ФАНО России

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения Российской академии наук

Российский Фонд Фундаментальных исследований

СОВРЕМЕННЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОХИМИИ

Материалы Всероссийской конференции
с международным участием,
посвящённой 60-летию Института геохимии СО РАН
и 100-летию со дня рождения академика Л. В. Таусона

18–23 сентября 2017 г.
г. Иркутск

Иркутск
2017

УДК 550.4: 550.4.01/550.4.02/550.4.07/550.4.08+550.41/550.42/550.43/550.46

Современные направления развития геохимии: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 60-летию Института геохимии СО РАН и 100-летию со дня рождения академика Л. В. Таусона. – Иркутск: Изд-во «Оттиск», 2017. – 196 с.

В сборнике представлены материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 60-летию Института геохимии СО РАН и 100-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. В качестве основных научных аспектов обсуждаются результаты геохимических исследований по приоритетным направлениям фундаментальных научных исследований РАН и СО РАН в области геохимии, охватывающей разнообразные вопросы геохимии эндогенных процессов (магматизм, метаморфизм, метасоматоз) с анализом закономерностей глобальной эволюции вещества, а также по научным программам фундаментальных исследований Федерального Агенства Научных Организаций России, проектов Российского Научного Фонда, инициативным и региональным проектам Российского Фонда Фундаментальных Исследований, других российских и международных научных фондов, по Федеральным Целевым Программам, Ведущим Научным Школам, Интеграционным проектам РАН и СО РАН.

Содержание материалов соответствует тематике научных сессий конференции:

I. Эволюция магматизма в истории Земли и процессы мантийно-корового взаимодействия.

II. Геохимия эндогенных процессов в различных геодинамических обстановках.

III. Магматизм и рудообразование. Современные геохимические методы поисков и прогнозирования рудных месторождений.

IV. Геохимия окружающей среды и климатические изменения.

V. Экспериментальное и физико-химическое моделирование природных и техногенных процессов, физическое материаловедение.

VI. Аналитические методы в геохимии.

Сопредседатели программного комитета конференции:
академик РАН Кузьмин Михаил Иванович
чл.-корр. РАН Шацкий Владислав Станиславович

Председатель программного комитета конференции:
д.г.-м.н. Спиридонов Александр Михайлович

Учёный секретарь конференции:
к.г-м.н. Канева Екатерина Владимировна

Учёный секретарь по международным связям:
Хомутова Марина Юрьевна

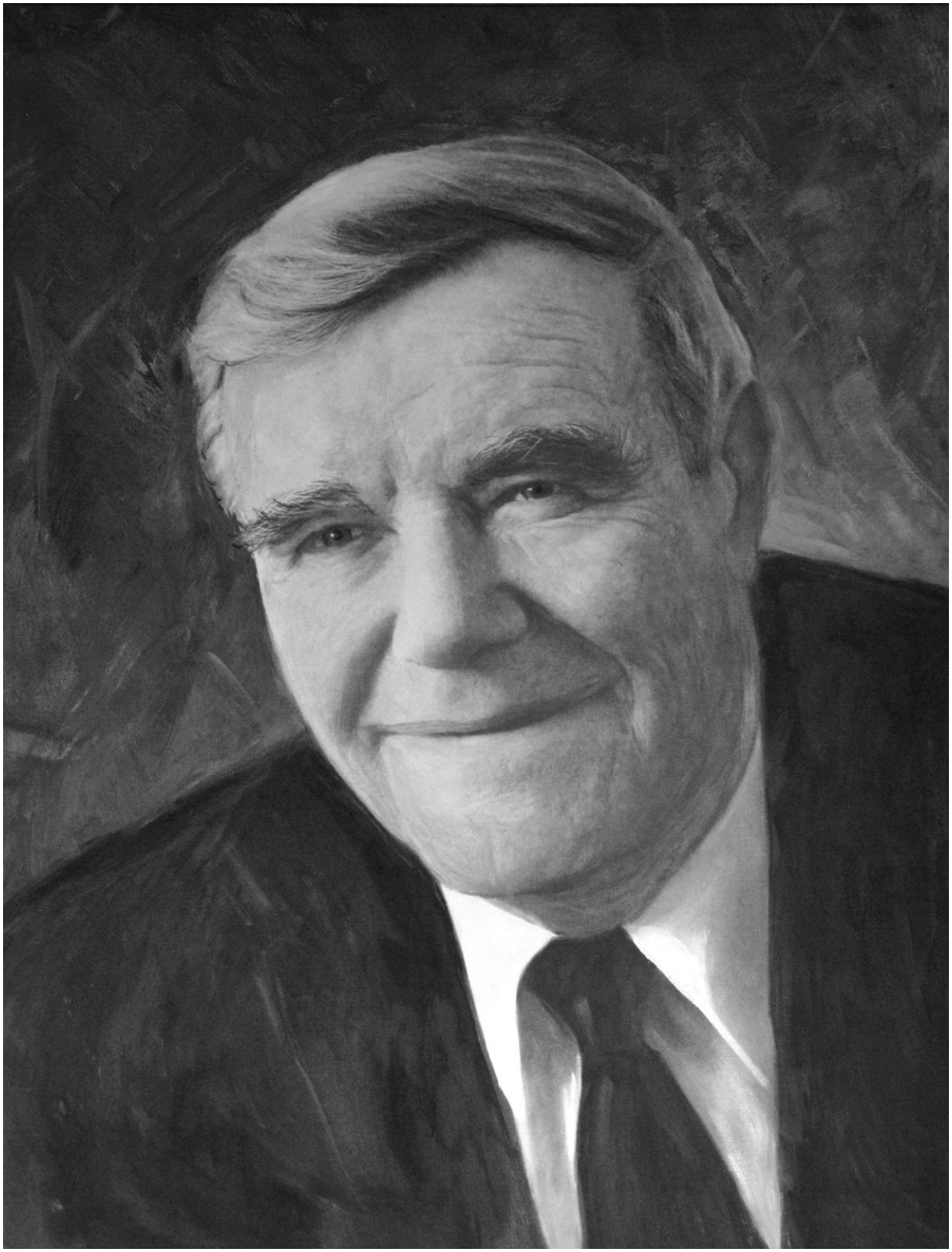
Ответственный редактор материалов конференции:
к.г.-м.н. Радомская Татьяна Александроввна

Проведение конференции и издание материалов конференции поддержано
ФАНО России и РФФИ (грант № 17-05-20479-Г).
Спонсор конференции ООО «ВМК-Оптоэлектроника».

Утверждено к печати Ученым советом ИГХ СО РАН

ISBN 978-5-9500391-7-1

© ИГХ СО РАН, 2017



Академик Лев Владимирович Таусон
1917–1989

Конференция "Современные направления развития геохимии" является традиционным, проходящим раз в пять лет в ИГХ СО РАН совещанием с постоянным международным участием. Конференция, проводимая в 2017 году, посвящена 60-летию Института геохимии СО РАН и 100-летию со дня рождения выдающегося ученого-геохимика с мировым именем академика Льва Владимировича Таусона. Тематика совещания объединяет широкий круг проблем современной геохимии, охватывающий разнообразные вопросы геохимии эндогенных процессов (магматизм, метаморфизм, метасоматоз) с анализом закономерностей глобальной эволюции вещества. Актуальность главных направлений геохимических исследований, отвечающих тематике научных сессий совещания, определяется их соответствием приоритетным направлениям фундаментальных исследований РАН. Целью конференции является полномасштабное рассмотрение вопросов и проблем современных направлений в геохимии и объединение научных идей и знаний в этой области науки. Конференция стремится дать возможность как уже состоявшимся, так и начинающим ученым обменяться мнениями о современных тенденциях развития знаний о Земле, технологиях, методах исследований, а также обсудить актуальные вопросы и определить научные тренды в современном состоянии науки геохимии.

Работа конференции организована в рамках семи секций:

I. ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ПРОЦЕССЫ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ.

На секции рассмотрены изменения состава магматических пород в процессе эволюции Земли, затронуты вопросы на тему того, как состав магматических пород связан с формированием внутреннего строения Земли, а именно формирования внутреннего ядра, мантии, земной коры, атмосферного слоя, образования мантийно обогащенных литофильными элементами источников. Помимо этого, рассмотрены вопросы изменения состава крупных магматических провинций в связи с изменениями характера и состава мантийных плюмов.

II. ГЕОХИМИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ.

В программе данной секции рассмотрены закономерности развития и эволюции эндогенных процессов в коллизионных, субдукционных и внутриплитных геодинамических обстановках на примере различных модельных объектов Урала, Монголо-Охотского пояса, Сибирского кратона, Приморья, Камчатки и других регионов. На основе современных петрологических и изотопно-геохимических данных рассмотрены вещественные особенности процессов метаморфизма, интрузивного магматизма и вулканизма в условиях различных геодинамических режимов и дана оценка их источников и роли процессов манитйно-корового взаимодействия. Проанализированы геолого-геохимические критерии связи с эндогенными процессами золоторудных, редкометалльных и других типов месторождений и рудопроявлений.

III. МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ. СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.

Направление данной секции было одной из главных научных тем Института геохимии в первые три десятилетия после его образования. Лев Владимирович Таусон занимался вопросами связи орудинения с магматизмом и определением потенциальной рудоносности по геохимическим данным, им были разработаны 9 геохимических типов гранитоидов, с которыми связаны различные месторождения. Благодаря использованию этого метода сотрудниками Института были открыты 4 редкометальных месторождения в Монголии. Работы по этому направлению, обоснованные новыми аналитическими данными, продолжаются и в наши дни, основные результаты этих исследований отражены в данной секции.

Геохимические методы прогноза и поисков рудных месторождений являются фундаментальным научным направлением, приобретающим все большую актуальность и

значимость. В последнее время в России, в связи с объемами добычи полезных ископаемых, значительно превосходящими темпы их прироста и с всё возрастающей ролью коренных объектов в работе горнодобывающей промышленности, становится первоочередной проблема выявления новых рудных месторождений. В рамках данной секции обсуждены вопросы, касающиеся накопленного опыта и огромного фактического материала, роли геохимии в изучении процессов рудоконцентрирования, расширения спектра экспериментальных и расчетных данных, базирующихся на фундаментальной основе, повсеместного применения геохимических методов в проведении прогнозных, поисковых и разведочных работ, которые безусловно, способствуют решению названной проблемы.

IV. ГЕОХИМИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ.

Секция представлена докладами, в которых отражен быстро растущий интерес научного сообщества к вопросам геоэкологии – важнейшим проблемам охраны и рационального использования вмещающей человека природной среды. В работе секции рассмотрены вопросы аккумуляции, миграции химических веществ различной степени токсичности в питьевой воде, почвах, биосубстанциях человека и животных, снежном покрове, донных отложениях озер, живом веществе под влиянием природных и антропогенных факторов. Предложены новые подходы в использовании геохимического, альгологического, палинологического методов определения антропогенных и природных рисков, пути смягчения их влияния на жизнь человека и окружающую его среду.

V. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ, ФИЗИЧЕСКОЕ МАТЕРИАЛОВЕДЕНИЕ.

На секции рассматриваются вопросы экспериментального и компьютерного моделирования физико-химических процессов, как в природных условиях, так и в техногенных и технологических системах, используемых для получения новых функциональных материалов. В частности, моделируются поведение цирконов при высоких температурах в связи с проблемой определения возраста пород, эволюция мантийно-коровых потоков вещества, формирование осадков оз. Байкал, особые состояния на фазовой границе лед-водный раствор, геохимические барьеры на месторождениях, концентрирование редких и рудных элементов в гранитоидных системах, взаимодействия расплав-вода в режиме термоудара. Анализируются механизмы гидротермального и расплавного роста кристаллов и сегрегации примесей, условия и методы синтеза минералов и их аналогов, термодинамические свойства минералов и особенности их кристаллических структур.

VI. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЕОХИМИИ.

Секция посвящена актуальным проблемам развития и применения методов анализа вещества. Представлены труды специалистов, активно работающих в области совершенствования методов элементного и изотопного анализа, как традиционных физических, физико-химических, спектральных и химико-спектральных методов, так и бурно развивающихся масс-спектральных методов определения изотопного состава в макро- и микрообъемах вещества, в русле современных тенденций применения при геохимических исследованиях.

СОДЕРЖАНИЕ

I. ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ПРОЦЕССЫ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ.

Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Иванов А.С., Логвинова А.М., Специус З.В., Юдин Д.С., Бабушкина С.А. Геохимические и термобарометрические свидетельства формирования мантийного киля Сибирского кратона **16**

Бердников В.С., Гришков В.А., Гусельникова О.О., Митин К.А. Физическое и численное моделирование развития плюмов в подогреваемых снизу горизонтальных слоях и над линейными источниками тепла **17**

Воронцов А.А., Тарасюк А.С. Сиениты Сайбарского массива (Минусинский прогиб, Западная Сибирь) **18**

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. Геохимические характеристики и геодинамические обстановки формирования протерозойских дайковых комплексов южного фланга Сибирского кратона **19**

Калашникова Т.В., Соловьева Л.В., Костровицкий С.И. Флогопит-ильменит содержащие ксенолиты из кимберлитовых трубок Северо-Востока Сибирского кратона: геохимические особенности и генезис **20**

Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Гуров В.В., Непогодина Ю.М. Структура течения и кристаллизационная дифференциация расплава в грибообразной голове термохимического плюма **21**

Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. U-Pb возраста, мантийные источники кимберлитов и лампроитов Сибирской платформы **22**

Кузьмин М.И. Современные проблемы геохимии. Эволюция тектоники и магматизма в геологической истории Земли **22**

Куликова В.В. О терминологии некоторых магматических пород и возникающих проблемах при составлении мелкомасштабных геологических карт **25**

Орсоев Д.А., Бадмацыренова Р.А., Мехоношин А.С. Базит-ультрабазитовые силлы и их ксенолиты в позднепалеопротерозойском довыренском интрузивном комплексе (Северное Прибайкалье, Россия) **26**

Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю. Высокониобиевый базальтоидный вулканизм Камчатки – индикатор смены геодинамических режимов в развитии активной континентальной окраины **27**

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И. Петрология трахибазальт-трахит-трахириолитовой серии Нилгинской депрессии в Центральной Монголии **28**

Попов В.К., Чащин А.А., Ноздрачев С.А., Лаврик С.Н. Минералогические и геохимические свидетельства мантийно-корового взаимодействия в бимодальных (базальт-риолитовых) вулканических сериях активной континенталной окраины Азии **29**

Проскурнин В.Ф., Ремизов Д.Н., Проскурнина М.А., Салтанов В.А., Лохов К.И. Главные магматические события Таймыро-Североземельской складчатой области **30**

Proskurnin V.F., Remizov D.N., Proskurnina M.A., Saltanov V.A., Lokhov K.I. Main magmatic events of the Taimyr-Severnaya Zemlya fold area **31**

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Японско-Байкальский коридор: активность подлитосферных и литосферных источников в расплавной системе новейшего геодинамического этапа **32**

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. The Japan-Baikal corridor: activity of sublithospheric and lithospheric sources in a melting system of the latest geodynamic stage **33**

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Хари К.Р., Чувашова И.С. Позднекайнозойские дифференцированные щелочные серии хр. Удокан: сопоставление с мел-палеогеновыми сериями плато Декан **34**

Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Hari K.R., Chuvashova I.S. Late Cenozoic differentiated alkalic series from Udokan Range: comparison with Cretaceous-Paleogene series from Deccan Plateau **35**

Реутский В. Н. Изотопное фракционирование углерода и азота в мантийных условиях **35**

Симонов В.А., Котляров А.В., Васильев Ю.Р. Геохимия высокомагнезиальных магм, формировавших ультраосновные массивы Сибири и Урала (данные по расплавным включениям) **36**

Смирнова Ю.Н. Результаты изотопно-геохимического (Sm-Nd) исследования метатерригенных пород глубокинской свиты восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса **37**

Трунилина В.А. Высокофосфористые литий-фтористые граниты Восточной Якутии **38**

Ханчук А.И. Геохимия магматических комплексов обстановок трансформного скольжения литосферных плит **39**

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д. Комбинированные дайки Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): состав, U-Pb (LA-ICP-MS) изотопный возраст **40**

Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Энхбат Д-Э., Одгэрэл Д., Бат-Ульзий Д. Первые минералого-геохимические данные по эруптивно-лавовому вулканическому центру Угуумур с включениями гранатовых перидотитов и мегакристаллов граната (Северная Монголия) **41**

Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Пузанков М.Ю., Давыдова В.О., Брянский Н.В. Высококремнистые адакиты горы Оленья (южный фланг Центральной Камчатской депрессии) – минералого-геохимические особенности и петрогенетические выводы **42**

Юткина Е.В., Носова А.А., Сазонова Л.В., Кондрашов И.А., Лапцевич А.Г., Кузьменкова О.Ф., Волкова Г.Д. Геохимия внутриплитных девонских магматитов Припятского прогиба и его обрамления: вопросы петрогенезиса и гетерогенности литосферы **43**

Batulzii D. Granites emplacement in elliptic form pluton Khanbogd and ^{18}O of granites **44**

II. ГЕОХИМИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ.

Артеменко Г.В. Геохимия метаандезитов зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока и Орехово-Павлоградской зоны (Украинский щит) **47**

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Кадильников П.И., Матушкин Н.Ю. Происхождение неопротерозойской адакит-Nb-обогащённой метабазитовой ассоциации, Юго-Западное обрамление Сибирского кратона **48**

Вилор М.А. Исследование энергетического потенциала термоактивных разломов центральной экологической зоны Байкальской природной территории **49**

Вилор Н.В., Павлова Л.А., Будяк А.Е., Спиридонов А.М., Данилов Б.С. Геохимическая динамика рудообразования на золоторудном месторождении Погромное **50**

Вилор Н.В., Павлова Л.А., Чупарина Е.В., Канева Е.В. Геохимия и минералообразование в региональных зонах смятия **51**

Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Эволюция геохимического состава вулканических пород южной части Срединного хребта Камчатки в неоген-четвертичное время **52**

Воронцов А.А., Крук Н.Н., Перфилова О.Ю. Петрогенезис непрерывных трахибазальт-риолитовых серий обрамления Минусинского прогиба: участие коры во внутриплитном магмообразовании **53**

Горнова М.А., Каримов А.А., Беляев В.А., Медведев А.Я. Минералогия и геохимия Улан-Сарьдагского гипербазитового массива (Восточный Саян) **54**

Гракова О.В. Оценка Р-Т параметров метаморфизма верхнепротерозойских пород Полярного Урала **55**

Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А. Голоценовый базальтовый вулканизм Центральной Камчатской депресии – влияние астеносферных процессов на состав расплавов и магматическую продуктивность **56**

Дербеко И. М. Геохимические особенности гранитоидного магматизма восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса **57**

Диденко А.Н., Носырев М.Ю., Гильманова Г.З. Современная геодинамика и тепловая структура земной коры Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий **58**

Дриль С.И., Носкова Ю.В., Бельков Д.А. Изотопные Sm-Nd характеристики субдукционно-аккреционных комплексов Монголо-Охотского пояса и роль последней в процессах гранитообразования **59**

Имамвердиев Н.А, Романько А.Е., Велиев А.А., Гасангулиева М.Я. Петрохимические особенности позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа **60**

Кузнецова Л.Г. Особенности редкометальной специализации сподуменовых пегматитов Южного Сангилена, сформированных в сложной палеогеодинамической обстановке **61**

Кущ Л.В., Шептякова Н.В. Сравнительная геохимия гранитоидов Ольхонского региона и особенности их генезиса (шаранурский и аинский комплексы) **62**

Макрыгина В.А., Антипин В.С., Суворова Л.Ф., Макагон В.М. Два геохимических типа редкометалльных пегматоидных гранитов Ольхонского региона Прибайкалья – переход к герцинской внутриплитной обстановке **63**

Малиновский А.И. Геохимия и палеогеодинамические обстановки формирования отложений Западно-Сахалинского террейна **64**

Медведев А.Я., Горнова М.А., Боролдоева В.В., Каримов А.А., Беляев В.А. Минералогия щелочных пикробазальтов хребта Хэнтей, первые данные **65**

Мехоношин А.С. Поведение элементов группы железа и платины при формировании ультрабазит-базитовых комплексов **65**

Пилюгин С.М., Козлова Е.Н. Ориентация ламелей распада в метаморфических ферроавгитах КМА как индикатор условий метаморфизма **66**

Плотникова И.Н., Остроухов С.Б., Пронин Н.В. Геохимические особенности доманикитов как индикаторы геодинамической обстановки их образования **67**

Радомская Т.А., Фёдоров А.М., Будяк А.Е., Макрыгина В.А., Непомнящих А.И. Петрографо-геохимические особенности кварца Анахчи-Чипикетского жильного поля (Патомское нагорье) **68**

Савельев Д.П., Палесский С.В. Элементы платиновой группы в базальтах офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) **69**

Тарасова Ю.И., Будяк А.Е., Степченко В.А. Термобарохимические условия формирования продуктивных и непродуктивных кварцевых жил месторождения Чертово Корыто **70**

Толстых М.Л., Наумов В.Б., Бабанский А.Д. Являются ли адакиты маркером субдукционных обстановок? **71**

Уляшева Н.С. Геодинамическая обстановка формрования верхнедокембрийских метабазальтов Полярного Урала **72**

Чащин С.А., Попов В.К., Чащин А.А. Первые изотопно-геохронологические данные о проявлении юрского вулканизма в Южном Приморье и его основные геохимические характеристики **73**

III. МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ. СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.

Алымова Н.В., Владыкин Н.В. Геохимия и рудоносность редкометальных (Ta, Nb, Zr, TR) щелочных гранитов складчатых областей Сибири **76**

Брюханова Н.Н., Будяк А.Е. Нерастворимое углеродистое вещество золоторудного месторождения Сухой Лог **77**

Будяк А.Е., Степченко В.В. Перспективы попутной платиновой минерализации Ходоканского рудного поля (Байкало-Патомское нагорье) **78**

Бычкова Я.В., Микляева Е.П., Бычков А.Ю. KREEP-компонента в крайних дифференциатах Киваккского расслоенного базит-гипербазитового интрузива (Северная Карелия) **79**

Вахрушева Н.В. Геохимия хромитоносных ультрамафитов Полярного Урала и Монголии **80**

Вилор Н.В., Давыденко Ю.А., Шкиря М.С., Вилор М.А., Бадминов П.С. Геохимические и инструментральные методы поисков геотермальных ресурсов в Прибайкалье **81**

Гордиенко И.В. Геодинамические условия формирования эндогенных месторождений Джидинского рудного района **82**

Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б. Состав и условия формирования золото-пирротиновых руд Восточного Саяна **83**

Денисова Ю.В. Петрохимия гранитов Бадьяюского массива (Приполярный Урал) **84**

Дмитриева А.С., Перетяжко И.С., Савина Е.А. Реликты фторидных и обогащенных редкими элементами силикатных фаз в расплавных включениях из минералов онгонитов массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) **85**

Докучиц Э.Ю. Геохимические особенности чароитовых пород Мурунского массива **86**

Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Горячев Н.А. Слэбовый расплав как потенциальный источник профилирующих элементов месторождений золота и тяжелых металлов **87**

Китаев Н.А., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Геохимия и условия рудообразования Илинского золоторудного месторождения (Забайкалье) **88**

Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Павлова Л.А. Сульфоарсениды Ni, Co и ЭПГ в месторождениях центральной части Восточного Саяна **89**

Лыхин Д.А. Новые данные по изотопному составу Nd в рудах Урминского гельвин-бертрандитового месторождения **90**

Макагон В.М. Генетические особенности пегматитов различных формаций Восточной Сибири **91**

Радомская Т.А., Глазунов О.М., Власова В.Н. Геохимия элементов платиновой группы в породах и рудах Кингашского месторождения (Восточный Саян) **93**

Раков Л.Т., Зорина Л.Д., Прокофьев В.Ю., Коваленкер В.А. Влияние условий минералообразования на состав и форму нахождения примесей в кварце месторождений золота Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) **94**

Рекун М.Л., Ганина Н.И., Шулик Л.С. Валентное состояние урана и железа в рудах палеодолинных месторождений урана Забайкалья и Южного Урала **95**

Рихванов Л.П. Л.В. Таусон и проблема геохимической типизации гранитоидов **96**

Сафонов Ю.Г. Петролого-геохимические аспекты представлений о рудогенерирующих-рудообразующих золотоносных флюидно-магматических системах **96**

Соктоев Б.Р., Рихванов Л.П., Арынова Ш.Ж. Возможности использования геохимии антропогенных отложений в металлогенических исследованиях **97**

Спиридонов А.М., Горячев Н.А., Борисенко А.С., Вах А.С., Гвоздев В.И., Зорина Л.Д. **99**
Возрастные рубежи и источники формирования золотого оруденения Монголо-Охотского орогенного пояса

Ochir Gerel Geochemical types of granitoids, ore mineralization and origin of silicic magma **100**

Romanko A., Imamverdiyev N.A., Prokofiev V., Vikentiev I., Savichev A., Heidari M., Rashidi B. **101**
African superplume-related magmatic – tectonic – metallogenic events in West Baluchestan, Middle East: peculiarities, hydrocarbons (Oil, HC), problems, and constraints

IV. ГЕОХИМИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Адильбаева Т.Е., Таловская А.В., Язиков Е.Г. Геохимия редких и редкоземельных элементов в снежном покрове в зоне влияния угольной теплоэлектростанции (на примере г. Караганды, Республика Казахстан) **103**

Ариунбилэг С., Владимиров А.Г., Гаськова О.Л., Орхонселенге А., Баттушиг А. Содержания тяжелых металлов в питьевых водах урановых районов Южной Монголии **104**

Астраханцева О.Ю. Химическое взаимодействие вещества вод оз. Байкал и вещества потоков природной составляющей окружающей среды – многорезервуарная система **105**

Астраханцева О.Ю., Палкин О.Ю., Белозерцева И.А. Системный подход в исследовании состояния и функциональных характеристик вещества вод оз. Байкал – новое направление в геохимических исследованиях окружающей среды **106**

Бакаева Е.А., Еремейшвили А.В. Накопление микроэлементов в биосубстратах детей на территориях с различной степенью антропогенной нагрузки **107**

Барановская Н.В., Рихванов Л.П., Агеева Е.В. О геохимии редкоземельных и радиоактивных элементов в живом веществе **108**

Безрукова Е.В., Летунова П.П., Кулагина Н.В., Айсуева Т.С., Щетников А.А., Крайнов М.А., Кербер Е.В., Панов В.С., Шарова О.Г., Левина О.В., Ткаченко Л.Л., Иванов Е.В., Филинов И.А. Первые высокоразрешающие геохимические и палинологические записи из донных отложений оз. Баунт: применение для реконструкции природной среды и климата Ципинской котловины **109**

Белкина Н.А., Ефременко Н.А., Страховенко В.Д., Бородулина Г.С., Кулик Н.В., Калинкина Н.М. Формирование геохимических аномалий в современных донных отложениях Онежского озера под влиянием природных и антропогенных факторов **110**

Белошейкина А.В., Таловская А.В., Язиков Е.Г. Оценка загрязнения территории Сорского горно-обогатительного комбината (Республика Хакассия) по данным исследования снежного покрова **111**

