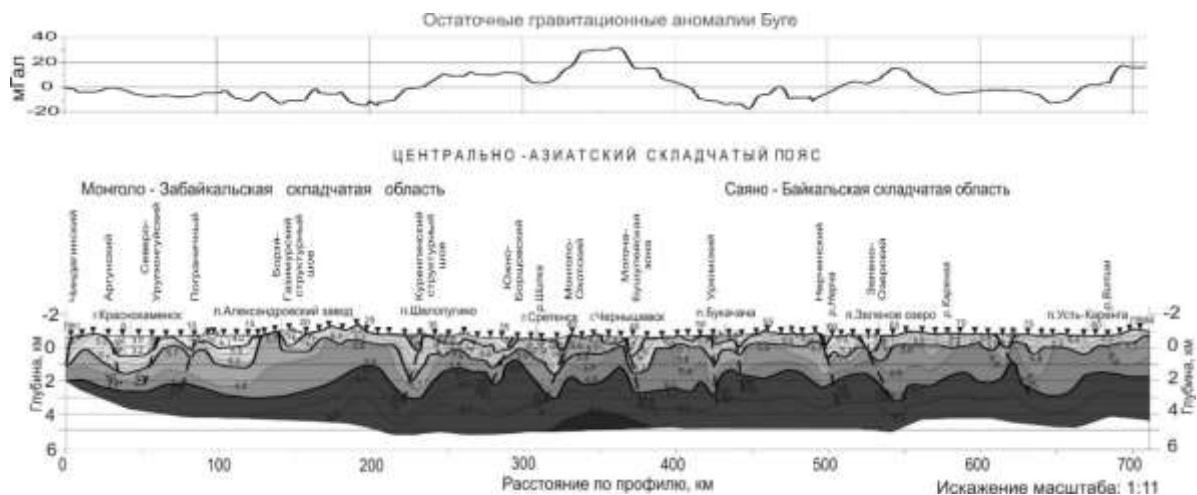


Рис. 1. Сейсмический разрез верхней коры и график остаточных изостатических гравитационных аномалий Буге. Тонкими линиями в разрезе показаны изолинии скорости, толстыми - границы со скачком скорости, наклонные штриховые линии соответствуют осевым линиям зон разломов с углами падения в градусах, треугольники - положение пунктов возбуждения с номерами. Приведены названия зон разломов по геологическим данным [2].

Литература

1. Суворов В.Д., Мельник Е.А., Сальников А.С. // Интерэкспо Гео-Сибирь. Новосибирск: Издательство СГУГиТ, 2017. Т. 2. № 4. С. 100-105.
2. Интернет-ресурс http://vsegei.ru/ru/info/pub_ggk1000-3/.
3. Эринчек Ю.М., Липилин А.В., Сержантов Р.Б., Кашубин С.Н., Мильштейн Е.Д. // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2014. С. 282-288.
4. Kashubin S.N., Milshtein E.D., Vinokurov I.Y., Erinchek Y.M., Serzhantov R.B., Tatarinov V.Y. // Regional Geology and Metallogeny (in Russian). 2016. № 67. С. 43-48.
5. Zelt C.A., Smith R., 1992// Geophys. J. Int. 108, 183–204.

ЭВТЕКТИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ КАК ОСНОВНОЙ ПУТЬ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА. ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Н.В. Сурков, Ю.Г. Гартвич, С.В. Банушкина

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

Мантия Земли имеет ультраосновной состав, а Земная кора сложена преимущественно из пород гранитных серий. Очевидно, что процессе подъёма магматического расплава к поверхности происходит эволюция его состава. К настоящему времени физико-химические исследования позволили накопить достаточно материала для ответа на этот вопрос. В базовой модельной системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ определены моновариантные реакции контролируемые плавление этой системы, выделены эвтектические тренды, определены фации глубинности мантийных парагенезисов. [2-6]. Два из них «перцолитовый» и «щелочноземельный» реализуются в области ультраосновных и средних, базитовых составов и представляют интерес для эволюции мантийных магматических расплавов. Третий эвтектический тренд расположен в кварцнормативной области составов и иллюстрирует возможные пути эволюции магматических расплавов среднего и кислого состава.

Первая тренд, расположен в форстеритнормативной области составов и представлена одной реакцией: $L=\text{Fo}+\text{Opx}+\text{Cpx}+\text{Gr}$ [2]. В сингулярной точке (L,Fo,Opx,Cpx,Gr) состав жидкости совпадает с плоскостью $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-Al}_2\text{O}_3$, а при повышении давления её состав смещается в сторону составов обогащённых оливином [7, 8]. Вторая серия представлена реакциями $L=\text{Fo}+\text{Opx}+\text{Cpx}+\text{An}$, $L=\text{Cpx}+\text{Opx}+\text{An}+\text{Sp}$ и $L=\text{Cpx}+\text{Gr}+\text{An}+\text{Sp}$, в которых жидкость имеет существенно кальциевый и глинозёмистый состав и соответствуют щелочноземельной серии горных пород [2-6]. Третья серия эвтектических реакций плавления расположена в кварцнормативной области составов и связана с появлением новой, ранее не диагностированной фазы близкой по своему составу к диопсиду [3] - α -диопсид, что приводит к появлению эвтектических реакций: $L=\text{Cpx}+\alpha\text{-Di}+\text{Ga}+\text{Qz}$ и $L=\text{An}+\alpha\text{-Di}+\text{Cpx}+\text{Qz}$, которые имеют температуры плавления почти на 200 °С ниже чем у всех других составов исследуемой системы. Этот тренд представляет особый интерес для эволюции магматических расплавов среднего и кислого состава.

В форстеритнормативной части фазовой диаграммы системы $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ выделяются три зоны. При давлении ниже 2,6 ГПа состав эвтектический расплав покидает область ультраосновных составов и становится кварцнормативным. Происходит смена эвтектического плавления на перитектический. Перитектическое плавление характеризуется постоянным присутствием на ликвидусе фаз, типа оливина, ортопироксена и шпинели. При давлениях ниже 1,5 ГПа характер плавления снова сменяется на эвтектический и контролируется эвтектиками $L=\text{An}+\text{Cpx}+\text{Opx}+\text{Sp}$ и $L=\text{Fo}+\text{An}+\text{Cpx}+\text{Opx}$. Важно отметить, что на этих эвтектиках кристаллизуется анортит. Поскольку в составе реальных природных горных пород плагиоклаз представлен твёрдыми растворами серии анортит-альбит, эволюция состава магматического расплава приводит к накоплению в нём щелочного компонента. Поэтому, природные расплавы, будут эволюционировать в сторону щелочных, альбитовых составов. Дальнейшая эволюция остаточного расплава будет происходить по котектическим равновесиям в системе клинопироксен-плагиоклаз-кварц [10].

Для механизма кристаллизационной дифференциации необходимо отделение фаз в виде кристаллов и вывод их из области кристаллизации. Этот механизм реализуется в многоуровневых магматических очагах, описываемых в модели развития термохимического плюма [1]. Сопоставление размеров этих конвективных ячеек показывает совпадение с протяжённостью фаций плавления. Конвективное движение вещества в ячейках и его обмен между ячейками позволяют вовлечь в механизм кристаллизационной дифференциации весь

материал канала плюма и накопить достаточно вещества для формирования огромных гранитных интрузивов в верхних уровнях литосферы.

Литература

1. Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л. Кирдяшкин А.Г. Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 9. С. 1057-1073
2. Сурков Н.В. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. (Под ред. Соболева Н.В.). Труды, вып. 832, Новосибирск: Изд. СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995. Т. 11. С. 27-43
3. Сурков Н.В., Гартвич Ю.Г., Бабич Ю.В.. Доклады академии наук, 2004, т. 398, № 4, с. 533-537
4. Сурков Н. В., Гартвич Ю.Г.. Изох О.П.. Геохимия, 2007, 6, 632–642
5. Сурков Н. В., Гартвич Ю.Г. Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 1. С. 67-81
6. Сурков Н. В., Гартвич Ю.Г. Геохимия. 2012а. № 10. С. 891-908
7. Herzberg C.T. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1983. V. 32. N 2. P. 193-202
8. Herzberg C., Gasparik T., Sawamoto H. Journal Of The Geophysical Research. 1990. V. 95. N B10. P. 15779-15803
9. Kushiro I., Yoder H.S. Jr.. 1966. V. 7. N 3. P. 337-362
10. Schairer J. F., Yoder H. S., Jr. American Journal of Science. 1960. V. 258-A. Bradley Volume. P. 273-283

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТИПЫ РУД МАССИВА ТОМТОР

А.В. Толстов¹, Е.В. Лазарева², Л.Н. Баранов², Н.С. Карманов², С.М. Жмодик²

¹АК АЛРОСА (ПАО), ²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Карбонатиты, являющиеся, в большинстве случаев, составной частью ультраосновных щелочных комплексов, обогащены как «стратегическими металлами» - Nb, REE, Sc, Y, U, Ta, Zr, так и Cu, Fe, Ti, P, Th, PGE, флюоритом, баритом, Ag, Au, формируя рудные концентрации и промышленные месторождения [13]. В мире известно менее двух десятков месторождений Nb и REE, которые являются особо крупными и уникальными по запасам и минеральному составу [12, 14]. К ним относится и месторождение, связанное с крупнейшим ультраосновным щелочным карбонатитовым комплексом Томтор, который был выявлен в 1959 г. при геологической съёмке масштаба 1:200 000 [11]. В 1970-е годы силами НИИГА на массиве проведены общие поиски, в ходе которых было установлено фосфорно-редкометалльное оруденение в карбонатитах и их коре выветривания. В ходе поисково-оценочных работ выявлены три участка уникальных эпигенетически-измененных Nb-TR руд: Южный, Буранный и Северный [2, 3, 9]. Основные полезные компоненты руд - PЗЭ, Nb, Y, Sc [1, 4, 8, 10]. Попутные компоненты: Ti, V, Al, P, Zr, Sr, U, Th. Богатые руды представляют собой пластовые тела, залегающие на коре выветривания, и признаны природным Nb-REE концентратом. Однако, породы коры выветривания, мощность которых местами достигает 200 м, также содержат высокие концентрации Nb (до 2%), REE (до 10%), Y (до 0.3 %), Sc (до 200 г/т), и помимо этого MnO (до 16 %), TiO₂ (до 3%), со значительными концентрациями Al, Zr, U, Th (рис. 1). Продуктивная кора выветривания развита по рудным карбонатитам, которые содержат около 1% REE, и более 2% TiO₂. Выше богатых руд залегают каолиновый слой, обогащённый TiO₂ (около 4%) и Zr (около 0.1% рис. 1).

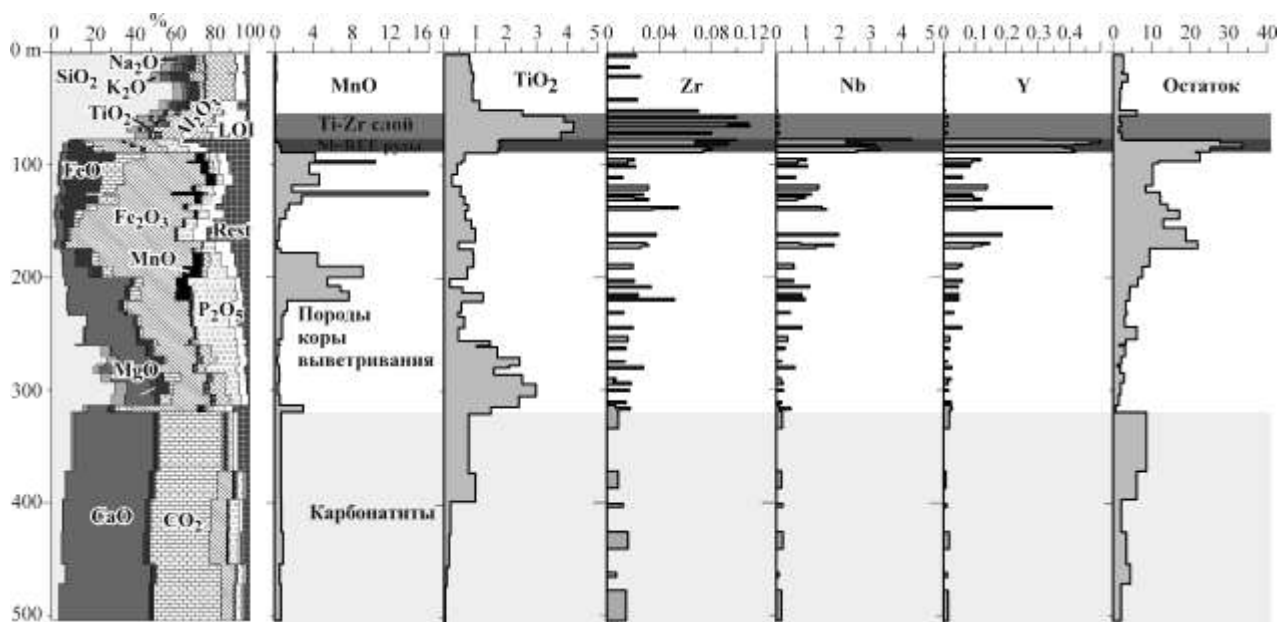


Рис. 1. Распределение MnO, TiO₂, Zr, Nb, Y и породообразующих компонентов в породах и рудах массива Томтор, вскрытых скважиной № 6151.

Кроме того, апатит-магнетитовые породы массива Томтор с ресурсами Fe₃O₄ около 1 млрд.т. представляются нам перспективным типом руд для попутного извлечения REE (до 1%), ThO₂ (до 0,1%), Y₂O₃ (до 0,4%) [7]. Апатит-магнетитовые руды первоначально были оконтурены с помощью аэромагнитной съёмки [11]. Установлены общие особенности руд, оценены прогнозные ресурсы в объеме 500 млн. т. до глубины 500 м, получены первые данные по химическому составу руд и отдельных минералов [7]. Изучаемые породы были

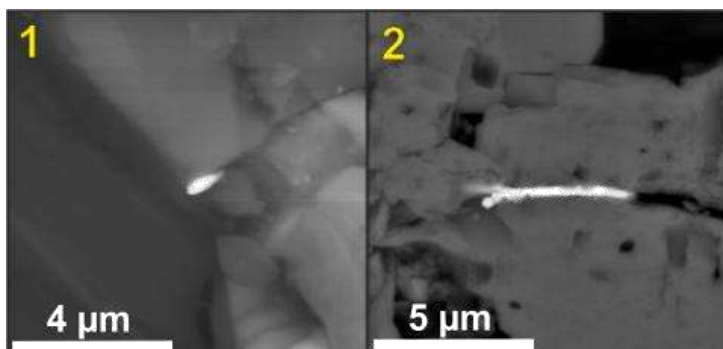


Рис. 2. Самородное золото (1) в кальците камафоритов (скв.801, инт. 59.5 м) и (2) в пирите из нефелиновых сиенитов (образец 7217). Фото СЭМ, BSE.

карбонатизированных участках. Также отмечены: V_2O_5 , ZrO_2 , ZnO , CuO , SrO , Cr_2O_3 , NiO (от 0,0п до 0,п%); MoO_3 , WO_3 (от 0,00п до 0,0п%). Методом электронной сканирующей микроскопии в камафоритах выявлены Au и минералы содержащие U, Sc (рис. 2).

Результаты исследования минералов платиновой группы (МПГ) в россыпях севера Сибирской платформы свидетельствуют о расположении их коренного источника на с-в склоне Анабарской антеклизы [6, 8]. В зернах МПГ [5] из россыпей бассейна р. Анабар установлены включения минералов ультраосновных щелочных комплексов: пироксена, нефелина, флогопита и титаномагнетита. Коренные проявления Au и МПГ в пределах массива Томтор на данный момент не выявлены [6], но по полученным материалам, можно предполагать наличие такого источника [8, 10]. Кроме того, в пермских осадочных отложениях и переотложенных корах выветривания центральной части участка Буранный были обнаружены зерна МПГ, указывающие на их приуроченность к массиву Томтор (Н.В. Владыкин, устное сообщение). Приведённые данные свидетельствуют о том, что с Томторским массивом связано гигантское месторождение комплексного сырья, прежде всего, Nb и REE, а также Y, Sc, Ti, Zr, Mn, V, Fe, Al, P, Sr, Th. Перспективными типами руд являются: залегающие близко к поверхности камафориты; породы коры выветривания (обладающие, судя по мощности значительными запасами полезных компонентов); редкометалльные карбонатиты; перекрывающие пермские отложения. Существуют все предпосылки к поиску в пределах массива благороднометалльной минерализации.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0330-216-0011. Аналитические исследования проведены в «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН»

Литература

- [1] Белов С.В. и др. / Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты). – Новосибирск: СО РАН. – 2008. – 537 с. [2] Коноплев А.Д. и др. / Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. М.: 1995. – С. 223-241. [3] Лазарева Е.В. и др. // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 6. – С. 1080-1115. [4] Минерагения кор выветривания карбонатитов. Методическое руководство / Ред. Н.В. Межеловский. М.:ГЕОКАРТ, ГЕОС. – 2011. – 308 с. [5] Округин А.В. и др. // Отечественная геология. – 2012. – №5. – С. 11-20. [6] Слепцов А. П. и др. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. Якутск: СВФУ. – 2016. – С. 271-275. [7] Толстов А.В. // Геология и геофизика. – 1994. – № 9. – С. 91–100. [8] Толстов А.В. и др. / Промышленные типы месторождений в карбонатитовых комплексах Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН. – 1995. – 168 с. [9] Толстов А.В. и др. // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 6. – С. 20-25. [10] Толстов А.В., Гунин А.П. // Вестник ВГУ. – 2001. – № 11. – С. 144-160. [11] Эрлих Э.Н. // Зап. ВМО. – 1964. – Т. 93, № 6. – С. 682–693. [12] Cordeiro P.F.D.O., et al. // Ore Geol. Rev. – 2011. – V. 41, № 1. – P. 112–121. [13] Jones A.P., et al. // Reviews Mineral.&Geochemistry. – 2013. – V. 75. – P. 289-322. [14] Smith M.P., et al. // Geoscience Frontiers. – 2016. – V. 7. – P. 315-334.

ПЛАТИНОМЕТАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ: МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, ВОЗРАСТ, ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ

Н.Д. Толстых¹, Г.В. Поляков¹, М.Ю. Подлипский¹, А.С. Мехоношин², А.Э. Изох¹, Т.Б. Колотилина², Д.А. Орсов³, В.А. Симонов¹

¹ - Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

² - Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

³ - Геологический институт, г. Улан-Удэ

Введение. Высокомагнезиальные магмы, имеющие плюмовую природу, являются источниками ЭПГ-медно-никелевых месторождений [2,4]. Крупные изверженные провинции, как правило, располагаются вдоль краевых зон древних платформ и характеризуются широкомасштабным проявлением мантийного магматизма со специфической металлогенической специализацией. Структуры обрамления Сибирского кратона являются перспективными для выявления ЭПГ-Cu-Ni металлогенических провинций и поясов, связанных с проявлением Сибирского плюма.

Предметом многолетних исследований явились ультрамафит-мафитовые интрузии, расположенные в обрамлении Сибирского кратона: Канский блок (Кингашская группа массивов); Бирюсинский блок (массивы Желос, Токты-Ой, Огнитский, Тартайский, Голумбейский, и др.); Шарыжалгайский блок (Малозадойский массив); Байкало-Патомский перикратонный прогиб (Йоко-Довыренский плутон); Западное Прибайкалье (массивы Зундук, Улан-Хан) (рис. 1).

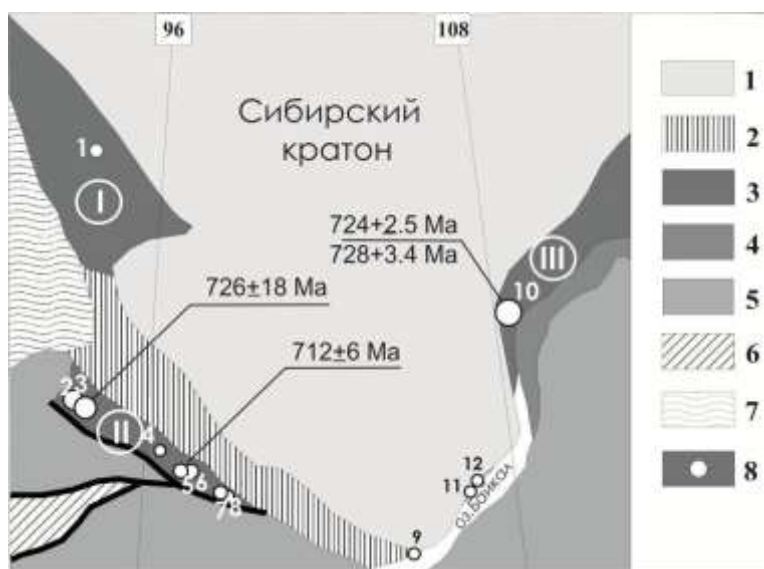


Рисунок 1. Схема размещения рудоносных комплексов ВСП. 1–континент; 2–фундамент Сибирского кратона; 3–7– складчатые области различного возраста; 8–ультрамафит-мафитовые массивы: 1– Шумихинский; 2 – Кингашский; 3– Верхне-Кингашский; 4 – Голумбейский; 5– Тартайский; 6– Огнитский; 7 – Желос; 8 – Токты-Ой; 9 – Малозадойский; 10 – Йоко-Довыренский; 11 – Улан-Хан; 12 – Зундук. I – Енисейский кряж, II – Саянская провинция, III – Байкало-Патомский прогиб. В выносках данные по возрастам исследованных интрузий.

Результаты. Была проведена широкомасштабная типизация всех ультрамафит-мафитовых интрузий обрамления Сибирского кратона, в результате которой были выявлены массивы, обладающие общими типоморфными признаками развития рудоформирующих

систем, обусловленные эволюцией плюмового магматизма. На первом этапе была выделена Саянская металлогеническая зона массивов дунит-перидотит-пироксенитовой формации, затем на основе полученных возрастов и типоморфных признаков была выделена Восточно-Сибирская металлогеническая провинция (ВСП) [1], куда был включен Йоко-Довыренский плутон. Позднее массивы Западного Прибайкалья явились недостающими звеньями ранее обоснованной ВСП.

Минералого-геохимическими особенностями этих интрузий являются единый тренд фракционирования пород от дунитов до пироксенитов, никелиевая специализацией сульфидных руд и повышенная платиноносность с участием тугоплавких элементов платиновой группы. Изотопные характеристики серы предполагают единый мантийный источник серы и близкие физико-химические условия отложения Cu-Ni руд для разных интрузий.

Спектры распределения благородных металлов свидетельствуют о слабом фракционировании исходного сульфидного расплава. Наблюдается закономерное увеличение Pd/Pt и Ni/Cu отношений от вкрапленных руд к массивным, что обусловлено фракционированием ЭПГ в сульфидной жидкости в ходе формирования интрузий и накоплением Pd и Ni в поздних ее дифференциатах. Минералогическими критериями рудоносных интрузий являются Fe-пентландит, Ir-сперрилит, Cu,Ni-содержащие МПГ. Тренды составов хромшпинелидов согласуются с общим фракционированием расплава при формировании расслоенных дунит-перидотит-пироксенитовых интрузий.

Условия формирования. Рассчитанный различными методами состав исходного расплава для рудоносных интрузий отвечает пикробазальту (< 18% MgO). Моделирование на основе данных по газовой-жидким включениям показало, что последовательная кристаллизация кристаллизация пород происходила в диапазоне температур от 1275 до 1220°C. Сульфидные парагенезисы имеют магматический генезис и ликвационный характер. Железистый пентландит формировался в условиях низкой летучести серы ($lgfS_2$ от -12). Рудоформирующая система эволюционировала в направлении повышения fS_2 и обогащения парагенезисов Ni. Образование сульфидных руд происходило из эволюционирующего сульфидного расплава, начиная с кристаллизации mss при одновременном формировании арсенидов и сульфоарсенидов ЭПГ, заканчивая промежуточным твердым раствором (iss), из которых в результате твердофазных реакций образовывались пирротин-пентландит-халькопиритовые руды. Все Pd минералы, его соединения с As, Ni и Te кристаллизовались из остаточного сульфидного расплава. Температурные условия образования были: 600-500°C для пентландита, 435°C и ниже – для халькозина-дигенита, 400°C – для Pd-Bi фаз, и ниже 390°C для Au-Cu сплавов.

Возраст. Выполнена датировка рудоносных МПГ-Cu-Ni комплексов Восточно-Сибирской металлогенической провинции (Тартайский) и проведено ее сопоставление с Йоко-Довыренским плутоном и Кингашским массивом [3]. Установлено, что все они близки между собой по времени формирования и принадлежат к единой позднерифейской эпохе мантийного магматизма, проявившегося на рубеже 725-710 млн.лет, для которого характерно широкое развитие рифтогенного плюмового магматизма и генерация продуктивных в отношении МПГ-Cu-Ni высокомагнезиальных расплавов, что определяет в конечном итоге **перспективы** ВСП.

Литература

1. Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотилина Т.Б. // Геология и геофизика, 2013. Т. 54 (1). 1689-1704.
2. Abbott D.H., Isley A.E. // J. Geodyn. 2002. V. 34. P. 265-307.
3. Ernst .R.E., Hamilton M.A., Soderlung U. // Abstr. V. 35. Geol. Assoc. of Canada, Joint Ann. Meeting Geosc. at Edge. 2012. Newfoundland and Labrador, Canada.
4. Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and exploration. Springer Verlag Heidelberg. 2004. 728 p.

СОСТАВ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ И АЛМАЗАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ И РОССЫПЕЙ ЯКУТИИ

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

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга 3.

Данная проблема в настоящее время является остро дискуссионной. Актуальность исследования заключается в необходимости получения фундаментальных знаний об условиях образования и устойчивости алмаза и его минералов-спутников в мантии Земли, эволюции углеводородных соединений при дегазации мантии, их окислении в условиях земной коры и восстановлении в субдукционных процессах. Научная значимость рассматриваемой проблемы подчеркивается тем, что мировое сообщество в настоящее время уделяет большое внимание изучению кругооборота углерода в недрах и на поверхности Земли – международная программа DCO «Глобальный цикл углерода» (Deep Carbon Observatory).

Исследование флюидных включений в минералах мантийных ксенолитов и алмазов из кимберлитовых трубок и россыпей Якутской провинции и Урала (рис. 1) проводилось с помощью оптической, сканирующей и просвечивающей электронной микроскопии, микронзондового анализа, КР- и ИК-Фурье спектроскопии и хромато-масс-спектрометрии.

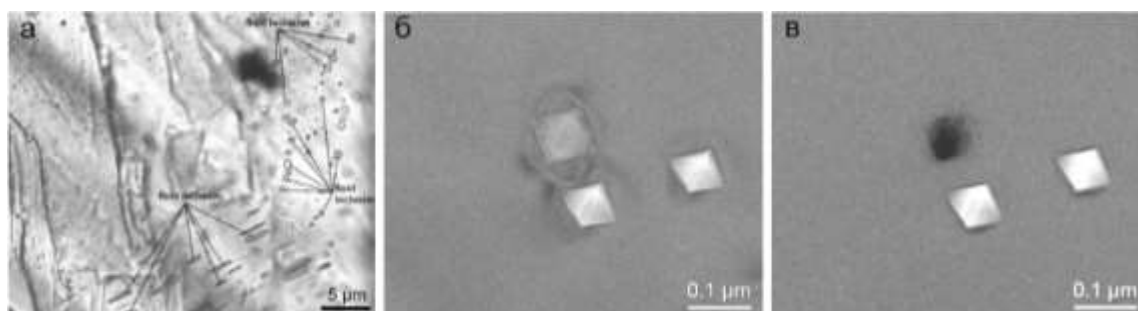


Рис. 1. Микрофотографии высокоплотных первичных флюидных включений в «сверхглубинном» алмазе из россыпей Урала, Россия. а – оптический микроскоп (в проходящем свете); б, в - просвечивающий электронный микроскоп.

Согласно нашим исследованиям во флюидных включениях в природных алмазах из кимберлитовых трубок и россыпей Якутской провинции и северо-восточного региона Сибирской платформы было установлено от 123 до 191 летучих соединений. Причем практически для всех изученных нами природных алмазов основными летучими компонентами флюидных включений являются углеводороды и их производные - от 52.2 до 95.1 %. Но соотношение их в различных алмазах несколько разные.

Содержание алифатических углеводородов колеблется от 7.7 до 65.5 %, а кислородсодержащих углеводородов – от 17.1 до 84.8 %. При этом доля метана в составе предельных углеводородов составляет менее 0.03%.

Содержание воды колеблется от 0.2 до 25.3 %, а углекислоты – от 0.3 до 29.6 %. Несомненно, важным является обнаружение в природных алмазах от 3 до 11 хлорсодержащих углеводородов (от 1-хлорбутана C_4H_9Cl до 1-хлортетрадекана $C_{14}H_{29}Cl$). Это однозначно свидетельствует о возможности образования хлорсодержащих углеводородов и их устойчивости в условиях верхней мантии. В составе флюидных включений в природных алмазах было также установлено от 3 до 17 серосодержащих соединений. Наряду с диоксидом серы (SO_2), дисульфидом углерода (CS_2) и диметил дисульфидом ($C_2H_6S_2$), было обнаружено большое количество тиофенов от C_4H_4S (тиофен) до $C_{14}H_{24}S$ (2-децилтиофен). Содержание серосодержащих соединений в различных алмазах

меняется от 0.2 до 9.0 %. Практически во всех алмазах были обнаружены азот (от 0.1 до 0.5 %) и от 16 до 20 азотсодержащих соединений (от пиридина C_5H_5N до тетрадеканнитрила $C_{14}H_{27}N$) (от 0.9 до 11.5 %). При этом следует отметить, что в «сверхглубинном» алмазе из россыпей Урала содержание молекулярного азота в составе флюидных включений составляло более 37 %.

По данным криометрических, ИК-фурье спектроскопических и хромато-масс-спектрометрических исследований в составе флюидных включений в гранатах, оливинах и пикроильменитах из ксенолитов и кимберлитов Якутской провинции (тр. Удачная-Восточная, тр. Малокуонапская и тр. Оливиновая), наряду с водой, углекислотой и азотом также, как и в алмазах, были обнаружены различные углеводороды, в том числе и более высокомолекулярные, чем метан.

Наибольшее содержание кислородсодержащих углеводородов характерно для оливинов (74.0 %) и пикроильменитов (49.3 %) из тр. Малокуонапская, а наименьшее - для оливинов и пикроильменитов из тр. Оливиновая (24.1 и 11.04 %, соответственно). При этом содержание спиртов и эфиров бензойной кислоты в их составе для оливинов и пикроильменитов из тр. Малокуонапская достигает 67.2 и 45.79 %, соответственно, и существенно меньше для оливинов и пикроильменитов из тр. Удачная-Восточная и Оливиновая. Следует отметить близость состава углеводородов и их кислородсодержащих производных из пикроильменитов и оливинов из одной кимберлитовой трубки. При этом летучие компоненты из пикроильменитов и оливинов из разных трубок заметно отличаются по составу. Эти особенности летучих компонентов из пикроильменитов и оливинов из одной трубки указывают на единый источник и отражают специфику магматического очага, в формировании которого существенную роль играли углеводороды и их производные.

Таким образом, комплексное изучение флюидных включений в природных алмазах и минералах мантийных ксенолитов и кимберлитов показало, что в составе флюидов в верхней мантии Земли присутствовали алифатические, циклические, гетероциклические и кислородсодержащие углеводороды, содержание которых может достигать 80 от. % и более, а также азот-, хлор и серосодержащие соединения, углекислота и вода. Полученные данные свидетельствуют о вариациях состава флюида в верхней мантии Земли и существование в ней как зон с достаточно высокой степенью окисления, так и зон существенно восстановленных флюидов, соответствующих по составу компонентам природного газа и нефти.

Исследование выполнено за счет грантов Российского научного фонда (проекты № 14-17-00602П и № 17-17-01154) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 15-05-04615).

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ГРАНИТОИДНОЙ ПРОВИНЦИИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.В. Травин^{1,2}, А.А. Цыганков³, А.Г. Владимиров^{1,2}, Г.Н. Бурмакина³, Е.И. Михеев¹, В.Б. Хубанов³, Н.Г. Мурзинцев¹

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, travin@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, tsygan@gin.bsnet.ru

Гранитоидная провинция Западного Забайкалья, включающая Ангаро-Витимский батолит (АВБ) гранодиорит-гранитного состава [Литвиновский и др., 1993], с линейными зонами развития щелочных интрузий занимает особое место среди крупных изверженных провинций Северной Азии. Такое сочетание магматических пород может быть обусловлено сложной геодинамической обстановкой, сложившейся в пределах активной континентальной окраины (АКО) Сибирского палеоконтинента. Несмотря на высокую степень изученности, для объяснения механизмов формирования провинции предлагается широкий набор геодинамических моделей: а) формирование в тылу АКО [Рыцк и др., 1998; Зорин и др., 1997; Donskaya et al., 2013]; деляминация утолщенной литосферы [Гордиенко, 2006]; совмещение с горячим полем мантии обстановки АКО [Ярмолюк и др., 1997], обстановки коллизии [Цыганков и др., 2007] и другие. Таким образом, характер тектонических процессов, сопровождающих внедрение позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья и их постмагматическую эволюцию, имеет принципиальное значение для выбора в пользу той или иной геодинамической модели. Сложность изучения позднепалеозойской тектоники рассматриваемого региона состоит в том, что Ангаро-Витимский батолит (АВБ), образовавшийся на глубине 10-17 км в условиях утолщенной коры [Литвиновский и др., 1993], выведен на поверхность и в значительной степени эродирован. В этих условиях ценная информация может быть получена с помощью реконструкции постмагматической термической истории гранитных пород. Нами проведены U/Pb (циркон) ⁴⁰Ar/³⁹Ar (биотит, амфибол, полевые шпаты) исследования гранитов ранних комплексов АВБ (баргузинского, чивыркуйского) в пределах трех участков – Зеленогривского, Чивыркуйского, Восточного (рис. 1).



Рис. 1. Схема расположения герцинских гранитоидов Забайкалья. 1 – щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты (раннекуналейский и позднекуналейский комплексы); 2 – шшонитовая интрузивная серия (монзонит-сиенит-кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами, нижнеселенгинский комплекс); 3 – переходные, от высококальциевых известково-щелочных до субщелочных граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами (заянский комплекс); 4 – высококальциевые известково-щелочные кварцевые монзонитоиды, кварцевые сиениты и габброиды (чивыркуйский

комплекс); 5 – известково-щелочные граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит); 6 – в кружках – места отбора проб на U/Pb датирование [Цыганков и др., 2007].

Штриховые линии - рифтовые зоны с щелочными интрузиями. Черными эллипсами выделены изученные участки.

Для гранитов Зеленогровского участка, для гранитов Чивыркуйского участка и вмещающих их фрагментов раннекаледонской аккреционно-коллизонной системы получены термические истории одинаковой продолжительности (более 150 млн лет) с эпизодами последовательного закрытия изотопных систем – а) 250 ± 6 млн лет, б) 212 ± 6 млн лет, в) 178-140 млн лет (рис. 2). В то же время для гранитов участка Восточный (рис. 1) получены согласующиеся U/Pb (циркон) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (биотит) значения возраста (рис. 2). Это означает, что породы северо-восточной окраины АВБ практически сразу были выведены к поверхности.

Задержка закрытия K/Ar изотопной системы минералов для гранитов ранних комплексов Зеленогровского, Чивыркуйского участков АВБ относительно формирования значительно превышает известные случаи для фанерозойских гранитоидов различных геодинамических обстановок [Травин и др., 2012]. Это противоречит «субдукционной» и «плюмовой» концепциям формирования АВП, поскольку при высокоэнергетическом воздействии («плюм», «slab window», деляминация литосферы) в обстановке растяжения подъем гранитоидных батолитов происходит в течении нескольких десятков млн лет после консолидации. Процессы тектонических коллизионных и постколлизионных преобразований утолщенной континентальной коры в Забайкалье с формированием комплексов метаморфических ядер проявились в триасе, поздней юре – раннем мелу [Склярков и др., 1997; Донская и др., 2016]. На основании совпадения этапов, фиксируемых для гранитоидов АВБ и датировок комплексов метаморфических ядер можно сделать вывод, что подъем гранитоидных батолитов АВБ к поверхности происходил в эти дискретные периоды. Для гранитов северо-восточной окраины АВБ фиксируется кардинально отличная от внутренних частей АВБ термическая история. Их ранний подъем может быть объяснен близостью к Сыннырской рифтовой зоне, для щелочных пород которой фиксируются датировки в диапазоне 294-283 млн лет [Владыкин и др., 2014].

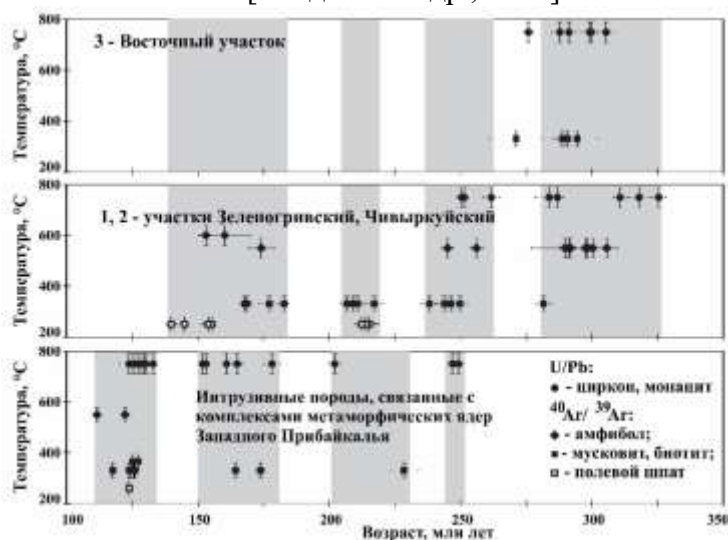


Рис. 2. Реконструкция термической истории гранитоидов Зеленогровского, Чивыркуйского (скомбинированы на средней диаграмме), Восточного участков Западно-Забайкальской гранитоидной провинции. На нижней диаграмме - сводка датировок интрузивных пород, ассоциирующих с комплексами метаморфического ядра [Донская и др., 2016].

Работа выполнена при поддержке грантов Министерства образования и науки РФ № 14.Y26.31.0018, № 5.1688.2017/ПЧ, а также РФФИ № 17-05-00936.

РОСТ, РЕЦИКЛИНГ И СТАБИЛИЗАЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В АРХЕЕ: СИНТЕЗ U-Pb И Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ ПО ЮГО-ЗАПАДУ СИБИРСКОГО КРАТОНА

О.М. Туркина

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, turkina@igm.nsc.ru

В последнее десятилетие дискутируется вопрос о соотношении процессов роста и рециклинга в архее. С коровым рециклингом связано и формирование жестких и стабильных континентальных плит. Ключевым геологическим признаком формирования стабильных архейских кратонов служат субсинхронные процессы метаморфизма и внутрикорового гранитообразования, приводящие к стратификации коры, изменению ее термальной структуры и реологии и обеспечивающих стабильность континентальных масс. Следствием кратонизации континентальной коры является формирование рифтогенных структур и крупных осадочных бассейнов. Примером ранней стабилизации континентальной литосферы служит кратон Каапваль (Южная Африка), где начало роста коры относится к рубежу ~3.7 млрд лет, древнейшие дайковые рои и рифтогенные вулканиты имеют возраст ~2.97-2.98 млрд лет, а осадочный чехол накапливается с 2.96 млрд лет [2]. В сообщении суммирована полученная автором в последние 5 лет изотопно-геохронологическая (U-Pb, Lu-Hf) информация по юго-западу Сибирского кратона (Шарыжалгайский супертеррейн), позволяющая судить об эволюции коры этого литосферного сегмента.