Бобров В.А. Редкоземельные элементы в голоценовом разрезе сапропеля озера Котокель (Прибайкалье) **112**

Галушкина Д.Н., Рихванов Л.П. Плутоний в почвах Северного Прибайкалья **113**

Гребенщикова В.И., Филимонова Л.М., Загорулько Н.А. Роль геохимического мониторинга снеговой и поверхностной воды в изучении и оценке окружающей среды Прибайкалья **114**

Иванова В.В., Щетников А.А., Ербаева М.А., Алексеева Н.В., Филинов И.А. Литогеохимическая характеристика отложений опорного разреза Тологой (верхний кайнозой, Забайкалье) как отражение палеоклиматических условий их формирования **115**

Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Мирошниченко Л.В., Меленевский В.Н. Отличительные особенности геохимии раннего диагенеза карбонатных сапропелей малых озер юга Западной Сибири и бескарбонатных сапропелей озер Прибайкалья **116**

Макаров В.Н. Миграция H^+ в мерзлотных ландшафтах при потеплении климата **117**

Makarov V.N. The influence of climate warming and greenhouse gas deposition on H^+ migration in the geosphere **119**

Мальцев А.Е., Бобров В.А., Леонова Г.А. Особенности распределения Si в сапропелях разного генезиса (планктонного и макрофитного) на примере озер Большие Тороки и Котокель **120**

Мансуров Р.Х. Геохимические аспекты поисков крупнообъемных золоторудных месторождений в углеродисто-карбонатно-терригенных комплексах обрамления Сибирской платформы **121**

Мельгунов М.С., Щербов Б.Л., Рубанов М.В., Золотухина К.А., Восель Ю.С., Густайтис М.А. ^{210}Pb, ^{7}Be и ^{137}Cs в атмосферных выпадениях юга Западной Сибири **122**

Мясников А.А., Дундуков Н.Н., Овчинникова М.Н. Эколого-геохимическая обстановка региона озера Байкал по данным многоцелевого геохимического картирования (МГХК-1000) **123**

Некрасов Э.В., Радомская В.И., Павлова Л.М. Участие некоторых функциональных групп грибной клеточной стенки в биосорбции палладия (II) **124**

Погодаева Т.В., Земская Т.И. Геохимия поровых вод донных отложений озера Байкал **125**

Солотчин П.А., Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Страховенко В.Д. Влияние геохимической специфики озерных вод на аутигенез карбонатов в малых озерах Приольхонья **126**

Страховенко В.Д., Маликова И.Н., Щербов Б.Л. Распределения концентраций микроэлементов и радионуклидов в мохово-лишайниковом покрове и хвое ландшафтных зон Сибири **127**

Сутурин А.Н. Биогеохимические черты антропогенных процессов **128**

Сутурин А.Н. Биогеохимия рифтогенного озера Байкал **128**

Тайсаев Т.Т. Геохимия криогенных высокогорных ландшафтов золоторудных полей Восточного Саяна Байкальской рифтовой зоны **129**

Таловская А.В., Язиков Е.Г., Белан Б.Д., Симоненков Д.В., Тентюков М.П. Сравнительный анализ активного и пассивного способов пробоотбора аэрозолей для изучения их геохимических особенностей на фоновых территориях **129**

Таловская А.В., Язиков Е.Г., Осипова Н.А., Литау В.В., Филимоненко Е.А., Торосян Е.С., Шахова Т.С., Володина Д.А., Никулина Е.А. Геохимия пылевой составляющей снегового покрова городских агломераций Западной Сибири **130**

Торосян Е.С., Таловская А.В., Никулина Е.А., Язиков Е.Г., Ляпина Е.Е. Оценка ртутной нагрузки на территорию г. Юрга по данным изучения снежного покрова **132**

Удачин В.Н., Пономарева Т.В., Шишикин А.С., Филиппова К.А. Геохимия региональной техногенной аномалии в почвах субарктической тундры **133**

Фяйзуллина Р.В., Алехин Ю.В., Андрулайтис Л.Д., Тарнопольская М.Е. Особенности переноса ртути в газовой фазе **133**

Холодова М.С., Пастухов М.В., Полетаева В.И. Специфика химического состава талых вод г. Свирска **134**

Шахова Т.С., Таловская А.В., Язиков Е.Г. Геохимическая характеристика твердого осадка снега в окрестностях нефтеперерабатывающих заводов России (г г. Омск, Ачинск) и Казахстана (г. Павлодар) **135**

Altansukh N., Orkhonselenge A., Batzorig D., Uuganzaya M. Geochemical implications from the quaternary sediments of Tsagaan Suvarga formation in the southern Mongolia **136**

Davaagatan T., Orkhonselenge A., Uuganzaya M., Altansukh N. Sedimentary feature in Lake Ulaan and Holocene paleoclimate of the Gobi region **137**

Zlobina A.N., Rikhvanov L.P., Wang N. Radiogeochemical features of soil and radiological and medico-biological problems in areas with high background radioactivity **137**

V. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ, ФИЗИЧЕСКОЕ МАТЕРИАЛОВЕДЕНИЕ

Анфилогов В.Н., Краснобаев А.А., Вализер П.М., Рыжков В.М. Изучение устойчивости циркона в дуните и в расплаве базальта и проблема возраста гипербазитов **140**

Базарова Ж.Г., Тушинова Ю.Л., Базарова Ц.Т. Фазообразование, синтез, струкутра и свойства молибдатов РЗЭ и гафния (циркония) **141**

Бердников В.С., Винокуров В.В., Винокуров В.А. Переход к нестационарным режимам течения и конвективный теплообмен в методе Чохральского **142**

Бердников В.С., Гришков В.А., Марков В.А., Михайлов А.В., Кислицын С.А., Арбузов В.А., Арбузов Э.В., Дубнищев Ю.Н., Мелёхина О.С. Физическое и численное моделирование влияния конвективного теплообмена на форму фронта кристаллизации в методе ГНК **143**

Бердников В.С., Митин К.А. Радиационно-конвективная теплоотдача от кристаллов в окружающую среду в методах вытягивания монокристаллов со свободной границы расплава **144**

Богданов А.И., Мысовский А.С., Киммель А.В. Влияние анионной вакансии на ферроэлектрические свойства цирконата-титаната свинца **145**

Васильев В.И., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. Параметрическое моделирование эволюции мантийно-корового мигранта (программный продукт Vladi Overpressure 2.0) **145**

Васильева Е.В., Васильев В.И., Дорошкевич С.Г., Смирнова О.К. Геохимические барьеры в системе "рудничные воды - природные почвы" Джидинского сульфидно-вольфрамового месторождения **147**

Васильковский А.О., Русаков А.И., Шендрик Р.Ю., Шалаев А.А. Люминесценция монокристаллов BaClI:Eu^{2+}, выращенных методом Стокбаргера **148**

Головных Н.В., Бычинский В.А., Чудненко К.В., Шепелев И.И. Решение проблем системного рециклинга техногенных отходов **148**

Гроссман В.Г., Базаров Б.Г., Базарова Ж.Г. Фазовые равновесия в системах Tl_2MoO_4–$R_2(MoO_4)_3$–$A(MoO_4)_2$ (R = Al, Cr, Fe; A = Zr, Hf) и синтез новых тройных молибдатов $Tl_5RA(MoO_4)_6$ и $TlRA_{0,5}(MoO_4)_3$ **149**

Егранов А.В., Шендрик Р.Ю., Сизова Т.Ю. Метастабильные примесные состояния в щелочноземельных фторидах **150**

Жабоедов А.П., Непомнящих А.И., Волкова М.Г. Влияние минеральных, флюидных примесей и текстурных особенностей на технологию получения кварцевого концентрата **151**

Королева О.Н., Штенберг М.В., Тупицын А.А., Бычинский В.А. Термодинамическая модель щелочносиликатного расплава **152**

Мамонтова С.Г., Михайлов М.А., Козлов А.М., Богданова Л.А., Канева Е.В., Белозёрова О.Ю. О термоэффектах при твердофазном синтезе бериллиевого индиалита из золь-гель прекурсора **153**

Медведев В.Я., Иванова Л.А., Шумилова Т.Г. Прямой метод получения фотоноподобных структур пиролизом этилового спирта **154**

Михайлов М.А. Мамонтова С.Г., Демина Т.В., Белозерова О.Ю. Богданова Л.А. Стабильные и метастабильные силикаты в сухих системах при атмосферном давлении (по экспериментальным данным) **155**

Мысовский А.С., Попов Н.В., Лазебных В.Ю. Библиотеки QPP для моделирования атомной структуры и электронных свойств конденсированного вещества **156**

Мясникова А.С., Шалаев А.С., Богданов А.И. Активированные ионами Eu^{2+} сцинтилляторы на основе дигалоидов бария: неэмпирический расчет **157**

Непомнящих А.И., Спиридонов А.М., Федоров А.М., Волкова М.Г. Кварцты Восточного Саяна – новая сырьевая база для получения оптического кварцевого стекла **157**

Павлов В.Ф., Шабанова О.В., Павлов М.В., Павлов И.В., Тарасова Л.С. Взаимодействие кальций алюмосиликатного расплава с водой в режиме термоудара **158**

Пальянов Ю.Н. Актуальные проблемы экспериментальной минералогии алмаза **159**

Попов Н.В. Применение методов машинного обучения для определения ширины запрещённой зоны монокристалла в трансформационно-инвариантной модели **160**

Пресняков Р.В., Пещерова С.М., Клушина Н.В. Физико-химический анализ распределения примесей в мультикристаллическом кремнии на основе металлургического кремния высокой чистоты **161**

Раджабов Е.А. Процессы изменения валентности лантаноидов в кристаллах **162**

Русаков А.И., Васильковский А.О. Сцинтилляционные материалы тройных смешанных щелочноземельных галогенидов, активированные ионами Eu^{2+} **163**

Сизова Т.Ю., Веслополова В.Ю., Раджабов Е.А., Егранов А.В., Шендрик Р.Ю., Шалаев А.А. Радиационные центры в кристаллах щелочноземельных фторидов, активированных редкоземельными ионами **164**

Субанаков А.К., Базаров Б.Г., Атучин В.В., Базарова Ж.Г. Новые двойные редкоземельные бораты в системах $Me_2O–R_2O_3–B_2O_3$ (Me = Rb, Cs) **164**

Сурков Н.В. Фации плавления и эволюция алюмосиликатных расплавов на основе экспериментального изучения фазовой диаграммы системы $CaO\text{-}MgO\text{-}Al_2O_3\text{-}SiO_2$ при давлениях до 4,0 ГПа **165**

Таусон В.Л., Липко С.В., Смагунов Н.В., Арсентьев К.Ю. Механизмы роста кристаллов, распределения и сегрегации примесей в гидротермальных системах; геохимические и минералогические следствия **166**

Федосеева В.И., Бурнашева М.П., Аянитова Т.М. Переходная пленка на границе лед – раствор хлорида калия **167**

Федосеева В.И., Мосендз И.А., Тимофеева М.Г., Слуковская М.В., Кременецкая И.П. Влияние сунгулита и термовермикулита на распределение тяжелых металлов по формам нахождения в высокозагрязненном торфоподобном грунте **168**

Чевычелов В.Ю. Влияние повышения давления на концентрирование Pb в полевых шпатах, кристаллизующихся из гранитного расплава: экспериментальные данные **169**

Чевычелов В.Ю. Концентрации насыщения Ta и Nb при растворении танталита-колумбита в гранитоидных расплавах: экспериментальные исследования **170**

Чудненко К.В., Мурзин В.В., Пальянова Г.А. Термодинамическое моделирование формирования золотоносных родингитов месторождения Золотая Гора (Карабашский массив, Ю. Урал) **171**

Чуклина Н.Г., Мысовский А.С. Исследование методом молекулярной динамики из первых принципов автолокализованной дырки и экситона во фторидах **172**

Шалаев А.А., Непомнящих А.И., Сизова Т.Ю., Паклин А.С., Сапожников А.Н. Кинетика кристаллизации стекла, полученного из кварцитов месторождения Бурал-Сардык **172**

Шендрик Р., Софич Д., Чимитова О.Д., Базаров Б.Г., Доржиева С.Г., Тушинова Ю.Л., Базарова Ж.Г. Перспективные люминофоры на основе редкоземельных циркон-титановых молибдатов и вольфраматов **173**

Штенберг М.В., Бычинский В.А., Тупицын А.А., Королева О.Н., Чудненко К.В. Формирование базы данных для физико-химического моделирования щелочного силикатного расплава **174**

Юрьев М.Ю., Мысовский А.С. Поиск атомной структуры межзеренных границ в кремнии с помощью структурных шаблонов **175**

Vtyurin A.N., Krylov A.S., Voronov V.N., Goryainov S.V., Oreshonkov A.S., Krylova S.N Phase transition in fluorides with elpasolite-like structures – raman scattering study **175**

VI. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЕОХИМИИ

Амосова А.А., Чубаров В.М., Канева Е.В. Количественное определение основных породообразующих элементов рентгенофлуоресцентным методом в торфяных отложениях для палеоклиматических исследований **178**

Белозерова О.Ю., Михайлов М.А., Мамонтова С.Г., Демина Т.В., Богданова Л.А. Исследование сосуществующих стабильной и метастабильных (кристаллических и аморфной) фаз Mg-Al-Be силикатов методами РСМА, РСФА и кристаллооптики **179**

Бычкова Я.В., Николаева И.Ю., Бугаев И.А. Возможности и ограничения метода ИСП-МС для геохимических задач (подготовка проб к анализу, использование масс-спектрометров разного типа) **180**

Заякина С.Б., Шавекин А.С. Новые возможности атомно-эмиссионного спектрального анализа геохимических объектов **181**

Канева Е.В., Сапожников А.Н., Суворова Л.Ф., Таусон В.Л. Средняя структура кубического лазурита до и после высокотемпературного отжига **182**

Канева Е.В., Суворова Л.Ф., Таусон В.Л., Кашаев А.А. Уточнение кристаллической структуры нового синтезированного KTm-силиката **183**

Лопушанская Е.М., Будко А.Г., Харитонов С.Г., Крылов А.И., Скопенко Н.Ф., Гончаров А.В., Зуйкова Ю.Л. Твёрдофазная микроэкстракция (ТФМЭ) в сочетании с газовой хроматографией/масс-спектрометрией с изотопным разбавлением – перспективный метод прогнозирования нефтяных залежей при проведедии геохимической съёмки по снежному покрову **184**

Меньшиков В.И., Власова В.Н., Сокольникова Ю.В. Извлечение элементов платиновой группы при анализе силикатных горных пород методом ИСП-МС с получением растворов открытым кислотным разложением проб и доплавлением нерастворимого остатка **185**

Скублов С.Г., Левашова Е.В., Мельник А.Е., Симакин С.Г. Времяпролетная масс-спектрометрия (TOF-SIMS) – новые возможности при исследовании геохимии минералов in-situ **186**

Татаринов В.В., Финкельштейн А.Л., Павлова Л.А., Кравцова Р.Г. Определение пробности тонкодисперсного самородного золота в матрице арсенопирита методом рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа **187**

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. LA-ICP-MS метод для решения геохронологических задач **188**

Чебыкин Е.П., Дамбинов Ю.А., Дамбинова Е.Л. Многоэлементный ИСП-МС анализ в экологических исследованиях на Байкале **188**

Чубаров В.М, Амосова А.А. Рентгенофлуоресцентный анализ железных, марганцевых и хромовых руд **189**

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ **191**

I. ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ПРОЦЕССЫ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ТЕРМОБАРОМЕТРИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ФОРМИРОВАНИЯ МАНТИЙНОГО КИЛЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Ащепков И.В.[1], Владыкин Н.В.[2], Иванов А.С.[1], Логвинова А.М.[1], Специус З.В.[1], Юдин Д. С.[1], Бабушкина С.А.[1]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, ashchepkov.Igor@igm.nsc.ru; [2]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Оригинальные методы мономинеральной термобарометрии [Ashchepkov et al., 2014], обширная база микрозондовых (>800000) и геохимических LA ICPMS анализов (1500) минералов глубинных ксенолитов и ксенокристов кимберлитов позволили реконструировать модели образования и эволюции Сибирского кратона и сравнить подобные процессы для других кратонов. Реконструкции слоистости мантийных разрезов для 8 районов девонского кимберлитового магматизма свидетельствует о схожем строении, состоящего из 6 крупных и ~12 единиц [Ashchepkov et al., 2013], разделенных на уровне 3,5–4 ГПа пироксенитовой линзой, которая вероятно возникла в раннем архее при высоком геотермическом потоке и плавлении эклогитов, что характерно также для большинства других кратонов. Обнаружено мозаичное строение субкратонной литосферной мантии (SCLM) отдельных районов, например, Прианабарья [Ashchepkov et al., 2016] и даже Далдын-Алакитского [Ashchepkov et al., 2017]. Сочетание первичной субдукционной слоистости с наличием пироксенитов и метасоматитов в пределах ловушек для расплавов 6 ГПа – оксиплавление и предел прочности оливина 3–2 ГПа минимум на солидусе перидотита в присутствии летучих 3,5–4 ГПа – то же в восстановительных условиях [Tappe et al. 2006]. Существенные различия в геохимии TRE между районами [Ashchepkov et al., 2013] и конформные спектры гранатов, пироксенов на большом протяжении в мантийных разрезах свидетельствуют о масштабных процессах миграции расплавов под влиянием суперплюмов геохимически гомогенезировавших мантию. В каждом районе преобладающие спектры мантийных расплавов индивидуальны и возникли за счет гибридизма разных эклогитов с мантийными плюмами в нижних частях разрезов литосферной мантии.

Два основных типа разрезов умеренно истощенного (океанического) типа (Далдын) и условно островодужного (Алакит) характеризуются разным строением SCLM – со ступенчатыми первичными геотермами для первого и гладкими для второго. Мантийные разрезы Накынского района предполагают участие субдуцированных осадков, а многие северные террейны часто имеют существенную долю эклогитового материала. Тип и сочетание эклогитов разных групп также индивидуальны. Для океанических пластин преобладают метабазальтоидные эклогиты, для островодужных – кумулаты (реститы) тоналитов. Модель роста кратонов предполагает на ранних этапах скучивание небольших разнородных блоков мощностью до 130 км от суперистощенных ядер (Анабар, Зимбабве), до блоков со зрелой корой (Украина), возникших при погружении и плавлении континентальных осадков и даже пластин. С появлением в мантии воды 3–2,7 млрд лет, глубинной субдукции киль вырос. Доминировала модель пологой субдукции в период планетарных суперплюмов, когда эклогитовый и перидотитовый материал плавился в интервале 4–7 ГПа. Легкоплавкий эклогитовый материал мигрировал с дифференциацией, создавая каналы, которые трассировали затем некоторые кимберлитовые трубки с преобладанием эклогитовых ксенолитов (Робертс Виктор). Существенно перидотитовые пластины не могли преодолеть 8 ГПа барьер инверсии плотности оливина и подслаивались под континент. Модели stacked slabs (наклонных пластин) с ростом кратонов от периферии могли работать в периоды быстрой конвекции, приводя к быстрому росту киля до 400 км и остановки литосферного дрейфа до нового суперплюма. Начиная с 2–1,8 млрд лет (Далдын) при амальгамации основных континентов (возраста Phl метасоматитов) произошла последняя существенная перестройка мантии и SCLM с новым плавлением и гомогенизацией. В дальнейшем происходили взаимодействия с субдукционными расплавами и плюмами, формировались метасоматиты и пироксениты 1,7–0,8 млрд лет (Алакит) и моложе, которые сопровождались регенерацией.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-16-00860).

Литература:

Ashchepkov, 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. Regularities and mechanism of formation of the mantle lithosphere structure beneath the Siberian Craton in comparison with other cratons// Gondwana Research – 2013. – v. 23, № 1. – pp. 4–24.

Ashchepkov 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. Comparison of mantle lithosphere beneath early Triassic kimberlite fields in Siberian craton reconstructed from deep-seated xenocrysts // Geoscience Frontiers – 2016. – V. 7, № 4. – pp. 639–662.

Ashchepkov I.V., Logvinova A.M., Ntaflos T., Vladykin N.V., Kostrovitsky S.I., Spetsius Z., Mityukhin S.I., Prokopyev S.A., Medvedev N.S., Downes H. Alakit and Daldyn kimberlite fields, Siberia, Russia: Two types of mantle sub-terranes beneath central Yakutia? // Geoscience Frontiers. 2017. (в печати)

Ashchepkov, I.V., Vladykin, N.N., Ntaflos, T., et al Layering of the lithospheric mantle beneath the Siberian Craton: Modeling using thermobarometry of mantle xenolith and xenocrysts.// Tectonophysics – 2014. № 5. – 634, - pp.55–75.

Tappe et al Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a Consequence of Incipient LithosphericThinning beneath the North Atlantic Craton // J.Petrology – 2006 – v.47, № 7. – C. 1261–131

ФИЗИЧЕСКОЕ И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАЗВИТИЯ ПЛЮМОВ В ПОДОГРЕВАЕМЫХ СНИЗУ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СЛОЯХ И НАД ЛИНЕЙНЫМИ ИСТОЧНИКАМИ ТЕПЛА

Бердников В.С., Гришков В.А., Гусельникова О.О., Митин К.А.

Институт теплофизики СО РАН, Новосибирск, berdnikov@itp.nsc.ru

Теоретической моделью крупномасштабных конвективных течений в мантии и в жидком ядре Земли является конвекция в горизонтальных слоях жидкости, подогреваемых снизу. Поток тепла от ядра Земли к дневной поверхности является причиной конвективных течений термогравитационной природы в мантии, которые приводят к дрейфу континентов [Голицын, 1980; Добрецов, 2001]. Механизмы и история дрейфа континентов обусловлены формированием новой океанической коры в осевой зоне срединных океанических хребтов (СОХ), в зонах спрединга [Добрецов, 2001]. Эта зона соответствует восходящим (и растекающим в разные стороны от оси под океанической корой) потокам разогретого вещества в крупномасштабных ячейках рэлей-бенаровского типа. Нисходящие потоки охлажденных под корой потоков вещества соответствуют зонам субдукции. В зоне субдукции океаническая кора подталкивается за счет вязкого трения под континентальные плиты. Это, конечно же, упрощенная схема происходящих процессов. Развитие сейсмотомографии позволяет получать количественные данные о внутренней структуре Земли и о еще одном явном проявлении глубинной геодинамики – о мантийных плюмах [Добрецов, 2001; Кузьмин, 2016]. Это потоки вещества горячей мантии, поднимающиеся от границы ядра и мантии к поверхности. Они были причиной крупнейших геологических катастроф, что доказано методами палеогеодинамических реконструкций [Кузьмин, 2016].

Актуальная задача геодинамики в настоящее время − комплексное исследование мантийных плюмов, получение данных об их глубинном строении, об источниках и механизмах, приводящих к их образованию, о роли плюмов в процессах корообразования и магматизма. Одним из методов исследований в этой области является физическое и численное моделирование. Моделью подъемного течения в геодинамических плюмах различной мощности и в зонах спрединга могут быть термогравитационные струи над линейными источниками тепла. В ИТ СО РАН созданы физические модели, экспериментально и численно исследованы нестационарные поля температуры и скорости в зонах субдукции и процессы формирования плюмов различной мощности [Бердников, 2012; Антонов, 2012; Арбузов, 2014]. Выполнены комплексные экспериментальные и численные исследования эволюция струй термогравитационной природы в жидкостях с числами Прандтля Pr = 16, 45 и 2700 над внезапно включенным линейным источником тепла. Исследована зависимость пространственных форм течения, полей скорости и температуры от глубины залегания и мощности источника тепла. Для определения полей скорости использовалась цифровая видеосъемка и компьютерная обработка видеофильмов, обработка векторных полей скорости позволила расшифровать энергетику нестационарных струй. Отработана методика качественных и количественных исследований динамической структуры полей оптической фазовой плотности плавучих струй визуализированной в реальном времени методом полихроматической гильберт–фильтрации [Арбузов, 2014]. Разработана методика количественной идентификации изотерм и построения полей локальных градиентов температуры в процессе развития плавучих струй, интегрирование которых позволяет определить количество тепла, отводимого в окружающее пространство в процессе развития струй. Численное моделирование проведено методом конечных элементов. Решалась полная система уравнений нестационарной термогравитационной конвекции. Полученные результаты полезны при создания адекватных моделей формирования и эволюции термических плюмов и подъемных течений в зонах спрединга.

Работа была начата при поддержке СО РАН (интеграционные проекты СО РАН №20 (2012-2014 гг) научный координатор академик РАН Н. Л. Добрецов и № 87 (2012-2014 гг) научный координатор академик РАН М. И. Кузьмин) и продолжена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 15-08-07991а).

Литература:

Антонов П.В., Арбузов В.А., Бердников В.С., Гришков В.А., Новоселова О.Н., Тихоненко В.В. Экспериментальные и численные исследования нестационарных плавучих струй // Автометрия. –2012. – Т. 48, № 3. –С. 90–100.

Арбузов В.А., Арбузов Э.В., Бердников В.С., Буфетов Н.С., Дубнищев Ю.Н., Шлапакова Е.О. Оптическая диагностика структуры и эволюции плавучих струй в сильновязкой жидкости // Автометрия. – 2014. – Т. 50, № 5. – С. 47–55.

Бердников В.С., Гришков В.А., Ковалевский К.Ю., Марков В.А. Тепловизионные исследования ламинарно-турбулентного перехода в Рэлей-Бенаровской конвекции // Автометрия. –2012. –Т. 48, № 3. –С. 111–120.

Голицын Г.С. Исследование конвекции с геофизическими приложениями и аналогиями. Л.: Гидрометеоиздат. –1980. –56 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал “ГЕО”. –2001. –409 с.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Тектоника плит и мантийные плюмы – основа эндогенной тектонической активности Земли последние 2 млрд лет // Геология и геофизика. –2016. – № 1. –С. 11–30.