Начало формирования коры в гранулитовых блоках Шарыжалгайского супертеррейна (рис. 1) фиксируется максимальным возрастом детритовых цирконов из парагнейсов – 3.6-3.7 млрд лет с модельным Hf возрастом - $T_{\text{Hf}}^c(\text{DM})$ до 4.1 млрд лет (здесь и далее рассчитано для $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.015$). Диапазон $T_{\text{Hf}}^c(\text{DM})$ для детритовых цирконов 4.1-3.8 млрд лет оценивает время роста коры как эоархейское, а величины ϵ_{Hf} -2.4 и +1.3 свидетельствуют в пользу образования их магматических источников в результате рециклинга более древнего сиалического материала. «Реальные» (мета)магматические комплексы имеют палеоархейский возраст (3.4-3.3 млрд лет) и представлены породами тоналит-трондьемит-гранодиоритового ряда в гранит-зеленокаменных и гранулитами среднего состава в гранулитовых террейнах. Эти породы характеризуются широким диапазоном положительных значений ϵ_{Hf} (от 5.1 до 0), что фиксирует палеоархейский этап роста коры.

Последующие магматические и метаморфические процессы наиболее полно проявлены в гранулитовых блоках. Палеоархейские (3.4 млрд лет) гранулиты испытали ранний метаморфизм ~3.0 млрд лет, что фиксируется по многоплоскостным зернам циркона, обедненным тяжелыми РЗЭ. Большинство детритовых цирконов в парагнейсах принадлежат двум возрастным группам: ~3.2 и 3.0 млрд лет, сохранившаяся осцилляторная зональность и характер распределения РЗЭ этих цирконов свидетельствуют в пользу их магматического происхождения. Цирконы с возрастом ~3.2 млрд лет характеризуются отрицательными ϵ_{Hf} (от -0.3 до -6.2) и $T_{\text{Hf}}^c(\text{DM})=3.6-3.9$ млрд лет. Цирконы с возрастом ~3.0 млрд лет имеют ϵ_{Hf} (от 0 до -1.9) и $T_{\text{Hf}}^c(\text{DM})=3.4-3.6$ млрд лет и по изотопным характеристикам сопоставимы с одновозрастными (~3.0 млрд лет) метаморфическими цирконами из палеоархейского гранулита Иркутского блока (ϵ_{Hf} от +0.5 до -3.6 и $T_{\text{Hf}}^c(\text{DM})=3.4-3.6$ млрд лет). Изотопный Hf состав детритовых цирконов предполагает, что материнские магматические породы в источнике сноса формировались путем рециклинга более древней коры. Цирконы из орто- и парагранулитов с возрастом ~3.0 млрд лет отражают субсинхронные процессы метаморфизма и магматизма, которые были вероятно результатом утолщения и последующего внутрикорового плавления, что привело к стабилизации коры. За стабилизацией континентальной коры последовало ее растяжение и внутриплитный вулканизм с образованием кислых метавулканитов – биотитовых микрогнейсов (~2.9 млрд лет), имеющих типичные для внутриплитных вулканитов высокие железистость и содержание HFSE. Величины $T_{\text{Nd}}(\text{DM})=3.3$ млрд лет этих пород указывает на вклад древнего

корового источника. Таким образом, последовательность палео-мезоархейских событий включает образование ранней коры ~3.3-3.4 млрд лет, метаморфизм, внутрикоровое плавление и стабильной коры на рубеже ~3.0 млрд лет; растяжение и внутриплитный вулканизм ~2.9 млрд лет.

В гранулитовых террейнах рост коры в неоархее происходил в результате субдукционного магматизма на окраине древнего континентального блока. Мафические и средне-кислые гранулиты (2.7-2.66 млрд лет) обогащены Ba, Th и LREE и обеднены Nb, что является типичным для субдукционных вулканитов. Вариации ϵ_{Hf} для цирконов из основных (+7.0..+4.6) и кислых (+2.6 до -0.8) гранулитов указывают на поступление ювенильного материала, и ограниченный вклад древней коры. Вулканизм зеленокаменных поясов происходил в энсиалической рифтогенной и субдукционной обстановках, что определяет как рост, так и рециклинг континентальной коры в неоархее (2.8-2.7 млрд лет). Процессы седиментации как в гранулитовых, так и гранит-зеленокаменных блоках происходили в диапазоне 2.8-2.74 млрд лет преимущественно за счет эрозии нео-мезоархейских породных комплексов как с ювенильными, так и древними коровыми изотопными характеристиками (ϵ_{Hf} от +3.7 до -11.8). Метаморфические цирконы из гранулитов (2.57-2.54 млрд лет) и магматические цирконы из гнейсовидных гранитов (2.54 млрд лет) (ϵ_{Hf} -6.2...-3.7) отражают проявление неоархейских коллизионных процессов и рециклинг коры. Таким образом, неоархей был как периодом роста, так и рециклинга континентальной коры. Аналогичные этапы роста континентальной коры в палео- и неоархее и рециклинга в интервале 2.8-2.5 млрд лет установлены и для северной части Сибирского кратона [1].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 12-05-00557 и 15-05-02964).

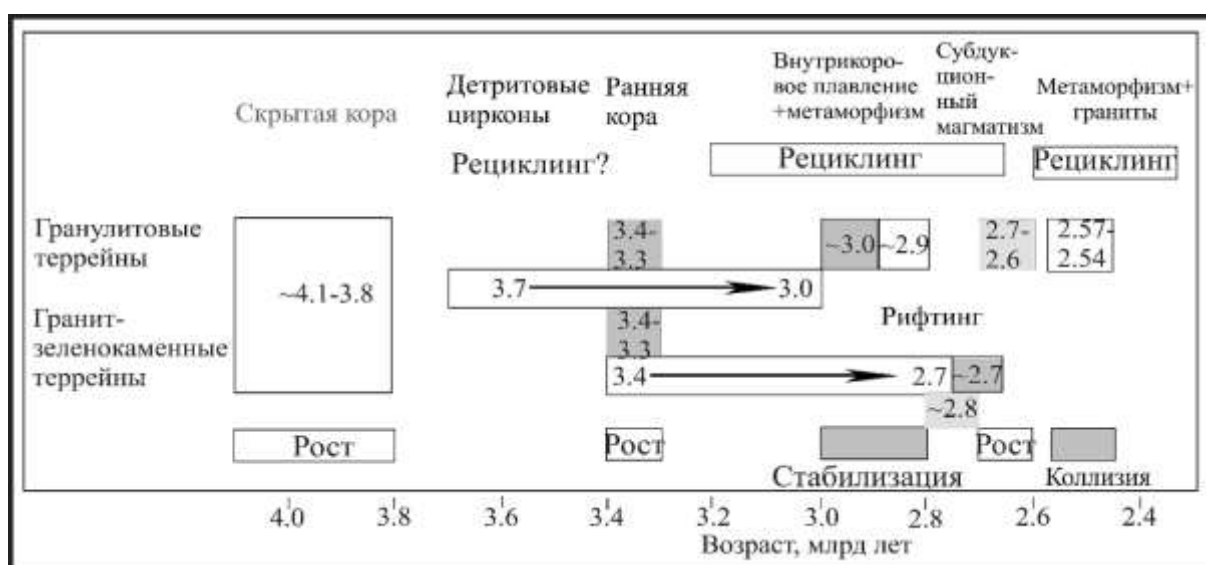


Рис. 1. Этапы роста, рециклинга и стабилизации архейской континентальной коры юго-запада Сибирского кратона. Стрелками показан диапазон возрастов детритовых цирконов.

Литература

1. Kostrovitsky S.I, Skuzovатов S.Yu., Yakovlev D.A. et al. // Gondwana Research. 2016, V. 39, P. 365–385
2. Olsson J.R., Soderlund U., Klausen M.B., Ernst R.E. // Precambrian Research. 2010, V. 183, P. 490–500.

СОПРЯЖЕННОСТЬ ВУЛКАНИЗМА И СИЛЛОГЕНЕЗА С КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ БАССЕЙНООБРАЗОВАНИЕМ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Г.С. Федосеев

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
Новосибирский Государственный университет, г. Новосибирск*

Характерной особенностью Алтае-Саянской складчатой области (АССО), входящей в состав Казахстано-Алтае-Саянской магматической провинции, является широкое развитие межгорных прогибов и грабенов, выполненных преимущественно девонскими вулканическими, терригенными и терригенно-вулканогенными отложениями и воспринимаемых как разноразмерные фрагменты осадочных палеобассейнов [4]. Наряду с перечисленными отложениями в некоторых депрессиях широким развитием пользуются базитовые (долериты, базальты, андезибазальты) пластовые тела, которые, по мнению автора, многими исследователями, использующими для диагностики конвергентные признаки, ошибочно относились и продолжают относиться к разряду вулканических образований (лавовые потоки и покровы), что неизбежно приводило и приводит к отступлению от стратиграфического принципа суперпозиции Николаса Стено: «Временные отношения раньше/позже между геологическими телами определяются их первичными пространственными отношениями и (или) генетическими связями» [1, стр. 26]. Исправить сложившуюся ситуацию возможно, если заменить «эффузивную» концепцию «силовой», использовав систему дивергентных признаков [2, 3, 5]. Смена парадигмы приводит к выводу о проявлении в истории развития подобных палеобассейнов не только процессов вулканизма, но и массового образования малоглубинных силлов – силлогенеза. [6, 7].

1. Наши исследования средне-верхнепалеозойских осадочных бассейнов в пределах АССО показали, что участвующие в их строении магматические образования имеют двойственную фациальную природу: одна их часть (андезиты и трахиандезиты, дациты и трахидациты, риолиты и трахиты) является вулканической и/или осадочно-вулканогенной, а вторая, более поздняя (долериты и базальты), – инъекционной. Вулканические образования переслаиваются с отложениями континентальной молассы, а инъекционные реализуются в виде силлов и даек, которые установлены, например, во многих разрезах быскарской серии и ее аналогов в пределах Минусинского прогиба (открытые берега Красноярского водохранилища; устья рек Сисим, Черемшанка, Убей и Кокса; районы пос. Копьево и б./пос. Старый Борец; горы Шунет и Кузьме).

2. На основе полученных и опубликованных материалов восстановлена история девонского внутриконтинентального бассейнообразования в северной части АССО.

Стадия 1. Заложение осадочных бассейнов происходит в обстановке растяжения и прогибания земной коры, которое сопровождается формированием базальных терригенных пород (конгломератов, гравелитов, песчаников) на педиализированной поверхности. В качестве первопричины этого процесса предполагается наличие теплоэнергетических аномалий типа фингер-плюмов, которые могли способствовать образованию в земной коре магматических очагов, обеспечивающих пароксизмальный ареальный вулканизм среднего и кислого, а также промежуточных составов. При этом не исключается возможность обнаружения отдельных лавовых потоков основного состава, установленных по дивергентным признакам. В результате перемежаемости слоев и толщ различного состава формируется анизотропная среда (литопризма). Наличие такого «сэндвича» является непременным условием проявления силлогенеза.

Стадия 2. В зависимости от соотношения скоростей прогибания ложа палеобассейна и седиментационной компенсации, а также от вида источника поступающего материала могут сформироваться разные типы осадочных бассейнов – с одним (экзогенным) или двумя (экзогенным и эндогенным) источниками. В первом случае образуются палеобассейны с

терригенным (*Ia*), вулканогенно-терригенным (*Ib*) и вулканогенным (*Ic*) наполнением. Во втором случае имеет место терригенно-инъекционное (*IIa*), терригенно-вулканогенно-инъекционное (*IIb*) и вулканогенно-инъекционное (*IIc*) наполнение, свидетельствующее о сопряженности вулканического и инъекционного магматизма с бассейнообразованием. Иначе говоря, палеобассейны первых трех типов формировались в условиях только экзогенной седиментогенной компенсации, а в истории представителей остальных типов возникали периоды недокомпенсации. Эквипотенциальное равновесие в этом случае достигалось за счет непосредственного поступления в литопризму магматического материала, который реализовался в виде силлов и даек. Таким образом, периоды седиментационной недокомпенсации – вторые условие проявления силлогенеза. Сопряжение его с вулканизмом имеет место только в палеобассейнах двух типов – *IIb* и *IIc*.

Стадия 3. Характер деструкции осадочных палеобассейнов, насыщенных силлами, зависит от жесткости (степени кратонизации) фундамента: на платформах господствует дизъюнктивная тектоника, а в складчатых поясах – пликативно-дизъюнктивная. При этом силлы подчеркивают складчатое строение, создавая нередко ложное впечатление послескладчатого внедрения базитовой магмы.

3. Принятие концепции силлогенеза неизбежно приводит к ряду следствий: а) кардинально изменяется объем базовых литостратиграфических подразделений (вплоть до перехода в разряд невалидных); б) корректируется история геологического развития региона: вместо образования базитовых вулканитов происходит внедрение базитовых силлов, что указывает на антидромную схему магматизма; в) смещаются акценты постмагматических процессов и металлогенической специализации базитов. Следует отметить также, что концепция силлогенеза пока обозначена только в общих чертах, оставляя простор для более глубокой проработки отдельных сторон. Необходимо, например, определить роль периодов быстрого погружения ложа палеобассейна и седиментационной недокомпенсации как возможных (дополнительно к избыточному магматическому давлению) причин подъема базитовой магмы. Нет определенности и в решении проблемы предельного уровня подъема магмы в условиях продолжающегося процесса седиментации (при наличии остаточного аквабассейна). Открытым остается вопрос о пульсационном характере и эпохах силлогенеза.

Литература

1. Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с. <http://docplayer.ru/45838341-Sergey-viktorovich-meyen.html>
2. Федосеев Г.С. // Наука и будущее: идеи, которые изменят мир. Материалы международной конференции. М.: ГГМ им. В.И. Вернадского, 2004. С. 199–200.
3. Федосеев Г.С. // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 2. Материалы научной конференции. Томск: ЦНТИ, 2001. С. 181–186.
4. Федосеев Г.С. // Материалы международной научно-практической конференции «Геология, минерагения и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов республики Казахстан». Алматы: ИГН, 2015. С. 181–187.
5. Федосеев Г.С. Путеводитель к полевым экскурсиям по мафитовым силлам Ширинского учебного полигона НГУ (Республика Хакасия, Россия). Новосибирск: РИЦ НГУ, 2015. 20 с. (*Rus.-Engl.*).
6. Федосеев Г.С. // Тезисы докладов конференции «Фундаментальные проблемы геологии и тектоники Северной Евразии». Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2001. С. 121–123.
7. Fedoseev G.S. // Bulletin of Geosciences. – 2008. Vol. 83. № 4. P. 473–480.

МАГМАТИЗМ И МИНЕРАГЕНИЯ ОБСТАНОВОК ТРАНСФОРМНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

А.И. Ханчук

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В геологических реконструкциях геодинамической (тектонической) обстановке скольжения литосферных плит уделялось недостаточно внимания, хотя современные примеры таких обстановок хорошо изучены. Вероятно, это связано с тем, что в первоначальной модели плитовой тектоники границы скольжения плит рассматривались как трансформные (переходные) (transform plate boundary). Наши исследования демонстрируют широкое распространение обстановки скольжения литосферных плит в мезозойско-кайнозойской геологической истории Северной Евразии, которая характеризуется определенной тектоникой, магматизмом и минерагенией, и должна рассматриваться как самостоятельная геодинамическая (тектоническая) обстановка, равноправная обстановкам спрединга, субдукции и внедрения нижнемантийных плюмов. В целом, границы скольжения возникали в результате глобальных перестроек движения плит: внутри континентов на постколлизиионном этапе после столкновения континентов или на границах континент-океан после прекращения субдукции по разным причинам. В обоих случаях имеется стагнированный слэб и менее плотная астеносфера под ним. В этом причина геохимической однотипности магматизма таких обстановок внутри континентов (Альпийско-Гималайский пояс) и на окраинах океанов (Калифорния). Магматические комплексы над погруженным слэбом распространены на обширной площади в виде отдельных ареалов, что отличает их от линейных надсубдукционных магматических поясов. От плюмов их отличает выраженный синсдвиговый характер проявлений магматизма. Типична антидромная последовательность, например: риолиты - бимодальная серия - базальты, либо базальты субщелочного и щелочного типов. Характерны адакиты (как результат плавления слэба) и небольшие тела щелочных базитов и ультрабазитов, а также монцониты и граниты А2-типа [5,6]. Особенности магматизма определяются соответствующим вкладом следующих источников: астеносферного диапира, плавления слэба, надсубдукционного клина и нависающей литосферы. Разное сочетание указанных источников определяет пестрый характер магматизма в обстановке скольжения плит: ультраосновного, основного и кислого. В среднекислых породах преобладают субдукционные характеристики, в основных и ультраосновных – внутриплитные. На существующих классификационных геохимических диаграммах разновозрастные породы одной территории попадают в поля различных геодинамических обстановок.

Базальты и андезито-базальты характеризуются повышенной титанистостью, калиевоью и магниезильностью. Обычно они в разной степени обогащены крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, что типично для островодужных магм. Одновременно они обладают повышенными концентрациями переходных когерентных элементов, свойственных плюмовым магмам. На графиках, нормированных к MORB или примитивной мантии распределений микроэлементов, в них обычно проявлен Ta-Nb минимум, свойственный и надсубдукционным обстановкам. Отношение Ta/Nb в них ниже, а Ba/Nb, Ba/La, La/Yb выше, чем в некоторых MORB и OIB. По соотношениям ряда микроэлементов, например, Ta-Th-Ni, Ba/La-(Ba/La), (La/Sm), La/Hf и других, они располагаются в области смешения магм различных источников (островодужных, внутриплитных и деплетированных). Для магматитов обстановок скольжения плит обычен «сигмоидальный» рисунок распределения REE, нормированных к хондриту, с отрицательным наклоном графика в области легких лантаноидов и вогнутостью вниз в области тяжелых и некоторым возрастанием концентраций или близким к прямолинейному рисунку в области тяжелых REE. Базальты субщелочного или щелочного типов, от OIB и MORB до высокоглиноземистых, характеризуются восстановительными условиями

кристаллизации. Имеют низкие по сравнению с островодужными содержания Al_2O_3 (16–17 мас. %), но высокие – Ni (<30–50 г/т), TiO_2 (1–2 мас. %); высокие Ni/Co (>1), Ti/V (<0.04), Th/La (0.13–0.2), Nb/La (0.25–0.35), Ba/La (20–25) отношения [1,2,3,7].

В зоне перехода континент-океан можно выделить два варианта тектонической эволюции обстановки скольжения литосферных плит. В первом: в результате сдвиговых перемещений происходило сжатие переходной зоны и формирование на ее месте новой континентальной литосферы. Синорогенные магматические породы с внутриплитными характеристиками указывают на обстановку трансформной континентальной окраины, а не субдукции. Таким образом, орогенные пояса на границе континент-океан образуются только в периоды существования обстановки скольжения литосферных плит. Не существует надсубдукционных орогенов [5]. Во втором варианте - наоборот, происходила деструкция континентальной литосферы и образование окраинных морей типа Японского и Охотского. Излияния эоцен-олигоцен-раннемиоценовых высокоглиноземистых базальтов япономорского региона соответствовало этапу скольжения литосферных плит, разрыву древней субдукционной пластины и внедрению горячей и деплетированной океанической астеносферы Тихоокеанского MORB-типа в субконтинентальную азиатскую литосферу с ЕМП изотопными характеристиками [2,7].

Типовыми для обстановок скольжения литосферных плит являются медно-порфировые месторождения, платино-металльные зональных интрузий урало-алаянского типа, серебряные (с золотом) и оловянные в бимодальных магматических сериях. Характерны месторождения титана в ультрабазитах и различные скарновые месторождения, связанные с гранитами, которые имеют изотопные мантийные метки, месторождения золота в черных сланцах [1,4], а также многие другие месторождения, принадлежность которых в обстановках скольжения литосферных плит еще предстоит установить.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России // под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. - 2006. - 981с.
2. Мартынов Ю. А., Ханчук А. И. // Петрология. -2013- Т. 21, № 1. С. 94–108.
3. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г // Геохимия. – 2006. - № 12. - С. 1251-1265.
4. Ханчук А.И., Иванов В.В. // Геология и геофизика. -1999- Т.40, №11. - С. 1635-1645.
5. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. // Lithos. - 2016. - V. 261. - P. 250-261.
6. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. // Journal of Asian Earth Sciences. -2016. - V. 120. - P. 117–138.
7. Martynov Y.A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V. // Godwana Research. -2017. - P. 358-371.

СУПЕРКРУПНЫЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ РУДНЫЕ УЗЛЫ СТРАТЕГИЧЕСКИХ МЕТАЛЛОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ГЛУБИННАЯ ГЕОДИНАМИКА

В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

1. Познание закономерностей формирования и размещения крупных и уникальных рудных узлов в настоящее время базируется на комплексном использовании научных результатов, предоставляемых:

- количественной металлогенией, оперирующей фактическими запасами и потенциальными ресурсами объектов;
- абсолютной геохронологией, выявляющей продолжительность формирования рудно-магматических систем (РМС);
- геофизикой и сейсмотомографией, раскрывающими особенности строения земной коры и мантии рудоносных провинций;
- петрологией и геохимией, объясняющими вероятную природу источников магматических образований, с которыми ассоциируют оруденения.

2. Сопредельная территория Юго-Востока России, Востока Монголии и Севера Китая, расположенная в основном между Сибирским (Северо-Азиатским) и Сино-Корейским (Северо-Китайским) кратонами и соответствующая Амурской плите, принадлежит, с одной стороны, восточному флангу палеозойского Центрально-Азиатского (Урало-Монгольского) орогенного пояса, а с другой – западному флангу мезозойской Азиатско-Тихоокеанской мегазоны конвергенции. Не случайно сибирские геологи давно выделили околобайкальскую часть этой территории в качестве основного звена глобальной Верхоянско-Бирманской (Вебирс) зоны сочленения Центрально- и Восточно-Азиатских структур.

3. Для рассматриваемого региона характерна повышенная рудоносность и наличие нескольких позднемеозойских (последовательно омолаживающихся к востоку) вулканоплутонических поясов (ВПП) и зон (ВПЗ). Наиболее крупными из поясов являются Большехинганско-Удско-Мургалский (поздняя юра – ранний мел), Сунгари-Хингано-Охотский (альб-ранний сеноман), Восточно-Сихотэ-Алинский (сеноман-палеоцен). Их происхождение соотносят с геодинамическими процессами, развивавшимися на континентальных окраинах андийского типа. С каждым из поясов сопряжены региональные градиентные зоны поля силы тяжести: Главная (Хингано-Приохотская), Малохингано-Олонойская, Прибрежная.

4. Палеотектоническими реконструкциями и сейсмотомографическими исследованиями установлено активное взаимодействие частей Тихоокеанской мегаплиты (ТМП) и Евразийского континента в мезозое-кайнозое. При субдукции, сопровождавшейся погружением под континент океанских плит, фрагменты ТМП трансформировались в транзитной (410-660 км) зоне мантии в стагнированные слэбы.

5. Фронтальная граница одного из таких слэбов, названного Приморским, проецируется на междуречье Алдана и Олекмы (вплоть до ее верховий), территорию Юго-Восточного Забайкалья, а далее на восточный отрезок госграницы Монголии с Китаем. Фланговые ограничения Приморского слэба, в виде палеотрансформных разломов ЗСЗ ориентации, в целом совпадают с субширотными границами Амурской плиты. Им соответствуют два магма-металлогенических пояса: Инагли-Кондер-Феклистовский на Алданском щите и Цзяодун-Чжанцзякоу-Дациньшанский, протянувшийся от северного побережья Шаньдунского полуострова в Желтом море до окрестностей г. Баян-Обо (КНР). На оконтуренной площади известны крупные тафrogenные Mz-Kz депрессии (Амуро-Зейская, Хулунурская, Дзунбаинская, Эрляньская, Сунляо, Санцзян-Среднеамурская и др.) и поля кайнозойских платобазальтов (Дариганга, Ханнуоба, Чанбайшань, Цинбоху-Муданьцзянь, Удалянчи и др.).

6. На совмещенной схеме данных сейсмотомографии и минерагении Восточной Азии над периметром стагнированного в средней мантии слэба фиксируется П-образный ареал из крупных и уникальных рудных узлов стратегических металлов. Наиболее известными узлами ареала являются: Кондерский (PGE), Учурский (Au), Центрально-Алданский (Au), Эльконский (U), Дарасунский (Au), Балейский (Au), Завитинский (RM), Жирекенский (Mo), Бугдаинский (Mo), Шерловогорский (RM, Pb-Zn), Стрельцовский (U), Дорнотский (U), Гуюань-Дуолунский (U), Чжанцзякоу (Au), Яньшань (Au), Чжао-Е (Au). В этом же ареале размещены многие крупные и уникальные месторождения Pb-Zn, флюорита, цеолитов и другого минерального сырья.

7. Исключительно высокая насыщенность ареала крупными и суперкрупными рудными узлами, выявленными над периметром стагнированного слэба, обусловлена влиянием глубинной геодинамики. Сложные преобразования пород океанского слэба в переходной зоне мантии сопровождались дегидратацией, интенсивной дегазацией и последующим апвеллингом флюидных компонентов в астеносферу и пределы литосферы. Апвеллинг, глубинная эрозия подкоровой мантии и нижней коры, сопровождаемые деформациями, вызывали реактивацию средней и верхней коры, возникновение первичных, промежуточных, а затем и периферических очагов, т.е. развитие магматизма и формирование РМС. Примечательно, что появление и становление последних происходило почти синхронно в средне-позднеюрско-раннемеловое время.

8. Интенсификация магмо- и рудообразующих процессов над ограничениями слэба сопровождалась вовлечением энергии и веществ из нижней недеплетированной мантии, возникновением возвратных мантийных потоков, подпитывающих восходящие верхнемантийные плюмы. Участие производных нижней мантии в таких потоках, дальнейших процессах мантийно-корового взаимодействия влияло на формирование крупных «магматогенов», корни которых иногда фиксируются геофизиками на глубине в сотни километров от палеоповерхности. Подобные, но менее масштабные РМС, возникшие под воздействием собственно верхнемантийных плюмов, выявлены и над стагнированным слэбом. Два таких плюма Мая-Селемджинский и Алдано-Зейский, контролирующие положение многих частных РМС выявлены дальневосточными геофизиками на территории Приамурья.

9. Абрисно представленная результирующая совокупность сложных геологических, петролого-геохимических процессов в мезазоне конвергенции континентальной и океанической плит конкретизирует причинность проявления в регионе «автономной», «отраженной активизации» и впервые установленной авторами локализации крупных и уникальных позднемезозойских рудных районов и узлов стратегических металлов над периметром слэба. Высокой объемной концентрации металлов в формировавшихся РМС способствовали процессы реювенации многих компонентов вследствие значительных метасоматических преобразований пород древнего субстрата кратонов и Керулен-Аргунского кратонизированного супертеррейна.

Предлагаемая авторами трактовка геодинамических условий формирования высокопродуктивных РМС в регионе предполагает необходимость совершенствования стратегии поисково-оценочных работ.

РОСТ АЛМАЗОВ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ В МЕТАЛЛ-СЕРО-УГЛЕРОДНОЙ СИСТЕМЕ

А.И. Чепуров, А.А. Томиленко, Н.В. Соболев, В.М. Сонин, Е.И. Жимулев,
Т.А. Бульбак, А.М. Логвинова, А.А Чепуров

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Широкое распространение сульфидов в виде включений в алмазах и в минералах спутниках алмаза свидетельствует о том, что сульфиды играют важную роль в генезисе алмаза. Одна из гипотез о среде кристаллизации природных алмазов предполагает участие сульфидного состава в процессах природного алмазообразования в мантии Земли.

В настоящем сообщении детально рассмотрены результаты исследований по кристаллизации алмаза и сопутствующих фаз в системах (Fe, Ni, Co)-S-C с доэвтектическим содержанием серы, приведены данные анализа флюидной составляющей.

Система Fe-Co-S-C. Исследования проводили при 5.5 ГПа, 1300 °С. Во всех экспериментах в ампулу вводили геттер азота – титан. В экспериментах с содержанием серы менее 14 мас.% были выращены бесцветные и светло-желтые кристаллы алмаза массой 0.1-0.8 карата. По данным ИК-спектроскопии, алмазы, выращенные с геттером азота титаном, относятся к типу малоазотных, с концентрацией азота менее 40 ppm, близкие к типу Па. Основными фазами ростовой шихты (после опыта) являлись: эвтектическая фаза, моносульфидный твердый раствор, возможно, кобальтовый пентландит Co_9S_8 , (Fe,Co)-карбид, перекристаллизованный графит.

Система Fe-Ni-S-C. В качестве металла-катализатора использовали железоникелевый сплав (никель 36%). Исследования проводили при 5.5 ГПа, 1300 °С по двухампульной методике с контрольным образцом. В экспериментах с содержанием серы менее 14 мас.% были выращены бесцветные и светло-желтые кристаллы алмаза массой 0.1-0.8 карата. Кристаллы имели октаэдрический габитус с дополнительными гранями куба, ромбододекаэдра и тетрагон-триоктаэдра. Основными фазами ростовой шихты (после опыта) являлись: моносульфидный твердый раствор, высокотемпературный пентландит, тенит, твердый раствор, высокотемпературный пентландит, тенит, (Fe,Ni)-карбид и перекристаллизованный графит.

Система Fe-S-C. Исследования проводили при 5.5 ГПа, 1350 °С по двухампульной методике с контрольным образцом. В результате экспериментов были получены кристаллы алмаза октаэдрического габитуса. Во всех опытах с серой в шихте обнаружен перекристаллизованный графит. Основными фазами ростовой системы (после опыта) являлись: твердый раствор углерода в железе, сульфид железа (пирротин), карбиды железа (Fe_3C и Fe_7C_3) и перекристаллизованный графит.

Состав летучих компонентов из алмазов, выращенных в металл-серо-углеродных системах. Для анализов были отобраны образцы алмазов, выращенных в системах Fe-C-S и Fe-Ni-C(+S) при $T=1300-1350$ °С и $P=5.5-6.0$ ГПа. При исследовании этих алмазов с помощью оптической и сканирующей электронной микроскопии были обнаружены включения металлического расплава и сингенетичные им флюидные включения (рис. 1). Согласно результатам хромато-масс-спектрометрического анализа в составе флюидных и расплавных включений в данных алмазах было обнаружено от 111 до 160 летучих компонентов. Практически во всех алмазах были установлены алифатические углеводороды (парафины и олефины), циклические углеводороды (нафтены, арены, полициклические ароматические углеводороды), кислородсодержащие углеводороды (спирты и эфиры - простые и сложные, альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты), гетероциклические соединения (диоксины, фураны), азот- и серосодержащие соединения, а также CO_2 и H_2O .

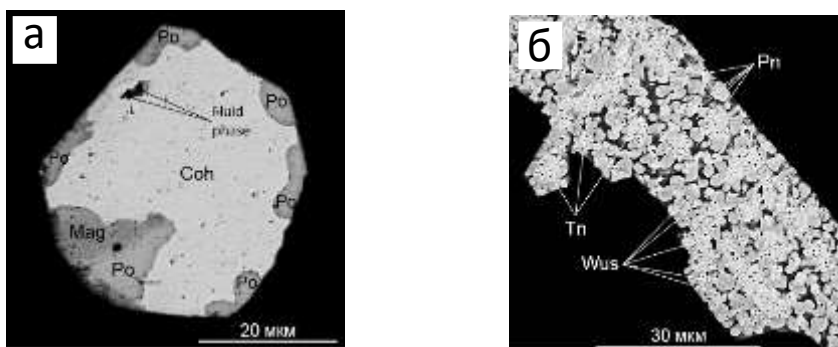


Рис. 1. Микрофотографии включений металлического расплава в синтетических алмазах, выращенных в системах Fe-C-S (а) и Fe-Ni-C(+S) (б) при температуре 1350°C и давлении 5.5-6.0 ГПа. CoH - когенит; Po - пирротин; Mag – магнетит; Wus - вюстит; Pn - пентландит; Tn - тэнит; Fluid phase – флюидная фаза. Фотографии в отраженных электронах.

Для алмазов, выращенных в металл-углеродной системе Fe-C-S, характерно более высокое относительное содержание алифатических и циклических углеводородов (25.2 и 23.5 %, соответственно) по сравнению с алмазами, выращенными в системе Fe-Ni-C(+S) (15.2 и 2.6 %, соответственно). При этом относительное содержание кислородсодержащих углеводородов существенно выше в алмазах, выращенных в системе Fe-Ni-C(+S), по сравнению с алмазами, выращенными в системе Fe-C-S (68.9 и 35.6 %, соответственно). Несомненно, важными являются данные по составу и количеству азотсодержащих соединений в рассматриваемых алмазах. Относительное содержание и количество азотсодержащих соединений в алмазах, выращенных в системе Fe-C-S, существенно выше, чем в алмазах, выращенных в системе Fe-Ni-C(+S) (содержание 3.72 и 1.4 %, а количество соединений 19 и 8, соответственно). При этом, по данным ИК-спектроскопических исследований, содержание структурного азота в алмазах, выращенных в системе Fe-C-S, составляет от 4 до 9 ppm, т.е. они являются малоазотными. Как и можно было ожидать для этих алмазов характерно достаточно высокое содержание серосодержащих соединений, но при этом оно существенно выше для алмазов, выращенных в системе Fe-S-C, по сравнению с алмазами, выращенными в системе Fe-Ni-C(+S) (15.9 и 4.3 %, соответственно).

Таким образом, впервые получены прямые данные, которые существенно расширили имеющиеся представления о составе флюидов при кристаллизации синтетических алмазов, выращенных в металл-углеродных системах с участием различного количества серы. Показано, что существенную роль в составе флюидов при росте синтетических алмазов играют алифатических, циклические и кислородсодержащие углеводороды, а также азот-, и серосодержащие соединения.

Исследование выполнено за счет грантов Российского научного фонда (проекты № 14-17-00602П и № 17-17-01154) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 15-05-04615).

ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ФОРМ И ТИПОВ РЕЛЬЕФА ОБЬ-ИРТЫШСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Д.А. Чупина, И.Д. Зольников

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

Картографирование было и остается на сегодняшний день одним из основных методов системного географического изучения природных условий и ресурсов различных территорий. Перспективы развития картографии связывают с геоинформационными и мультимедийными технологиями, а также с трансформированием традиционных карт и атласов в электронно-цифровые аналоги [1,2]. Помимо этого большое значение придается автоматизации и объективизации картографических работ. Изменяются подходы к разработке содержания картографических произведений, ручное составление карт заменяется компьютерным моделированием. Нами разработана методика [3] основанная на распознавании форм и типов рельефа, представление о которых (морфология, происхождение, возраст) формируется в результате предварительной проработки данных государственного геологического картирования старых серий, литературных и фондовых источников об изучаемой территории.

Методика базируется на использовании ГИС-технологий (ArcGIS 10.2.1.), весь фактический материал получен на основе обработки цифровой модели рельефа (ЦМР) SRTM, с пространственным разрешением 3 арксекунды, которая находится в открытом доступе (<http://srtm.csi.cgiar.org>).

Построение морфометрических показателей. В основу разработанной методики положено использование производных от ЦМР морфометрических показателей. Нами используются три типа морфометрических показателей: абсолютные, относительные, плотностные. Абсолютная высота, угол падения склона и экспозиция склона представляют собой, так называемые, абсолютные морфометрические показатели. К относительным морфометрическим показателям относятся параметры, которые высчитываются в скользящем окне, с диаметром существенно превышающим размер ячейки раstra. Эти показатели представляют обычно средние и диапазоны значений, вычисляемые по абсолютным показателям в скользящем окне. При построении плотностных морфометрических показателей также используется метод скользящего окна. Перед построением морфометрических показателей определяется размер окна, который должен превышать как минимум в несколько раз пространственное разрешение исходной ЦМР. В случае с подбором скользящего окна для картографирования форм рельефа, его размер должен превышать средний размер самих форм, т.е. в него должны попадать определенные наборы составных элементов (границы, ребра, вершины). Размер скользящего окна (радиус) для изучаемой территории составил 5 км. Для картографирования типов рельефа строятся морфометрические показатели с окном, в которое должны попадать основные сочетания форм земной поверхности. При этом мы получаем усредненные морфометрические показатели типов рельефа, а не составляющих их форм. В связи с тем, что формы рельефа Обь-Иртышского междуречья имеют достаточно крупные размеры, радиус окна составил 10 км.

Картографирование форм рельефа. На подготовительном этапе были проанализированы карты четвертичных отложений и объяснительные записки к ним. Рельеф изученной территории (рис.1) содержит ограниченный набор форм рельефа: гряды (продольные и поперечные гривы, дюны, береговые валы озер), современные озера, палеоозерные котловины и приречные озеровидные расширения, полого-волнистая равнинная поверхность, в различной степени осложненная мелкими холмами и суффозионно-просадочными западинами. Речные долины редки на этой территории и не занимают сколько-нибудь значительных площадей. В соответствии с разработанной

технологией [3] получены выделы типичных форм рельефа: гряды, озера, палеоозерные котловины, полого-волнистая равнина (рис.1).

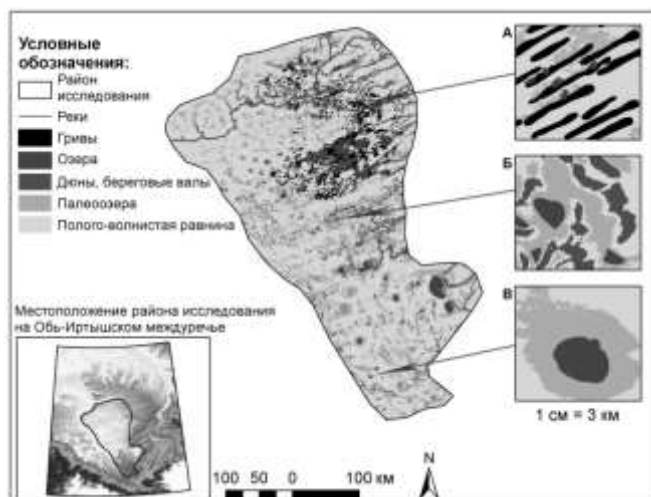


Рис. 1. Карта-схема форм рельефа Обь-Иртышского междуречья

Картографирование типов рельефа на основе площадного соотношения доминирующих форм земной поверхности. Основой для выделения типов рельефа является карта форм земной поверхности. В скользящем окне были построены две плотностные карты, оконтуривающие области распространения грив и озерных поверхностей, соответственно. Так как гривы нередко продолжаютя на днищах котловин, а древние озерные поверхности «проникают» в межгривные пространства, значительная часть рельефа является комплексной. При наложении друг на друга плотностных карт гряд и озерных поверхностей были получены контуры грядово-озерного рельефа. Таким образом, в соответствии с указанной технологией, были закартированы грядовый, озерный, грядово-озерный, полого-равнинный типы рельефа Обь-Иртышского междуречья.

Выигрышной особенностью предложенной методики являются: объективизация критериев выделения объектов, автоматизация, снижающая трудоемкость работ, возможность использования статистики для выявления сходства и различия разнообразных форм и типов рельефа. Однако, ряд ограничений остается неизменным. Так, например, проблематично выделение геоморфологических объектов более детального масштаба, чем пространственное разрешение ЦМР. Правильность эталонирования форм и типов рельефа зависит от уровня знаний о форме, генезисе, возрасте геоморфологических объектов изучаемой территории. При верификации результатов геоинформационного картографирования по предложенной методике авторами использовались геологические карты четвертичных отложений масштаба 1 : 200 000 и космические снимки среднего пространственного разрешения (Landsat, Spot). Верификация показала хорошую сходимость картографических выделов.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0018.

Литература

4. Берлянт А.М. Геоинформационное картографирование. М.: 1997. 63 с.
5. Сваткова Т.Г. // Геодезия и картография. 2013. №1. С. 14–20.
6. Чупина Д.А., Зольников И.Д. // Геодезия и картография. 2016. № 6. С. 35–43.

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ СИБИРСКОГО СУПЕР-ПЛЮМА И ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ПРОЯВЛЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ВЫПЛАВЛЕНИЯ МАГМ В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

В.Н. Шарпов, Ю. В. Перепечко, А.В. Михеева, К.С. Сорокин, А.В. Толстов

Структурные характеристики постсилурийского базитового магматизма в земной получены на основании анализа карт магнитных и аномалий плотности, отражающих распределение магматических тел в земной коре северной части Азии Азиатского континента, полученных по технологиям GIS-ENDDDB. Совмещение этих данных с результатами лианеризации морфоструктурных элементов поверхности Земли, полученных по технологии Google Earth и геологическими картами эффузивного магматизма дает представление об общих контурах областей в литосферной мантии, где существовали питающие пермо-триасовые вулканы магматические очаги, а также распределение и морфологию древних и новейших разломных зон. Эти данные позволили нам получить представление о размерах и общем контуре астенолинз в верхней мантии, которые относят к плюмам или «суперплюму». Нами развита модель МакКензи горячей точки (ГТ) направлении учета наиболее полной диаграммы фазовых переходов в литосфере и верхней мантии, влияния размеров и симметрии ГТ для широкого диапазона параметров в рамках модифицированного приближения Буссинеска. Исходной предпосылкой такого анализа являются полученные в результате комплексной статистической обработки петро-геохимические данные о составах эффузивных пород трапповой формации [Sharapov et al., 2011].

Рассмотрена 2-D динамика формирования суперплюма, генерировавшего выплавление базитовых расплавов в литосферной мантии для неоднородной литосферы для диапазона вязкостей $\eta = 10^{16} - 10^{18} \text{ м}^2/\text{с}$ в модели горячих точек (ГТ), возникающих одновременно с формированием перовскитового перехода (ПП). При рассмотрении динамики формирования над ними астенолинз обнаружено, что в рамках принятых предположений получено качественное согласование длительности существования астенолинз и магматических систем LIPs, а также промежутков между их возникновением [Prokoph et al., 2004]. Такие результаты не согласуются с максимальными масштабами протяженных полос магнитных аномалий, а размеры астенолинз для «канонических» величин ГТ ~ 100 совпадают только с размерами локальных лавовых щитов. Увеличение размеров ГТ не приводит к искомым размерам областей декомпрессионного плавления для крупных LIPs. Так, при размере ГТ более 500 км происходит формирование локальных изменений режима конвекции, при этом формируются и адвективные потоки над краевыми частями ГТ с развитием опускных течений над их центрами. Следовательно, возрастания размера астенолинз, отвечающих размерам, как общего ареала Сибирских траппов, так и их ареалов на отдельных «плитах» Азиатского континента (ЗСП и СП), не происходит. Поэтому мы пришли к заключению о возможности существовании пониженных значений вязкости. В частности, вероятна высокая «флюидизация» области границ верхней мантии и литосферных плит после отмирания астенолинз, связанных с появлением ПП. Поскольку области декомпрессионного плавления являются естественными концентраторами летучих [Летников и др., 1977], поступающих из нижней мантии, то последние консервируются после исчезновения магматической жидкости на месте астенолинз и выше их в литосферной мантии в виде областей метасоматизирования. Следовательно, в верхней мантии над фазовыми переходами «400» и «500» может реализовываться снижение эффективной вязкости, а у подошвы литосферных плит температуры могут быть близки температуре солидуса. В данной работе конвекция в верхней мантии моделировалась для диапазона вязкостей $\eta = 10^{15} - 10^{20} \text{ м}^2/\text{с}$. Появление в какой-то части такой области ГТ приводило к развитию обширных областей декомпрессионного плавления с образованием LIPs типа Сибирских траппов. Моделирование привело к режиму «пульсирующей» конвекции в верхней мантии, при

котором весьма существенна роль фазовых переходов на глубинах 400 и 500 км, а динамика системы существенно зависит от горизонтальных конвективных токов. В таком случае вместо локальных вертикальных конвективных ячеек, возникает единая конвективная гиперячейка, в которой под фазовыми границами «400» и «500» развивается общий поток выше ПП, а над ними реализуется противоположное по направлению течение под литосферной плитой. При этом над ГТ периодически возникают локальные восходящие адвективные «факелы» как достигающие фазовых границ «400» и «500», так, и, при некоторой мощности теплового источника, преодолевающие эти фазовые границы. Времена существования таких пульсирующих источников ~3-5 млн. лет, а перерывы между их появлением ~5-12 млн. лет.

Над ГТ размерами менее 300 км адвективные токи подавляются потоками в нижнем слое, поэтому над такими ГТ в верхних областях конвекции области плавления не появляются. Над более крупными ГТ реализуются иные сценарии развития астенолинз в зависимости от размеров и места возникновения ГТ (L_x/L) под морфоструктурами неоднородной по толщине континентальной плиты. Когда ГТ располагается в центральной части плиты, масштабы и динамика плавления также изменяется. В рассматриваемых для указанного диапазона вязкостей сценариев развития астенолинз проявляется широкий спектр динамических и пространственных характеристик внутриплитных магматических систем: 1) реализуются масштабные вариации размеров зон плавления внутриплитных магматических систем Азиатского континента, 2) для них в зависимости от размера и тепловой мощности ГТ проявляются все зафиксированные частотные характеристики проявления LIPs [Prokoph et al., 2004]; 3) находит объяснение схема унифицированного температурного разреза земная кора – верхняя мантия по ([McKenzie et al., 2005]).

Основные выводы: После появления в мантии фазовой границы ПП природа всех типов внутриплитных LIP может количественно описываться в рамках модели декомпрессионного плавления при свободной конвекции в верхней мантии над ГТ при существенной стабилизирующей роли внутримантийных фазовых переходов «400» и «500»: ординарные области магматизма с радиусом порядка 400–500 км генерируются в литосфере вертикальными конвективными ячейками над горячими симметричными или асимметричными точками с поперечником порядка 200 - 500 км; суперкрупные LIP типа пермотрисовых траппов Сибири горизонтальными конвективными ячейками.

Литература

1. Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 215 с.
2. McKenzie D., Jacson J., Priestley K. // EPSL., 2005. v. 233. pp. 337-349.
3. Prokoph A., Ernst R.E., Buchan K.L. Journal Geology, 2004. V. 112. P. 1–22.
4. Sharapov V.N., Cherepanov A.N., Popov V.N., Rakhmenkulova I.F. Horizons in Earth Science Research, 2011, vol. 4, pp. 61-98.

ВЛИЯНИЕ ЩЕЛОЧЕЙ (K И Na) НА РЕАКЦИЮ КЛИНОПИРОКСЕНА И МАГНЕЗИАЛЬНОГО КАРБОНАТА ПРИ 6 ГПа: ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПРОБЛЕМЕ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ КАРБОНАТИЗИРОВАННОГО ЛЕРЦОЛИТА

А.Ф. Шацкий, И.В. Подбородников, А.В. Арефьев, К.Д. Литасов

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

На глубинах свыше 150 км ($P > 5$ ГПа) солидус карбонатизированного лерцолита контролируется реакцией между клинопироксеном и магнезильным карбонатом. Для того чтобы установить влияние щелочей на данную реакцию мы исследовали фазовые взаимоотношения в системах: $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{MgCO}_3$ (Di + 2Mgs); $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{NaAlSi}_2\text{O}_6 + 2\text{MgCO}_3$ (Di + Jd + 2Mgs); $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$ (Di + Na_2Mg); and $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{K}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$ (Di + K_2Mg) при 6 ГПа [1].

Система Di + 2Mgs начинает плавиться при 1400 °C по реакции $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (клинопироксен) + 2MgCO_3 (магнезит) = $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (жидкость) + $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (ортопироксен) с образованием карбонатного расплава [$\text{Ca}_{0.56}\text{Mg}_{0.44}\text{CO}_3 + 3.5 \text{ mol\% SiO}_2$].

Система Di + Jd + 2Mgs начинает плавиться при 1350 °C по реакции $2\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (клинопироксен) + $2\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ (клинопироксен) + 8MgCO_3 (магнезит) = $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (гранат) + 5MgSiO_3 (клинопироксен) + $2\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (жидкость) + Na_2CO_3 (жидкость) + 3CO_2 (жидкость и/или флюид) с образованием Na-содержащего доломитового расплава [$10\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 90\text{Ca}_{0.5}\text{Mg}_{0.5}\text{CO}_3 + 2 \text{ mol\% SiO}_2$].

Системы Di + Na_2Mg и Di + K_2Mg начинают плавиться при 1100 и 1050 °C, соответственно. Их частичное плавление контролируется реакцией $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (клинопироксен) + $2(\text{Na/K})_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$ (твердое) = $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (ортопироксен) + $(\text{Na/K})_4\text{CaMg}(\text{CO}_3)_4$ (жидкость) и сопровождается образованием щелочных карбонатных составов: [$\text{Na}_2\text{Ca}_{0.4}\text{Mg}_{0.6}(\text{CO}_3)_2 + 0.4 \text{ mol\% SiO}_2$] и [$43\text{K}_2\text{CO}_3 \cdot 57\text{Ca}_{0.4}\text{Mg}_{0.6}\text{CO}_3 + 0.6 \text{ mol\% SiO}_2$], соответственно. Установленные температуры солидуса и составы частичных расплавов близки к минимумам плавления в системах K/ Na_2CO_3 - CaCO_3 - MgCO_3 при 6 ГПа [2,3]. С увеличением температуры вплоть до 1400 °C расплавы сохраняют щелочной карбонатный состав.

Согласно полученным данным реакция, контролирующая солидус карбонатизированного лерцолита, очень чувствительна к вхождению щелочи в карбонатный компонент системы. Стабилизация $\text{K}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$ понижает температуру реакции плавления с 1400 до 1050 °C и сопровождается образованием ультракалиевого доломитового расплава. Столь значительное понижение температуры солидуса хорошо согласуется с данными по частичному плавлению в модельной системе K-содержащий карбонатизированный лерцолит. Не смотря на то, что эйтелит, $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$, оказывает аналогичное влияние, данный минерал нельзя рассматривать как потенциальный концентратор щелочи в лерцолитовой мантии. Дело в том при выловых соотношениях $\text{Al/Na} \geq 1$, Na_2O предпочтительнее растворяется в структуре клинопироксена в виде жадеитового минала. Присутствие жадеита в клинопироксене не оказывает заметного влияния на частичное плавление карбонатизированного лерцолита. Максимальное понижение температуры солидуса относительно бесщелочной системы не превышает 50 °C при 6 ГПа.

Литература

1. Shatskiy, A., Podborodnikov, I.V., Arefiev, A.V., Litasov, K.D., Chanyshv, A.D., Sharygin, I.S., Karmanov, N.S., and Ohtani, E. (2017) Effect of alkalis on the reaction of clinopyroxene with Mg-carbonate at 6 GPa: Implications for partial melting of carbonated lherzolite. *American Mineralogist*, 102, 1934-1946.

2. Shatskiy, A., Litasov, K.D., Sharygin, I.S., Egonin, I.A., Mironov, A.M., Palyanov, Y.N., and Ohtani, E. (2016b) The system $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{--CaCO}_3\text{--MgCO}_3$ at 6 GPa and 900-1250 °C and its relation to the partial melting of carbonated mantle. *High Pressure Research*, 36, 23-41.
3. Shatskiy, A., Litasov, K.D., Palyanov, Y.N., and Ohtani, E. (2016a) Phase relations on the $\text{K}_2\text{CO}_3\text{--CaCO}_3\text{--MgCO}_3$ join at 6 GPa and 900-1400 °C: implication for incipient melting in carbonated mantle domains. *American Mineralogist*, 101, 437-447.

ГЕНЕЗИС ПЕРМСКИХ ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

Р.А. Шелепаев^{1,2}, Г.В. Поляков¹, А.В. Вишневецкий^{1,2}, А.Э. Изох^{1,2}, Я.Ю. Шелепов^{1,2}, М.Ю. Подлипский¹, М.О. Шаповалова^{1,2}

¹ *Институт геологии и минералогии (ИГМ) им. В.С. Соболева, лаб. Петрологии и рудоносности магматических формаций, rshel@igm.nsc.ru*

² *Новосибирский государственный университет (НГУ), геолого-геофизический факультет, кафедра Минералогии и петрографии*

Пермский период в истории Азии характеризуется широким развитием внутриплитного магматизма, который традиционно связывается с мантийными плюмами: это базитовый магматизм Сибири, Южного Китая и Тарима. С проявлениями такого магматизма связаны крупные месторождения меди, никеля, платиноидов, ванадия и др. Также известен пермский базитовый магматизм среди складчатого обрамления этих кратонов. Такая синхронная или почти синхронная магматическая активность вызывает вопрос – пермский базитовый магматизм складчатых поясов – это отголоски деятельности крупных событий, происходящих на кратонах или проявление базитового магматизма связанное с независимым мантийным плюмом. Наиболее интересен в этом отношении Хангайский регион Монголии. Эта территория равноудалена от центров Сибирской, Таримской и Эмейшаньской крупных изверженных провинций (LIP). Здесь известен пермский базитовый магматизм, который проявился в виде достаточно крупных дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузивов, небольших силлов и достаточно широко распространенных эффузивов. Пермский базитовый магматизм Хангая, в отличие от магматизма кратонов, сопровождается развитием гигантских гранитоидных батолитов и крупных объемов кислых вулканитов. Существуют две точки зрения на пермский магматизм Хангая. Этот магматизм есть следствие действия Хангайского мантийного плюма или горячей точки и является сиалической крупной изверженной провинцией (LIP) [4]. Согласно другой точки зрения, данных для выделения Хангайской LIP недостаточно, и весь этот магматизм связан с иной, нежели внутриплитной, геодинамической обстановкой, возможно активной континентальной окраиной [1,2,5]. Интрузивы пермского рубежа исследовались в северном и южном обрамлении Хангайского нагорья Западной Монголии. Эти интрузивы, сочетающие в себе фазы, относящиеся к разным геохимическим типам, но принадлежащие к габбро-монцодиорит-сиенитовой или перидотит-габбровой формации, типичны для пермского этапа формирования Азии.

Были исследованы Дзараулинский, Яматулинский и Дзадгайнурский массивы, расположенные в южной части Хангайского поднятия и района хр. Хан-Тайшири, а также Нарийнтолбурингольский, Номгонский и Орцогоулинский массивы, расположенные в северном обрамлении Хангая, в Орхон-Селенгинском прогибе и его периферии. Дзараулинский, Дзадгайнурский и Яматулинский габбро-монцогаббро-монцодиоритовые массивы в структурно-тектоническом отношении располагаются в Байдринском террейне Дзавхан-Орхонского блока [3].

Как правило, изученные интрузивы имеют многофазное строение, где более кислые породы слагают более тела поздних фаз внедрения. В составе этих интрузивов принимают участие плагиоперидотиты, шприсгеймиты, оливиновые габбро, троктолиты, габбронориты, оливиновые и кварцсодержащие монцодиориты и монцогаббро. Для всех этих интрузивов получен пермский возраст (270-250 млн лет).

Все интрузивы характеризуются надсубдукционными характеристиками, что выражается на мультиэлементных диаграммах, нормированных на РМ, в минимумах по HFSE и обогащенности LILE и Sr. Интрузивы южного склона Хангайского региона, в отличие от интрузивов северного склона, характеризуются высоким содержанием Sr (>1000 ppm) при равной меланократовости. Таким образом, полученные геохимические данные не

позволяют утверждать, что базитовый интрузивный магматизм связан с Монгольской горячей точкой.

Анализ изотопно-геохимических Sm-Nd данных по Дзараулинскому и Дзадгайнурскому массивам показал, что самые контрастные по кремнекислотности породы интрузива – габброиды и монцодиориты имеют очень близкие значения $\epsilon(T) Nd$: 0.62 и – 0.45 соответственно для Дзараулинского массива; 2.24 и 1.46 соответственно для Дзадгайнурского массива. Sm-Nd изохронный возраст для пород Дзараулинского массива составляет 416 ± 60 млн лет. Удревнение Sm-Nd изохронного возраста по сравнению с Ar-Ar и более низкое значение $\epsilon(T) Nd$ для монцодиоритов указывают на то, что монцодиориты второй фазы образовались в процессе фракционирования базальтовой магмы в промежуточном очаге с очень незначительным влиянием контаминации древним коровым материалом. Особое внимание следует обратить на монцогаббро, слагающие небольшое тело в северной части Дзараулинского и Яматулинского массивов. Для этих пород значение $\epsilon(T) Nd$ 8.4, что близко к значениям DM, однако монцогаббро имеют высокие содержания калия и других некогерентных элементов. Такие высокие значения ϵNd можно объяснить обогащением мантийного источника непосредственно перед его частичным плавлением.

Для Номгонского, Орцогулинского и Яматулинского массивов установлена вкрапленная халькопирит-пентландит-пирротиновая минерализация, которая приурочена к биотит-роговообманковым оливиновым габбро и существенно халькопиритовая вкрапленная минерализация, приуроченная к лейкократовым габбро. В Номгонском и Орцогулинском массивах обнаружена платинометальная минерализация. Присутствие сульфидов и платиноидов типично для внутриплитных базитов.

Анализ геохимических, изотопно-геохимических и минералогических данных показывает, что пермский интрузивный базитовый магматизм Хангая имеет плюмовую природу.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-05-00980.

Литература

1. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 237 с.
2. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Складаров Е.В., Лепехина Е.Н., Ванг Т., Зенг Л., Гуо Л. О непрерывности магматизма позднего палеозоя – раннего мезозоя в Западном Забайкалье // Доклады Академии наук. 2014. Т. 458. № 3. С. 306.
3. Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдринского блока в Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология, 1997, т.5, №3, с.240-248.
4. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский и раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 115.
5. Ernst R.E. Large Igneous Provinces Cambridge University Press, Cambridge (2014) 653 pp.

ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ АНОМАЛИИ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ШЛАМОХРАНИЛИЩА НИЗКОРАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

О.В. Шемелина

ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия

В работе рассмотрены особенности гидрохимической аномалии, возникшей в результате инфильтрации высокоминерализованных растворов из отстойников жидких низкорадиоактивных отходов. Отстойники-шламохранилища (карты) РАО расположены на шламовом поле Ангарского электрохимического комбината (г. Ангарск, Иркутская область). Хранилища введены в эксплуатацию в начале 60-х годов ХХв. На протяжении более 50 лет накапливались жидкие НРАО. Несмотря на наличие многослойной гидроизоляции сооружений, высокоминерализованные (6-9 г/л) растворы все же проникают во вмещающие грунты. Грунты хорошо проницаемы и представлены двумя основными литологическими разностями: аллювиальными четвертичными песками с прослоями супесей и выветрелыми юрскими песчаниками с включениями углистого вещества.

Уровень грунтовых вод (УГВ) на рассматриваемом участке по среднегодовым максимальным значениям составляет 4,45м [2]. Сезонные колебания составляют в среднем 0,4м. Общий уклон поверхности подземных вод направлен в СЗ направлении. Это связано прежде всего с общим естественным понижением рельефа в северном направлении, подпором с СВ стороны отстойником ТЭЦ, а также с фильтрационными характеристиками водовмещающих пород. Примечательно, что в рельефе уровневой поверхности грунтового потока выделяется гидродинамический купол растекания, генетически связанный с просачивающимися высокоминерализованными растворами из шламохранилищ. Конфигурация купола такова, что его уплощенный свод располагается непосредственно под действующими картами (рис.). Длинная ось этой структуры ориентирована на СЗ, средняя величина уклонов на склонах достигает 0,01-0,02м. Строение купола ассимметрично: в ЮЮВ направлении наблюдается сгущение гидроизогипс, связанное с затруднением растекания купола вверх по потоку грунтовых вод.

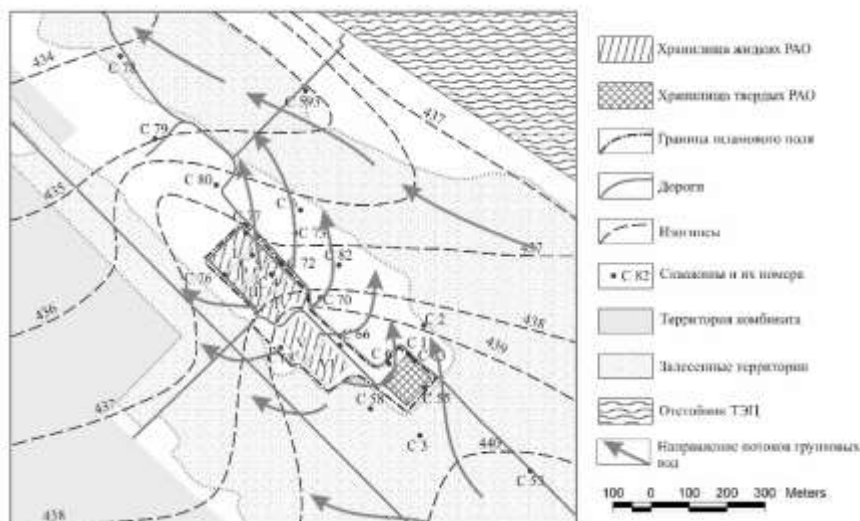


Рис. Схема изогипс и направление потоков грунтовых вод

По данным Иркутского Центра геоэкологических исследований сбросы отходов в отстойники по величине минерализации не стабилизированы (минерализация изменяется от 13 до 31 г/л). По химическому составу сточные воды являются щелочными многокомпонентными растворами с рН=9,55-10,25. По содержанию макрокомпонентов (более 20% - экв) стоки относятся к хлоридно-сульфатно-карбонатным аммиачно-натриевым

водам. При этом также значительна доля компонентов менее 20% - экв: калий присутствует в количествах 100-870 мг/л, фтор – до 200 мг/л, гидрокарбонат – ион 200-400 мг/л. Особенность состава стоков – практическое исчезновение магния, хотя доля кальция достигает 340-660 мг/л.