СИЕНИТЫ САЙБАРСКОГО МАССИВА (МИНУСИНСКИЙ ПРОГИБ, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Воронцов А.А.[1, 2], Тарасюк А.С.[1]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, [2]ИГУ, Иркутск, voront@igc.irk.ru

Геологические, петрографические сведения и схема магматизма. Сайбарский массив щелочных сиенитов был обнаружен в 1924 году А.Г. Вологдиным в районе горы Сайбар. Позднее Я.С. Эдельштейном (1932 г.), Г.М. Саранчиной (1940 г.), Э.Е. Федоровым (1948 г.), В.П. Костюком и Э.С. Гулецкой (1967 г.), В.И. Богнибовым с соавторами (1974 г.), А.П. Косоруковым (1981 г.) и другими исследователями с различной степенью детальности охарактеризованы геологическое строение и состав пород массива. В результате этих работ было установлено следующее: Сайбарский массив, также как и Буровский, Косматый, Высокий, Малотелекский, Байтакский, принадлежит к группе массивов щелочно-сиенитовой ассоциации в горном обрамлении Сыда-Ербинской впадины Минусинского прогиба. Он прорывает кембрийские карбонатно-сланцевые отложения и по данным большинства исследователей не имеет достоверно установленных контактов с девонскими вулканитами быскарской серии. По результатам U-Pb датирования цирконов сиенитов [Изох и др., 2005] возраст массива отвечает позднему ордовику (457±10 млн лет). 90 % площади и, очевидно, основной объем массива занимают *щелочные сиениты*. В них ортоклаз, замещаемый альбитом, резко преобладает над эгирин-авгитом и арфведсонитом. Редко обнаруживаются роговая обманка и биотит. Остальная часть площади массива в равных пропорциях представлена кварцевыми сиенитами и нефелиновыми щелочными сиенитами. *В кварцевых сиенитах* (нордмаркитах) появляется ксеноморфный кварц (до 20 %) в интерстициях между кристаллами ортоклаза. Эти породы связаны со щелочными сиенитами постепенными переходами, но также формируют мелкие секущие тела с эндоконтактовой зоной закалки. По данным Э.Е. Федорова тела кварцевых сиенитов являются самыми поздними образованиями в Сайбарском массиве. *В щелочных нефелиновых сиенитах* (“сайбаритах” по Я.С. Эдельштейну или тенсбергитах и пуласкитах по современным петрографическим классификациям) появляется нефелин, кристаллизующийся одновременно с эгирин-авгитом. Эти породы формируют два типа тел среди щелочных сиенитов: 1) дайки протяженностью от 10 до 300 м, 2) “шлиры” диаметром около 20 см и “полосы” протяженностью от 20 до 200 м с переходами в щелочные сиениты. По данным Г.М. Саранчиной разница между дайками и шлирами только в том, что первые нашли выход и прорвали ранее затвердевшие щелочные сиениты, а вторые закристаллизовались среди них in situ. Геологические взаимоотношения между породами разного состава указывают на эволюцию исходной магмы по двум различным трендам: с накоплением нефелина и с накоплением кварца. Образование всех разновидностей пород было сближено во времени, поскольку между щелочными сиенитами и нефелиновыми сиенитами с одной стороны и щелочными сиенитами и кварцевыми сиенитами с другой существуют постепенные переходы.

Петрогенные, редкие литофильные элементы в породах и магматическая эволюция. Составы тенсбергитов и пуласкитов варьируют по кремнезему в диапазоне 54–62 мас. % SiO_2 при сумме щелочей от 12 до 14 мас. % и соответствуют калиево-натриевой ($2>Na_2O/K_2O>1$) серии. Вмещающие их щелочные сиениты обладают меньшей суммой щелочей (9–11 мас. %) при 62–64 мас. % SiO_2. Кварцевые сиениты по уровню щелочности близки к щелочным сиенитам, но содержат больше SiO_2 (до 69 мас. %). В то же время породы всех фаз обогащены в 10 и более раз некоторыми редкими литофильными элементами по сравнению со средним составом континентальной коры. Так, содержания Rb в них достигают 365 г/т, Zr – 1530 г/т, Nb – 83 г/т, Hf – 40 г/т, Ta – 4,4 г/т, Th – 30 г/т, U – 14 г/т. Кварцевый сиенит с высоким содержанием SiO_2 характеризуется минимальной среди всех пород концентрацией Zr и Hf и фигуративная точка его состава смещена в сторону составов модельных анатектических гранитов с высокими отношениями Th/La и пониженными Zr и Hf. Во всех разновидностях сиенитов наблюдаются широкие вариации суммы редкоземельных элементов (∑REE). При фракционировании нефелин-нормативных магм увеличение ∑REE сопровождается увеличением $(La/Yb)_n$. В кварц-нормативной серии величина $(La/Yb)_n$ не меняется и форма спектра нормированного распределения REE близка к спектру валового состава континентальной коры (за исключением слабо выраженного европиевого минимума). Подобное поведение некогерентных литофильных элементов подтверждает два разных тренда дифференциации исходного расплава: “нефелин-сиенитового” (коэффициент агпаитности > 1), при котором низкого содержания кремнезёма оказывается недостаточным для формирования альбита и вместо него появляется нефелин, и “гранитного” (коэффициент агпаитности < 1) с возникновением альбита и свободного кремнезема в виде кварца. Вероятно, оба механизма реализуются в разных промежуточных магматических камерах. Дифференциация с накоплением кварца сопровождается добавкой в область магмообразования расплавов корового происхождения. Состав исходного расплава пока оценить не представляется возможным.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00181) и Научной Школы “Химическая геодинамика” НШ 9638.2016.5.

Литература:

Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородина Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П. Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и

литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. – В 2-х томах. – Т.1. С. 106–108.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДАЙКОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, gladkochub@mail.ru

В пределах южного фланга Сибирского кратона для протерозойского периода геологического развития Земли в настоящее время известно и надежно обосновано четыре основных (!) этапа формирования дайковых роев, каждый из которых был обусловлен определенными тектоническими перестройками.

1) ~1865 млн лет. Габбро-долериты даек этого этапа обнаруживают составы близкие, как базальтам типа OIB (высокие содержания K_2O (до 2,5 мас.%), P_2O_5 (до 0,8 мас.%)), так и островодужным базальтам (умеренные содержания TiO_2 (1,1–1,2 мас.%), Nb (12–14 г/т), высокие содержания Sr (до 1000 г/т), La (до 120 г/т), Th (до 12 г/т)). Наиболее вероятно, что эти породы были образованы в результате плавления смешанного мантийного источника. В контексте эволюции южного фланга Сибирского кратона, возрастной рубеж ~1,86 млрд лет отвечает времени затухания гранулитового метаморфизма, а также массовому внедрению позднеколлизионных гранитоидов на фоне развития процессов пост-коллизионного растяжения.

2) ~ 1750 млн лет. По химическому составу долериты и габбро-долериты этого этапа соответствуют умеренно-щелочным базальтам. Для габбро-долеритов характерны фракционированные спектры распределения РЗЭ (La_n/Yb_n=3,0–8,0). Все проанализированные базиты характеризуются хорошо выраженными отрицательными Nb-Ta и Ti аномалиями на мультиэлементных спектрах, отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ = -2,3…-7,0, значениями индикаторных геохимических отношений Th/Nb_{pm}, La/Nb_{pm}, La/Sm_n>1, что в совокупности указывает на формирование базитов этого этапа за счет контаминированных континентальной корой мантийных источников. Внедрение даек долеритов и габбро-долеритов этого этапа происходило в обстановке внутриконтинентального растяжения, которое не привело к существенной деструкции литосферы кратона. Анализ проявлений предрифейского базитового магматизма и сопутствующего осадконакопления в южной части Сибирского кратона, позволяет предположить, что события растяжения, вероятно, имели локальное проявление и не повлекли за собой зарождение каких-либо значительных по масштабам предрифейских бассейнов седиментации.

3) ~1350 млн лет. По химическому составу долериты даек этой генерации соответствуют базальтам нормальной щелочности и характеризуются повышенными содержаниямиTiO_2 (до 3,5 мас. %) и P_2O_5 (до 0,6 мас. %). Индикаторные геохимические отношения несовместимых элементов (Th/Ta, Zr/Nb, Nb/Y, Zr/Y) и хорошо выраженная положительная аномалия по Nb-Ta на мультиэлементных спектрах указывают на близость составов долеритов базальтам типа OIB. Для долеритов характерны близкие к нулю и положительные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ = -0,5…+1,5. Геохимические характеристики долеритов могут свидетельствовать об их формирование в условиях внутриконтинентального растяжения связанного с активностью мезопротерозойского мантийного плюма, и относить к крупной магматической провинции (LIP) мезопротерозойского возраста.

4) ~740–720 млн лет. По составу неопротерозойские долериты соответствуют нормально-щелочным базальтам толеитовой серии с низкими содержаниями TiO_2 (0,3–1,5 мас.%) и P_2O_5 (0,04–0,15 мас. %), а также слабофракционированными спектрами распределения РЗЭ (La/Ybn = 1,1–6,5) и хорошо выраженными отрицательными аномалиями Nb-Ta и Ti. Значение εNd(t) в долеритах варьируется от -8,6 до -20,1. Отрицательные значения εNd и составы близкие к N-MORB (для неопротерозойских неконтаминированных примитивных долеритов) указывают на их происхождение за счет плавления субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) с коровой контаминацией первичных расплавов. Внедрение рассматриваемых даек отвечает крупному магматическому событию (Franklin LIP) фиксирующему начальные стадии растяжения, приведшего к распаду Родинии и отделению Сибирского кратона от этого суперконтинента.

ФЛОГОПИТ-ИЛЬМЕНИТ СОДЕРЖАЩИЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОГО КРАТОНА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕЗИС

Калашникова Т.В.[1], Соловьева Л.В., Костровицкий С.И.[1]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Kalashnikova@igc.irk.ru

Флогопит – содержащие мантийные ксенолиты из кимберлитовых трубок привлекают внимание как свидетельства глубинных процессов в литосферной мантии и в связи с проблемой формирования протокимберлитовых расплавов. Предыдущие исследователи отмечали, что данные породы являются низкотемпературными и низкобарическими образованиями относительно других мантийных ксенолитов и кристаллизовались в условиях верхней мантии при участии калий-содержащих флюидов [Харькив и др., 1979; Гаранин и др., 1985].

В настоящем исследовании рассматриваются мантийные ксенолиты из трубки Обнаженная (Куойкское кимберлитовое поле). На основе детальных петрографических исследований, а также геохимического состава пород и состава минералов среди мантийных ксенолитов данной трубки была выделена сложная ассоциация флогопит-ильменитовых (Phl-Ilm) пород с железистым составом минералов (~7–10 % общего количества ксенолитов), среди которых отмечены три группы: 1. Phl-Ilm гранатовые и безгранатовые гипербазиты (≤35 % Phl); 2 Слюдиты I с порфировидными выделениями флогопита (30–70 % Phl); 3. Деформированные слюдиты II с амфиболом (40–60 % Phl).

Первая группа представлена флогопит-ильменит содержащими гипербазитами, по модальному минеральному составу данные ксенолиты соответствуют гранатовым и безгранатовым вебстеритам, оливиновым вебстеритам и реже лерцолитам. Флогопит развит как в виде ксеноморфных зерен, выполняя вместе с ильменитом межзерновые промежутки. В некоторых породах данной группы широко развит гранат (до 35–40 %), который содержит включения ильменита, пироксенов, а также редко флогопита. Возраст гранат-содержащих парагенезисов составляет 604–502 млн лет (образцы 12-7, 7-388, 7-365, 74-890б). Распределение редкоземельных элементов в гранатах соответствует постепенному увеличению концентраций от La к Yb в соответствии с коэффициентами распределения гранат-базальтовый расплав, которое было названо «нормальным» [Burgess, Harte, 2004], что может свидетельствовать о равновесии с расплавами. Также были измерены валовые содержания редких элементов для Phl-Ilm гипербазитов. Для них отмечены максимумы Nb+Ta, а также Ti, а также достаточно низкий коэффициент фракционирования редкоземельных элементов $(La/Yb)_N$=4–5. Подобная форма спектров совершенно не характерна для кимберлитов и отмечается для базитовых дайки бассейна р. Хорбусуонка, возраст которых, определенный U–Pb методом по цирконам, составил 543,9±0,24 млн лет [Киселев и др., 2015]. Таким образом, становление данных пород можно связать с подъемом щелочных расплавов в литосферной мантии Сибирского кратона в неопротерозое-палеозое.

В слюдитах I флогопит образует порфировидные вкрапленники двух генераций. По-видимому, ранние интрузивные фазы подвергались интенсивному флогопитовому метасоматозу под влиянием обогащенных калием и летучими расплавов. Возраст безгранатовых пород с ксеноморфными выделениями флогопита датируется 870–850 млн лет (образцы О-22-87 и О-42-87), что можно соотнести с временем распада суперконтинента Родиния и подъему верхнепротерозойского плюма [Kuz'min et al., 2011].

Третья группа пород представлена деформированными амфибол-флогопитовыми парагенезисами. Флогопит образует крупные (до 2 мм) изогнутые пластинки с признаками интенсивной деформации, амфибол представлен розетковидными выделениями и является по составу К-рихтеритом и магнезио-катофоритом. В них также встречается акцессорный хромит. Флогопит из близкого по петрографическому типу ксенолита трубки Слюдянка (образец Сл-3) был датирован 167 млн лет, что соответствует возрасту трубок Куйокского поля [Sun et al., 2014]. Вероятно, эта группа пород связана со становлением кимберлитовых пород, полученные данные отвечают возрасту перекристаллизации слюды в процессе деформации и потери аргона.

Исследования поддержаны грантом РФФИ №16-35-00496 мол-а.

Литература:

Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Харькив А.Д., Чистякова В.Ф. Минералогия ильменитовых гипербазитов из кимберлитовой трубки Обнаженная // Известия АН СССР. Сер. геол. - 1985 - №5. - С.85-101.

Киселев А. И., Кочнев Б. Б., Ярмолюк В. В., Егоров К. Н. Раннекембрийский магматизм на северо-востоке Сибирского кратона (Оленекское поднятие)// ДАН. - 2015 - Т. 465, № 6. - С. 700–705.

Харькив А.Д., Саврасов Д.И. Ксенолиты флогопит-содержащих пород в кимберлитах Якутии// Известия АН СССР. Серия геол. - 1979 - №4. - С. 75-87.

Sun Jing, Liu Chuan-Zhou, Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu Fu-Yuan, Yakovlev D., Yang You-Heng, Yang Jin-Hui. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis// Earth and Planetary Science Letters. - 2014 - V. 404. - P. 283-295.

Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotites. Part II: REE chemistry // J. Petrol. – 2004 - V. 45. - P. 609–634.

Kuz'min M. I., Yarmolyuk V. V., Kravchinsky V. A. Phanerozoic within-plate magmatism of North Asia: absolute paleogeographic reconstructions of the African large low-shear-velocity province// Geotectonics. - 2011 - V. 45, № 6. - P. 415–438.

СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ РАСПЛАВА В ГРИБООБРАЗНОЙ ГОЛОВЕ ТЕРМОХИМИЧЕСКОГО ПЛЮМА

Кирдяшкин А.А.[1,2], Кирдяшкин А.Г.[1], Гуров В.В.[1], Непогодина Ю.М.[1]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, aak@igm.nsc.ru; [2]Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Согласно модели [Кирдяшкин и др., 2004], термохимический плюм формируется на границе ядро-мантия при наличии теплового потока из внешнего ядра и локальном поступлении химической добавки, понижающей температуру плавления мантии до величины $T_{пх}$. Характер прорыва плюма на поверхность зависит от величины критерия Ка (относительной тепловой мощности плюма), показывающего, насколько тепловая мощность, подводящаяся на подошве плюма, больше тепловой мощности, отдаваемой в окружающую мантию в режиме стационарной теплопроводности. При $1{,}9 < Ka < 10$ после прорыва расплава из канала плюма по каналу излияния на поверхность происходит плавление окружающего корового массива и образуется грибообразная голова плюма, т.е., формируется крупное интрузивное тело (корневой батолит) [Кирдяшкин и др., 2016]. Грибообразная голова плюма возникает, когда количество тепла, поступающего к самой верхней ячейке канала плюма (ΔN) много больше, чем количество тепла, отдаваемое каналом окружающей мантии ($N_{пр1}$). В этом случае происходит плавление вдоль кровли плюма и образуется его грибообразная голова. Диаметр головы $d_г$ будет увеличиваться до такого размера, при котором количество тепла, поступающее к ней, становится равным количеству тепла, отданному атмосфере через массив над кровлей плюма, и в окружающую мантию.

На основе данных лабораторного моделирования представлены тепловая и гидродинамическая структура термохимического плюма с грибообразной головой. Канал плюма представляет собой систему конвективных ячеек, разделенных областями сужения. Восходящее свободноконвективное течение расплава в голове плюма расположено вдоль оси канала. Крупномасштабные свободноконвективные течения в расплаве грибообразной головы мантийного плюма существуют в условиях горизонтального градиента температуры. Эти течения могут обеспечивать условия для осаждения твердой фазы (тугоплавких минералов) в расплаве. Твердая фаза находится в расплаве в виде нерасплавленных тугоплавких взвесей (кристаллитов), которые могут иметь более высокую температуру плавления и более высокую плотность, чем остаточный расплав. Твердые частицы будут осаждаться в расплаве под действием силы тяжести. Таким образом, на подошве головы плюма может сформироваться слой, слагаемый осажденными тугоплавкими минералами и расплавом, захваченным в межкристаллическом пространстве. В верхней части головы плюма образуется слой остаточного расплава, в котором могут происходить процессы дальнейшей кристаллизационной дифференциации. В период выплавления головы плюма $\Delta T_{max} = T_р - T_к = 0{,}10 – 0{,}21$ °С ($T_р$ – температура расплава, $T_к$ – температура кровли головы плюма). Максимальная скорость течения расплава $u_{max} = 3{,}5 \cdot 10^{-5} – 7{,}6 \cdot 10^{-5}$ м/с, средняя скорость течения в верхней и нижней половине слоя расплава $u_{ср} = 1{,}5 \cdot 10^{-5} – 3{,}2 \cdot 10^{-5}$ м/с. Вследствие малых сверхадиабатических перепадов температуры в расплаве головы плюма ΔT_{max} температура расплава $T_р$ оказывается примерно равной температуре плавления $T_{пл}$ материала головы плюма.

Внедрение магматического расплава в массив над грибообразной головой плюма происходит под действием сверхлитостатического давления $\Delta P = \rho_0 \beta g (H – x_{кр})(T_р – T_0)(R_с/R)^2$, где ρ_0 – плотность окружающей мантии, β - коэффициент теплового объемного раширения, g – гравитационное ускорение, H – высота канала плюма, $x_{кр}$ – высота канала излияния, T_0 – температура окружающей мантии, $R_с$ – радиус сужения, R – радиус канала плюма. Вероятно, большая масса магмы вдавливается в наименее прочных местах – зонах разломов корового массива над головой плюма. В этих местах наиболее вероятны локализованные проявления батолитов на поверхности. При закрытии разлома, под действием сверхлитостатического давления в массиве над головой плюма образуется другой разлом и происходит внедрение магмы в месте нового разлома и т.д. Оценены параметры плюмов, ответственных за образование таких крупнейших батолитов Азии, как Хангайский и Хэнтэйский. Для Хангайского плюма тепловая мощность $N = 9{,}5 \cdot 10^{10}$ Вт (Ка = 6,8), диаметр канала плюма $d = 32{,}5$ км, диаметр головы плюма $d_г = 349$ км, площадь головы $S_г = 0{,}96 \cdot 10^5$ км^2. Для Хэнтэйского плюма: $N = 7{,}6 \cdot 10^{10}$ Вт (Ка = 5,5), $d = 29$ км, $d_г = 329$ км, $S_г = 0{,}85 \cdot 10^5$ км^2.

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:

Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Термохимические плюмы // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 9. – С. 1057–1073.

Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Дистанов В.Э., Гладков И.Н. Геодинамические режимы мантийных термохимических плюмов // Геология и геофизика. – 2016. - Т. 57, № 6. – С. 1092–1105.

U-PB ВОЗРАСТА, МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ КИМБЕРЛИТОВ И ЛАМПРОИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Костровицкий С.И., Яковлев Д.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, serkost@igc.irk.ru

Доклад посвящен обобщению результатов изотопно-геохимического изучения кимберлитов и лампроитов Сибирской платформы, которое осуществлялось авторами в течение более 15 лет. Кимберлитовый вулканизм в пределах платформы сформировал 25 разновозрастных кимберлитовых полей, объединенных в Якутскую кимберлитовую провинцию (ЯКП). Из лампроитов нами изучены Ингашинские алмазоносные жилы, расположенные в Иркутской области, в Присаянье.

Представительное число новых определений U-Pb возраста цирконов из кимберлитов разных полей ЯКП подтвердили заключение, сделанное ранее на основе U-Pb определений возраста по перовскитам [Sunetal., 2014] о 4-х этапной активности кимберлитового вулканизма: 1) силур-девонский – 429–408, 2) девон-карбоновый – 369–344, 3) триассовый – 228–217, 4) юрский – 175–147. Возраст Ингашинских жил, считавшийся ранее протерозойским (1268 млн лет), оценен нами, как мезозойский (<300 млн лет).

Кимберлиты разных полей, независимо от возраста и мест их локализации в пределах ЯКП, характеризуются очень близкими особенностями распределения некогерентных элементов, сходной Sr-Nd-Hf изотопной систематикой, что указывает на существование единого, практически не изменившегося за длительное время (от 147 до 429 млн лет) магматического источника, происхождение которого мы связываем с астеносферным расплавом-флюидом. Происхождение лампроитов связано с мантийным источником EM-1.

Анализ литературных данных показал, что ни один из 4-х этапов кимберлитового вулканизма Сибирского кратона не сопровождался трапповым магматизмом. В то же время, для кимберлитов 2-го этапа (369–344) существовала четкая временная и пространственная связь со щелочными базитами; более того, разломы, по которым происходило внедрение Pz_2 базитовых даек, стали и кимберлито-контролирующими в Мирнинском и Накынском полях. Корреляция щелочно-базитового и кимберлитового вулканизма является типичной и проявляется в разных кимберлитовых провинциях. Генетическая связь Pz_2 кимберлитов и щелочных базитов Якутской провинции проявляется в сходстве Sr-Nd изотопных характеристик [Kiselevetal., 2006], соответствующих относительно обеденному мантийному источнику, близкому к PREMA. В геохимическом плане щелочные базиты, хотя и показывают близость к кимберлитам, но по уровню содержания TR, по степени фракционирования REE заметно уступают им. По-существу, кимберлиты по содержанию TR являются промежуточными породами между щелочными базальтами и карбонатитами, с которыми кимберлиты в краевых частях кратонов также демонстрируют пространственную и временную связь.

Приуроченность разновозрастных кимберлитовых полей к одной линейной структуре – коридору, пространственная и временная связь кимберлитового и щелочнобазитового вулканизма являются ключевыми фактами для выяснения причин возникновения вулканизма, указывающими на существование общей глобальной, возможно, даже планетарного масштаба причины нарушения равновесных условий в верхней мантии (aglobal ‘mantleevent’ [Heamanetal, 2003]), инициирующими кимберлитовый вулканизм, как прорыв астеносферного расплава-флюида на земную поверхность. Отсутствие пространственно-временных связей кимберлитового и траппового вулканизма ставит под сомнение роль плюмов в формировании кимберлитов в пределах ЯКП. Нельзя исключить существование разных причин, triggers, инициирующих кимберлитовый вулканизм в разных провинциях, в том числе, и плюмы, и горячие точки.

Литература:

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н. и др. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-восточном Вилюйском рифте: состав, источники и геодинамика. Петрология. 2006. Т. 14. С. 588–608.

Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Creaser R.A. The timing of kimberlite magmatism in North America: implications for global kimberlite genesis and diamond exploration. Lithos. V. 71. 2003. P. 153-184.

Sun J., Liu C.-Z., Tappe S., Kostrovitsky S. I., Wu Fu-Yuan, Yakovlev D., Yang Yue-Heng, Yang Jin-Hui. (2014) Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from *in situ* U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis. Earth and Planetary Science Letters. V. 404. P. 283–295.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ. ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Кузьмин М.И.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, mikuzmin@igc.irk.ru

В настоящее время происходит быстрое, можно сказать лавинное, получение новых фундаментальных знаний по всем наукам, в том числе и геологии. Первая парадигма геологии была создана в середине XIX века на основе понятий актуализма и униформизма (Ч. Лайель) и концепции геосинклиналей (Дж. Холл, Д. Дэн).

Она утверждала фиксированное положение континентов и океанов со времени образования Земли. В 60-тых годах XX столетия, т.е. практически через 100 лет была доказана теория тектоники плит (вторая парадигма геологии). Согласно этой парадигме основные эндогенные процессы происходят на границах литосферных плитах, которые передвигаются друг относительно друга в связи с конвекцией в астеносфере (деплетированной верхней мантии). Состав магматических, метаморфических и осадочных пород, образующихся в различных типах границ литосферных плит, отличаются по составу. Уже при разработке положений тектоники плит были выделены внутриплитовые магматические породы, геохимически отличающиеся от пород, образованных на границах плит. В 80-тых годах были установлены горячие поля мантии Земли, в которых поднималось горячее мантийное вещество практически от границы ядро-мантия в виде мантийных плюмов [Зоненшайн, Кузьмин, 1983]. Соответственно выделялись горячие и холодные провинции мантии, в которых геофизики установили низкие (горячие мантийные провинции) и высокие скорости сейсмических волн (холодные мантийные провинции) [Dziewonski, 1984]. Было введено понятие глубинная геодинамика.

В 80-тых годах XX столетия были обнаружены цирконы с возрастом 4,4 млрд лет в архейских конгломератах Западной Австралии. В XXI веке на основе прецизионных методов анализа короткоживущих изотопных систем в метеоритах был определен возраст Солнечной системы и Земли 4567 млн лет. Установлено, что масса Земли через 30 млн лет составляла 90 % современной, а на основе изотопной системы $^{182}Hf \rightarrow {}^{182}W$ (период полураспада 8,9 млн лет) через 20–25 млн лет произошло разделение мантии и ядра Земли. Приблизительно в это же время Земля столкнулась с космическим телом массой Марса, из мантийного вещества мантии Земли сформировалась Луна. Столкновение привело к образованию магматического океана глубиной 700 км [Wood, 2011; Кузьмин, Ярмолюк, 2017].

Все вышеперечисленное произошло в Хаотичный эон, который в 4500 млн лет сменился Гадейским [Goldblatt et al., 2010], который ознаменовал начало геологической истории планеты – Земля. На поверхности Земли никаких вещественных следов, отвечающих Хаотичному эону не обнаружено. Соответствие состава Солнца и углистых метеоритов, являющихся строительным материалом Земли [Wood, 2011] и данных по изотопам ^{182}Hf и ^{182}W в породах мантии и материала, полученного с Луны, позволяют реконструировать процесс первичной дифференциации Земли, время образования Луны, т.е. основные временные метки Хаотичного эона.

Наступило время понять какой была наша ранняя Земля, как она эволюционировала, какой стиль тектонических движений был в ранние периоды ее существования, когда настало время современной эндогенной активности Земли. Достаточно емко о необходимости познания этого написал Р. Штерн [Stern, 2008]: «… мы не сможем понять действующую систему Земли до тех пор, пока не поймем, когда стиль субдукции (тектоники плит) начался и какой тектоника на Земле была до этого». Действительно, уверенно можно говорить о процессах, определяемых тектоникой плит, начиная с 2–1,5 млн лет. Тектоника плит определяется взаимодействием двух верхних оболочек Земли (литосферой и астеносферной). Когда произошло разделение верхней и нижней мантии, когда образовался слой D” на границе ядро–мантия, когда произошло разделение ядра на внутреннее железное и внешнее расплавленное и т.д. Кроме того, необходимо проследить эволюцию внутренних эндогенных процессов на Земле, как менялся состав пород и руд в процессе эволюции Земли, т.е. понять историю нашей планеты от ее образования до настоящего времени. Мы находимся перед началом создания новой парадигмы геологии, которая охватывает всю историю нашей планеты. Для создания новой парадигмы геологии необходимы междисциплинарные исследования не только геологические, но и по таким наукам, как физика, химия, космохимия, информатика, но несомненно важное значение имеют геологические дисциплины: геодинамика, тектоника, стратиграфия, палеонтология, геофизика и конечно геохимия. В настоящем сообщении я коснусь, главным образом геохимических проблем, связанных с разработкой новой парадигмы геологии.