Фоновые воды участка по химическому составу гидрокарбонатные, магниевые-кальциевые с минерализацией 0,33 г/л. Содержание урана составляет 0,3 мкг/л.

Непосредственно в зоне влияния шламоотстойников происходит техногенное замещение подземных вод на щелочные высокоминерализованные растворы с большим разнообразием катионных групп. Вблизи карт химический состав вод (по данным на 2011г. [1, 2]) приближен к составу сточных вод и характеризуется значениями общей минерализации 3,9 – 9 г/л, рН изменяется от 7,9 до 9,9. Концентрации наиболее характерных ионов (мг/л): NO_3^- 273 ÷ 18800, CO_3^{2-} 0 ÷ 360, HCO_3^{2-} 0 ÷ 128, SO_4^{2-} 267 ÷ 436, Cl^- 57 ÷ 228, катионов (мг/л): Na 711 ÷ 2356, Mg 0,72 ÷ 126,78, Ca 82,6 ÷ 611,2. Содержание урана составляет 0,1 – 0,6 мкг/л. Анионами, формирующими физико-химические характеристики среды, являются нитраты [3] Далее загрязнение распространяется с потоком подземных вод. Концентрации загрязняющих элементов постепенно уменьшаются под действием разбавления, сорбции катионов на грунтах и образованию нерастворимых соединений, приближаясь к фоновым значениям. Протяженность загрязненной зоны составляет около 100м к западу и 250м в восточном направлении от шламохранилищ.

После прекращения слива пульпы в хранилища ожидается постепенное исчезновение гидрохимической аномалии со сдвигом рН в сторону нейтрального и снижение минерализации. Остановка одного из производств на предприятии в 2014г. привело к резкому снижению поступления растворов в карты. В связи с этим наблюдается постепенная деградация гидродинамического купола. Так, УГВ в наблюдательных скважинах в непосредственной близости возле карт шламохранилища в 2016г. составил 6,26м против 4,76м в 2010г (данные по скв.72). Также в этой зоне значительно снижается общая минерализация подземных вод: в 2016г. ее значения составили 8,6г/л вместо 10,6 г/л (скв.70). А на более дальнем расстоянии от карт такое снижение заметно еще больше - 0,4 г/л в 2016г. против 2,1 г/л в 2010г. в скв 83.

Таким образом, после консервации хранилища изменится гидродинамический режим на участке, что приведет к выравниванию поверхности грунтовых вод. А также, благодаря разбавлению стоков грунтовыми водами и сорбционными процессам на грунтах, произойдет смена ведущих ионов, определяющих физико-химические характеристики среды. Основным ведущими ионами будут HCO_3^- и Ca^{2+} .

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект 0330-2016-0010) и гранта РФФИ 17-05-00707) с использованием оборудования ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Литература

- [1] Богуславский А.Е., Гаськова О.Л., Шемелина О.В. Миграция урана в грунтовых водах района шламохранилища Ангарского электролизного химического комбината // Химия в интересах устойчивого развития. – 2012. – Т. 20. - № 5. – С. 515-529
- [2] Результаты гидрогеологического мониторинга за 2000-2016 годы на объектах АЭХК.
- [3] Gaskova O.L., Boguslavsky A.E., Shemelina O.V. Uranium migration at nuclear waste management facilities: experimental versus thermodynamic modeling // International Conference on Interfaces against Pollution (IAP 2014): Interfaces in Water and Environmental Science (Leeuwarden, May 26-28, 2014). – Leeuwarden, 2014. – P. 101-102.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ МОНОКРИСТАЛЛОВ И КЕРАМИК С АКТИНИДАМИ

А.А. Ширяев ¹, Б.Е. Бураков ²

1 - ИФХЭ РАН, Москва, 2 – Радиевый ин-т, СПб

В настоящее время не менее 12% электричества в мире вырабатывается с помощью атомных электростанций, в России эта доля достигает 18%. При работе гражданского реактора за год работы нарабатывается до 10-12 кг плутония и несколько килограмм «минорных» актинидов (Am, Np, Cm) на каждый МВт мощности. Период полураспада одного из наиболее важных изотопов плутония – ²³⁹Pu – составляет 24100 лет. «Полный» распад изотопа подразумевает выдержку порядка 10 периодов полураспада. Помимо радиологической опасности плутоний весьма токсичен химически. Известно два основных подхода к обращению с отработанным ядерным топливом (ОЯТ): открытый (например, США) и замкнутый (РФ, Франция). Каждый из подходов обладает своими достоинствами и недостатками, но в конечном счете все реализованные схемы подразумевают образование высоко- и среднеактивных отходов (ВАО и САО), что объясняет необходимость разработки так называемых матриц для иммобилизации радионуклидов. Если проблема иммобилизации низко- и среднеактивных отходов в той или иной степени решена, то надежная и долговременная иммобилизация плутония и других актинидов остается важной технологической и научной задачей. Матрицы для иммобилизации РАО должны удовлетворять нескольким принципиальным требованиям: матрица должна обеспечивать надежную изоляцию радионуклидов от окружающей среды на масштабах до нескольких миллионов лет, что подразумевает высокую устойчивость к выщелачиванию и радиационную стабильность.

На протяжении десятков лет во многих странах проводятся активные исследования различных минералоподобных керамик с целью создания устойчивых матриц. В подавляющем большинстве случаев работы ведутся с химическими аналогами актинидов, т.е. лантанидами, например, вместо Pu используется Ce. Многие свойства лучших модельных матриц выглядят очень перспективно. Однако возникает вопрос о возможности экстраполяции модельных результатов на материалы с реальными актинидами.

Нами проводятся комплексные исследования поведения керамических и стекломатриц с различными концентрациями актинидов (например, [1]). В частности, получены уникальные монокристаллы циркона и монацита с примесью различных изотопов плутония и, в частности, относительно короткоживущего ²³⁸Pu. Контроль свойств таких образцов на протяжении 15 лет позволил получить принципиально важные данные о перспективах их использования для иммобилизации РАО. Показано, что, несмотря на сохранение монокристалличности этих образцов даже при больших дозах самооблучения, наблюдается их механическое разрушение с образованием микроскопических обломков, а также вторичных фаз при контакте с атмосферной влагой [2]. Исследовано также поведение стекломатриц различного состава и выявлена весьма быстрая кинетика механохимического разрушения ряда перспективных стекол [3]. Детали процессов разрушения остаются не до конца ясными, однако уже в настоящее время можно сделать уверенный вывод о том, что работы с модельными системами имеют очень ограниченную применимость к практическому решению проблемы захоронения РАО.

Определенный интерес представляет и изучение лавоподобных топливосодержащих масс (ЛТСМ), образовавшихся во время аварии на ЧАЭС. ЛТСМ представляют собой безводное метаалюмосиликатное стекло с большим количеством минеральных включений, среди которых особое место занимают высокоурановые цирконы и ZrO₂ (например, [4]). Детальное изучение этих фаз указывает на весьма высокие (>1400 °С) температуры расплава, сохранявшиеся в течение 7-10 дней после аварии. Неожиданным результатом спектроскопических исследований индивидуальных кристаллов оказалось сравнительно

высокое содержание ОН-групп во многих зернах. Обнаружение этого факта позволяет объяснить особенности разрушения ЛТСМ в здании «Укрытия».

Литература

- [1] Burakov, B.E., Ojovan, M.I., Lee, W.E., 2010. Crystalline Materials for Actinide Immobilisation.
- [2] Shiryayev et al., MRS Advances (2017) 1(63-64), 4275-4281
- [3] Shiryayev et al., Proc. MRS Symp., (2010) vol. 1193, 259-265
- [4] Shiryayev et al., Progress in Nuclear Energy (2016) 92 104-118

ПРИРОДА НЕКОТОРЫХ УНИКАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ

В.С. Шкодзинский

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, пр. Ленина, 39;
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

На древних платформах установлено существование уникально крупных рудных месторождений, обладающих парадоксальными геологическими особенностями. Природа их до настоящего времени была совершенно непонятной. Полученные в последние годы доказательства горячей аккреции Земли и существования и фракционирования на ней глобального океана магмы [2] позволяют полностью объяснить их происхождение и природу уникальных геологических особенностей.

На всех древних платформах присутствует большое количество докембрийских месторождений железистых кварцитов. Запасы их колоссальны. Например, в Курской магнитной аномалии они оцениваются в триллионы тонн. Это несопоставимо больше, чем запасы в миллионы тонн, обычно характерные для фанерозойских месторождений этого металла. Мощность пластов железистых кварцитов достигает многих сотен метров, а площадь распространения – нескольких тысяч квадратных километров. В них тонкие прослои кварцита (обычно толщиной в несколько миллиметров) чередуются с прослоями, сложенными магнетитом, гематитом, сидеритом и продуктами их изменений.

Не понятен источник огромного количества железа и кремнекислоты в этих месторождениях. Обычно предполагается, что кремнекислота и железо привносились из выветривавшихся вмещающих пород. Однако эти породы не имеют признаков протекания грандиозных процессов выветривания, сопоставимых по масштабам с процессами отложения железных руд. Не ясна и причина отсутствия таких мощных процессов рудообразования в фанерозое. Как показал выполненный анализ [2], на ранней стадии эволюции Земли, вследствие ее горячей аккреции, существовал глобальный океан магмы глубиной в среднем около 250 км. Его существование обычно не учитывается при решении генетических проблем геологии. Между тем, только его учет позволяет понять происхождение геосфер и однозначно решить многие дискуссионные проблемы.

Очевидно, кристаллизация колоссального объема его магм должна была сопровождаться выделением огромного количества растворенных в них летучих и рудных компонентов. В процессе кристаллизации концентрация рудных компонентов в остаточных расплавах возрастала [2]. Первыми выносились компоненты с изначально высокими концентрациями в магмах. К таковым относятся железо и кремнекислота. Это объясняет очень древний возраст подавляющего большинства месторождений железистых кварцитов. Их изотопный возраст варьирует обычно от 3 до 1,9 млрд. лет [1] и примерно равен возрасту зеленокаменных поясов. С древностью этих месторождений согласуется их метаморфизованность. Очевидно, что они формировались на еще высокотемпературных породах земной коры и поэтому подверглись метаморфизму под их влиянием. Первоначально всеземное распространение глобального магматического океана обусловило присутствие большого количества железистых кварцитов на всех древних платформах.

До сих пор была непонятной очень высокая окисленность железа в месторождениях железистых кварцитов. Известно, что присутствие в древнейших осадочных породах окатанных зерен пирита и уранинита указывает на бедность ранней атмосферы кислородом. Между тем главные железосодержащие минералы рассматриваемых месторождений представлены магнетитом и гематитом, последний содержит максимально возможное для железосодержащих минералов количество кислорода. Высокая окисленность железа отвергает возможность осадочного происхождения железистых кварцитов. Но она вполне согласуется с их гидротермальной природой. Известно, что гематит и магнетит являются обычными минералами гидротермально измененных пород. Поэтому они должны были

кристаллизоваться и из эманаций, отделявшихся из кристаллизующегося океана магмы. Из этих эманаций в значительной мере образовалась и ранняя гидросфера. Поэтому в мелководных водоемах железисто-кремнистые осадки, видимо, формировались в результате периодического поступления в них значительного количества гидротерм магматического океана.

Другим продуктом гидротермальной деятельности глобального магматического океана, вероятно, является золото-урановое месторождение Витватерсранд. Как и для железорудных месторождений поражают гигантские запасы в нем рудного компонента. Если фанерозойские месторождения считаются уникальными при запасах золота около тысячи тонн, то на Витватерсранде к настоящему времени его добыто уже 48 тысяч тонн и оставшиеся запасы оцениваются в десятки тысяч тонн. Площадь месторождения 350×200 км. Золото в основном содержится в пирите, который присутствует в прослоях конгломератов (рифак) среди песчанико-сланцевых толщ синклиория. Эти прослои на всех уровнях их залегания показывают изотопный возраст 1,9 млрд. лет, хотя нижние песчаники вмещающих толщ показывают возраст 2,5, а верхние сланцы 1,9 млрд. лет.

В настоящее время наиболее распространенными являются гипотезы рассыпного и гидротермального генезиса этого месторождения. Отсутствие в регионе коренных золотоносных тел, которые могли бы быть источником рассыпного золота, и наличие псевдоморфоз золота по микроводорослям свидетельствуют в пользу гидротермальной гипотезы. Однако в этой гипотезе остаются непонятными причины гигантского количества золота в месторождении, отсутствия подобных месторождений в фанерозойских породах и отсутствия золотоносных кварцевых жил в окрестностях месторождения. Образование из эманаций магматического океана объясняют эти особенности. Очевидно, что огромный объем этого океана и его существование на ранней стадии эволюции Земли являются причинами колоссальных запасов золота на месторождении и его древности. Оно в среднем моложе месторождений железистых кварцитов. Это объясняется достижением высокой концентрации золота только в поздних гидротермах [2]. Отсутствие золотоносных гидротермальных жил во вмещающих метаморфических породах обусловлено еще высокой температурой этих пород, препятствовавшей остыванию гидротерм и кристаллизации из них кварца. Приуроченность золота к прослоям конгломератов должна быть связана с повышенной их проницаемостью для гидротермальных растворов. Влияние последних объясняет одинаковый изотопный возраст этих прослоев.

Еще одним продуктом отделения эманаций океана магмы являются урановые месторождения «типа несогласия». Для них характерны очень высокие концентрации урана и большие его запасы. Они обычно приурочены к границе метаморфического фундамента с осадочным чехлом и связаны с крупными тектоническими нарушениями. Их формирование обусловлено подъемом наиболее глубоких эманаций

Литература

1. Голдич С.С. Возраст докембрийских полосчатых железорудных формаций / Докембрийские железорудные формации Мира. М.: Мир, 1975. С. 286–297.
2. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Изд. СВФУ, 2014. 510 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

В.С. Шкодзинский

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, пр. Ленина, 39;
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

На ранней стадии геологических исследований, вследствие недостаточной изученности природных объектов, приходилось предполагать, что в раннем докембрии на Земле протекали те же геологические процессы, что и в настоящее время. Поэтому раннедокембрийские кристаллические комплексы рассматривались как метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи. И тысячи геологов пытались расчленить их на отдельные свиты и слои. Однако в большинстве случаев попытки их стратиграфического расчленения оказались безуспешными, схемы, предложенные различными исследователями, часто были противоположными. Огромное число специфических особенностей раннего докембрия не нашло объяснение с позиций актуализма. Приведенные в других тезисах автора на этом совещания данные о горячей гетерогенной аккреции Земли полностью объясняют все особенности геологической эволюции нашей планеты в раннем докембрии.

Наиболее важным следствием горячей аккреции было существование слоистого океана магмы в это время. Вследствие возрастания плотности с глубиной (от примерно 2,3 до 2,8 г/см³) при остывании океана не существовала обширная (от дна до поверхности) конвекция. Поэтому он длительно кристаллизовался сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь. Большая длительность остывания обусловило расплавленное состояние верхнего его слоя 4,5 – 3,8 млрд. лет назад. Это объясняет отсутствие на Земле пород древнее примерно 3,8 млрд. лет и следов гигантской метеоритной бомбардировки, завершившейся 3,8 млрд. лет назад. На быстро остывшей вследствие небольшого размера Луне присутствуют породы с возрастом 4,5 млрд. лет и огромное количество импактных кратеров. Наиболее древние из них выполнены магмами глобального магматического океана.

После начала кристаллизации кислого слоя магматического океана его затвердевшие верхние части вследствие резко возросшей плотности (на 6 – 10 %) вместе с накапливавшимися на них осадками периодически тонули, а на их место поднимались расплавы обычно повышенной основности. Это объясняет резко неоднородный состав раннедокембрийских кристаллических комплексов, иногда присутствие в них парапород, линзовидную форму всех тел и их сильную деформированность в пластическом состоянии. В несколько раз более низкое содержание калия и других литофильных химических компонентов в чарнокитах и в гиперстеновых гнейсах по сравнению с безгиперстеновыми и одинаковое распределение температуры кристаллизации в этих породах [3] указывают на формирование гиперстенсодержащих пород из бедных водой высокотемпературных конденсатов протопланетного диска, а не в результате очень высокой температуры гипотетического гранулитового метаморфизма. Интенсивное химическое выветривание ортогнейсов под влиянием кислотных эманаций магматического океана приводило к оглиниванию полевых шпатов и темноцветных минералов, к разделению глинистых и остаточного кварца и к образованию после метаморфизма под влиянием горячего основания тел высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов. Это объясняет значительное распространение этих пород в раннедокембрийских комплексах и их обычно совместное нахождение. Накопление в ранних водоемах выщелоченных кальция и магния обусловило образование после их остывания карбонатных пород, характерных для верхних частей раннедокембрийских комплексов.

После значительного затвердевания кислой кристаллической коры поднимавшиеся из глубинных слоев магматического океана магмы вместе с возникшими осадочными породами формировали зеленокаменные пояса. Такой генезис объясняет значительно более высокое содержание в их основных магматических породах легких редких земель и щелочных элементов по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов [3] и

присутствие в них всех пород магматического океана – ультраосновных, основных, средних и кислых. Постепенная кристаллизация магматического океана привела к прекращению формирования этих поясов в протерозое.

Как показали выполненные расчеты [1], в случае горизонтального залегания всех тел в раннедокембрийских кристаллических комплексах они заняли бы всю поверхность Земли. Это указывает на то, что вследствие высокой текучести магматического океана кислая кристаллическая кора начинала формироваться на всей поверхности нашей планеты. Но интенсивные процессы пластических деформаций при погружении закристаллизовавшегося вещества, всплывании глубинных расплавов и при завершившейся 3,8 млрд. лет назад гигантской метеоритной бомбардировке привели к сильному сокращению занимаемой ею площади.

Рассмотренные процессы сформировали кислую кристаллическую кору древних платформ. Такое происхождение объясняет ее огромную мощность (до 30 – 40 км), древность, преимущественно кислый состав и магматическое происхождение большинства пород, выдержанную в масштабе всей Земли высокотемпературность ее минеральных парагенезисов, идентичность их парагенезисам магматических пород, отсутствие в ней реликтов ранних низкотемпературных минералов и постепенных переходов в неметаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи.

Величина импактного тепловыделения резко возрастает с увеличением размера падающих тел вследствие сильного уменьшения удельных теплотерь на излучение. По этой причине метеороиды полностью сгорают в атмосфере, тогда как падение крупных метеороидов приводит к плавлению и испарению пород земной коры. Вследствие неизбежного укрупнения частиц в протопланетном диске температура выпадавшего силикатного вещества при аккреции Земли возрастала. Величина этого возрастания температуры различными исследователями оценивается от примерно 800 до 3500 °С [2]. Это значительно больше, чем адиабатический разогрев под влиянием роста давления в земных недрах (до 600 °С в центре Земли).

Из этого следует важный вывод о существовании обратного геотермического градиента в мантии в раннем докембрии. В верхней ее части располагался слоистый океан магмы. Поэтому в это время не могло происходить всплывание относительно холодного и плотного нижнемантийного вещества в более горячую верхнюю мантию и отсутствовала крупномасштабная конвекция. Следовательно, в раннем докембрии не было нижнемантийных плюмов, океанических областей и современных геодинамических обстановок. Они появились лишь в конце протерозоя в основном в результате прогрева мантии изначально намного более горячим ядром. По этой причине между протоконтинентами с кислой кристаллической корой, видимо, существовали амагматичные тектонически пассивные области, в которых обнажались синаккреционные кумулаты магматического океана, покрытые мелководным морем. Это объясняет отсутствие на древних платформах обширных областей, сложенных породами, несомненно аналогичными присутствующим в современных океанах.

Литература

1. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Изд. СВФУ, 2014. 510 с.
2. Шкодзинский В.С. Наука и техника в Якутии. 2016. № 1 (30). С. 11–16.
3. Шкодзинский В.С. Наука и техника в Якутии. 2016. № 2 (31). С. 3–8.

ГЕНЕЗИС МАГМ

В.С. Шкодзинский

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

В случае справедливости принятой в настоящее время гипотезы холодной гомогенной аккреции Земли единственно возможным механизмом образования первичных магм является плавление ультраосновного вещества мантии. Поэтому такой механизм магмообразования не подвергается сомнению, хотя до сих пор не получены доказательства его справедливости. Наоборот, установлено большое количество данных, свидетельствующих об его ошибочности.

Вследствие значительно большего содержания расплавофильных элементов в природных магмах по сравнению с ультраосновным веществом степень плавления его должна быть очень небольшой – от 0,1 до примерно 20 % [1]. Однако при такой небольшой степени частичного плавления вязкость пород во многие тысячи раз больше, чем расплава. Это определяет невозможность его отделения. Например, как показали расчеты, при наиболее вероятном содержании в астеносфере 6 % основного расплава его капли радиусом 1 см за всю историю Земли (4,5 млрд. лет) всплывут всего на 2 мм и поэтому не могут формировать магмы [2]. Это полностью подтверждается автохтонностью анатектического жильного материала в природных парагнейсах даже при содержании его 35 – 40 % [2] и отсутствием процессов обособления расплава при содержании его менее 30 % в экспериментах по плавлению перидотитов [4]. Кроме того, подавляющее большинство мигматитов образовалось в результате обособления остаточного расплава в ортогнейсах. Поэтому мнение о массовом распространении процессов частичного плавления в раннедокембрийских кристаллических комплексах является сильно преувеличенным. Это согласуется с отсутствием признаков повышения температуры и частичного плавления в ксенолитах мантийных перидотитов из кимберлитов, массовым развитием в них явлений замещения высокотемпературных минералов низкотемпературными и с признаками понижения в них температуры кристаллизации примерно на 200 °С за каждый миллиард лет [3].

Получено большое количество доказательств горячей аккреции Земли и, следовательно, ошибочности гипотезы ее холодного образования – единственного аргумента представлений о магмообразовании путем частичного плавления. Такими доказательствами являются присутствие трендов магматического фракционирования в раннедокембрийских кристаллических комплексах и в мантийных ксенолитах из кимберлитов, уменьшение изотопного возраста и температуры формирования их пород в полном соответствии с последовательности образования при фракционировании. Особенно убедительно об этом свидетельствуют проекции наиболее древних геотермических градиентов в область очень высокой (до 1000 °С) на земной поверхности, близость этих градиентов (2 – 4 °/км) к адиабатическому градиенту для расплавов (0,3 °/км). Эти данные доказывают существование на Земле глобального магматического океана [3]. Затопленность магмами наиболее древних импактных кратеров на Луне, Меркурии и Марсе и присутствие мощной (до 100 км) анортозитовой коры на Луне указывают на существовании таких океанов в прошлом и на планетах земной группы. В тысячи раз более высокое содержание сидерофильных элементов и кислорода в породах мантии, чем в случае равновесности их с металлическим железом свидетельствуют, что при аккреции Земли ядро возникло раньше мантии в результате быстрого объединения в протопланетном диске частиц железа под влиянием магнитных сил [3]. Следовательно, аккреция была гетерогенной.

Выполненные расчеты [3] показали, что нижние части возникшего в результате импактного тепловыделения океана магмы кристаллизовались под влиянием роста давления образованных аккрецией его верхних частей. Кумулаты формировали породы мантии, а

расплавы – различные слои глобального океана магмы. Низкое давление на дне раннего магматического океана, вследствие его небольшой глубины и пониженной силы тяжести на еще небольшой Земле, обусловили возникновение преимущественно низкобарических остаточных расплавов от толеитовых до гранитных. После прекращения аккреции слоистый океан магмы длительно кристаллизовался сверху вниз. Из его верхнего слоя возникли слагающие кислую континентальную кору ортогнейсы раннедокембрийских кристаллических комплексов и огромные объемы древних гранитоидов. По мере затвердевания магматического океана дифференциаты его различных слоев последовательно формировали на платформах автономные анортозиты, щелочные магматические породы, карбонатиты и кимберлиты. Декомпрессионное и фрикционное плавление наиболее кислых пород коры обусловило образование батолитов областей коллизии. Это объясняет происхождение и эволюцию магматизма древних платформ.

Падение крупных планетезималей при аккреции приводило к образованию импактных углублений в кумулатах на дне глобального магматического океана. Заполнявший их расплав быстро компрессионно затвердевал, так как он оказывался в условиях давления более высокого, чем на дне океана. Это приводило к образованию тел преимущественно основных, реже средних и кислых по составу эклогитов. Размер этих тел мог быть очень большим (до миллионов кубических километров), так как диаметр импактных кратеров на планетах земной группы иногда превосходит тысячу километров. Вследствие пониженной плотности эклогиты впоследствии должны были постепенно всплывать. Это приводило к образованию плюмов. Огромная декомпрессия при подъеме обуславливала переплавление эклогитов и образование большого объема преимущественно толеитовых магм. Это объясняет быстрое формирование большого количества траппов, их толеитовый состав и очень широкое распространение толеитов в океанах. Важным подтверждением образования их магм путем декомпрессионного переплавления эклогитов является нехарактерность для толеитов ультраосновных ксенолитов. Перемещение океанической литосферы над поднимающимися плюмами обусловило существование магматизма «горячих точек». Фракционирование возникших в плюмах очагов толеитовых магм приводило к образованию кислых магматических серий под маломощной литосферой и щелочноосновных под толстой.

Вследствие гетерогенности аккреции Земли содержание низкотемпературных конденсатов протопланетного диска, к которым относятся литофильные компоненты, в среднем увеличивалось в мантии снизу вверх. Это объясняет разное содержание этих компонентов в различных магматических сериях. Низкое содержание литофильных элементов в большинстве мантийных гарцбургитов обусловлено не процессами деплетирования их при гипотетическом выплавлении из них основных магм, как обычно предполагается, а формированием из высокотемпературных конденсатов протопланетного диска.

Литература

1. Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 198. С. 242–262.
2. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 224 с.
3. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Изд. СВФУ, 2014. 510 с.
4. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. V. 76. P. 424–428.

ПРОБЛЕМЫ НАУЧНОГО СОПРОВОЖДЕНИЯ ПРИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ НА АЛМАЗЫ

И.И. Шмаков

НИГП АК АЛРОСА (ПАО) ShmakovII@alrosa.ru

Фонд легко открываемых коренных месторождений алмазов в Западной Якутии и на Севере европейской части РФ практически исчерпан. Работы по поиску алмазоносных кимберлитовых тел переместились на закрытые территории, где традиционный геолого-геофизический комплекс работ, включающий шлихоминералогические методы и магниторазведку, показывает низкую эффективность. Применение других методов поисков, таких, как бурение по густой сети, с последующим изучением индикаторных минералов кимберлитов, методы межскважинного зондирования и сейсмопрофилирования, привели к удорожанию работ ГРП, но не принесли значимых результатов. Геологическая служба АК АЛРОСА сейчас приостановила экстенсивное развитие поисковых работ в новых районах, сосредоточив поиски на территориях, окружающих рудники, в пределах алмазоносных районов с продуктивными кимберлитами – Мало-Ботуобинского, Далдын-Алакитского, Накынского, Верхне-Мунского и Ыыгатинского (Сюльдюкарского) для Якутии и Зимнебережного – для Европейской части РФ. Эти районы характеризуются хорошей геологической изученностью, большим количеством поисковых скважин и значительным объемом накопленных данных, требующих дальнейшего осмысления. Обработка этого материала ставит перед научно-исследовательскими организациями страны задачи, которые не могут быть решены без модернизации поисковых методов, без привлечения новейших технологий и современного оборудования. Для решения этих задач, можно выделить несколько основных научно-прикладных направлений:

1. Шлихоминералогический метод хорошо себя зарекомендовал на заре алмазопроисковых работ в Якутии. С его помощью выявлено большинство коренных месторождений алмазов. Но этот метод применим для площадей с развитием терригенно-карбонатных кимберлитовмещающих отложений, перекрытых маломощными палеозойскими и мезозойскими терригенными отложениями (I, II и III типы поисковых обстановок), а также для площадей развития маломощных ледниковых отложений [1]. Для площадей, перекрытых палеозойскими и мезозойскими отложениями с преобладанием прибрежно-морских и дельтовых фаций, транзитных водотоков, а также для площадей развития траппов, залегающих непосредственно на кимберлитовмещающем цоколе (IV, V и VI типы) этот метод применим ограниченно. Этот метод так же малопригоден для территорий европейского севера РФ с развитием покровных флювиогляциальных отложений [7]. В этом случае, для повышения информативности шлихоминералогических данных, требуется точная аналитика индикаторных минералов кимберлитов, более сложные методы статистического анализа и обработки данных. Разделение совокупностей ИМК на детальные парагенезисы и выделение их специфичных групп позволяют идентифицировать новые кимберлитовые тела среди уже известных. Привязка таких минералов-индикаторов к наиболее информативным пачкам базальных терригенных коллекторов позволяет локализовать область расположения новых кимберлитовых тел. Именно таким способом, в комплексе с другими методами, в 2006г. было обнаружено алмазное месторождение Майское;

2. Тенденция усложнения методики исследований возникла и с минералогическим изучением самих алмазов. Физиографическое описание морфологических типов алмазов, их цветовых характеристик, качественных параметров флюоресценции и рентгенолюминесценции, по мере развития инструментальной аналитической базы, сменяются точными количественными методами изучения алмазов. Одним из основных методов изучения становится определение концентрации и формы агрегации дефектов и включений азота в структуре алмаза. Для представительной партии алмазов каждого из

коренных месторождений алмазов, распределение таких дефектов является уникальным «отпечатком пальцев» (fingerprints), позволяющим провести паспортизацию известных кимберлитовых тел. Это позволяет внутри кимберлитового района идентифицировать как известные трубки, так и обосновывать наличие/отсутствие новых трубок [6];

3. На площадях IV, V и VI типов поисковых обстановок единственным работающим методом прямого поиска кимберлитов является колонковое бурение по сети. Во избежание густой и дорогой сети бурения и с целью предотвращения пропуска мелких кимберлитовых трубок, применяются методы межскважинного зондирования, как сейсмические, так и радиоволновые. Эти методы идут в комплексе с двухмерной и трехмерной сейсморазведкой (метод общей глубинной точки), позволяющей оконтурить зоны линейного разуплотнения, благоприятные для внедрения кимберлитовых тел. Дальнейшее развитие этих геофизических методов, а также применение каждого из этих методов для подходящей геологической ситуации может дать важную информацию для сосредоточения поискового бурения на наиболее благоприятных для находки кимберлитовых тел участках [3, 4];

4. Методы дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) начали применяться для прогноза кимберлитовых районов и кустов в начале 90-х годов. В то время применялись спутниковые космоснимки LANDSAT 7, с низким пространственным разрешением. Сейчас орбитальная группировка пополнилась спутниками «WorldView-3», «WorldView-2», «QuickBird-2», «GeoEye-1» и пр., параметры которых улучшились на порядок. Эти спутники измеряют до 220 спектральных каналов в видимом и в инфракрасном диапазонах. На основе этих материалов ведется попытка выявления структур, способных выявлять рудоконтролирующие и рудовмещающие процессы [5];

5. Развитие беспилотной авиации позволяет использовать их для проведения детальных аэрогеофизических съемок, способных конкурировать с наземной геофизикой. Небольшая грузоподъемность и малая дальность дронов пока не позволяет проводить полноценный комплекс геофизических измерений, но они вполне справляются с магнитной съемкой локальных участков. Беспилотники могут решать задачи локальной аэрофотосъемки с высоким разрешением, заменяя аэрофотосъемку LIDAR (Light Identification Detection and Ranging, световое обнаружение и определение дальности);

6. Двухмерные геоинформационные системы (ГИС) уже стали основным программным продуктом при производстве геологических работ, в то время как горные геоинформационные системы (ГГИС), позволяющие строить трехмерные графические построения, лишь начинают привлекаться для решения прогнозных, поисковых и геологоразведочных задач в отечественной геологии. Геолого-геофизические материалы, полученные ранее названными методами, должны быть интегрированы в проекты этих программ, что позволит синхронно визуализировать и статистически обрабатывать комплекс геолого-геофизических данных, как в плане, так и в разрезах. Таким образом, интеграция различных данных в один проект могут позволяют выявить закономерности, слабо проявленные при проведении каждого из поисковых методов в отдельности [2].

Литература

1. Афанасьев В. П., Борис Е. И. // Советская геология. 1984. № 6. с. 92–98.
2. Дьяконов В.В., Жорж Н.В. // Геоинформационные технологии разведки и поиска месторождений полезных ископаемых неосвоенных территорий: Учеб, пособие. – М.: РУДН, 2008. – 163 с.
3. Игнатов П.А. и др. // Руды и металлы. № 5. 2013. с. 34-41.
4. Ковалев Ю.Д. и др. // Скважинный радиоволновой комплекс при поисках кимберлитовых трубок в Западной Якутии. № 3, 2005, с. 56-64.
5. Серокуров Ю.Н. и др. // Дистанционный прогноз кимберлитового магматизма. М. Из-во Триумф, 2017, 312с.
6. Софронеев С.В. // Способ восстановления температурно-временных условий генезиса алмаза. Патент RU 2539904С2. 2013 г.
7. Щербакова Т.Е. // Труды ЦНИГРИ. - 1988. - Выпуск 229. - с. 2633.

МИГРАЦИОННЫЕ РЯДЫ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ЛЕСНЫХ ПОЖАРАХ

Б.Л. Щербов, И.С. Журкова

*Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН
boris@igm.nsc.ru, inna-zhurkova@yandex.ru*

В течение последних полутора десятков лет в различных регионах Сибири нами изучено поведение тяжелых металлов, искусственных и естественных радионуклидов, реже – основных пороодообразующих элементов более чем в двух десятках сибирских лесных пирологических объектов. Под объектами мы подразумеваем фоновые (наветренные) выгоревшие (само пожарище) и подветренные площади. Опробование проводилось простым вдавливанием в почву стального стандартного кольца (диаметр 82 мм, высота 50 мм, объем 264 см³) через все зоны. На фоновой и подветренной площадях в пробу попадали все мелкие наземные лесные горючие материалы (ЛГМ) или мелкая растительность, верхний слой почвы, а на пожарищах – зола, сажа и обугленные остатки растительности. Количество элементов проведено простым сравнением их среднего содержания на всех участках объекта.

Поведение различных элементов при пожаре зависит от многих условий или параметров, среди которых главными являются: сила пожара, влажность ЛГМ, погодные условия, температуры кипения (а значит, и испарения самих элементов), а также их биофильность или литофильность. Естественно предположить, что биофильные элементы, предпочтительно находящиеся в горючих материалах должны обладать большей миграционной способностью, чем литофилы, входящие в состав минералов. Однако есть один элемент, который не относится ни к одной из выделенных групп. Этот элемент – ртуть, испаряющаяся даже при комнатной температуре [1]. Ртуть сочетает в себе свойства металла и жидкости. Тем не менее, по поведению в условиях пожара ей не уступает селен – аналог серы, который “...можно сжечь на воздухе” [2]. Если эти элементы сравнить хотя бы со свинцом, то будет понятно, что не все напрямую зависит от температуры кипения. Дело в том, что в процессы миграции, если говорить только о температуре, непременно следует принимать во внимание и биофильность самих элементов. Например, у марганца (биофила) температура кипения 2151°C, а бериллия (литофила) 1530°C, но первый из них мигрирует из пожарищ в составе дымового шлейфа, а бериллий ведет себя индифферентно, хотя T°C у него почти в полтора раза ниже, чем марганца. Поэтому в лесных пирологических процессах химические элементы в миграционных рядах могут занимать различные места. Из данных (табл. 1) ряд мигрантов выглядит так: Se→Hg→Cd→Cs-137→U→Mn→Pb→Pu→Sb→As. Это частный случай и он не отражает полной корректной картины миграции или пассивного накопления элементов в пожарищах, потому что, например, мышьяк в большинстве случаев стоит где-то в середине ряда, а плутоний в конце. Поэтому при рассмотрении различных пирологических объектов элементы могут располагаться в разных сочетаниях.

Несомненно, одно: селен, ртуть, кадмий, свинец, радиоцезий всегда будут стоять вереди, мышьяк в середине, а плутоний в конце рядов. Но для мышьяка достаточно попасть в пробу одного зерна минерала и его место окажется в конце. Из этого следует, что существует множество подобных рядов миграции, но не может быть двух одинаковых. Если не по месту элемента в ряду, то уж точно – по величине миграционного показателя.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ и РГО № 17-05-41076 РГО.

Таблица 1. Содержание тяжёлых металлов, естественных (г/т) и искусственных (Бк/кг) радионуклидов на фоновой и горелой площадях

Элементы-мигранты и радионуклиды											
Hg	Cd	Pb	Zn	Mn	As	Sb	Se	U	Th	⁹⁰ Sr	¹³⁷ Cs
0,031	0,145	12,1	44,7	640	2,6	0,75	0,29	2,0	2,5	11,2	47,0
0,011	0,07	8,5	32,5	439	2,3	0,64	0,09	1,25	2,64	8,0	19,5
-64,5	-51,7	-29,8	-27,3	-31,4	-11,	-14,7	-68,3	-37,5	+5,3	-	-58,3
Породообразующие и связанные с ними элементы											
Al	Fe	Ca	K	Na	Li	Be	Cu	Cr	Ni	Co	V
3,2	1,05	0,67	1,46	1,19	7,5	1,1	16,6	38,7	13,9	3,3	29,2
4,3	1,37	0,67	1,65	1,41	8,1	1,23	18,2	42,2	15,3	3,6	30,5
+25,6	+23,3	0	+11,5	+15,6	+7,4	+10,5	+5,8	+8,3	+9,2	+8,3	+4,3

Примечание: Содержание Al, Fe, K, Na и Ca приведены в вес. %. Первая строка – содержание элементов на фоновой площади, вторая – то же на пожарище, третья - % их выноса/накопления в пожарище.

Литература

1. Казаков Б.И. Ртуть // Популярная библиотека химических элементов, кн. 2. М.: Наука. 1977.С. 245-258.
2. Станцо В.В. Селен.// Популярная библиотека химических элементов, кн. 1. М. Наука.1977. С. 435445.

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ФЛЮИДЫ РЕАКЦИОННЫХ ЗОН ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ БАЗИТОВОЙ МАГМЫ И СОЛЕЙ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АНГАРО-ИЛИМСКОГО ТИПА.

И.В. Яковлев^{1,2}, С.Н. Гришина², М.П. Мазуров², С.З Смирнов².

¹*Новосибирский государственный университет,*

²*Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН*

Расшифровка процессов взаимодействия долеритов с каменными солями является одним из важных звеньев проблемы рудообразования связанного с трапповым магматизмом. Хлориды минералообразующей среды представляют особенный интерес, так как образуют комплексные соединения со многими металлами и транспортируют рудные компоненты.

Твердые хлоридные фазы описаны во включениях минералов различных эндогенных обстановок, результаты их изучения позволяют реконструировать составы минералообразующих сред. Большинство исследователей относят обнаруженные хлориды к магматическому источнику [3,4], однако существует гипотеза об их приуроченности к эвапоритам [5].

Цель данной работы оценить состав минералообразующей среды в реакционной зоне долеритов и карбонатно-соленосных отложений по данным исследования включений в минералах высокотемпературной стадии образования железорудных месторождений Ангаро-Илимского типа.