Вполне понятно, что важное значение имеют проблемы изменения стиля тектонических эндогенных процессов, определяющих как формирование отдельных слоев внутри Земли, так и петрохимический, геохимический и изотопный состав формирующихся типов пород, что является важной задачей геохимических исследований. О начале Гадейского эона свидетельствуют сохранившиеся в глубине мантии древнейшего резервуара, имеющие первичное вещество датируемое по изотопам (He, W, Nd, Sr) возрастом 4,5 млрд лет [Jackson et al., 2017]. Прецизионные методы анализов по исследованию короткоживущих изотопных систем, позволяют определить возраст (4,5 млрд лет) древних резервуаров, расположенных в глубине мантии [Rizo et al., 2016]. Эти резервуары «дают о себе знать» по соотношению изотопов ряда элементов, в частности $^{3}He/^{4}He$ в базальтах, связанных с мантийными магмами, излившимися в горячих точках, которые поставляют на поверхность сохранившийся первичный мантийный материал. Почему такие древнейшие резервуары в условиях конвектируемой мантии сохранились, пока достоверно мы не знаем, но геофизические и геохимические исследования в ближайшее время позволят решить эту проблему [Garnero, McNamara, 2008; Jackson et al., 2017]. Последняя тяжелая метеоритно-астероидная бомбардировка Земли в 4,0–3,9 млрд лет тому назад [Батыгин и др., 2016] произошли в конце Гадейского эона, она почти полностью уничтожила первичную континентальную кору Земли кроме маленького участка в провинции Кьюбек в Канаде на берегу Гудзонского залива. Здесь среди Нуввуагиттугитского (Nuvvuagittuq) зеленокаменного пояса сохранились основные-ультраосновные породы с возрастом 4,4–4,3 млрд лет [O’Neil et al., 2012]. Эти древние породы несколько обогащены литофильными элементами, в частности легкими редкими землями, по сравнению с одинаковыми

по составу фанерозойскими породами, широко проявленными в офиолитовых комплексах и современном океане. Кроме того, среди этих древних основных–ультраосновных пород наблюдаются разности с высоким содержанием титана [O'Neil et al., 2012].

Большое значение в выделении Гадейского эона в геологической истории Земли были находки в метаморфизованных конгломератах на Западе Австралии в обнажении Джек Хиллс (Jack Hills) цирконов. Цирконы – великолепные геохронометры, устойчивые к воздействию высоких температур и давлений. Возраст цирконов в центральных частях обломочных кристаллов 4376 млн лет. Цирконы кристаллизовались из кислых (гранитоидных) расплавов, на это указывает присутствие в цирконах включений калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза, моноцита и апатита, а так же низкая температура кристаллизации около 700°С [Nebel et al., 2014]. Происхождение гранитоидных расплавов происходило или при дифференциации первичных основных-коматиитовых магм, или образовании при плавлении первичной гадейской коры под воздействием на нее восходящих горячих потоков, связанных с мантийными плюмами, возникающими при постоянной метеоритной бомбардировкой поверхности Земли, вызывающие подъем мантийных плюмов, которые некоторые исследователи рассматривают как мантийные перевороты.

Постоянные космические бомбардировки зафиксированы в это время и на Луне, что отразилось на особенностях лунных цирконов, возраст которых аналогичен земным гадейским цирконам. Лунные цирконы несут следы импактного генезиса. В кристаллах лунных цирконов отмечаются аморфные обособления, участки перекристаллизации, а также наблюдаются разрывы и трещины. Температура их кристаллизации 975–1150°С. Различаются лунные и гадейские земные цирконы по графикам распределения нормированных по хондриту содержаний редких земель. Главное отличие: в гадейских цирконах отмечается положительная аномалия церия, что указывает о кристаллизации цирконов в условиях окислительной среды, в то время как в лунных цирконах цериевой аномалии нет, что свидетельствует о восстановительных условиях их образования. Такой же вывод следует при анализе изотопного состава кислорода в лунных и земных цирконах [Nebel et al., 2014].

Гадейский эон и следующий за ним архейский период характеризовались общемантийной конвекцией, поверхность Земли была ровной, стагнированной, существующую в то время тектонику можно назвать *тектоникой покрышки* (или LID tectonics), которая нарушалась мантийными переворотами, вызываемыми в Гадейское время метеоритными бомбардировками, а в Архее эндогенной активностью Земли, которая определялась подъемом глубинных мантийных плюмов [Кузьмин, Ярмолюк, 2017]. В этот период истории Земли существовал в районе экватора единый суперконтинент, состоящий из древних докембрийских кратонов. В архейское время в них формировалась первая континентальная кора, представленная тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциацией пород, в это же время происходило излияние плюмовых мантийных магм.

Механизм формирования ТТГ серии пород, часто называемый ассоциацией «серых гнейсов», происходил под влиянием процесса «сагдукции» (от английского слова sag – прогиб) [Хаин, 2003]. Детальный механизм образования кислых магм за счет плавления метаморфизованных низов мощной базальтовой коры на примере ТТГ комплекса Монт-Блок (Minto Block) на севере Канады был обоснован в работе Дж. Бедарда [Bédard, 2006]. Дальнейшие работы по изучению пород ТТГ ассоциаций показали, что в их образовании большое значение имеют процессы вовлечения источников магм Гадейских вулканитов при образовании архейских магм родоначальных для пород ТТГ или погруженных в мантию участков Гадейской коры [Roth et al., 2013; Iizuka et al., 2009; Bauer et al., 2017].

Низы мощной архейской коры подвергались метаморфическим изменениям, учитывая повышенные содержания литофильных элементов в породах гадейской коры, а в докембрийской мантии высокие содержания летучих и воды, это обеспечивало формирование первых эоархейских гранитоидных пород не связанных с зонами субдукции, но имеющих геохимические характеристики близкие с фанерозойскими островодужнными породами. Близкие к субдукционным обстановкам условия создавала сагдукция, обеспечивающая вертикальное опускание коры базальт-коматиитового состава в верхнюю мантию. Погружающиеся породы метаморфизовывались, появлялись эклогиты, плавление которых обеспечивало образование гранитоидных магмы.

В конце Архейского периода (3,2–2,7 млрд лет) произошло формирование внутреннего железного ядра, начались в истории Земли суперконтинентальные циклы, наступило время смены тектоники покрышки (LID tectonics) тектоникой плит, совместной с тектоникой плюмов [Кузьмин, Ярмолюк, 2017].

В переходный период сформировались все внутренние оболочки Земли (слой D") верхняя (деплетированная) и нижняя мантии, горячие и холодные мантийные провинции, четко различающиеся по скоростям сейсмических волн.

Переходный период фиксируется по смене целого ряда геохимических характеристик, состава источников магматических и осадочных пород, а также условий их формирования. Произошли радикальные изменения важных эндогенных систем Земли, как магматизм и магматогенное рудообразование. Если в гадее и архее ведущими магматическими ассоциациями были коматиит-базальтовые и трондьемит-тоналит-гранодиоритовые серии, то в переходный период их арсенал резко расширился. Появились новые группы и семейства пород: известково-щелочные, субщелочные и щелочные серии. Резко возросла роль магматических ассоциаций андезит-дацитового ряда, которые несли метки субдукционного генезиса. Стали проявляться принципиально новые рудообразующие процессы, существенно расширившие круг эндогенных полезных ископаемых в

структурах коры. Начали формироваться месторождения полиметаллических, редких, благородных металлов и редких земель.

К этому времени относится также возникновение первой суши. Раньше поверхность Земли была слабо дифференцирована и в основном покрыта водами Мирового океана. 2,5 млрд лет назад размеры суши достигли таких объемов, которые отразились в разнообразии осадочных пород, в изотопном составе стронция морских вод и т.д.

Современные процессы тектонического развития Земли начались примерно с 2,0 млрд лет назад, а в полном объеме существует в последние 1 млрд лет. В значительной степени характер современной активности Земли обусловлен проявлениями тектоники литосферных плит, в которой взаимодействуют два слоя – литосфера и астеносфера. Они определяют формирование литосферных плит, рождение и закрытие океанических бассейнов, а вместе с веществом плюмового магматизма способствуют образованию ряда месторождений полезных ископаемых. Рост гор, их разрушение, а также различные газы, поступающие из недр планеты, определяют изменения климата, появление холодных и теплых периодов на Земле.

Я остановился только на основных задачах геохимии, которые необходимо решать в ближайшее время в связи с разработкой новой парадигмы, которая должна охарактеризовать время от начала образования Земли до настоящего времени. Остаются и другие традиционные задачи геохимии: касающиеся особенностей состава магматических, метаморфических, осадочных пород, проблемы образования и источников вещества рудных месторождений. В последнее время особенно важно изучение геохимии окружающей среды, вопросам ее геохимического мониторинга, разработке мероприятий по сохранению природной среды на фоне быстрого развития современной промышленности, освоении человеком всего пространства Земного шара.

Литература:

Батыгин К., Лафлин Г., Морбиделли А. Рожденные из хаоса // В мире науки. – 2016. – №7. – С.16–27.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. – 1983. – № 1. – С. 28–45.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Биография Земли: основные этапы геологической истории // Природа. – 2017. – № 6. – С. 12–25

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М: Научный мир. – 2003. – 348 с.

Bauer A.M., Fisher C.M., Vervoort J.D., Bowring S.A. Coupled zircon Lu–Hf and U–Pb isotopic analyses of the oldest terrestrial crust, the > 4.03Ga Acasta Gneiss Complex // Earth and Planetary Science Letters. – 2017. – V. 458. – P. 37–48.

Bédard J.H. A catalytic delamination_driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 2006. – V.79. – P.1188–1214.

Dziewonski A.M. Mapping the lower mantle, determination of lateral heterogeneity up to degree and order 6 // J. Geophys. Res. – 1984. – V. 89. – P. 5929–5952.

Garnero E.J., McNamara A.K. Structure and Dynamics of Earth's Lower Mantle // Science. – 2008. – V. 320. – P. 626–628.

Goldblatt C., Zahnle K.J., Sleep N.H., Nisbet E.G. The Eons of Chaos and Hades // Solid Earth. – 2010. – V.1. – P. 1–3.

Iizuka T., Komiva T., Johnsons et al., Reworking of Hadean crust in the Acasts gneisses northwestern Canada Evidence from in-situ Lu-Hf isotope analysis of zircon // Chemical Geology. – 2009. – V. 259. – P. 230–239.

Jackson M.G., Konter J.G., Becker T.W. Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes // Nature. – 2017. – V. 542. – P. 340–343.

Nebel O., Rapp R.P, Yaxley G.M. The role of detrital zircons in Hadean crustal research // Lithos. – 2014. – V.190–191. – P.313–327.

O'Neil J., Carlsona R.W., Paquetteb J.-L., Francisc D. Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt // Precamb. Res. – 2012. – V. 220– 221. – P. 23– 44.

Rizo H., Walker R.J., Carlson R.W., Horan M.F., Mukhopadhyay S., Manthos V., Francis D., Jackson M.G. Preservation of Earth-forming events in the tungsten isotopic composition of modern flood basalts // Science. – 2016. – V. 352. – P. 809–812.

Roth S.G., Bourdon B., Mojzsis S., et al. Inherited ^{142}Nd anomalies in Eorchean protoliths // E.P.S.L. – 2013. – V.361. – P. 50–57.

Stern R.J. Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history // Geological Society of America Special Paper 440. – 2008. – P. 265–280.

Wood B. The formation and differentiation of Earth // Physics Today. – 2011. – V. 64(12). – P. 40–45.

О ТЕРМИНОЛОГИИ НЕКОТОРЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ВОЗНИКАЮЩИХ ПРОБЛЕМАХ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Куликова В.В.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, vkulikova@yandex.ru

Нарастающий объем данных о веществе земной коры приобретает шумовой эффект, заметный при появлении в публикациях ранее редко употребляемых терминов (синонимов-?) при характеристике петрохимических серий (формаций, ассоциаций) и конкретных горных пород. Новые названия, имея прикладное значение при составлении разномасштабных геологических карт, создают угрозу искажения графических построений и ошибок стратегического плана. Примером служит классическая известково-щелочная серия (ИЩС) и возникшие затруднения при ее использовании в новой «Геологической карте юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению» [Куликов и др., 2017].

ИЩС в классическом понимании, начиная с Н. Л. Боуэна [Боуэн, 1934], это магматическая генетическая серия дифференциального нормального ряда базальт-андезит-дацит-риолит (состава по SiO_2 от ранних к поздним стадиям в пределах 52–70 % (среднее модальное – 59 %); Al_2O_3 – до 16–18 %; CaO

+ Na_2O + K_2O > Al_2O_3; с высокими содержаниями щёлочноземельных (Mg, Ca) и щелочных металлов при постоянном отношении FeO*/MgO, с ортопироксеном в матриксе средне-основных вулканитов при отсутствии пижонита).

ИЩС фундаментально обоснована в многотомном цикле «Магматические горные породы» (1983–1988) и др., как и в «Классификация гранитоидов» по Л. В. Таусону [Таусон, 1977 и др.], где выделены гранитоиды толеитового; андезитового; известково-щелочного; латитового; плюмазитового рядов, и показано, что палингенное выплавление расплавов в сочетании со спецификой соответствующего тектоногенеза определяет их геохимические особенности. Возможно, поэтому в последние годы стали набирать популярность такие термины как «санукитоиды», «адакиты» и др. в качестве синонимов (или антонимов-?) ИЩС, отсутствующие в известных классификациях и с нечеткими петрохимическими характеристиками. Так, «санукит» (sanukite) первоначально описан как бронзитовый андезит, состоящий из иголок бронзита, заключенных в основной массе из светлого стекла с обилием магнетитовых зерен. Теперь же это синоним «бонинита» (boninite), а «санукитоид» (sanukitoid) первоначально использован для всех текстурных модификаций магмы санукитового-? типа [Рика, Мелишевская, 1989; В. З. Словарь и др.]. Он в настоящее время обозначает позднепосттектонические архейские гранитоиды Канадского, Фенноскандинавского [Куликов и др., 2017и др.], Анабарского [Гусев, Ларионов, 2013идр.] и др. По минеральному и химическому составу санукитоиды отвечают монцодиоритам (плагиоклаз (An_{50}) + роговая обманка + клинопироксен + калиевый полевой шпат + кварц; в нормативном составе ортопироксен>клинопироксен), т.е. принадлежат петрохимической субщелочной, наиболее характерной для палеопротерозойского, а не ИЩС архейского магматизма. Другим термином является «адакит» с еще более неопределенными петрохимическими характеристиками [Авдейко и др., 2011 и др.], активно входящим в употребление в разных регионах, в том числе и на древних щитах [Светов, 2009 и др.]. Но для применения этих терминов при составлении карт региона, необходимо предлагать новую региональную тектономагматическую гипотезу (идею), т.е. создавать информационный шум и вводить в заблуждение читателей. Примером такой научной эклектики стал коллективный труд по созданию вышеуказанной новой геологической карты (2017). На карте в результате сложного компромисса западная половина Карельского кратона представлена полями так называемых архейских санукитоидов неизвестного и геологически никак не обоснованного генезиса, а Ц. Карелия – районом «древнейшей адакитовой серии». Автор заметки, являясь участником создания этой карты, полагает, что внедрение новых терминов должно быть обосновано геологическими параметрами, а также определением их принадлежности к конкретному петрохимическому типу магмы и зафиксировано как обязательное в «Петрографическом кодексе» [Шарпенок и др., 2013].

Литература:

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования //Вестник КРАУНЦ. Науки о земле – 2011 - № 1. Вып. № 17 - С.45–60.

Боуэн Н.Л. Эволюция изверженных пород /Пер. В.И. Лучицкого. М-Л-Новосибирск, 1934. - 324 с.

В. З. СЛОВАРЬ. http://www.geokniga.org/geowiki

Гусев Н.И. Ларионов А.Н. Неоархейские санукитоиды Анабарского щита // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых. – Иркутск: Изд-во ИГ им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. –Т. 2. с. 51–55.

Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И. и др. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению» // Тр. КарНЦРАН, Геология докембрия. № 2, - 2017. - С. 3–42

Рыка В., Малишевская А. Петрографический словарь: Пер. с польского -М.: Недра. 1989.-590 с. http://www.geokniga.org/

Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. –Петрозаводск, 2009. – 115 с.

Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М., 1977. – 280 с.

Шарпенок Л.Н, Костин А. Е., Кухаренко Е. А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород.// http://www.vsegei.com/ru/public/reggeology_met/content/2013/56/56_5.pdf

БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ СИЛЛЫ И ИХ КСЕНОЛИТЫ В ПОЗДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОМ ДОВЫРЕНСКОМ ИНТРУЗИВНОМ КОМПЛЕКСЕ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

Орсоев Д.А., Бадмацыренова Р.А., Мехоношин А.С.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, magma@gin.bscnet.ru

Позднепалеопротерозойский довыренский интрузивный комплекс расположен в южной части Олокитского рифтогенного прогиба. Этот комплекс для многих исследователей давно стал своеобразным полигоном, на котором можно решать разнообразные петрологические и рудогенетические задачи. Однако, несмотря на длительный период исследований некоторые вопросы формирования комплекса, по-прежнему, остаются открытыми и неоднозначными. Так, одним из дискуссионных остается вопрос о временных и пространственных взаимоотношениях расслоенной серии Йоко-Довыренского массива с маломощными базит-ультрабазитовыми телами (силлами), расположенными в его приподошвенной области. Одни исследователи в случае непосредственного контакта силлов с нижней дунитовой зоной включают их в разрез массива в качестве «нижней краевой зоны», другие – считают их апофизами главного интрузива и, наконец, третьи –

рассматривают эти силлы как проявления одной из самостоятельных фаз внедрения. Подобная неоднозначность относительно происхождения приподошвенных силлов подтолкнула нас провести целенаправленные исследования, одним из результатов которых стала находка фрагментов (ксенолитов) силлов в габброидной зоне Йоко-Довыренского плутона. Наличие таких ксенолитов, наряду с геохронологическими данными, убедительно свидетельствуют о том, что габбро-перидотитовые силлы являются продуктами более ранней магматической фазы внедрения относительно основного объема Йоко-Довыренского массива.

Наиболее мощные силлы дифференцированы от плагиолерцолитов до оливиновых габброноритов в результате фракционной кристаллизации единого родоначального расплава. На бинарных петрохимических диаграммах в координатах MgO – Al_2O_3, CaO, TiO_2, (Na_2O+K_2O) и на диаграммах с индикаторными микроэлементами MgO – Ni, Cr, Sr, Ba, Zr составы пород силлов и их ксенолитов образуют единые тренды. Аналогичные закономерности изменений химического состава наблюдаются и для породообразующих минералов. В фемических минералах синхронно увеличивается железистость (оливина от 17,0 до 26,4 %, клинопироксена от 12,3 до 20,6 %, ортопироксена от 16,0 до 23,8 %, флогопита от 12,3 до 25,6%), а в плагиоклазе уменьшается его основность (от 75,9 % *An* до 39,8 % *An*).

Температуры кристаллизации, определенные по двупироксеновым геотермометрам, составили: для плагиолерцолитов 1103–1138°С, оливиновых плагиовебстеритов 1004–1050°С, оливинового габбронорита 985°С. Небольшое занижение температур наблюдается для однотипных пород ксенолитов: плагиолерцолит – 1096°С и плагиовебстерит – 1012°С. По-нашему мнению, это объясняется термальным воздействием на них вмещающей габброидной магмы массива, температура кристаллизации которой заметно ниже и составляет 1048°С. Давление, рассчитанное по амфиболовому геобарометру, для плагиолерцолита из силла и ксенолитов составило 3,9 и 3,7 кбар, соответственно, а для оливинового габбро Йоко-Довыренского массива заметно ниже – 3,1 кбар, что свидетельствует о меньших глубинах кристаллизации пород массива.

Средний состав исходного расплава для силлов, вычисленный по 4 анализам зоны закалки, отвечает низкотитанистому, высокомагнезиальному пикробазальту нормальной щелочности. По петро- и геохимическим характеристикам исходный расплав соответствует вулканитам внутриплитных магматических ассоциаций рифтогенной природы. В тоже время в его составе выявлены признаки надсубдукционной компоненты и значительной контаминации материалом средней и верхней коры. Возможно, что расплав на своем пути перемещался из одной промежуточной камеры в другую, где и произошла дополнительная контаминация расплава коровым материалом уже другого химического состава. Таким образом, условия формирования довыренского интрузивного комплекса и, в частности, габбро-перидотитовых силлов обусловлены деструктивными процессами рассеянного рифтинга и внутриплитного магматизма коллизионно-аккреционного этапа развития Байкало-Патомского палеобассейна в конце рифея на рубеже 720–800 млн лет. Присутствие верхнерифейских высокомагнезиальных расплавов пикробазальтового состава указывает на высокий тепловой поток, вероятно, обусловленный существованием в этот период мантийного плюма.

Нам представляется, что формирование силлов и пород массива происходило из единого магматического расплава, ранняя дифференциация которого в глубинных промежуточных камерах обусловила отделение пикробазальтового расплава и поступление его в верхние горизонты коры с формированием межпластовых габбро-перидотитовых силлов. Интрудировавшая по тем же подводящим каналам вторая, основная порция силикатного расплава, из которой сформировался собственно Йоко-Довыренский массив, могла «разрушить» на своем пути уже закристаллизовавшиеся тела базит-ультрабазитовых силлов и захватить их фрагменты. Эти тела вследствие своей тугоплавкости, а иногда и крупных размеров, не всегда могли быть полностью преобразованы в пироксениты или переведены в расплав и ассимилированы.

ВЫСОКОНИОБИЕВЫЙ БАЗАЛЬТОИДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ КАМЧАТКИ – ИНДИКАТОР СМЕНЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ В РАЗВИТИИ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Перепелов А.Б.[1], Пузанков М.Ю.[2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, alper@igc.irk.ru
[2]Институт ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, puzankov@kscnet.ru

Специфические по составу базальтоиды развитых островных дуг и активных континентальных окраин, обладающие в сравнении с IAB повышенными концентрациями HFSE компонентов, классифицируются как обогащенные Nb базальты (Nb-enriched basalts, NEB) и высоко Nb базальты (high Nb basalts, HNB). В последнее время, в связи с установленной тесной ассоциаций NEB и HNB с адакитовым и магнезиальным (Mg#) андезитовым вулканизмом, они рассматриваются как особый тип магматических образований.

На территории Камчатки породы такого типа были обнаружены в северном сегменте полуострова на Корякском перешейке и в ассоциации с адакитами и магнезиальными андезитами в строении среднеплиоценовых вулканических сооружений южного фланга Центральной Камчатской депрессии – ЦКД.

Формально к NEB и HNB типу могут быть отнесены также щелочные базальтоиды верхнемиоцен-плиоценового щапинского комплекса Восточной Камчатки. Помимо пород, рассматриваемых исследователями в качестве NEB и HNB, в строении тылового вулканического пояса Срединного хребта Камчатки и вблизи зон поперечных разломных дислокаций ранее были обнаружено широкое развитие плиоцен-четвертичных субщелочных K-Na базальтоидов с переходными «внутриплитными» геохимическими характеристиками, обогащенных HFSE в сравнении с IAB.

Новые взгляды на эволюцию магматизма зон перехода «океан-континент» позволяют идентифицировать их в качестве NEB и HNB. Особенностью этих обогащенных HFSE базальтоидов является отсутствие пространственных связей с адакитовым магматизмом, проявления которого в указанных районах отсутствуют или не установлены. Таким образом, в позднекайнозойской истории магматического развития Камчатки могут быть выделены базальтоиды NEB и HNB типа, характеризующиеся автономным развитием, с одной стороны, и проявленные в тесной пространственной и временной связи с адакитовым магматизмом с другой. Их изотопно-геохимические особенности и сравнительный анализ позволяет вводить ограничения для петрогенетических моделей формирования обогащенных HFSE базальтовых магм на конвергентных границах литосферных плит.

Одним из важных аспектов при установлении условий формирования NEB и HNB магм является анализ распределения в них высокосидерофильных элементов PGE и Re. Установлено, что породы NEB и HNB типа, находящиеся в тесной ассоциации с адакитами и Mg#-андезитами, отчетливо обеднены элементами платиновой подгруппы (Pd) в сравнении с IAB Камчатки и MORB. Обогащенные HFSE базальтоиды Срединного хребта также отличаются обеднением Pd, но при этом имеют и более низкие концентрации элементов иридиевой подгруппы (Ir). Обеднение NEB и HNB Pd и менее значительно Pt и Re может рассматриваться как результат формирования магмообразующего источника из MORB резервуара в результате его эклогитизации и удаления обогащенных Pd и Pt сульфидных фаз в условиях возрастающих давлений. Такой процесс ранее был показан на ярком примере эксгумированных эклогитов палеосубдукционных обстановок.

Следует отметить, что по характеру распределения PGE в базальтоидах NEB и HNB тапа источники их магм для Срединного хребта и районов проявления NEB-адакитовых ассоциаций различны. Обогащенные базальтоиды Срединного хребта по распределению Pd и Ir принадлежат области составов MORB, а базальтоиды NEB-адакитовой ассоциации к полю составов OIB. Изотопные метки NEB и HNB Срединного хребта ($^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $\Delta 8/4Pb$, $^{87}/^{86}Sr$, $^{143}/^{144}Nd$) смещаются в направлении DUPAL резервуара, тогда как изотопные характеристики базальтов NEB-адакитовой ассоциации отличаются слабо радиогенными составами в сравнении с IAB Камчатки и принадлежат полю MORB.

Изотопно-геохимические характеристики базальтоидов NEB и HNB типа и анализ распределения в них высокосидерофильных элементов могут быть объяснены с позиций рециклинга эклогитизированного вещества палеослэба Кула под вулканическим поясом Срединного хребта Камчатки в обстановке формирования «slab-window» в одном случае, и плавлением слэба на деструктивной границе субдуцируемой Тихоокеанской океанической плиты под воздействием астеносферного источника OIB типа при образовании NEB-адакитовой ассоциации пород в другом. Установленные генетические типы NEB вулканизма Камчатки могут служить индикаторами смены геодинамических обстановок в развитии активной континентальной окраины.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 17-05-00883) и гранта Президента РФ НШ-9638.2016.5.

ПЕТРОЛОГИЯ ТРАХИБАЗАЛЬТ-ТРАХИТ-ТРАХИРИОЛИТОВОЙ СЕРИИ НИЛГИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, pgmigor@mail.ru

В пределах Монголо-Охотского складчатого пояса на территории Монголии в конце мезозоя происходили интенсивные процессы сводо- и грабенообразования, которые сопровождались активным магматизмом, породившим большое разнообразие интрузивных, субвулканических и вулканических пород вулкано-плутонических ассоциаций. На поздней стадии тектоно-магматической активизации (J_3-K_1) в Центральной и Северо-Восточной Монголии формировались рифтогенные впадины, где происходили обширные излияния субщелочных и щелочных лав бимодальных серий. Эффузивные породы Нилгинской депрессии в Центральной Монголии относятся к дзунбаинской свите раннего мела. Мощность эффузивной пачки с редкими прослоями осадочных, туфогенных и осадочно-пирокластических пород достигает здесь 600 метров. Среди эффузивов преобладают трахибазальты и базальтовые трахиандезиты, которые слагают покровы мощностью до сотни метров и отдельные протяженные потоки длиною до 10–15 км. Масштабные трещинные извержения базальтовой магмы происходили в условиях слаборасчлененного рельефа на эродированную субгоризонтальную поверхность верхнепалеозойских, преимущественно, пермских, метамофизованных пород и меловые осадочные породы сайшандской и дзунбаинской свит. В южной части депрессии покровы трахитов мощностью до 50–70 м залегают на меловых осадочных породах. В северо-восточной части реликты покровов

трахитов находятся выше трахибазальтов. Трахириолиты встречаются в локальных участках на юго-востоке и северо-востоке депрессии, где, по-видимому, действовали локальные вулканические центры. Трахириолитовая магма изливалась на эродированную поверхность меловых осадочных пород, трахибазальтов либо трахитов. Мощность покровов трахириолитов варьирует от одного до нескольких десятков метров, достигая в некоторых покровах 150–200 м. В северо-восточной части депрессии наблюдаются различные взаимоотношения вулканитов по разрезам: трахибазальты-трахиты, трахибазальты-трахириолиты, трахиты-трахириолиты, трахибазальты-трахиты-трахириолиты.

В трахириолитах одного покрова обнаружены аномально обогащенные Ca и F породы (область площадью около 1 км^2), в которых содержания CaO и F достигают 15–20 и 10–15 мас. %, соответственно. Породы в шлифах не имеют признаков вторичных изменений и содержат в стекловатом матриксе выделения скрытокристаллического флюорита и фторидно-кальциевой (F-Ca) фазы (продукта преобразования F-Ca стекла). Микрозондовое изучения пород и расплавных включений в минералах приводят к выводу о совместном существовании обогащенного фтором (до 2 мас. %) кислого силикатного и F-Ca расплавов как на стадии роста фенокристов минералов в камере (очаге) трахитиолитовой магмы, так и при ее извержении на земную поверхность. Излияние магмы, состоящей из смеси трахириолитового и F-Ca несмесимых расплавов, сопровождалось дегазацией силикатного расплава, локальным ростом флюидного давления и пирокластическими явлениями, в результате чего формировались как флюидальные, так и брекчиевидные породы с F-Ca (флюоритовым) цементом. Фторидно-кальциевый расплав после излияния стекловался. В дальнейшем F-Ca стекло преобразовалось в скрытокристаллический агрегат флюорита. Впервые подобная F-Ca флюидно-магматическая фаза была обнаружена нами в апикальной зоне массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье). Находка обогащенных Ca и F пород среди трахириолитов Нилгинской депрессии подтверждает сделанный ранее нами вывод о реальности процессов несмесимости F-Ca и кислого силикатного расплавов в обогащенных фтором гранитоидных магмах.

Выполнено геохимическое изучение трахибазальт-трахит-трахириолитовой серии. Трахибазальты являются дифференцированными породами, о чем свидетельствуют высокие значения коэффициента фракционирования, низкие содержания элементов группы Fe, спектры распределения РЗЭ (La/Yb(N)=25–46) со слабо проявленным минимумом Eu и небольшим максимумом Gd. На мультиэлементной диаграмме составы трахибазальтов имеют хорошо выраженный Ta-Nb минимум и типичную для внутриплитных базальтоидов форму спектров распределения примесных элементов, нормированных к значениям в примитивной мантии. В трахитах относительно трахибазальтов значительно уменьшаются концентрации Ba, Sr, P, Ti и повышаются Pb, U, Th, Zr, Hf, РЗЭ. Спектры распределения РЗЭ имеет более высокую степень фракционирования у трахитов (La/Yb(N) = 33–48), которая понижается в трахириолитах La/Yb(N) = 22–27. Трахириолиты имеют минимальные содержания элементов-примесей и наиболее проявленную отрицательную аномалию Eu. Установлен Rb/Sr изотопный возраст трахириолитов методом изотопного разбавления по пяти пробам: 120,4±5,0 при начальном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$=0,7086±0,0014 (MSWD=19). Определены также значения εNd(t) для пород трахибазальт-трахит-трахириолитовой серии, которые варьируют в узком интервале от +0 до -1,5. По изотопно-геохимическим данным вулканиты трахибазальт-трахит-трахириолитовой дифференцированной серии Нилгинской депрессии характеризуются умеренно обогащенным первичным изотопным составом Sr и слабоотрицательными значениями εNd(t), что указывает на контаминацию родоначальных мантийных магм коровым веществом в зоне субдукции, расположенной, по-видимому, в пределах Монголо-Охотского складчатого пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 16-05-00518 и НШ-9638.2016.5.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В БИМОДАЛЬНЫХ (БАЗАЛЬТ-РИОЛИТОВЫХ) ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЯХ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ

Попов В.К., Чащин А.А., Ноздрачев С.А., Лаврик С.Н.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, vladpov@mail.ru

Процессы мантийно-корового взаимодействия, обусловленные химическим и механическим обменом (реакцией) мантийных расплавов и флюидов с веществом коры всегда привлекали внимание исследователей. Установлено, что в той или иной степени они проявлены в магматических образованиях различных геодинамических обстановок [Богатиков и др., 2010]. В настоящее время основной задачей проводимых исследований является разработка минералогических и изотопно-геохимических индикаторов, указывающих на участие мантийных магм в процессах плавления пород коры, влияние корового материала на глубинные (мантийные) расплавы и их производные, взаимодействие (смешение) коровых и мантийных магм в малоглубинных очагах и при их извержении в зонах современного вулканизма, представляющих «важный петрогенетический процесс» [Попов, 1983]. Для оценки роли процессов фракционной кристаллизации,

смешения, ассимиляции в эволюции магматических расплавов в настоящие время успешно используют методы математического моделирования [Плечов и др., 2008 и др.].

Наиболее разнообразные механизмы такого обмена (гибридизация, ассимиляция, миксинг и минглинг) выявляются при изучении бимодальных габбро-гранитных и базальт-риолитовых магматических серий и комплексов сформированных в геодинамических обстановках внутриплитного типа, трансформных континентальных окраин и зон субдукции [Фролова, Бурикова, 1997; Геодинамика…, 2006; и др.]. Петролого-геохимическое и геохронологическое изучение бимодальных (базальт-риолитовых) комплексов и серий, отражающих природу рифтогенного магматизма Тихоокеанской активной континентальной окраины Азии в кайнозое, свидетельствует о широком развитии процессов мантийно-корового взаимодействия, часто определяющих геохимическую направленность эволюции как базитовых, так и кислых расплавов и появление гибридных магматических пород.

При изучении бимодального вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья были выявлены минералого-геохимические критерии контаминации и ассимиляции базальтов кислым веществом коры, определены физико-химические параметры кристаллизации контаминированного базальтового расплава, рассмотрены условия кристаллизации в гибридных породах (трахидацитах) пироксенов с обратной зональностью [Попов, 1986; Попов, Чащин, 2016]. Проведенное изотопно-геохронологическое изучение пород бимодальных вулканических комплексов указывает на синхронность извержений мантийных и коровых магм. Полученные в последние годы результаты минералогического и изотопно-геохимического изучения внутриплитного позднекайнозойского вулканизма Кильчу-Менчхонской впадины и вулкана Пектусан также свидетельствуют о контаминации мантийных расплавов материалом коры [Попов и др., 2008]. На вулкане Пектусан исследователями [Андреева и др., 2011] были выявлены процессы смешения контрастных по составу расплавов. С помощью программного комплекса Igpet нами было выполнено численное моделирование процессов контаминации и смешения, которое свидетельствует о генезисе андезитов и дацитов в бимодальных комплексах в результате возможного смешения базальтов с кислым материалом коры. Косвенным подтверждением этому служат полученный для этих пород модельный Sm-Nd возраст протолита, составляющий 605–703 млн лет. Дальнейшее изучение бимодального вулканизма активной континентальной окраины Азии направлено на поиски и выделение природных типовых объектов пригодных для разработки модели мантийно-корового взаимодействия.

Литература

Андреева О.А., Наумов В.Б., Андреева И.А., Коваленко В.И. Базальтовые расплавы в оливине щелочных пемз Приморья (данные изучения расплавных включений) // Доклады РАН. – 2011. Т.438. № 2. – С. 232–236.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: Связь во времени и пространстве. М.: Наука, 2010. – 606 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. /Отв. ред. А.И. Ханчук / Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. – 572 с.

Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44 (12). – С. 1243–1261.

Плечов П.Ю., Фомин И.С., Мельник О.Э., Горохова Н.В.. Эволюция состава расплава при внедерении базальтов в кислый магматический очаг // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. – 2008. – Т.63. №4. – С. 35–44.

Попов В.К. Петрология палеоген-неогеовых комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. – 156 с.

Попов В.К., Сандимирова Г.П., Веливецкая Т.А. Вариации изотопов стронция, неодима и кислорода в породах щелочной базальт-трахит-пантеллерит-комендитовой серии вулкана Пектусан // ДАН. – 2008. Т. 419. № 1. – С. 329–334.

Попов В.К., Чащин А.А. Кайнозойский вулканизм рифтогенных впадин Юго-Западного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2016. – 64 с.

Попов В.С. Смешение магм - важный петрогенетический процесс // Записки ВМО. – 1983. Вып. 2. – С. 229–240.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Наука, 1997. – 225с.

ГЛАВНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ТАЙМЫРО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Проскурнин В.Ф., Ремизов Д.Н., Проскурнина М.А., Салтанов В.А., Лохов К.И.

ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, vasily_proskurnin@vsegei.ru

Магматические формации Таймыро-Североземельской складчатой области широко представлены среди докембрийских и позднепалеозойско-раннемезозойских образований. Они классифицированы по типам магматических формаций [Кузнецов, 1964 и др.] и разбраковываются по геохимическим типам [Таусон, 1977, Chappel, White, 1974 и др.], позволяющим наметить палеогеодинамические обстановки.

Докембрийские образования выведены на поверхность в ядре Карского позднепалеозойско-раннемезозойского сводово-плутонического поднятия [Погребицкий, 1971], объединяющего южную часть Северо-Карского микроконтинента и Центрально-Таймырскую складчатую зону таймырид [Верниковский, 1996]. В пределах докембрия Центрально-Таймырской зоны с юга на север магматизм свидетельствует о последовательной смене его внутриплитного характера рифтогенно-плюмового метабазальт-габбродолеритового (1300–1350 млн лет), на ранний субдукционный энсиматических дуг (969 млн лет), трахириолит-гранитовый андского типа на активной континентальной окраине Сибири (840–860 млн лет) и на

поздний субдукционный энсиматических и энсиалических дуг. Последние характеризуются следующими магматическими формациями: толеитовой метабазальт-плагиориолитовой, метадунит-гарцбургитовой, метадунит-клинопироксенит-габбровой, диорит-плагиогранитовой (М-гранитоиды, 690–740 млн лет) и известково-щелочной андезитовой, диорит-гранитовой (I-гранитоиды – 630–660 млн лет). Севернее Главного Таймырского разлома и только в пределах Северо-Карского блока широко развиты раннеколлизионные двуслюдяные граниты S-типа, сопровождающиеся региональным зональным метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа. Мусковитизированные гранитоиды плюмазитового ряда, специализированные на Be, Sn, относятся к позднеколлизионным. Возраст их становления и, коллизии, соответственно, спорен. Полученные при составлении Госгеолкарт-1000/3 (2008–2014 гг.) устойчивые датировки ядер детритовых цирконов из флишоидных толщ с максимумами 540–555 млн лет, а также вендские возраста 550–560 млн лет магматических цирконов (по изотопной Hf-Nd систематике) в двуслюдяных гранитах (с разбросом от 2805 до 301 млн лет) свидетельствуют о возрасте коллизии и метаморфизма на границе венда и кембрия. Севернее на островах Северной Земли (о. Октябрьской Революции) в ранне-среднепалеозойском платформенном чехле Северо-Карского микроконтинента в раннем-среднем ордовике проявлен уже рифтогенно-плюмовый внутриплитный магматизм, выраженный вулкано-плутонической ассоциацией с трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой и монцогаббро-сиенит-граносиенитовой формациями (475–458 млн лет).

Позднепалеозойско-раннемезозойский дейтерогенный этап характеризуется широким проявлением гранитоидного магматизма на севере Таймыра и траппового плюмового, горячих точек – на юге, в горах Бырранга. Позднепалеозойские батолиты и массивы магматического замещения диорит-гранодиоритовой (I-гранитоиды) и штоки умереннощелочногранитовой (А-тип), геохимически специализированные на Cu и Mo, формаций завершили консолидацию Карского сводово-плутонического поднятия в интервале 320–256 млн лет. Позднепалеозойское герцинское поднятие для раннетриасовых габбродолеритовых дайковых поясов (249–251 млн лет) и средне-позднетриасовых кольцевых габбро-монцонит-граносиенитовых малых интрузий латитового ряда (234–244 млн лет), даек лампрофиров камптонит-мончикитового состава (224–227 млн лет) представляло собой жесткую структуру. Быррангская мегазона характеризуется двумя этапами магматизма: позднепермско-раннетриасовым с трахибазальт-трахидолеритовой и пикрит-толеит-базальтово-долеритовой сериями формаций, сформировавшимися в результате деятельности Северо-Азиатского суперплюма [Добрецов и др., 2013], и средне-позднетриасовым с массивами шрисгеймит-феррогаббро-диоритовой формации, сопровождающейся дайковыми роями умереннощелочногаббродолеритового и плагиоверлит-габбродолеритового состава. Завершается магматизм формированием штоков (площадью до 5 км^2) и дайкообразных тел монцодиорит-граносиенитового (237–244 млн лет), бостонитового, нефелинсиенитового и алмазоносного альнеитового (226–229 млн лет) состава, блоками, дайкообразными и флюидно-эксплозивными брекчиевыми телами стронций – бариевых карбонатитов (219–238 млн лет), связываемых в целом с формированием Фадьюкудинско-Котуйского «горячего пятна» [Проскурнин и др., 2010].

Литература:

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. – Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. – 202 с.
Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В. и др. Мезо-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, №8. – С. 1126–1144.
Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. – 387 с.
Погребицкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. – 284 с.
Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Гавриш А.В. и др. Раннемезозойский пояс карбонатитов полуострова Таймыр // Литосфера. – 2010. – №3. – С. 95–102.
Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. – 280 с.
Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geologist. – 1974. – № 8. – P. 173–174.

MAIN MAGMATIC EVENTS OF THE TAIMYR-SEVERNAYA ZEMLYA FOLD AREA

Proskurnin V.F., Remizov D.N., Proskurnina M.A., Saltanov V.A., Lokhov K.I.

VSEGEI, Saint-Petersburg, Vasily_Proskurnin@vsegei.ru

Magmatic formations of the Taimyr-Severnaya Zemlya fold belt are the most widely represented among the Precambrian and the Late Paleozoic-Early Mesozoic formations. They classified by types of magmatic formations [Kuznetsov, 1964 et al.] and geochemical types [Tauson, 1977, Chappel, White, 1974 et al.], allowing to identify the paleogeodynamic settings.

Precambrian formations are exposed in the core of the Late Paleozoic - Early Mesozoic Kara doming-plutonic uplift [Pogrebitsky, 1971], that unites the southern part of the North Kara microcontinent and Cimmerian rocks (Taimyrides) of the Central Taimyr fold area [Vernikovsky, 1996]. Within the Precambrian rocks of the Central Taimyr zone from South to North magmatism indicates a consistent change in its character of intraplate, rift-plume metabasalt – gabbrodolerites (1300–1350 Ma) to early subduction ensimatic arcs (969 Ma) to trachyrhyolite-granite magmatism of Andean type active continental margin of Siberia (840–860 Ma) and to late subduction ensimatic and ensialic arcs. The latter are characterized by the following magmatic formations: tholeitic metabasalt-plagiorhyolites, metadunite-

harzburgites, metadunite-clinopyroxenite-gabbros, diorite-plagiogranites (M-granitoids, 690–740 Ma) and calc-alkali andesites, diorite-granites (I-granitoids – 630–660 Ma). To the north of the Main Taimyr fault and only within the North Kara block two-micas granites of S-type are widespread and accompanied by regional metamorphism of the andalusite-sillimanite type. Muscovitized peraluminuos granitoids are late collisional and specialized on Be and Sn. The age of their formation and collision is controversial. Obtained in the preparation state geological maps-1000/3 (2008–2014 years) sustainable ages after dating of the cores of detrital zircon from flysch strata have highs of 540–555 million years, and also of Vendian age 550–560 Ma of magmatic zircon (isotopic Hf-Nd systematics) in two-micas granites (with a range from 2805 to 301 Ma) indicate the age of collision and metamorphism on the boundary of the Vendian and Cambrian. On the October Revolution Island (Severnaya Zemlya archipelago) rifting-plume intraplate magmatism, represented by volcano-plutonic association with trachybasalt-trachyandesite-trachyrhyolites and granosyenites of metagabbro-syenites formations (475–458 Ma) are occurred in the Early-Middle Paleozoic platform cover of the North Kara microcontinent in the Early-Middle Ordovician.

The Late Paleozoic-Early Mesozoic deuterogenic stage is characterized by wide manifestation of granitoid magmatism in the Northern Taimyr, and flood plume magmatism, hot spots in the Southern Taimyr, in Byrranga Mountains. Late Paleozoic batholith and the magmatic substitution arrays diorite-granodiorites (I-granitoids) and mid-alkaline granites stocks (A-type) formations, geochemically specialized in Cu and Mo, completed the consolidation of the Kara block-plutonic uplift in the range of 320–256 Ma. The Late Paleozoic (Hercynian) Kara uplift was already a rigid structure for Early Triassic gabbrodolerites dyke swarms (249–251 Ma), Middle-Late Triassic gabbro-monzonite-granosyenites ring-formed small intrusions of latite series (234–244 Ma) and camptonite-monchikite lamprophyres (224–227 Ma). Byrrangskaya megazone is characterized by two stages of magmatism: Late Permian-Early Triassic with trachybasalt-trachydolerites and picrite-toleit-basalt-boninites series formed as a result of the activities of the North-Asian superplume [Dobretsov et al., 2013], and Middle-Late Triassic with shrisgeimite-ferrogabbro-diorite intrusions, accompanied by mid-alkaline gabbrodolerites and plagioverlite-gabbrodolerites dike swarms. Magmatism ends in the formation of stocks (area up to 5 km^2) and dike-shaped bodies of monzodiorite-granosyenites (237–244 Ma), bostonites, nepheline syenites and diamond-bearing alneites (226–229 Ma), and blocks, dike-like bodies and the fluid-explosive breccia bodies of Sr-Ba carbonatites (219–238 Ma) formed in association with Fad'yukuda-Kotuy «hot spot» [Proskurnin et al., 2010].

References:

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geologist. – 1974. – № 8. - P. 173–174.

Dobretsov N.L., Vernikovsky V.A., Karyakin Yu.A. et al. Mesozoic–Cenozoic volcanism and geodynamic events in the Central and Eastern Arctic // Russian Geology and Geophysics. – 2013. – V. 54. - №8. – P. 874–887.

Kuznetsov Yu.A. Main types of magmatic formations [in Russian]. – M.: Nedra, 1964. – 387 p.

Pogrebitsky Yu.E. Paleotectonic analysis of the Taimyr fold system [in Russian]. – L.: 1971. – 284 p.

Proskurnin V.F., Petrov O.V., Gavrish A.V. et al. Early Mesosoic carbonatite belt of the Taimyr Peninsula [in Russian] // Litosphera. – 2010. – №3. – P. 95–102.

Tauson L.V. Geochemical types and potential ore content of granitoids [in Russian]. – M: Nauka. – 1977. – 280 p.

Vernikovsky V.A. Geodynamic evolution of the Taimyr fold region [in Russian]. – Novosibirsk: Izd. SO RAN NITs OIGGM, 1996. – 202 p.

ЯПОНСКО-БАЙКАЛЬСКИЙ КОРИДОР: АКТИВНОСТЬ ПОДЛИТОСФЕРНЫХ И ЛИТОСФЕРНЫХ ИСТОЧНИКОВ В РАСПЛАВНОЙ СИСТЕМЕ НОВЕЙШЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ЭТАПА

Рассказов С.В.[1, 2], Чувашова И.С. [1, 2]

[1]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, rassk@crust.irk.ru;
[2]Иркутский государственный университет, Иркутск

На новейшем геодинамическом этапе, к которому относятся силы и вызываемые ими процессы последних 90 млн лет, литосфера Азии активизировалась под воздействием четырех основных силовых факторов: 1) мантийных расплавных аномалий, 2) субдукционного взаимодействия плит Пацифика с ее восточной окраиной, 3) конвергентного взаимодействия Индостана с ее южной окраиной и 4) квазипериодических орбитальных вариаций Земли. Обозначенный начальный пункт новейшего геодинамического этапа [Рассказов, Чувашова, 2013] согласуется с резким изменением вращения Земли из-за резонансного взаимодействия ее орбиты с орбитой Марса во временном интервале 87–85 млн лет назад [Maetal., 2017].

В мантийной динамике Азии предполагается важная роль первичных (переходного слоя) и вторичных (верхнемантийных) расплавных аномалий, способствовавших орогенезу и рифтогенезу в связи с образованием астеносферных потоков в пределах Японско-Байкальского коридора, который был ограничен боковыми зонами конвергентного взаимодействия Индостана и Азии на юго-западе и Северной Америки и Азии на северо-востоке. Этот геодинамический коридор рассматривается как расплавная структура, однопорядковая Центрально-Азиатской области конвергенции во фронте Индийского индентора. В результате субдукции вдоль прямой Хоккайдо-Амурской и косой Хонсю-Корейской флексур Тихоокеанского слэба и возникновения обратного течения астеносферного материала под окраиной континента литосфера растягивалась с

образованием рифтов и создавался момент ее движения, направленного навстречу погружающемуся слэбу. Сближение Индостана и Азии, наоборот, приводило к сжатию литосферы и образованию орогенов. Подлитосферные и литосферные силовые факторы усложнялись наложением квазипериодического воздействия на оболочки Земли сил, вызванных ее орбитальным движением.

Циклические вариации орбитальных параметров Земли регистрируются в позднем кайнозое в наиболее чувствительных структурах литосферы транстенсионного типа: в Чулутынском сегменте Хангайскогоорогена на южном фланге Японско-Байкальского коридора, и в северо-восточной части Байкальской рифтовой системы на его северном фланге.

На новейшем геодинамическом этапе вулканические отклики Внутренней Азии отсутствовали в позднем мелу, раннем и среднем кайнозое и проявились при позднекайнозойской транстенсии литосферы. В условиях ее преобладающего сжатия вулканизм с орбитальной цикличностью сопровождал образование Хангайского орогена в Центральной Монголии. В условиях ее преобладающего растяжения вулканизм с орбитальной цикличностью имел место в Ципа-Муяканском и Муя-Удоканском сегментах северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны. Эволюция вулканизма на Витимском поле Ципа-Муяканского сегмента отражала деформации литосферы в осевой части Японско-Байкальского геодинамического коридора, эволюция вулканизма на Удоканском поле Муя-Удоканского сегмента – деформации литосферы на северной периферии этого коридора. На осевом Витимском вулканическом поле геодинамического коридора извергался материал подлитосферных источников, в его периферических зонах транстенсии – преимущественно материал литосферных источников.

Активность источников подчинялась квазипериодическим орбитальным вариациям. В области преобладающего сжатия литосферы Хангая вулканические извержения откликались на циклические вариации эксцентриситета вращения Земли 2,4 млн лет с переходом в квартере к откликам на вариации эксцентриситета 0,4 млн лет. В северо-восточной части преобладающего растяжения Байкальской рифтовой системы получила развитие со среднего миоцена. В этой области извержения перераспределялись от оси к периферии геодинамического коридора с квазипериодическими откликами на циклические вариации эксцентриситета вращения Земли 2,4 млн лет приблизительно с 10 млн лет назад, включая квартер.

Литература:

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Глобальное и региональное выражение новейшего геодинамического этапа // Бюллетень МОИП. Отд. геологический. – 2013. – Т. 88, вып. 4. – С. 21–35.

Ma C., Meyers S.R., Sageman B.B. Theory of chaotic orbital variations confirmed by Cretaceous geological evidence // Nature. – 2017. – Vol. 542. P. 448–470. doi:10.1038/nature21402

THE JAPAN-BAIKAL CORRIDOR: ACTIVITY OF SUBLITHOSPHERIC AND LITHOSPHERIC SOURCES IN A MELTING SYSTEM OF THE LATEST GEODYNAMIC STAGE

Rasskazov S.V.[1, 2], Chuvashova I.S.[1, 2]

[1]Institute of Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, rassk@crust.irk.ru; [2]Irkutsk State University, Irkutsk

At the latest geodynamic stage that is characterized by forces and processes of the last 90 Ma the lithosphere of Asia has been activated dueto four main force factors: 1) mantle melting anomalies, 2) subduction-related interaction betweenthe Pacific plates andthe continental eastern margin, 3) convergent interaction between India and the continental southern margin, and 4) quasiperiodic orbital variations of the Earth. The defined starting point of the latest geodynamic stage [Рассказов, Чувашова, 2013] is consistent with the change of the Earth's rotation due to the resonant interaction of its orbit with the orbit of Mars in the time interval of 87–85 Ma [Ma et al., 2017].

In the mantle dynamics of Asia, melting anomalies are subdivided to the primary (transition layer) and secondary (upper mantle) types that contributed to orogeny and rifting in connection with the formation of asthenospheric flows within the Japan-Baikal corridor, which was limited by the lateral zones of the convergent interactionsbetween India and Asia in the south-west and between North America and Asia in the northeast. This geodynamic corridor is considered as a melting structure–a one-order to the convergent Central Asian region originated in front of the Indian indentor. Due to subduction along the Hokkaido-Amur and Honshu-Korean flexure of the Pacific slab and inverse flow of the asthenospheric material under the margin of the continent, the lithosphere was rifted and a moment of its motion, directed towards the submerged slab, was created. The convergence between India and Asia, on the contrary, led to a shrinking of the lithosphere and the formation of orogens. Sublithospheric and lithospheric force factors were complicated by superposition of quasiperiodic effects on the Earth's layers caused by its orbital motion.

Cyclic variations of Earth's orbital parameters are recorded in the Late Cenozoic at the most sensitive transtension structures of the lithosphere: within the Chulutyn segment of the Hangay orogen on the southern flank of the Japan-Baikal corridor, and in the northeastern part of the Baikal rift system on thecorridor northern flank.