Исследование расплавов-рассолов проводилось на примере месторождений, которые связаны с пермь-триасовым трапповым магматизмом и локализованы в пределах Сибирской платформы. Для Сибирской платформы характерны: широкое распространение среди осадочных пород кембрийских каменных солей, базальтовый магматизм а так же наличие в чехле огромных скоплений экзогенных рассолов. Области распространения магматизма и солей перекрываются на большой площади. Таким образом, состав минералообразующей среды в реакционной зоне определяется взаимодействием магмы, осадочных пород и захороненных рассолов.

В качестве объекта исследований выбрано всесторонне изученное Коршуновское месторождение, где установлено что главным агентом высокотемпературного метасоматоза являются расплавы-рассолы образованные при плавлении эвапоритов [1]. Месторождение является уникальной природной лабораторией для исследования высокотемпературной реакционной зоны между базитовой магмой и карбонатно-эвапоритовыми отложениями чехла. Изучение включений в настоящее время является единственным прямым методом определения параметров палеосреды. Ранее по результатам изучения включений на месторождении были описаны низко- и среднетемпературные минералообразующие среды (менее 420 °С [2]). Включения изучались в высокотемпературных минералах: форстеритах и апатитах, из галит-магнетитовых руд и магнезиальных скарнов.

В форстеритах и апатитах найдены водно-силикатно-солевые включения, безводные при комнатной температуре. В составе этих включений преобладают солевые фазы, занимающие более 60% объема. Это позволяет сделать вывод, о том, что минералообразующая среда представляла собой расплав-рассол. Выявлено, что включения в форстеритах из магнезиальных скарнов идентичны включениям в форстеритах из галит-магнетитовых руд, что свидетельствует об одинаковых условиях их формирования. С помощью методов SEM EDS, КР-спектроскопии и микротермометрии во включениях идентифицированы твердые фазы: ангидрит, кальцит, галит, сильвин, гидроксилсодержащий силикат. В его составе установлены: Si, Mg, Al, Fe, Ca, OH. Кроме того, во включениях в форстеритах обнаружены серпентин и магнетит, возникшие при постзахватном изменении. В апатитах найдены: хлорокальцит и гидраты хлоридов.

Во включениях в высокотемпературном метаморфизованном галите из галит-магнетитовых руд, описаны безводные солевые фазы $KCaCl_3$, $CaCl_2$, $nMgCl_2 \times CaCl_2$. Также в

галите найдена фаза, КР спектр которой идентичен КР спектру гидроксилсодержащей силикатной фазы из включений в форстерите и апатите.

Различия в составе солевых фаз (Рис 1.) во включениях в форстерите, апатите и метаморфизованном галите могут быть связаны с различной температурой захвата включений (в форстерите ~750-830 °С, в апатите >600 °С, в галите ~500-600°С).

Несмотря на различные точки зрения происхождения хлоридов, документированные составы включений расплавов-рассолов в минералах различных эндогенных обстановок близки по составу. Для них характерны высокие температуры захвата (>500 °С), присутствие железосодержащих фаз и высокая соленость (60-90 мас.% NaCl экв.).

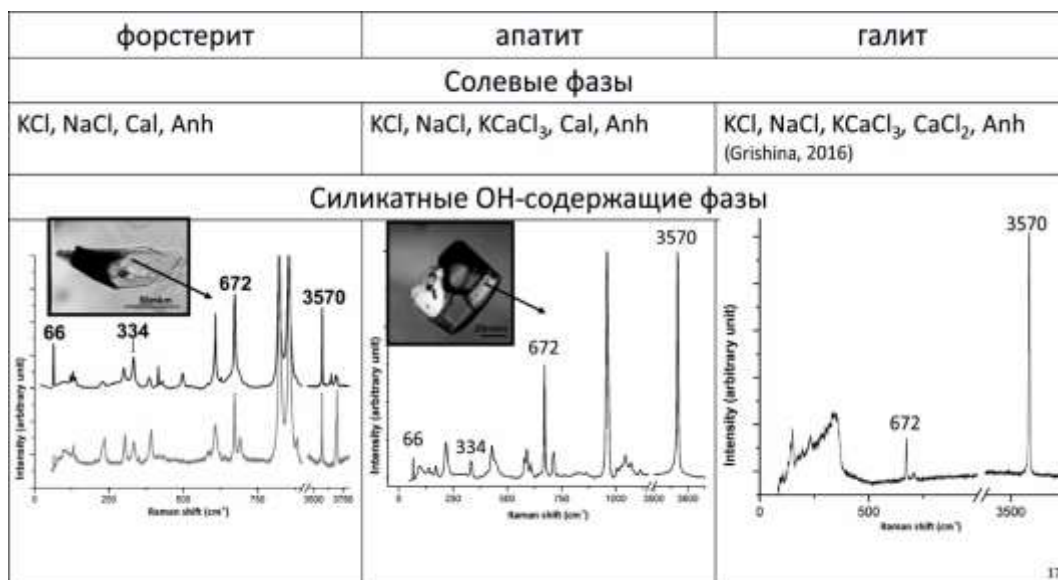


Рис 1. Сопоставление состава включений в форстерите, апатите и галите.

На основании изучения высокотемпературных включений (>600-800 °С) в форстеритах и апатитах из магнезиальных скарнов и галит-магнетитовых руд постмагматического этапа образования Коршуновского железорудного месторождения установлен водно-силикатно-солевой состав минералообразующей среды (Na-K-Ca-Si-Mg-Fe-Al-P-Cl-H₂O-CO₂-SO₄), представлявшей собой расплав-рассол, в образовании которого принимали участие хлориды эвапоритового происхождения, а также Si, Al, Fe, Mg выщелоченные из магматических пород.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №15-05-093456, №15-05-04805.

Литература

1. Мазуров М.П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Титов А.Т., Геология рудных месторождений, 2007, Т. 49, № 4, с.306-320.
2. Пухнаревич М.М., Наумов В.Б., Банникова Л.А., Девирц А.Л., Шариф-Заде В.Б., Геология рудных месторождений, 1985, №6, С. 51-59.
3. Hanley J. J., Munglass J. E. , Pettke T., JOURNAL OF PETROLOGY, 2008, № 6, p. 1133-1160.
4. Koderá P., Rankin A.H., Lexa J., Mineralogy and Petrology 1998 № 64. С.119-147.
5. Li W., Audetat A., Zhang J., Ore Geology Reviews, 2015, p. 264–278

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ УГЛЕРОДИСТЫЕ СЛАНЦЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА

С.М. Жмодик¹, А.Г. Миронов², Д.К. Белянин¹, Е.В. Айриянц¹, Н.А. Немировская¹,
О.Н. Киселева¹, И.С.Кириченко¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г.Новосибирск

²Геологический институт СО РАН, г.Улан-Удэ

Несмотря на длительную историю изучения металлоносных черных сланцев в проблеме их формирования имеется ряд нерешенных вопросов, касающихся источников рудного вещества, механизмов его поступления и отложения. В последние годы, резко возросло количество публикаций, касающихся данной проблемы, в связи с обнаружением металлоносных (Mo, Ni, U, V, Cu, Zn, Au, Ag, PGE) углеродистых отложений, вмещающих крупные месторождения благородных и редких металлов в Китае, Польше, Германии, Финляндии, Замбии, Канаде, России [4, 5, 7 и другие]. Анализ данных о распределении благородных металлов в углеродистых (черносланцевых) отложениях различных геодинамических обстановок свидетельствует о максимальном обогащении этими элементами и наличии крупнообъемного оруденения в осадках формирующихся в обстановках активных континентальных окраин, островодужных систем, с которыми тесно связаны комплексы задуговых бассейнов, а также пассивных континентальных окраин с наложенными задуговыми зонами спрединга и внутриконтинентальными бассейнами. Однако, не все углеродистые отложения сформированные в перечисленных обстановках можно отнести к металлоносным, скорее большая часть из них по геохимическим характеристикам можно отнести к рядовым морским осадкам. Мало того, во многих случаях, собственно рудные тела с высокими промышленными концентрациями Ni, Mo, V, Cu, Zn, Au, PGE, среди металлоносных углеродистых сланцев, представлены маломощными горизонтами от первых сантиметров до 20 – 30 см, в редких случаях, в складках увеличиваясь до 1-2 метров (месторождения Ю. Китая, цехштейны в Польше и Германии, U-носные сланцы Швеции, Финляндии и др.). То есть событие, которое привело к формированию таких маломощных рудных горизонтов с высоким содержанием рассеянного органического вещества, распространенных на больших площадях, было относительно кратковременным. Такие события могли быть связаны с периодами проявления плюмового магматизма и формирования крупных магматических провинций (large igneous provinces), сопровождаемого массовым поступлением газов (CO, CO₂, H₂S, CH₄ и другие), а также металлов [6, 8 и другие].

На примере юго-восточной части Восточного Саяна показано разнообразие геодинамических обстановок формирующих различные по составу и металлоносности углеродистые толщи. На территории юго-восточной части Восточного Саяна широко распространены черные сланцы, выделяемые в составе иркутской, ильчирской, дабанжалгинской, барунгольской, дибинской, оспинской свит и зоны углеродизации среди ультраосновных пород ильчирского комплекса (а также гранитов и альбититов) Оспинско-Китойской и Харанурской офиолитовых пластин [1, 2]. Углеродистые отложения распространены в различных геологических ситуациях, сформированы в различных геодинамических обстановках и относятся к четырем формационным типам: терригенно-углеродистому, карбонатно-углеродистому, кремнисто-углеродистому и вулканогенно-углеродистому. Черные сланцы иркутской свиты являются составной частью преимущественно карбонатных отложений, сформировавшихся на неоархейском-палеопротерозойском фундаменте Гарганской глыбы, в условиях континентальной окраины и, вероятно, частично океанической обстановке. Углеродистые сланцы ильчирской и оспинской свит (а также, по-видимому, дибинской) неопротерозойского возраста, входят в состав офиолитовой ассоциации и представлены углеродисто-терригенным и углеродисто-вулканогенным формационными типами. Углеродисто-кремнистые образования дабанжалгинской свиты распространены в карбонатных отложениях нижнего палеозоя в

Окинской структурно-формационной зоне и представляют собой глубоководные отложения задугового бассейна. Углеродистые породы в карбонатных отложениях дабанжалгинской свиты слагают отдельные горизонты (до 200 м мощностью), линзы, желваки и другие тела часто неправильной формы (1-30 м). По составу это углеродистые кремни (фтаниты), углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы существенно серицит-кварцевого, хлорит-серицит-кварцевого (иногда с биотитом и амфиболом) состава. Метаморфизм углеродистых отложение, в целом, не превышает мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, хотя в участках проявления контактового метаморфизма фиксируется амфибол-роговиковая фация с биотитом, кордиеритом и альмандином. Характерной особенностью углеродисто-кремнистых отложений, относимых к дабанжалгинской свите, является их частая приуроченность к «мусорным» образованиям (олистостроме) пространственно связанным в северной, северо-восточной и южной частях Окинской зоны с базит ультрабазитовыми ассоциациями Эхе-Шигнинской офиолитовой ветви и «массивами» типа Хурай-Жалгинского, а также зонами высокобарического метаморфизма. Содержания органического углерода умеренные (0,8-2,2 мас.%), однако в отдельных горизонтах его количества достигают 19 мас.%. В большинстве случаев, сульфиды распространены в черных сланцах достаточно широко, но в небольших количествах (0,1 -2%) или отсутствуют вообще. В то же время, на отдельных участках, с углеродистыми сланцами расположенными, прежде всего: в основании офиолитовых покровов, в зонах влияния гранитоидов сумсунурского и холбинского комплексов или в сдвиговых зонах - связаны очень богатые сульфидные скопления (до 50-70 мас.%) с высокими (до рудных) концентрациями цветных и благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt). Это характерно практически для всех формационных типов углеродистых сланцев.

Геохимические характеристики (распределение REE, радиоактивных, редких и благородных элементов, а также цветных металлов) углеродистых отложений существенно различаются. Так, для всех разновидностей углеродисто-кремнистых пород дабанжалгинской свиты (углеродистые кремни, углеродисто-кремнистые сланцы, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы) характерны повышенные содержания U, Au, Ag, Pt, Pd, Mo, V, P, Cu. Их количества в 5-10 раз превышают таковые для других черносланцевых отложений Восточного Саяна и Северного Прибайкалья. Возраст металлоносных углеродисто-кремнистых сланцев дабанжалгинской свиты сопоставляется с временем формирования черносланцевой провинции с комплексным Ni-Mo-PGE-Au оруденением на юге Китая [7 и др.]. Близкий возраст определен и для Ботогольского щелочного массива, формирование которого связывается с проявлением неопротерозой-нижнепалеозойского плюмового магматизма [3, 9].

Литература

1. Добрецов Н.Л. и др. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988. 192 с.
2. Жмодик С.М. и др. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов. Новосибирск: Академ. изд-во «ГЕО». 2008. 304 с.
3. Никифоров А.В., Ярмолук В.В. // ДАН, 2007, т. 412, №1, с. 81-86.
4. Gregory et al. // Econ. Geol. 2015, v. 110, p. 1389-1410.
5. Han T. et al. // Ore Geol. Rev. 2015, v. 67, p. 158-169.
6. Kuzmin et al. // Earth-Science Reviews. 2010, v.102, p. 29-59.
7. Xu L. et al. // Econ. Geol. 2011, v. 106, p. 511-522.
8. Pirajno F., Santosh M. // Ore Geol. Rev. 2014, v. 63, p. 265-295.
9. Zhmodik S.M. et al. // Cambridge Publications Ltd., Goldschmidt2013.

ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ НА ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ НА ПРИМЕРЕ ДАЛДЫНО-АЛАКИТСКОГО РАЙОНА (ЯКУТИЯ)

Иванов Д.В.¹, Салихов Р.Ф.¹, Толстов А.В.², Иванов В.В.¹, Морозова Н.Е.¹

1 - Амакинская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), п. Айхал, ivanovdv@alrosa.ru

2 - Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, tolstov@igm.nsc.ru

Далдыно-Алаkitский район (ДААР) входит в состав Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) и находится в пределах Далдыно-Оленекской алмазоносной минерагенической зоны глубинных разломов, включающей в себя Далдынское и Алаkit-Мархинское кимберлитовые поля (АМКП). В современном структурном плане Сибирской платформы ДААР расположен в зоне сочленения с-в борта Тунгусской синеклизы с ю-з склоном Анабарской антеклизы. Граница между этими структурами проводится весьма условно. В пределах зоны сочленения выделяются два структурных этажа, различных по своему строению и времени формирования: кристаллический фундамент и перекрывающий его платформенный осадочный чехол.

В Далдынском кимберлитовом поле к настоящему времени выявлены 61 кимберлитовая трубка, 6 жил и 3 дайки, наиболее крупными из которых являются кимберлитовые трубки Удачная, Зарница, Якутская, Прогнозная, Ленинградская и Дальняя. В Алаkit-Мархинском поле насчитываются 64 кимберлитовые трубки, 4 отторженца и ряд жильных образований. Среди них есть крупные месторождения промышленного типа – тр. Айхал, Юбилейная, Сытыканская, Комсомольская.

Далдынское поле имеет простое строение (I-II геотип). Кимберлитовые тела перекрыты тонким плащом четвертичных осадков, составляющим первые метры. Поле довольно хорошо изучено всем комплексом поисковых работ. Иная геологическая ситуация имеет место в АМКП, значительная часть которого является «закрытым» районом (III-V геотипы). Эти обстановки являются неблагоприятными для применения комплекса геолого-геофизических методов, включая аэромагнитную съёмку и шлиховое опробование. В этих условиях применение традиционного комплекса поисковых методов сталкивается с определенными трудностями.

Выделение на территории АМКП магнитных аномалий, перспективных на обнаружение кимберлитовых тел, значительно усложняется, а зачастую вообще невозможно из-за наличия значительного количества аномалий-помех, создаваемых трапповыми образованиями. Невозможно однозначно определить аномальный эффект и местоположение кимберлитовых трубок, расположенных в пределах закрытых участков трапповых массивов. Их влияние экранируется магнитным полем от трапповых пород, наблюдается эффект суперпозиции (наложения) магнитного поля от кимберлитового тела и траппов [1].

Применение отдельных геофизических или геологических методов поисков погребенных кимберлитовых тел зачастую оказывается недостаточно эффективным, что вызывает необходимость их комплексирования. В этих условиях поиски коренных месторождений алмазов на данной территории осуществляются комплексом геолого-геофизических методов, принятых в практике проведения поисковых работ на алмазы в Западной Якутии [1,2]. В этот комплекс входят: аэрогеофизические работы (магнито- и элеткроразведка); наземные геофизические исследования (гравиразведка и электроразведка ЗМП); ревизионно-поисковые маршрутные исследования со шлиховым и мелкообъемным опробованием; поисковые работы, включающие бурение скважин, ГИС и опробование по сети скважин 1000x500 м, 500x500 м, 500x250 м, 250x250 м, 250x125 м и детальнее; заверка всех выявленных в процессе работ кимберлитоперспективных аномалий. По результатам работ составляются карты геофизических полей, структурно-тектонические карты, геологические карты, геолого-геофизические разрезы, на основании комплексного анализа которых оцениваются перспективы территории на коренную алмазоносность,

подсчитываются прогнозные ресурсы по категориям R_3 , R_2 и R_1 (в случае обнаружения кимберлитовых тел).

С целью повышения эффективности геолого-поисковых работ помимо вышеописанного комплекса исследований рекомендуется использование новых геофизических методов, технологий разбраковки геофизических аномалий.

Предлагается также использовать метод радиоволновой геоинтроскопии межскважинного пространства (РВГИ), заключающийся в выполнении межскважинного просвечивания по технологии томографической съемки. С помощью предшественника данного метода – радиоволнового просвечивания (РВП) – были открыты тр. Радиоволновая, ЦНИГРИ, Бобкова, 30 лет Айхала. В последний период метод РВГИ показал свою эффективность в АМКП, зафиксировав аномалию, в ходе заверки которой также было вскрыто новое кимберлитовое тело.

По нашему мнению, при поисках погребенных коренных месторождений алмазов необходимо кардинально усилить роль изучения структурно-тектонического строения кимберлитовмещающих комплексов, тектонических структур и зон разломов. Использование структурных критериев наряду с минералогическими и геохимическими признаками позволяет оконтурить и выделить локальные участки для обнаружения кимберлитовых тел и постановки на них оценочных работ.

Для изучения выявленных по шлихоминералогическому опробованию базальных горизонтов ореолов МСА необходимо также построение карт реконструированного палеорельефа соответствующего масштаба, которые позволят закартировать вероятные области денудации, пути переноса и места накопления дезинтегрированного материала [3], что позволит локализовать кимберлитовые тела.

Таким образом, эффективность применяемой в ДААР методики сегодня не вызывает сомнений, что подтверждается открытиями в АМКП 64 кимберлитовых трубок, в том числе шести месторождений. В то же время использование дополнительных методов и методик, безусловно, может повысить эффективность геологоразведочных работ и вероятность обнаружения новых тел.

Литература

1. Иванов Д.В., Салихов Р.Ф., Толстов А.В., Иванов В.В., Григорьева Н.А. Особенности поисков кимберлитов в пределах Алакит-Мархинского поля. // Материалы VII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН «Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России». – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. – т.1, с. 266-271.
2. Салихов Р.Ф. Надразломные пликвативные дислокации Алакит-Мархинского кимберлитового поля. // Материалы VI Международной конференции «Новые идеи в науках о земле». М.: Изд-во МГГРУ, 2003, т. 1. с. 104.
3. Салихов Р.Ф., Салихова В.В., Иванов Д.В. Методика построения карт реконструированного палеорельефа для решения прогнозных задач на закрытых территориях (на примере Алакит-Мархинского кимберлитового поля). // Материалы VII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН «Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России». – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. – т.1, с. 428-433.



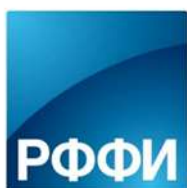
**ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И
МИНЕРАЛОГИИ**
имени В.С. Соболева СО РАН



ФАНО России
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО
НАУЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ



Сибирское отделение Российской академии наук



РОССИЙСКИЙ
ФОНД
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ

ISBN 978-5-9909460-1-9



9 785990 946019