At the latest geodynamic stage, volcanic responses of Inner Asia did not occur in the Late Cretaceous, Early and Middle Cenozoic and affected the lithosphere in the Late Cenozoic. Under prevailing compression, volcanism

accompanied the formation of the Hangay orogen in Central Mongolia with orbital cyclicity. Under prevailing extension, volcanism with orbital cyclicity took place in the Tsipa-Muyakan and Muya-Udokan segments of the northeastern part of the Baikal rift zone. Volcanicevolution in the Vitim field of the Tsipa-Muyakan segment was affected by the deformation of the lithosphere at the axial part of the Japan-Baikal geodynamic corridor, volcanic evolution in the Udokan field of the Muya Udokan segment was due to deformation of the lithosphere on the northern periphery of this corridor. At the axial Vitim volcanic field of the geodynamic corridor, the material erupted from sublithospheric sources, whereas in volcanic fields of its peripheral transtension zones, the erupted material originated due to melting both of sublithospheric and lithospheric sources.

The activity of the sources was affected by quasiperiodic orbital variations. In Hangay, where lithospheric compression predominated, volcanic eruptions responded to the 2.4 million-yearscyclic variations of the Earth's eccentricity with a transition in the Quaternary to those of the 0.4 million-yearseccentricity. In the north-eastern part of the Baikal rift system, which was affected with prevailing stretching since the Middle Miocene, the eruptions were redistributed from the axis to the periphery of the geodynamic corridor with quasi-periodic responses to the 2.4 million-years cyclic variations of the Earth's eccentricity from about 10 Ma, including the Quaternary.

Литература:
Рассказов С.В., Чувашова И.С. Глобальное и региональное выражение новейшего геодинамического этапа // Бюллетень МОИП. Отд. геологический. – 2013. – Т. 88, вып. 4. – С. 21–35.
Ma C., Meyers S.R., Sageman B.B. Theory of chaotic orbital variations confirmed by Cretaceous geological evidence // Nature. – 2017. – Vol. 542. P. 448–470. doi:10.1038/nature21402

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ СЕРИИ ХР. УДОКАН: СОПОСТАВЛЕНИЕ С МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫМИ СЕРИЯМИ ПЛАТО ДЕКАН

Рассказов С.В.[1, 2], Ясныгина Т.А.[1], Хари К.Р.[3], Чувашова И.С.[1, 2]

[1]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, rassk@crust.irk.ru; [2]Иркутский государственный университет, Иркутск; [3]Школа исследований по геологии и управлению водными ресурсами, Университет Равишанкар Шукла, Райпур, Чхаттисгарх, Индия

В обзоре кайнозойского вулканизма Китая [Zhouetal., 1988] трахиты, отмеченные на пограничной территории, сопредельной с Северной Кореей, воспринимались как уникальные породы для кайнозоя всей территории Азии. Позже породы этого типа были определены, однако, в Приморье, на Корейском п-ове, на дне Японского моря и на о. Сахалин. Распространение трахитов как конечного члена умереннощелочной дифференцированной серии на Удоканском вулканическом поле [Рассказов, 1985], расположенном на расстоянии 2000 км от провинции дифференцированных серий Восточной Азии, выводит эти породы в категорию необычного кайнозойского петрогенетического явления Внутренней Азии.

Удоканское поле находится на юго-западном краю Алданского щита. По изотопному составу Pb вулканических пород их источники относятся к раннедокембрийской кратонной литосфере, поэтому трахиты должны сопоставляться с подобными породами других кратонов мира. В настоящей работе проводится сопоставление кайнозойских удоканских трахитов с мел-палеогеновыми трахитами Индийского кратона.

Имеющиеся данные свидетельствуют о развитии полных рядов дифференцированных умереннощелочной и высокощелочной серий в районах Чхотаудепур (северо-запад плато Декан) и Сарну-Дандали (штат Раджастхан, северная Индия) [Gwalanietal., 1993; Vijayanetal., 2016]. В спектрах нормирования к примитивной мантии удоканские трахиты характеризуются единым уровнем несовместимых элементов от Rb до легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ) и широкими вариациями совместимых элементов ряда. Вариации несовместимых элементов в сиенитах Пхенай Мата (Чхотаудепур) в целом сопоставляются с вариациями удоканских трахитов, но сиениты отличаются повышенными содержаниями групп Nb-Ta-Zr-Hf и ЛРЗЭ.

Литература:
Рассказов С.В. БазальтоидыУдокана. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1985. 142 с.
Gwalani L.G., Rock N.M.S., Chang W.-J., FernandezS., AllègreC. J., PrinzhoferA. Alkaline rocks and carbonatites of AmbaDongar and adjacent areas, Deccan Igneous Province, Gujarat, India. 1. Geology, Petrography and Petrochemistry // Mineralogy and Petrology. 1993. V. 47. P. 219–253.
Hari K.R., Chalapathi Rao N.V., Swarnkar V., Hou G. Alkali feldspar syenites with shoshonitic affinities from Chhotaudepur area: Implication for mantle metasomatism in the Deccan large igneous province // Geoscience Frontiers. 2014. V. 5 (2). P. 261–276.
Vijayan A., Sheth H., Sharma K.K. Tectonic significance of dykes in the Sarnu-Dandali alkaline complex, Rajasthan, northwestern Deccan Traps // Geoscience Frontiers. 2016. V. 7. P. 783–791. dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2015.09.004
Zhou X.-H., Zhu B.-Q., Liu R.-X., Chen W.-J. Cenozoic basaltic rocks in Eastern China II Continental flood basalts. Kluwer Academic Publishers, 1988. P.311–330.

LATE CENOZOIC DIFFERENTIATED ALKALIC SERIES FROM UDOKAN RANGE: COMPARISON WITH CRETACEOUS-PALEOGENE SERIES FROM DECCAN PLATEAU

Rasskazov S.V.[1, 2], Yasnygina T.A.[1], Hari K.R.[3], Chuvashova I.S.[1, 2]

[1]Institute of Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, rassk@crust.irk.ru; [2]Irkutsk State University, Irkutsk; [3]School of Studies in Geology and Water Resource Management, Pt. Ravishankar Shukla University, Raipur, Chhattisgarh, India

In a review of Cenozoic volcanism in China [Zhou et al., 1988], trachytes, recognized on the China-Koreanborder were considered as unique rocks for the Cenozoic throughout Asia. Later on, thistype of rocks was found, however, in Primorye, Korean Peninsula, at the bottom of the Sea ofJapan, and in Sakhalin Island. The distribution of trachytes as the final member of the moderately alkaline differentiated series in the Udokan volcanic field [Рассказов, 1985], located at a distance of 2000 km from the East Asian province of differentiated series, takes these rocks to the category of an unusual Cenozoic petrogenic phenomenon in Inner Asia.

The Udokan field occupies the southwestern edge of the Aldan Shield. From Pbisotope compositions of volcanic rocks, their sources are referred to the Early Precambrian craton lithosphere. Therefore, the Udokan trachytes should be compared with similar rock types from other cratons of the world. In this work, we comparegeochemistry of the Cenozoic Udokan trachytes with those of the Paleogene-Cretaceous age from the Indian craton.

The available data indicate the development of both moderately and highly alkaline complete series in the Cretaceous-Paleogene in the regions of Chhotaudepur (northwest of the Deccan Plateau) and Sarnu-Dandali (Rajasthan, Northern India) [Gwalani et al., 1993; Vijayan et al., 2016]. In the primitive mantle normalized elemental spectra, Udokan trachytes are characterized by a common level of incompatible elements from Rb to light rare earth elements (LREE) group and wide variations of more compatible elements. Variations of incompatible elements in syenites from the Phenai Mata (Chhotaudepur) [Hari et al., 2014] generally compared with the variations of the Udokan trachytes, but syenites differ by higher abundances of Nb-Ta-Zr-Hf and LREE groups.

Литература:

Рассказов С.В. БазальтоидыУдокана. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1985. 142 с.

Gwalani L.G., Rock N.M.S., Chang W.-J., FernandezS., AllègreC. J., PrinzhoferA. Alkaline rocks and carbonatites of AmbaDongar and adjacent areas, Deccan Igneous Province, Gujarat, India. 1. Geology, Petrography and Petrochemistry // Mineralogy and Petrology. 1993. V. 47. P. 219–253.

Hari K.R., Chalapathi Rao N.V., Swarnkar V., Hou G. Alkali feldspar syenites with shoshonitic affinities from Chhotaudepur area: Implication for mantle metasomatism in the Deccan large igneous province // Geoscience Frontiers. 2014. V. 5 (2). P. 261–276.

Vijayan A., Sheth H., Sharma K.K. Tectonic significance of dykes in the Sarnu-Dandali alkaline complex, Rajasthan, northwestern Deccan Traps // Geoscience Frontiers. 2016. V. 7. P. 783–791. dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2015.09.004

Zhou X.-H., Zhu B.-Q., Liu R.-X., Chen W.-J. Cenozoic basaltic rocks in Eastern China II Continental flood basalts. Kluwer Academic Publishers, 1988. P.311–330.

ИЗОТОПНОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ УГЛЕРОДА И АЗОТА В МАНТИЙНЫХ УСЛОВИЯХ

Реутский В.Н.

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

Мантийные минералы, включая алмазы, графиты, карбиды предоставляют уникальную возможность прямых исследований вещества мантии. Их изотопные характеристики обычно используются для идентификации источников вещества, вовлечённых в мантийные процессы [Stachel et al., 2009]. В связи с этим, фракционирование изотопов углерода и азота в мантийных обстановках является предметом интенсивного натурного и лабораторного экспериментального изучения. Отсутствие значимой диффузии изотопов в алмазе, даже при температурах его кристаллизации [Koga et al., 2003], и его химическая стойкость особенно привлекают внимание исследователей.

К настоящему моменту достоверные данные по закономерностям поведения изотопов азота при мантийных параметрах полностью отсутствуют. Имеющиеся экспериментальные данные по фракционированию изотопов углерода при температурах и давлениях мантии Земли в различных по составу средах [Реутский и др., 2015] позволяют выделить следующие основные закономерности: (1) в восстановленных обстановках алмаз изотопно тяжелее растворов углерода, из которых он кристаллизуется; (2) в окисленных обстановках алмаз изотопно-легче карбонатного флюида, участвующего в алмазообразовании и (3) величина изотопного фракционирования увеличивается с уменьшением линейной скорости роста кристаллов алмаза. Установленные для изотопов углерода закономерности в совокупности с независимой

информацией об окислительно-восстановительных условиях роста конкретных кристаллов могут позволить оценить особенности фракционирования изотопов азота при алмазообразовании.

Нами исследованы изменения изотопного состава углерода и азота по ходу роста двух крупных кубических кристаллов алмаза II разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы [Реутский и др., 2017]. В изготовленных из них пластинах признаки перерывов роста и выраженная осцилляторная зональность отсутствуют. Содержание примеси азота плавно понижается от 1000 и 500 ppm в центре до 10–30 ppm на периферии, а в ИК-спектрах поглощения наблюдаются полосы карбонатов (кальцита), силикатов (кварц), воды и, возможно, CO_2, что указывает на окисленность алмазообразующего флюида [Титков и др., 2015]. С использованием SIMS установлено плавное снижение величины $\delta^{13}C$ на 2–3 ‰ (от -13,7 ‰ до -15,6 ‰ и от -11,7 ‰ до -14,1 ‰) и беспрецедентное снижение величины $\delta^{15}N$, превышающее -30 ‰, (от +4,9 ‰ до -43,8 ‰ и от -2,7 ‰ до -62,8 ‰) в направлении роста. В обоих образцах центральные части кристаллов имеют типичные для мантийных алмазов величины $\delta^{15}N$, а к периферии они постепенно уходят в область, приписываемую гипотетическому мантийному изотопно-лёгкому резервуару азота [Cartigny et al., 2014]. При этом смещение величины $\delta^{13}C$ соответствует масштабу фракционирования изотопов углерода в процессе кристаллизации алмаза в поле его термодинамической устойчивости [Реутский и др., 2015].

Характер и амплитуда изменения $\delta^{13}C$ по ходу роста хорошо описываются увеличением коэффициента фракционирования изотопов углерода между кристаллом и окисленным флюидом на фоне замедления линейной скорости роста [Реутский и др., 2017]. В рамках данной модели, наблюдаемые изменения концентрации и изотопных характеристик примеси азота позволяют обосновать следующие выводы: (1) в окисленной обстановке азот резко несовместим с растущим алмазом и, при медленной кристаллизации, предпочитает оставаться во флюиде ($k<<1$); (2) кинетический изотопный эффект при алмазообразовании для азота на порядок превышает таковой для углерода; (3) примесь азота в алмазе может значительно обедняться тяжёлым изотопом в процессе кристаллизации.

Таким образом, имеющиеся оценки концентрации азота в мантийных алмазообразующих флюидах, основанные на совместимом поведении азота к алмазу и отсутствии фракционирования изотопов углерода при алмазообразовании, требуют пересмотра. Изотопный состав азота в алмазе может являться результатом неожиданно масштабного изотопного фракционирования при кристаллизации и не отражать изотопных характеристик мантийного флюида.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 14-27-00054.

Литература:

Реутский В.Н., Пальянов Ю.Н., Борздов Ю.М., Сокол А.Г. Изотопное фракционирование углерода при кристаллизации алмаза в модельных системах // Геология и Геофизика. - 2015. – Т.56 №1-2. – С.308–315.

Реутский В.Н., Ширяев А.А., Титков С.В., Виденбек М., Зудина Н.Н. Свидетельства масштабного фракционирования изотопов углерода и примеси азота в процессе кристаллизации ювелирных кубических алмазов из россыпей северной Якутии // Геохимия, – 2017, (в печати).

Титков С.В., Ширяев А.А., Зудина Н.Н., Зудин Н.Г., Солодова Ю.П. Дефекты в кубических алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы по данным ИК-микроспектроскопии // Геология и геофизика, – 2015. – Т.56 №1–2, – С.455–466.

Cartigny P., Palot M., Thomassot E., Harris J.W. Diamond formation: a stable isotope perspective. The Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 2014. – №42, – С.699–732.

Koga K.T., Van Orman J.A., Walter M.J. Diffusive relaxation of carbon and nitrogen isotope heterogeneity in diamond: a new thermochronometer // Physics of the Earth and Planetary Interiors, – 2003. Т.139, №1, – С. 35–43.

Stachel T., Harris J.W., Muehlenbachs K. Sources of carbon in inclusion bearing diamonds // Lithos, – 2009 – №112, – С. 625–637.

ГЕОХИМИЯ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ МАГМ, ФОРМИРОВАВШИХ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ МАССИВЫ СИБИРИ И УРАЛА (ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)

Симонов В.А., Котляров А.В., Васильев Ю.Р.

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

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах позволили определить физико-химические условия формирования ряда ультраосновных массивов Сибирской платформы [Симонов и др., 2011, 2016а], Юга Сибири [Симонов и др., 2009б] и Урала [Симонов и др., 2009а, 2016б]. Особое значение для выяснения геохимических особенностей высокомагнезиальных магм, ответственных за кристаллизацию гипербазитов, имеют анализы стекол прогретых расплавных включений с помощью ионного зонда.

Исследования включений в хромшпинелидах проводились с использованием оригинальной методики [Симонов и др., 2011, 2016а]. Содержания редких, редкоземельных элементов (РЗЭ) и воды в стеклах включений определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН по методике [Соболев, 1996].

В результате исследования расплавных включений были выяснены особенности химического состава магматических систем, формировавших ультраосновные массивы. По соотношению $MgO – SiO_2$ включения в

акцессорных хромшпинелидах из дунитов массивов Сибирской платформы (Кондерский, Инаглинский, Гулинский), обладающие наиболее высокими содержаниями магния (до 26,5 мас. %), совпадают с данными по пикритовым порфиритам, что подтверждает возможность существования таких высокомагнезиальных расплавов. Составы включений располагаются в начале общего тренда падения магнезиальности на фоне роста SiO_2 с последовательным переходом от пикритов через пикробазальты к оливиновым базальтам. Данный тренд согласуется в целом с направлением изменения химических составов расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского (Урал) и Карашатского (Юг Сибири) массивов.

Изучение прогретых расплавных включений в хромшпинелидах показало, что по соотношениям редких элементов массивы разделяются на две группы. Расплавы Сибирской платформы показывают повышенные значения отношений Nb/Y (более 0,2) Zr/Y (более 3) близкие к данным по OIB, в отличие от Нижнетагильского и Карашатского массивов с минимальными содержаниями Nb и Zr. Эти особенности подтверждаются диаграммой Zr/Nb-Nb/Th, на которой расплавы Гулинского массива располагаются в поле OIB, а магмы Нижнетагильского массива имеют островодужные характеристики. Графики распределения РЗЭ для включений обладают отчетливо выраженным отрицательным наклоном с обогащением легкими лантаноидами. Наиболее обогащенные расплавы Гулинского массива совпадают с данными по включениям в оливинах из меймечитов Сибирской платформы. Спектры включений в хромитах из Кондерского и Инаглинского массивов показывают меньшие содержания РЗЭ, близки к графикам включений из Нижнетагильского массива и ассоциируют с данными по плюмовым магматическим системам океанических островов (OIB). При этом они резко отличаются от включений в хромшпинелидах из палеоокеанических комплексов (Карашатский массив), для которых характерны графики с положительным наклоном.

Анализ с помощью ионного зонда прогретых расплавных включений в хромшпинелидах показывает близость максимальных содержаний воды в магматических системах, формировавших ультраосновные комплексы на Сибирской платформе (Кондерский – до 0,53 мас. %, Инаглинский – до 0,63 мас. % и Гулинский – до 0,76 мас. %) и в палеоокеанических структурах Юга Сибири (Карашатский – до 0,58 мас. %).

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

Литература:

Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. Петрогенезис дунитов Гулинского ультраосновного массива (север Сибирской платформы) // Геология и геофизика. – 2016а. – Т. 57, № 12. – С. 2153–2177.

Симонов В.А., Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ковязин С.В. Физико-химические особенности расплавов, принимавших участие в формировании хромитовых руд Ключевского ультраосновного массива (Средний Урал) // Геология рудных месторождений. – 2009а, № 2. – С. 125–139.

Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы // Петрология. – 2011. – Т. 19, № 6. – С. 579–598.

Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С., Степанов А.С. Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал) // Геология и геофизика. – 2016б. – Т. 57, № 6. – С. 1106–1134.

Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В. Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. – 2009б. – Т. 2. – С. 195–198.

Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. – 1996. – Т. 4. – С. 228–239.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО (SM-ND) ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ГЛУБОКИНСКОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Смирнова Ю.Н.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, smirnova@ascnet.ru

Одним из главных вопросов истории формирования восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса является тектоническая реконструкция слагающих его континентальных блоков, в строении которых наряду с магматическими и метаморфическими образованиями, весомую роль играют осадочные комплексы. Последние несут в себе значимую информацию как о геодинамических обстановках, существовавших в период образования, так и о возрасте и составе источников сноса. На участке практически полного "пережатия" Монголо-Охотского складчатого пояса обрамляющими его с одной стороны комплексами Северо-Азиатского кратона, а с другой – Аргунского супертеррейна развиты неравномерно метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации породы верхнерифейской (?) глубокинской свиты совместно с образованиями средне-верхнерифейской (?) бондихинской свитой. Бондихинская свита сложена преимущественно метаморфизованными риолитами, дацитами и их туфами, содержащие в нижней части разреза пачки ортосланцев основного состава и алевролитов, а в верхней части – многочисленные прослои мраморизованных известняков. Мощность свиты составляет 1500 м. В составе глубокинской свиты выделяются ортосланцы основного состава, содержащие прослои метаалевролитов, кремнистых и карбонатно-кремнистых сланцев,

линзы мраморизованных известняков и доломитов, которые сменяются филлитами с прослоями метаалевролитов, метапесчаников, ортосланцев основного состава, серицит-кварцевых сланцев и известняков. Общая мощность глубокинской свиты достигает 2000 м [Петрук, Козлов, 2009; Решения …, 1994]. Структурная позиция исследуемых отложений трактуется двояко. На ГГК N-51 породы бондихинской и глубокинской свит включены в состав Аргунского массива [Петрук, Козлов, 2009], тогда как в схеме структурно-формационного районирования они отнесены к Верхне-Амурской зоне Монголо-Охотского складчатого пояса [Решения …, 1994]. Для реконструкции особенностей источников сноса питающих провинций были выполнены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования метатерригенных отложений условно верхнерифейской глубокинской свиты, первые результаты которых приведены в публикации. Согласно полученным данным метаалевролиты характеризуются отрицательными значениями eNd=-20,1 при t_{Nd}(DM)=2,0 млрд лет. Такие значения Sm-Nd изотопных характеристик указывают на то, что главными источниками сноса для пород глубокинской свиты послужили образования палеопротерозойского возраста и (или) более молодые изверженные породы, исходные расплавы которых образовались в результате переработки континентальной коры раннепротерозойского возраста. Учитывая накопленные к настоящему времени материалы, в качестве питающей провинции, вероятно, следует рассматривать юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона, геологические комплексы которого имеют значения t_{Nd}(DM)=3,2–2,0 млрд лет [Великославинский и др., 2011, 2012 и др.], тогда как магматические и осадочные породы Аргунского супертеррейна характеризуются более молодыми значениями t_{Nd}(DM)=1,5–1,0 млрд лет [Смирнова и др., 2015; Сорокин и др., 2004 и др.], и более логично рассматривать отложения глубокинской свиты в составе Монголо-Охотского складчатого пояса.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 16-05-00150).

Литература:

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст иликанской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. – 2011. – Т. 438, № 3. – С. 355–359.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Метабазальты брянтинской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. – 2012. – Т. 20, № 3. –С. 266–281.

Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение. Дальневосточная серия / Под ред. А.С. Вольского. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. – Хабаровск: ХГГГП, 1994.

Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б. и др. Источники юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований // ДАН. – 2015. – Т. 465, № 6. – С. 706–710.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзиньи и др. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. – 2004. – Т. 12, № 4. – С. 414–424.

ВЫСОКОФОСФОРИСТЫЕ ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫЕ ГРАНИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Трунилина В.А.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, v.a.trunilina@diamond.ysn.ru

Литий-фтористые граниты на территории региона известны с 60-х годов прошлого столетия, но единой точки зрения на их генезис до сих пор нет. Они относятся к метасоматическим образованиям [Коваль, 1975], к поздним дифференциатам гранитоидных формаций [Орлов и др., 1984], к производным самостоятельных расплавов, возникших в промежуточных очагах при взаимодействии гранитных расплавов с восходящими потоками подкоровых флюидов [Недосекин, 1988]. Среди них установлены низко- и высокофосфористые разности. В работе приведены результаты изучения типоморфных особенностей высокофосфористых литий-фтористых гранитов и на этой основе высказано предположение об их генезисе.

К настоящему времени рудоносные (Li, Sn, Ta, Nb) высокофосфористые литий-фтористые граниты в восточно-якутских районах орогенной области известны в двух рудно-магматических узлах (РМУ) – Арга-Ыннах-Хайском Адычанского антиклинория и Бургалийском, локализованном на границе Адычанского антиклинория и Инъяли-Дебинского синклинория. В обоих РМУ гранитоидные образования представлены раннеорогенными массивами амфибол-биотитовых гранодиоритов и андезиновых гранитов, близких гранитам I-типа, и двуслюдяных кордиеритовых гранитов S-типа. Литий-фтористые граниты слагают Кестерский гарполит в первом и Верхне-Бургалийский этмолит – во втором, приуроченные к узлам сопряжения разнонаправленных разломов, рассекающих гранодиорит-гранитные массивы, и сопровождаются сериями даек субвулканического облика. Гранитоидному магматизму предшествуют и за ним следуют дайки разнообразного, в том числе основного и щелочно-основного состава.

Литий-фтористые граниты сложены кварцем, альбитом, максимальным микроклином или микроклин-пертитом, литиевыми слюдами, топазом, монтебразитом. Наиболее характерные акцессорные минералы:

касситерит, сподумен, литиевые фосфаты, колумбит-танталит, литиевый шерл, монацит, ксенотим, ортит, циркон коровых морфотипов ряда S [Pupin, 1980]. Из реститовых минералов установлены: циркон морфотипа D, присущий мантийным и корово-мантийным образованиям, и морфотипа E, типичный для гранулитов; пироп-альмандин (до 42% *ру*); ферросилит и магнезиоавгит с расчетной температурой кристаллизации 1170–1020°С при давлении 1,5–1,1 ГПа. Клинопироксен по соотношениям $MnO - TiO_2 - Na_2O$ и наличию эгириновой молекулы (до 6 %) сопоставим таковым основных пород повышенной щелочности.

Породы высокоглиноземистые – до аномально высокоглиноземистостых, по основным петрохимическим параметрам относятся к поздне-посторогенным образованиям. На дискриминационных диаграммах точки их составов дают тренды, секущие основные эволюционные тренды. От гранодиоритов и гранитов рассматриваемых РМУ литий-фтористые граниты отличаются и по большинству геохимических коэффициентов. Для гранодиоритов, гранитов и литий-фтористых гранитов Арга-Ыннах-Хайского РМУ: K/Rb – 168, 134, 17; B/Rb – 0,05, 0,09, 0,27; Rb/(Ni+Co) – 6,9, 25,6, 165; F/Li – 6,1, 9,5, 5,7; La/Sm – 4,7, 3,6, 27,7. Для Бургалийского РМУ: K/Rb – 237, 302, 22; B/Rb – 0,12, 0,47, 0,02, Rb/(Ni+Co) – 4,8, 5,1, 207; F/Li – 18,9, 7,5, 6,2; La/Sm – 6,8, 5,1, 16,7. В гранодиоритах Арга-Ыннах-Хайского РМУ среднее содержание фтора 0,1 %, в амфибол-биотитовых гранитах – 0,04 %, в двуслюдяных гранитах – 0,14 %; средние содержания P_2O_5, соответственно, 0,19 %; 0,15 % и 0,32 %. В гранодиоритах Бургалийского РМУ среднее содержание фтора – 0,07 %, в двуслюдяных гранитах – 0,06 %; P_2O_5 – 0,09 % и 0,22 %. При этом, в процессе эволюции гранодиорит-гранитных расплавов содержания и того, и другого снижаются. В микроклин-альбитовых гранитах Арга-Ыннах-Хайского узла содержится в среднем 1,04 % F и 1,29 % P_2O_5; в мироклин-альбитовых гранитах Бургалийского РМУ – 1,24 % F и 1,57 % P_2O_5. Из других магмтических образований рассмотренных РМУ повышенные содержания фтора и фосфора установлены только в дайках субщелочных базальтоидов. На диаграммах F – SiO_2 и P_2O_5 – SiO_2 точки составов литий-фтористых гранитов дают самостоятельные тренды, не продолжающие тренды гранодиоритов и гранитов. То есть, изученные литий-фтористые граниты не комплементарны другим гранитоидам РМУ и не являются поздними дифференциатами, сформировавших последние расплавы. К тому же, расчетные уровни генерации атических образований рассмотренных РМУ повышенные содержания фтора и фосфора отмечен составляют для гранодиоритов – 1–1,1 ГПа, для гранитов – 0,7–0,8 ГПа, для субвулкничеких даек микроклин-альбитовых гранитов – до 1,5 ГПа.

Таким образом, наиболее вероятным является формирование высокофосфористых литий-фтористых гранитов, рассмотренных РМУ, из самостоятельных расплавов, генерировавшихся в нижних горизонтах коры, включающих субстраты основного состава, при воздействии на них потока глубинных флюидов, вероятнее всего, связанных с субщелочными базальтоидными расплавами.

Литература:
Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. – Новосибирск: Наука, 1975. – 256 с.
Недосекин Ю.Д. Редкометальные граниты Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1988. – 141с.
Орлов Ю.С. Филимонов Ю.А, Бояршинов В.В. К вопросу о генезисе аляскитов Арга-Ыннах-Хайского массива (Восточная Якутия) // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. – Якутск: Якутское кн. изд-во, 1984. – С. 74–81.
Pupin J.P. Zircon and Granite Petrology // Contrib. to Miner. and Petrol., 1980. V. 73. – P. 207–220.

ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ОБСТАНОВОК ТРАНСФОРМНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Ханчук А.И.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, khanchuk@fegi.ru

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 показывают, что обстановка скольжения литосферных плит была широко распространена в мезозойско-кайнозойской геологической истории восточной окраины Евразии. Она характеризуется определенной тектоникой, магматизмом и металлогенией, и должна рассматриваться как самостоятельная геодинамическая (тектоническая) обстановка, равноправная с обстановками спрединга, субдукции и внедрения нижнемантийных плюмов. В целом, границы скольжения возникали в результате глобальных перестроек движения плит: внутри континентов на постколлизионном 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 однотипности магматизма таких обстановок внутри континентов и на окраинах океанов. 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 и небольшие тела щелочных базитов и ультрабазитов, а также монцониты и граниты А2-типа. Характер магматизма определяется 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 одновозрастные породы одной территории попадают в поля различных геодинамических обстановок.

Базальты и андезито-базальты характеризуются повышенной титанистостью, калиевостью и магнезиальностью. 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-Hi, 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.

Литература:

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России // под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. – 2006 – 981с.

Мартынов Ю. А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихоте-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. – 2013 – Т. 21, № 1. С. 94–108.

Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-западное Приморье) //Геохимия. – 2006 – № 12. – С. 1251–1265.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. – 1999 – Т.40, №11. – С. 1635–1645.

Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Palejgene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia); Geochemistry and tectonic implications // Lithos. – 2016 – V. 261. – P. 250–261.

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.

Martynov Y.A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synopthesis of geological and petrological data // Godwana Research. – 2017 – P. 358–371.

КОМБИНИРОВАННЫЕ ДАЙКИ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА): СОСТАВ, U-Pb (LA-ICP-MS) ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ

Цыганков А.А.[1], Бурмакина Г.Н. [1], Хубанов В.Б.[1], Владимиров В.Г.[2], Кармышева И.В.[2], Буянтуев М.Д.[1]

[1]Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ;
[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

Хронология раннепалеозойских тектонических, магматических и метаморфических событий Западного Сангилена (северо-западный фланг Тувино-Монгольского массива) реконструирована достаточно детально. Комбинированные габбро-гранитные интрузии (минглинг-дайки), широко развитые в пределах Эрзинской тектонической зоны Западного Сангилена, рассматриваются в качестве индикаторов постколлизионных тектоно-магматических событий. Однако их положение в общей последовательности магматических событий основывается лишь на геологических данных и подтверждено результатами изотопного датирования. В настоящей работе авторами проведены U-Pb изотопно-геохронологические и петрогеохимические исследования двух даек, расположенных в пределах Эрзинской тектонической зоны, различающихся структурно-геологическим положением и внутренним строением.

На участке Сайзырал комбинированная габбро-гранитная дайка (1-ый тип) прорывает биотитовые гранитогнейсы эрзинского метаморфического комплекса. Центральная часть комбинированной дайки, составляющая не менее 2/3 ее общего объема, на 90% сложена базитовым материалом, пронизанным лейкогранитными прожилками. Краевые зоны дайки (мощностью до 0,5 м) салические, сложены лейкократовыми гранитами. Наиболее типичные минглинг-структуры характерны для зоны перехода от центральной базитовой части к салической. Переходная зона насыщена включениями базитовых обособлений

(глобулы, нодули, блоки), количество и размеры которых быстро убывают в сторону контакта с вмещающими метаморфическими породами.

На участок Тавыт-Даг комбинированная дайка 2-го типа располагается в западной эндоконтактовой зоне Матутского гранитоидного массива. Дайка на 90–95% сложена базитовым материалом, пронизанным тонкими субпараллельными гранитоидными прожилками. В отличие от дайки первого типа, в краевых зонах салические породы развиты незначительно. В поперечном вертикальном сечении дайки хорошо видна «сетчатая структура», отвечающая сдвиговой трещинной системе растяжения. Эти структурные особенности, а также существование базитовых апофиз, позволяют предположить синтектоническое формирование комбинированной дайки, когда внедрение базитовых магм происходило в условиях растяжения по сопряженным трещинам в гранитах Матутского массива.

Базитовая составляющая комбинированных даек по химическому составу отвечает роговообманковым габбро – роговообманковым монцогаббродиоритам и монцодиоритам, содержащим 49–52 мас. % SiO_2. Состав салической части даек варьирует от гранодиоритов до лейкогранитов и умеренно щелочных гранитов. Содержание SiO_2 в салических породах дайки участка Тавыт-Даг составляет 68,1–71,8 мас. %, сумма щелочей 5,5–6,2 мас. %; в дайке участка Сайзырал, соответственно, 69,6–76,4 и 5,24–8,7 мас. %.

В результате U-Pb изотопно-геохронологических исследований (LA-ICP-MS, Улан-Удэ) установлено, что становление комбинированных даек обоих типов происходило в период 485–490 млн лет назад. Граниты Матутского массива имеют немногим более древний изотопный возраст 509 млн лет. В цирконах из гнейсогранитов эрзинского метаморфического комплекса на ряду с раннепалеозойскими (484 млн лет назад) зафиксированы рифейские (679–934 млн лет назад) термальные события, связанные с эволюцией Тувино-Монгольского массива.

В формировании базитовых компонентов комбинированных даек участвовали базитовые магмы с различными петрогеохимическими характеристиками. Эти различия могут быть обусловлены разным составом протолита, либо различной степенью контаминации коровым материалом, что согласуется с отсутствием (не обнаружены) захваченных древних цирконов в дайке Тавыт-Дага и их большим количеством в дайке Сайзырала. Протолитом салической части комбинированных даек, по-видимому, были породы близкие по составу к автохтонным и параавтохтонных гнейсогранитам эрзинского метаморфического комплекса. При этом существенные минералого-петрографические и геохимические различия салических частей рассматриваемых даек могут быть связаны с гетерогенностью метаморфической толщи, с разной степенью плавления гнейсогранитного протолита и разной степенью сегрегации расплава.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ №15-17-10010, грантов РФФИ-Сибирь (проект № 15-45-04208) и РФФИ (проект № 16-05-01011).

ПЕРВЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ЭРУПТИВНО-ЛАВОВОМУ ВУЛКАНИЧЕСКОМУ ЦЕНТРУ УГУУМУР С ВКЛЮЧЕНИЯМИ ГРАНАТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ И МЕГАКРИСТАЛЛОВ ГРАНАТА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

Цыпукова С.С.[1], Перепелов А.Б.[1], Энхбат Д-Э.[2], Одгэрэл Д.[2], Бат-Ульзий Д.[3]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, svetats@igc.irk.ru;
[2]Институт палеонтологии и геологии МАН, Улан-Батор, d_odgerel@yahoo.com;
[3]Монгольский университет науки и технологий, Улан-Батор, ulzii@must.edu.mn

К настоящему времени единственным обнаруженным на территории Северной Монголии является эруптивно-лавовый вулканический центр Угуумур (верховья реки Агарын-гол, Хубсугульский аймак). Среди резургентного материала, а также в лавах этого центра обнаружены нодули шпинелевых, гранатовых перидотитов и ассоциация мегакристаллов (2016 г.). Кроме того, в породах вулкана установлено развитие кальцитовых и доломитовых карбонатных фаз, которые могут быть как результатом протекания процессов коровой контаминации расплавов, так и признаком происхождения магм вулкана с участием высоко газированного мантийного источника.

Вулкан Угуумур расположен на восточной окраине крупного позднекайнозойского лавового плато и принадлежит Тэсийнгольскому вулканическому ареалу Северной Монголии. Эксплозивный материал вулкана Угуумур состоит из шлаков и туфобрекчий мелкопорфировых трахиандезибазальтов, а также существенно более редких обломков стекловатых трахиандезитов. Лавы представлены мелкопорфировыми трахиандезибазальтами. Туфобрекчии и в меньшей степени лавы вулкана содержат значительное количество дезинтегрированных ксеногенных перидотитовых включений. В виде включений в туфобрекчиях и лавах, а также среди россыпей шлакового материала отмечается большое количество мегакристаллов.

Трахиандезибазальты и трахиандезиты туфобрекчий и лав имеют сходный минеральный состав. Единственным минералом вкрапленником в них является оливин (Ol), включения в котором представлены Cr-

шпинелью (Sp). На уровне субфенокристаллов в породах происходит формирование парагенезиса Ol+Cpx+Pl, а на завершающей стадии кристаллизации расплавов образуется ассоциация микролитов в составе Ol+Cpx+Pl+Kfs+TiMgt+Ilm+Ap. В породах вулкана Угуумур установлены кальцитовые и доломитовые карбонатные фазы. В виде включений в кальцитовой фазе нередко отмечаются мелкие кристаллы гидроксил- и фтор-апатита. Обнаруженные в резургентном материале и лавах вулкана Угуумур минералы ассоциации мегакристаллов представлены санидинами (An_{3-4} Ab_{46-49} Or_{48-50}), авгитом (Wo_{38-43} En_{22-28} Fs_{29-31}), ильменитом (TiO_2 50–51, MgO 1,5–1,7 мас.%) и альмандин-гроссуляровым гранатом (Alm_{62-65} Grs_{17-19} Pyr_{14-16}). В качестве предварительного вывода можно предполагать, что все мегакристаллы относятся к единому парагенезису. Перидотитовые включения вулкана Угуумур имеют среднезернистые структуры и по соотношению главных минералов Ol+Opx+Cpx отвечают лерцолитам. Среди них установлены шпинелевые (Sp) и гранат-шпинелевые (Grt+Sp) разности. Особенностью отдельных существенно дезинтегрированных включений лерцолитов является наличие в них тонкокристаллических Ol+Opx+Cpx+Pl+Kfs+TiMgt+Sp прожилков.

Вещественные характеристики туфобрекчий и лав трахинадезибазальтов и трахиандезитов вулкана Угуумур указывают на их принадлежность к типично внутриплитному типу пород и к производным мантийного источника с признаками участия рециклированного вещества океанической литосферы (Ba/Nb=11–17, Ga/Sc=1,7–1,9). Особенности распределения редких элементов в породах вулканического центра, в сравнении со средним составом OIB, выражаются в их относительном обогащении такими литофильными элементами как: Rb, Ba, K и, в меньшей степени, Sr и P, тогда как U, Th и HREE демонстрирую отчетливо более низкие концентрации (La/Yb=22–25, Gd/Yb=5,3–5,6). Особенно ярко выглядит обеднение пород U и Th с образованием для них на графиках нормированных концентраций магматофильных элементов глубоких минимумов. Для объяснения дефицита U и Th в породах вулкана не могут быть приняты процессы дифференциации расплавов. Альтернативная модель происхождения и эволюции щелочно-базальтовых магм вулкан Угуумур, а также причины их обеднения Th и U, могут рассматриваться в связи с высокой насыщенностью расплавов карбонатным флюидом. Признаками высокой роли такого флюида в развитии вулканического центра служит присутствие в породах несмесимых кальцитовых и интерстиционных доломитовых фаз, а также появления кальцитовой фазы в продуктах преобразования ксеногенного мантийного материала.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 16-55-44030-Монг_а, и гранта Президента РФ НШ-9638.2016.5.

ВЫСОКОКРЕМНИСТЫЕ АДАКИТЫ ГОРЫ ОЛЕНЬЯ (ЮЖНЫЙ ФЛАНГ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ) – МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Щербаков Ю.Д.[1], Перепелов А.Б.[1], Цыпукова С.С.[1], Пузанков М.Ю.[2], Давыдова В.О.[3], Брянский Н.В.[1]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, alper@igc.irk.ru; [2]ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, puzankov@kscnet.ru; [3]Геологический факультет МГУ, Москва, vestadav@gmail.com

Результаты исследований магнезиальных андезитов Камчатки приводят к выводам, что в их происхождении могли принимать участие примитивные высококремнистые магмы дацитового состава. Образование примитивных кислых расплавов рассматривается в рамках адакитового магмогенеза и связывается с плавлением в водных условиях эклогитизированных фрагментов субдуцируемой океанической плиты или пироксенитов. Предполагается, что взаимодействие примитивных дацитовых магм с перидотитами надсубдукционной мантии могло являться необходимым условием при формировании магнезиальных андезитов. В отсутствие прямых наблюдений составы примитивных дацитовых магм моделируются согласно общей направленности эволюции составов пород магнезиальных андезитовых ассоциаций. Впервые для Камчатки примитивные дациты и риодациты, или высококремнистые адакиты (HSA) установлены среди вулканических комплексов южного фланга Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) в строении вулканического массива горы Оленья. Породы такого состава слагают здесь крупные экструзии, дайки и реже лавовые покровы среднеплиоценового возраста в ассоциации с Mg# андезитами и базальтами NEB типа. Среди них выделяются Pl-Amph-Opx и Pl-Opx-Cpx разности пород, Амфиболы представлены магнезиальными роговыми обманками (Mg# 65–75), а Opx бронзитом и гиперстеном ($En_{65–82}$). В виде включений в темноцветных минералах обнаруживается стекло трондъемитового состава, а в основной массе пород присутствуют выделения Qtz.

Особенности составов высококремнистых адакитов заключаются в их повышенной магнезиальности (Mg# 64–52), высокой натровой щелочности, обеднении REE, Y и в повышенных концентрациях Sr (Sr/Y=50–90). Расчеты условий кристаллизации в высококремнистых адакитах Cpx, Opx, Pl и Amph указывают

на их формирование при T=1150–750ºC, P≤6 кбар и водонасыщенный характер расплавов (H_2O=4,2–6,5 мас. %). При этом, в отличие от теоретического состава примитивной дацитовой магмы Камчатки, обнаруженные HSA имеют существенно менее магнезиальные составы и относительно обеднены Ni и Cr (17–50 и 31–123 ppm). В сравнении с Mg# андезитами, в ассоциации с которыми находятся HSA, они отличаются от них заметно более низкими содержаниями многих LILE и HFSE компонентов, за исключением несколько повышенных Li, Ba, Pb, Th и U. В направлении возрастания кремнекислотности HSA для их составов отмечается отчетливое снижение содержаний REE и Y.

Редкоэлементные характеристики породообразующих минералов высококремнистых адакитов по данным LA-ICP-MS анализа, показывают, что основными концентраторами стронция в них являются плагиоклазы (Sr ~ 815–1100 ppm), тогда как апатиты, стекла включений и основной массы пород, и особенно амфиболы характеризуются меньшими содержаниями этого элемента (Sr ~ 534–552, 260–332 и 62–70 ppm, соответственно). При этом главные минералы-концентраторы REE и Y в HSA это апатиты (Y ~ 380-500 ppm) и амфиболы (Y ~ 66–84 ppm). Таким образом, возрастание величин Sr/Y отношений с ростом кремнекислотности высококремнистых адакитов следует связывать с фракционированием из расплавов прежде всего амфибола с незначительным участием в этом процессе полевых шпатов.

Установленные особенности минеральных парагенезисов и составов HSA не позволяют рассматривать их в качестве продуктов процессов дифференциации Mg# андезитовых магм (Ol-Cpx-Opx-Pl). Они могут рассматриваться как самостоятельные расплавы в рамках общей модели эволюции условий магмообразования. Такие условия могли быть реализованы в среднем плиоцене на деструктивной границе субдуцируемой океанической плиты вблизи трансформной зоны Малко-Петропаловских поперечных дислокаций. Процессы эклогитизации деструктивных фрагментов плиты и их плавление под воздействием астеносферной мантии привели последовательно к формированию вначале Mg# андезитовых магм в условиях взаимодействия новообразованных кислых расплавов с перидотитовой надсубдукционной мантией, а затем, собственно и к проявлениям примитивных высококремнистых адакитов, близких по составам к первичным кислым магмам.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 17-05-00883) и гранта Президента РФ НШ-9638.2016.5.

ГЕОХИМИЯ ВНУТРИПЛИТНЫХ ДЕВОНСКИХ МАГМАТИТОВ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ: ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА И ГЕТЕРОГЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Юткина Е.В.[1], Носова А.А.[1], Сазонова Л.В.[2], Кондрашов И.А.[1], Лапцевич А.Г.[3], Кузьменкова О.Ф.[3], Волкова Г.Д.[2]

[1]ИГЕМ РАН, Москва, eyutkina@gmail.com; [2]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, sazonovalv52@mail.ru; [3]Государственное предприятие "НПЦ по геологии", Минск

Припятский прогиб (включающий Припятский грабен и Северо-Припятское плечо), Жлобинская седловина и Гомельская структурная перемычка (ГСП) охватывают северо-западную часть девонской Припятско-Днепрово-Донецкой рифтовой зоны (ПДДР), которая является крупнейшим ареалом внутриплитного позднепалеозойского магматизма Юга Восточно-Европейской платформы (ВЕП). На северо-западе и юго-востоке ПДДР доминируют щелочные и щелочно-ультраосновные породы, в то же время на северо-востоке, на ВКМ, преобладают толеитовые базальты нормальной щелочности [Быков, 1975; Wilson, Lyashkevich, 1996; Веретенников и др., 2001; Юткина и др., 2017]. Проблематика внутриплитного магматизма ВЕП в настоящее время связана, в первую очередь, с природой источников этого магматизма и оценкой влияния плюм-субдукционного взаимодействия на их формирование. Ранее природа источников вулканитов и возможная гетерогенность литосферы ПДДР, а именно её северо-западной части, обсуждалась в работе [Первов и др., 2004], в которой предполагалось, как минимум, два типа источников: древней обогащенной литосферной мантии EM1 типа (для щелочных пикритов с низкими изотопными отношениями Nd и пониженными концентрациями TiO_2, Nb и Rb) и плюмовых расплавов (для ультрамафитов с высокими изотопными отношениями Nd и более высокими концентрациями указанных выше элементов). Кроме того, не исключалась возможность появления второго типа магм и из метасоматизированной литосферной мантиис возможностьюкоровой контаминации в ходе эволюции расплавов.

Изученные нами магматиты северо-запада ПДДР (ультраосновные фоидиты, нефелиниты, лейцититы, щелочные пикриты, щелочные и субщелочные базальтоиды, трахиты, всего около 100 образцов) разделяются на две группы. Первая группа – ультрамафиты трубок взрыва Жлобинского поля, для которых при SiO_2 = 37–46 мас. % и MgO = 9–31 мас. % содержания остальных петрогенных окислов показывают незначительные вариации в пределах 1–3 % мас. %. Для второй группы (остальные магматиты северо-запада ПДДР) при SiO_2 35–61 мас. % и MgO 1,5–19 мас. % значения содержаний главных оксидов сильно варьируют, в частности, K_2O, Na_2O, TiO_2 (0,3–9,5, 0,7–10,6, 0,2–6,5 мас. % соответственно). Для этой группы можно выделить существенно натровый и существенно калиевый типы. В Na-тип попадают преимущественно вулканиты ГСП, к K-типу

относятся магматиты Припятского прогиба. Образование пород Na-типа можно объяснить плавлением Na-H_2O-флюид-обогащенного источника, возможно, амфибол-содержащего. Появление вулканитов K-типа с повышенным содержанием TiO_2 и ряда редких элементов связано, по-видимому, с плавлением флогопит-содержащих жил в метасоматизированной литосфере. По степени фракционирования РЗЭ (La/Yb)n и величине $(Gd/Yb)_n$, отражающего присутствие граната в источнике, все изученные магматиты можно разделить на две группы: породы с менее глубинным источником ($(La/Yb)_n$ 10–36 и $(Gd/Yb)_n$ 2–5,7) и породы более глубинной фации. Последние при этом делятся на две подгруппы с близкими значениями $(La/Yb)_n$ (44–55 и 50–60 соответственно), но разными величинами $(Gd/Yb)_n$ (4,6–5,5 и 6,7–11 соответственно), что указывает на разные геохимические типы этих глубинных источников. Для большинства изученных проявлений магматитов северо-запада ПДДР имеются также признаки коровой контаминации: наличие ксенолитов амфиболитов, горнблендитов и гранулитов (ранее подобные ксенолиты описаны в работе [Markcwick et al., 2001]), ксенолитов кислых пород (гранитоиды, SiO_2 до 75 мас. %) и метагабброидов (SiO_2 44 мас. %, MgO 9 мас. %), существенная отрицательная аномалия Ti в мультиэлементном спектре, отношение $(La/Sm)_n$ 7–11 при значениях $(Gd/Yb)_n$ ниже 4, а также положительная корреляция HREE с Zr и Hf (0,8).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 17-05-00534.

Литература:

Быков И.Н. Верхнедевонские базальты юго-восточнойчасти Воронежской антеклизы.– Воронеж: Изд. Воронеж. ун-та, 1975. 134 с.
Веретенников Н. В. и др. Петрология трубок взрыва Жлобинского поля (Беларусь) // Литосфера. –2001.– №1(14).– С. 46–55.
Первов В.А., Никитин Е.А., Левский Л.К. Ультраосновные щелочные вулканиты Жлобинского поля (республика Беларусь): источники и эволюция магм // Петрология. –2004.– Т. 12, № 2. –С. 354–373.
Юткина и др.Девонские вулканиты Воронежского кристаллического массива, Восточно-Европейская платформа: эволюция расплавов и особенности коровой контаминации // Петрология. – 2017. – Т. 25, № 3. – С. 233–264.
Marckwick A.J.W., Downes H., Veretennikov N. The lower crust of SE Belarus: petrological, geophysical and geochemical constraints from xenoliths // Tectonophysics. – 2001. –№ 339, P. 215–237.
Wilson M., Lyashkevich Z.M. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform // Tectonophysics. – 1996. – V. 268, Iss. 1–4. – P. 65–81.

GRANITES EMPLACEMENT IN ELLIPTIC FORM PLUTON KHANBOGD AND ^{18}O OF GRANITES

Batulzii D.

School of geology and Mining, Mongolian University Technology and Sciences, ulzii@must.edu.mn

The Khanbogd is most popular peralkaline pluton in Southern Mongolia with pegmatites of high concentration of LREE. Elpidite is not only specific accessory mineral for the granite and main minerals of some pegmatite. The pluton occupy 1500 square km in the elliptic form and composed of ferromagnesium minerals: arfvedsonite and aegirine in the granites. The alkali granite with a minor biotite-hornblende is associated in the pluton. Kovalenko et al. [2007] defined two elliptical-shaped (map view) intrusive bodies, one main body-large collection of intrusions and another- smaller adjacent intrusion.

Flat or laccolith in shape as determined from modeling of gravity data [Kovalenko et al, 2007]. According to this model, the northern part of the pluton is the thickest (15 km) and the thickest decreases southerly to about 7 km. We pay attention to it and give following interpretation from Landsat image.

From interpretation of the Landsat image of the pluton, the main intrusion consists of three distinct color bands. The areal extent of medium gray color controls an arc-shaped band, which framing the outer margin of the elliptical-shaped biggest pluton from west to the north part. The band is represented mostly by coarse-grained aegirine granite and dikes. The pegmatites occur in that granite.

The next largest color band is located in the northwestern part of the pluton or inside the arc-shaped band and appears yellow pinkish on the image. This color on the Landsat image is also reflected from small pluton that is located just to the east of the big pluton. These are consisted by the medium and fine-grained aegirine granites. By researchers the intrusion contact has defined among them.

The another bright yellow-reddish color on the image represents by the reddish porphyritic, biotite-hornblende granite that cuts the aforementioned granites. Each granite shape particularly marginal is well controlled by the dikes which reflect as half ring form of the pluton.

The subparallel syenite dikes hosted to the second band granite and those outcrop look like that they frame the boundary of first and second bands. The longest syenite dike is reddish color and reddish tone is marked along the south margin of the second band. Except it the horizontal and sub horizontal smaller bodies as rhyolite lava, pantellirite and ekerite dikes are noticed in the top of some granite expose. Some of them shows a lineation. In some expose included miarolitic pegmatite consists of arfvedsonite and elpidite. Mostly they were considered as pendant roof of the Early Carboniferous host andesitic lava [Kovalenko et al, 2007].

Here author would like to emphasis about circulated or twisted form in Khanbogd pluton, which is accepted by some Russian and Mongolian geologist. By those idea a circulated form is created by the magma ascending mechanism

of deep source (mantle) magma. Nevertheless, the granites never show any lineation of the minerals to indicate magma migration making ring circular form. However the sills in the center part of the pluton are flat sheets and the lineation is marked. Three direction joints were well seen in every places of the granite pluton. In same places noticed joints of 4–6 direction.

^{18}O of arfvedsonites of course and medium grained alkali garnite is in 4,35–4,9 with dD from -156 to -170. The hornblende's ^{18}O of hornblende granite is 5,39, dD – (-161). The ^{18}O of hornblende of syenite dike is 0,59, dD -146. From pantellerite has detected values of ^{18}O -5,068 and dD – (-206). The dD value is -206 from elpidite in pegmatite body. The water content ranges 0,9–7,4 % in arfvedsonite and hornblende and 8,14 % is from elpidite in pegmatite body. The high content of water is analyzed from hornblende of syenite dike and elpidite.

Khanbogd granites are siliceous and characterized by high K, Zr, Nb (27,8–221 ppm), Ga, Y and F, low MgO, CaO and Sr contents and high FeO*/MgO and Ga/Al ratios [Amar-Amgalan, 2004]. In the multielement distribution diagram the low content of Ba, Sr, Eu, Ti and high of Th, U, Pb, Li. The slightly negative anomalies of Nb, Ta, Ce, La, Ti are characteristic for the granites. The rocks show not symmetric flat chondrite-normalized REE patterns with the strong Eu negative anomaly. The value of εNd is (+5,08 to +6,93) and εHf is (+12,8 to +15,9) of the granites.

High content of fluid immobile (P_2O, Li, U, Th, B, F) and LIL (Nb,Ta) elements and ^{18}O data of granites support a magma source triggered between meteor water, crustal material and residual magma sources for this alkali pluton.

References:

Amar-Amgalan S. (2004) Petrological and geochemical studies on the Khanbogd alkaline complex, SouthMongolia.Master thesis, Shimane University, Japan. 96 pp.

Kovalenko, V.I., Yarmolyuk, V.V., Salnikova, E.B., Kozlovsky, A.M., Kotov, A.B., Kovach V.P., Savatenkov,V.M., Vladykin, N.V., and Ponomarchuk, V.A. 2007. Geology, geochronology, and geodynamics of the Khanbogd alkali granite pluton in Southern Mongolia. Geotectonics 40, 450–466.

II. ГЕОХИМИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ.

ГЕОХИМИЯ МЕТААНДЕЗИТОВ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКОГО МЕГАБЛОКА И ОРЕХОВО-ПАВЛОГРАДСКОЙ ЗОНЫ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Артеменко Г.В.

ИГМР им. Н.П. Семененко НАН Украины, Киев, australes@mail.ru

Метаандезиты пользуются широким распространением в зеленокаменных структурах (ЗС) Среднеприднепровского мегаблока и Орехово-Павлоградской зоны. Они выделяются (снизу – вверх) в верхней части разреза сурской свиты – в метабазит-андезитовой подсвите и в чертомлыкской свите [Зеленокаменные, 1988]. Нами изучены геохимические особенности метаандезитов из этих свит.

Сурская свита, метабазит-андезитовая подсвита. Вулканиты этой подсвиты образовались на ранней рифтогенной стадии формирования зеленокаменных структур и представлены андезитами, андезито-базальтами и базальтами, слагающими ритмично построенные толщи [Зеленокаменные, 1988]. Вулканиты этой подсвиты изучены по образцам из Новогоровской ЗС. U-Pb возраст метаандезитов 3095±45 млн лет.

Метаморфизованные андезиты (обр. 91–498) относятся к толеитовой серии (рис. 1), низкомагнезиальные mg#=0,32. В них очень низкое содержание Rb (8,35 ppm) и умеренные содержания Sr (112 ppm) и Ba (156 ppm). Очень высокое отношение K/Rb (792). Выдержанное в метандезито-базальтах (обр. 91–489) и метаандезитах (обр. 91–498) хондритовое отношение Ti/Zr (105–107) указывает на отсутствие фракционирование магнетита. На спайдер-диаграмме наблюдается небольшая отрицательная аномалия Nb для метаандезитов (рис. 2). Плоский график распределения РЗЭ – $(La/Yb)_N$ =1,15 при Yb_N=11,6 очень сходен с аналогичным графиком для метаандезито-базальтов (рис. 3). Низкое отношение Th/Yb (0,2) и высокое Nb/La (0,80) указывают на незначительную контаминацию породы коровым веществом.

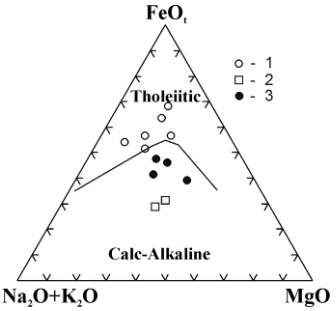


Рис. 1. Диаграмма AFM для метаандезитов и метаандезито-базальтов сурской свиты Новогоровской ЗС (1) и чертомлыкской свиты Высокопольской ЗС (2) и Чертомлыкской ЗС (3).

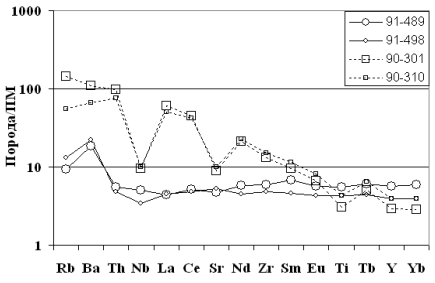


Рис. 2. Спайдер-диаграммы для метаандезитов и метаандезито-базальтов сурской свиты Новогоровской ЗС и чертомлыкской свиты Высокопольской ЗС. Нормировано на примитивную мантию (ПМ).

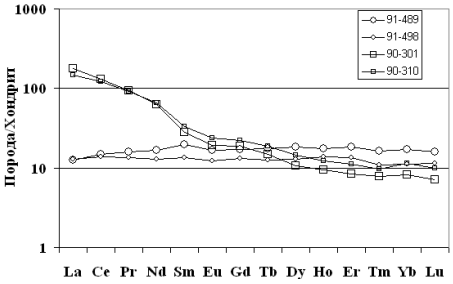


Рис. 3. Графики распределения РЗЭ для метаандезитов и метаандезито-базальтов сурской свиты Новогоровской ЗС и чертомлыкской свиты Высокопольской ЗС. Нормировано на состав хондрита С1.

Чертомлыкская свита представлена метаморфизованными дацитами, андезитами и базальтами, которые слагают палеовулканы центрального типа [Зеленокаменные, 1988, Малюк и др., 1989]. Метаандезиты этой свиты изучены по образцам из Высокопольской ЗС (обр. 90–310, 90–301). Они относятся к известково-щелочной серии (рис. 1), отличаются высокой магнезиальностью mg=0,63–0,65. В них умеренное содержание Rb (34,8–92,4 ppm) и Sr (188-210 ppm) и высокое – Ba (462–771 ppm). Отношения K/Rb (275–303) и Ti/Zr (26–34) значительно ниже, чем в метаандезитах сурской свиты. На мультиэлементной диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Sr и Ti (рис. 2). Графики распределения РЗЭ дифференцированные – $(La/Yb)_N$ =12,90–21,26, при Yb_N (8,3–11,4) (рис. 3). Наблюдаются отрицательные европиевые аномалии – Eu/Eu*=0,84–0,88. Высокие отношения Th/Yb (3,34–5,83) и низкие – Nb/La (0,16–0,21) указывают на существенную контаминацию коровым веществом.

Метаандезиты сурской свиты относятся к толеитовой серии и образовались при кристаллизационной дифференциации толеитовой магмы по железистому тренду. Метаандезиты чертомлыкской свиты относятся к известково-щелочной серии. Они сформировались, вероятно, в результате смешения дифференциатов толеитовых магм из малоглубинных магматических камер (~30 км) с расплавами вмещающих коровых пород. Таким образом, андезиты зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока и Орехово-Павлоградской зоны формировались из плюмовых источников.

Литература

Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов).- Л.- Наука, 1988. – 215с.

Малюк Б.И., Сиворонов А.А., Кушинов Н.В. Петрохимия и вопросы генезиса метавулканитов дацит-андезит-толеитовых формаций Чертомлыкской зеленокаменной структуры (Украинский щит) // Геол. журнал. – 1989.– №4. – С.81–93.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ АДАКИТ-NB-ОБОГАЩЕННОЙ МЕТАБАЗИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ, ЮГО-ЗАПАДНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Кадильников П.И., Матушкин Н.Ю.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, VernikovskayaAE@ipgg.sbras.ru; Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Для понимания петрогенезиса и геодинамической обстановки образования адакитов важно изучение ассоциирующих с ними магматических и метаморфических пород. Так, в геологической литературе, начиная с [Defand, Drummond, 1990], широко дискутируется вопрос о генетическом значении ассоциации адакитов с обогащенными Nb базальтами (NEB-тип). В этом исследовании мы обсуждаем природу подобной ассоциации из юго-западной части орогена Енисейского кряжа, а также реконструируем историю магматических событий неопротерозойской активной окраины юго-западного обрамления Сибирского кратона и их геохимическую специфику. Исследуемые магматические и метаморфические породы находятся в пределах Татарско-Ишимбинской сутурной зоны, на ее сопряжении с Приенисейской тектонической зоной. Ранее было показано [Верниковский и др., 2008], что Приенисейская зона представляет собой палеозону субдукции и вмещает породы известково-щелочной магматической серии: вулканиты, габброиды и плагиограниты островодужного комплекса, синхронные по возрасту с обогащенными Nb магматическими породами – габброидами, трахибазальтами, гранитами А-типа, а также карбонатитами (включая зоны контактовых метасоматитов с Nb оруденением) татарского комплекса активной континентальной окраины, образованными на раннем этапе ее эволюции в интервале 711–629 млн лет. Заключительный этап развития этой окраины начинается внедрением даек адакитов от 576 до 552 млн лет назад, и завершается габбро-анортозитовым магматизмом ~ 546 млн лет (U-Pb данные по цирконам, SHRIMPII метод). Эти интрузии прорывают метабазиты – гнейсовидные гранатсодержащие породы, измененные в условиях амфиболитовой фации. Метабазиты имеют невысокие содержания K_2O (<0,74 мас. %), повышенные значения суммы РЗЭ (до 163 г/т) и концентраций Nb, Ta, Ti, Sc, Y. Содержания Nb в метабазитах в 10–80 раз выше по сравнению с таковыми в источниковом компоненте PM (примитивная мантия), но ниже, чем в OIB (базальты океанических островов), соответствуя базитам NEB-типа. Адакиты (кварцевые диориты-тоналиты-плагиограниты) состоят из плагиоклаза андезин-олигоклазового состава и кварца, менее биотита аннит-сидерофиллит-истонит-флогопитового состава, амфибола паргасит-магнезиогастингситового ряда, а также циркона, апатита, монацита, рутила, сфена и ильменита. Это породы толеитовой и известково-щелочной магматических серий, субалюминиевые (A/CNK меняется от 0,95 до 1,08 мол. %). Они имеют высокие содержания Na_2O (до 5,03 мас. %), значения отношений Na_2O/K_2O (до 6,7), $(La/Yb)_{CN}$ (до 41) и Sr/Y (до 397) и низкие величины $(Yb)_{CN}$ (<3,1), содержаний Yb (<0,5 г/т) и Y (<4,54 г/т), а также небольшие положительные аномалии Eu. Содержания РЗЭ, Nb и Ta комплементарны с таковыми во вмещающих Nb-обогащенных метабазитах. Адакиты и габбро-анортозиты имеют отрицательные аномалии Nb, что характерно для островодужных пород. Мантийно-коровая природа адакитов подтверждается Sm-Nd и Rb-Sr изотопными данными: значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ меняются от -8,6 до -1,3, а $^{87}Sr/^{86}Sr_0$ – от 0,7045 до 0,7030. Адакиты рассматриваются в качестве продуктов плавления молодой субдуцирующей океанической коры, смешанных с веществом метасоматизированного мантийного клина, а также с континентальным коровым материалом – метабазитами NEB-типа. Вероятность отнесения последних к источниковому компоненту подтверждается выявленной обогащенностью Nb цирконов из адакитов. Поздненеопротерозойские адакиты формировались при обильном поступлении мантийного вещества, что характерно для обстановки трансформного скольжения литосферных плит, подобно магматизму кайнозойской окраины восточного обрамления Евразии.

Литература:

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. – 1990. –V. 347. – P. 662–665.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенев А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Доклады РАН. – 2008. – Т. 419, № 1. – С. 90–94.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ТЕРМОАКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛЬСКОЙ ПРИРОДНОЙ ТЕРРИТОРИИ

Вилор М.А.

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, sentfool@gmail.com

Главными элементами в структуре Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), влияющими на распределение теплового потока, являются региональные разломы, в том числе сейсмо- и термоактивные [Лысак, 2002]. В регионе известно 44 термоактивных разлома. На 28 разломах фиксируется повышение поверхностного теплового потока. Региональный тепловой поток БРЗ превышает 60 мВт/м^2. В южном Приангарье он составляет 40 и более мВт/м^2. Байкальский регион располагает месторождениями природных горячих минеральных вод [Лысак, 1968; Ломоносов, 1974; Кустов и др., 2000] с неисчерпаемым потенциалом первичной тепловой энергии в их геотермальных ресурсах. Цель нашего исследования – установление генезиса уходящего инфракрасного (ИК) излучения как комплексного проявления эндогенных и экзогенных факторов взаимодействия приразломного теплового потока из верхней коры с экосистемами.

Наилучшим способом количественного подхода в региональном масштабе являются методы ДЗЗ. При исследовании распределения ИК поверхностного теплового потока использованы результаты измерений радиометра MODIS с искусственного спутника Земли EOS. Рассчитана яркость потока ИК излучения по значениям спектральной плотности за октябрь, ноябрь и декабрь 2012–2013 гг. с шагом 0,5 минуты по 7 профилям на элементах геоструктуры поверхности термоактивного Южно-Байкальского разлома (ЮБР), ограничивающего с юга Муринско-Выдринскую депрессию, определяющей геоструктуру на периферии южной впадины оз. Байкал. Подводный разлом-сброс Черского с повышенным донным тепловым потоком создает ее северную границу. Измерения проводилось по отдельным сценам, их мультивременным комплексам и по усредненным данным за период наблюдений в спектральном диапазоне 11 мкм. Дистанционные определения дополнены наземными измерениями термодинамической поверхностной и грунтовой температуры на глубине 0,8–1,2 м в бурках по профилям электротермометрами с точностью до 0,2^{o}C.

В структуре регионального ИК температурного поля выделяются термальные зоны с положительными экстремумами и термальный минимум. Их пространственное положение стационарно. Средние значения тепловой мощности потока, F на центральном термомаксимуме соответствуют в: октябре – 0,0247 (σ=±0,0003, n=25), ноябре – 0,0146 (σ=±0,0029, n=25), декабре – 0,0144 (σ=±0,0025, n=9); n – количество измерений по профилям. Рассчитанный F соответствует мощности уходящего ИК излучения от 1 м^2 поверхности центральной термозоны на сметителе ЮБР и на его периферии. С учетом протяженности изученной части положительных термозон 26,4 км и 5,6 км соответственно и площадей на них вычислена интегральная мощность уходящего поверхностного ИК излучения в тепловом диапазоне, принятая как показатель теплового потенциала в зоне динамического влияния ЮБР (при удельной мощности 14,435 КВт/км^2): в центральной зоне (S=80,52 км^2) – 1,168 МВт; в малой (S=9,54 км^2) – 0,138 МВт.

Взаимодействие приразломного аномального ИК излучения с биосферными экосистемами предгорного и горно-таежного ландшафтов оценивалось по имеющимся сценам путем расчета индекса NVDI за ноябрь 2013 года по 115 точкам по 7 измерительным профилям. По площади интегральная прямая корреляционная связь NDVI и поверхностного ИК потока отсутствует в начале зимы, отражая эндогенный энергоисточник поверхностной аномалии. Однако, на отдельных профилях эта корреляция проявляется. По данным EOS изучена изменчивость распределения интенсивности хлорофилла. Его региональный максимум в мае совмещается с центральным термомаксимумом ИК аномалии над основным сместителем ЮБР. Интенсивности распределения NDVI и хлорофилла коррелируют с положением неморального рефугиума вдоль северного макросклона хребта Хамар-Дабан. Наибольшее разнообразие неморальных реликтовых видов сосредоточено в нижних частях речных долин и на площадном блоке расширения центрального термомаксимума приразломной ИК аномалии.

Работа поддержана РФФИ (проект № 16-05-00783-а).

Литература:

Кустов Ю.И., Лысак С.В. Термальные воды юга Восточной Сибири. Геология и геофизика. 2000. Т. 41. №6. с. 880–895.

Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 166 с.

Лысак С.В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М: Наука. 1968. С. 120.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ДИНАМИКА РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПОГРОМНОЕ

Вилор Н.В.[1], Павлова Л.А. [1], Будяк А.Е. [1], Спиридонов А.М. [1], Данилов Б.С.[2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, vilor@igc.ir.ru,
[2]Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Региональные зоны смятия – shear zones проявляются как сконцентрированная деформация в линейных зонах среди относительно «жестких» блоков боковых пород. В работе исследован комплекс геологических и геохимических процессов, проявившихся в динамике рудообразования на месторождении Погромное с участием сульфоарсенидной гидротермальной системы на фоне многофакторной геологической эволюции во вмещающей shear zone. Апрелковско-Пешковский рудный узел, включающий месторождение Погромное, расположен в пределах Монголо-Охотской сутуры в зоне сочленения Сибирского и Монголо-Китайского континентов Месторождение залегает в хрупко-пластичной shear zone с проявлениями мега-, макробудинажа, мегапорфирокластов и милонитов в метаморфическом массиве. Месторождение располагается в центральной части регионального первичного ореола рассеяния золота, вольфрама и мышьяка. В прожилково-вкрапленных рудах прямая корреляция содержаний Au и As соответствует уравнению (1): Au, г/т = 0,001 As, г/т – 0,0359 (1).

На погоризонтном распределении содержаний Au в отрабатываемом пространстве до глубины 120–130 м ниже уровня поверхности выделена конфигурация геохимического ореола рассеяния с тенденцией центрально симметричного концентрирования. Первичный ореол образует приближенно трубообразную залежь с протяженностью по падению более 170 м, от 180 до 320 м по длинной оси и от 100 до 170 м по короткой. Рудоотложение с участием топохимических реакций на поверхности рудных сульфидов лимитируется диффузией As от поверхности раздела фаз в кристаллы пирита и арсенопирита. Ширина диффузной каймы зависит от коэффициента диффузии мышьяка, D. В расчете времени образования мышьяковистых кайм на арсенопирите используется уравнение Стокса-Эйнштейна по преобразованной формуле [1, 2]: $dh/d\tau=D\cdot C_o/h$, (2), C_o – поверхностная концентрация, г/μm^3, h – ширина каймы, μm.

По рассчитанному коэффициенту диффузии As в арсенопирите $D_{Asпирит}$ определена при 200–250 °С продолжительность образования контурных и дислокационных диффузных кайм метакристаллов пирита и арсенопирите, на месторождении охватывающая десятки тысяч лет, соответственно масштабу геологического времени (таблица).

Таблица

Время образования диффузной каймы шириной 5,04 мкм и C_o=44,8 вес. % As=2,688·10^{-18} г/куб.микрон

t, °C	T, K	D_{As}	τ, с	τ, лет
150	423	3,966·10^{-6}	1,191·10^{12}	0,378·10^5
200	473	4,818·10^{-6}	0,981·10^{12}	0,311·10^5
250	523	5,68·10^{-6}	0,832·10^{12}	0,264·10^5
300	573	6,575·10^{-6}	0,718·10^{12}	0,228·10^5
350	623	7,472·10^{-6}	0,632·10^{12}	0,2·10^5
400	673	8,394·10^{-6}	0,563·10^{12}	0,178·10^5

С использованием расчета термодинамических равновесий по ПК СЕЛЕКТОР в методе ФХМ в составе рудоносного метасоматита относительно высокотемпературная альбитизация сменяется при 200 °С мусковитизацией и окварцеванием в присутствии карбоната-анкерита. Пирит и арсенопирит образуются при содержанием серы и мышьяка в гидротермальном растворе более 0,01 и 0,005 m соответственно. Перенос золота, значимый для рудообразования, возможен при концентрации S более 0,001 и As ≥ 0,0005 m в сульфоарсенидном гидротермальном растворе в составе комплексных частиц – тиоарсенитов $AuAsS_2^0$ и $H_2AuAsS_3^0$. Их концентрация уменьшается на порядки при температурах менее 250 °С (рисунок). Ниже 150 °С с ним сосуществует гидросульфид $AuHS^0$.

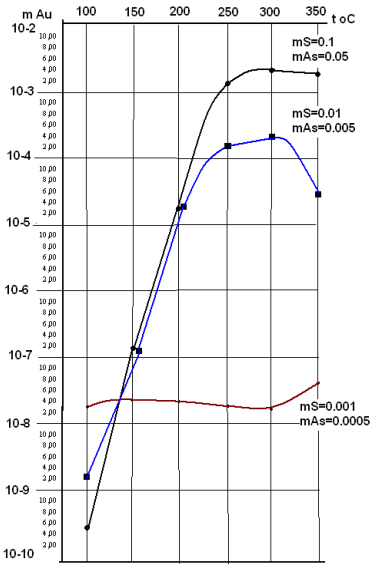


Рисунок. Рассчитанная растворимость золота в рудном сульфоарсенидном растворе

При зональном распределением мышьяка граничные поверхности блоков мышьяковистого пирита, As-Пи декорированы микрочастицами золота с «присыпкой» микрозерен кварца и мусковита. Топохимическая реакция отложения $Au_{крист}$ возможна при повышенном потенциале водорода по типу:

$$FeS_{2пирит}+H_2AuAsS_{3р\text{-}р}+3H_{2р\text{-}р}\rightarrow Fe(As,S)_{As\text{-}пирит}+Au_{крист}+4\ H_2S_{р\text{-}р}\ (3).$$

Рудоотложение в катаклазированных метасоматитах проявляется вследствие смешения растворов с контрастными кислотно-основными и окислительно-восстановительными свойствами

Литература:
Бахтина Г.Д. Диффузия. Кинетика гетерогенных процессов. Волгоград: Волгоградский технический университет, 2011. 28 с
Жуховицкий А.А., Шварцман Л.А. Физическая химия. М.: Металлургия. 1976. 543 с.

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В РЕГИОНАЛЬНЫХ ЗОНАХ СМЯТИЯ

Вилор Н.В., Павлова Л.А., Чупарина Е.В., Канева Е.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, vilor@igc.irk.ru

Цель исследования заключается в изучении состава и условий образования минеральных парагенезисов в зоне смятия среди высоко метаморфизованных пород глубинных уровней тектонических деформаций сжатия на крупнейших региональных разломах в южной части краевого шва Сибирской платформы. Актуально использование петролого-геохимического подхода определения параметров глубинного петрогенезиса и последующей эволюции геоблоков для оценки их электрических и реологических свойств.

В краевом шве Сибирской платформы мощные зоны смятия сопровождают Главный Саянский и Приморский разломы. Изученная зона смятия шириной более 1,5 км примыкает с юго-запада к трассе ультрамилонитов Главного Саянского разлома в блоке Слюдянского кристаллического комплекса, СКК. Она сложена пироксен-амфиболовыми гнейсами, крупнокристаллическими мраморами и кальцифирами култукской свиты нижнего протерозоя, метаморфизованными в среднем рифее с размещением нижнепалеозойских гранитоидных интрузий. Протолит зоны соответствует толеитовым и пикритовым базальтам умеренно высокотитанистой, магножелезистой, высоко натриевой, известково-щелочной, а у пироксен-амфиболовых разновидностей – высоко алюминиевой базальтовой сериям, насыщенным кальцием и натрием. Синкинематическая жильно-дайковая фракция представлена габброидами и плагиогранитами, посткинематическая плагиогранитами и гранит-пегматитами. В гнейсовом субстрате проградного уровня доминирует парагенезис пироксен+роговая обманка+плагиоклаз. В пироксенах-салитах долям диопсида 0,55–0,61 и геденбергита 0,34–0,39 сопутствуют до 0,048 жадеита. При устойчивости состава роговой обманки как в гнейсах, так и в метасоматитах преобладают средние соотношения Ca:Mg:Fe=0,28:0,35:0,37, Na:K=0,64:0,36 с сопутствующим андезином № 35–48. В плагиогранитах синкинематической серии олигоклаз № 13–14 и андезин № 40 в парагенезисе пироксеном (диопсид 88 %) и Ti-пижонитом (MgO=24 вес. %) ассоциируют с гранатом (гроссуляр 41,3 + пироп 33,7 + альмандин 18), биотитом, калишпатом и кианитом. В биотите преобладает флогопитовый компонент при Fe/Mg=0,34. При содержаниях бария до 0,4 вес. % в калишпатах-гиалофанах доли цельзиана, Cn соответствуют интервалу $Cn_{0,06}Or_{0,94}$-$Cn_{0,56}Or_{0,44}$. С синкинематическими элементами структуры зоны смятия конформны зональные биметасоматические преобразования пироксен-скаполитового состава, пластовые диопсидовые породы и гибридные плагиоклазиты при химическом взаимодействии гнейсов и плагиогранитов с мраморами. Регрессивные посткинематические преобразования объединяют постмагматическое кислотное выщелачивание известково-скарнового профиля, высоко- и низкотемпературную гидротермальную аргиллизацию. Фон биметасоматоза и постмагматического контактово-реакционного взаимодействия проградной стадии магнезиальных скарнов обусловлен развитием скаполит+пироксен±роговая обманка±плагиоклаз±кальцит ассоциации. Она включает диопсид-салит, скаполит (Me 0,82 + Ma 0,18) иногда в микрографических срастаниях с плагиоклазом, лабрадором № 58–70. Доля диопсида в зональных метасоматитах и в диопсидовых породах возрастает до 0,7–0,85. В постмагматических известковых скарнах участвуют пироксен (геденбергит 0,48–0,64), сульфат-скаполит (0,6 вес. % SO_3), сфен и гранат (гроссуляр 41–46 + альмандин 8–18 + андрадит 45–48). Появлению в них полостей выщелачивания сопутствуют кварц и эпидот с железистостью 11–21 вес. %. При постмагматической гидротермальной аргиллизации с околожильной гидратацией объемный раствор разделяется на кварц и алюмосиликатную часть, сложенную палыгорскитом. Аргиллизиты с монтмориллонитом, смектитом и кальцитом замещают катаклазиты на рифтогенных сбросах. Термодинамические параметры, рассчитанные по фазовому соответствию в парагенезисах и по показателям термоустойчивости (таблица) отражают инверсию P – T тренда.

Низкие давления проградного метаморфического ареала СКК повышаются до умеренных величин в синкинематических парагенезисах приразломной зоны смятия. При биметасоматозе и контактово-реакционных взаимодействиях вследствие встречной концентрационной диффузии кремния и кальция отношения Si:Ca в метасоматических колонках изменяются от 2,4–0,4 у основных гнейсов до 7–8 у плагиогранитов на контакте с мраморами. Подвижность Al и Fe ограничена пироксен+скаполит+плагиоклазовым парагенезисом. Контактово-реакционные флогопитовые зоны на плагиогранитах проявляют свойство геохимического барьера с концентрированием Mg, K и Ba. В постмагматических изменениях при кислотном выщелачивании появляется объемный флюид содержащий растворенные силикаты Ca, Mg и Al. Состав гидротермальных околожильных метасоматитов зависит от степени гидратации гнейсов с выделением воды при дифференциации силикатного раствора на гелевые фазы кремнезема и палыгорскита. Геохимическая специализация гнейсовой матрицы формируется фоном Sc, Cr и V с суммой их содержаний до 700–800 г/т, а также ассоциацией Rb, Sm-Eu до 43

г/т в зависимости от титанистости с Cl до 350 г/т, F до 1400 г/т и P_2O_5 до 0,22 вес. %. В синкинематических пегматоидных гранитах Σ Sm-Eu повышается до 54,3 г/т в ассоциации с сернистостью до 0,16 вес. %, содержанием Ba 0,4 вес. % и бариевой слюдой, киноситалитом $BaMg_3Al_2Si_2O_{10}(OH, F, Cl)_2$, (F/Cl=3,8). Мусковит-серицитовые посткинематические зоны рассланцевания с K_2O до 4,2 вес. % содержат до 4,6 г/т As и Tl, отсутствующих в метаморфическом субстрате.

Таблица

Рассчитанные температура и давление минералообразования в зоне смятия

Метаморфизм	Прогрессивный		Ретроградный		
Процесс	Петрогенезис	Биметасоматоз, контактово-реакционные магнезиальные скарны	Постмагматические изменения: Кислотное выщелачивание, известковистые скарны	Постмагматические изменения: Околожильная гидратация, аргиллизация	Приразломная аргиллизация
Температура, °С	700–730	790 (810)–790 (880)	640 (700)–730 (790)	360–420	≤200
Давление, кбар	8–11	11–11,8	5–7,6 до 3	5–3	Давление насыщенных паров воды

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЮЖНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Волынец А.О.[1], Певзнер М.М.[2], Толстых М.Л.[3], Бабанский А.Д.[4]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, a.volynets@gmail.com;[2]Геологический институт РАН, Москва; [3]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва; [4]ИГЕМ РАН, Москва

Срединный хребет Камчатки (СХ) – крупнейшая вулкано-тектоническая структура п-ва Камчатка – состоит из древнего (мел-палеоген) метаморфического массива и вулканического пояса, сформировавшегося в неоген-четвертичное (N-Q) время. Северная часть (СЧ) СХ представляет собой узкий хребет СВ простирания, представленный N-Q вулканитами. В СЧ хребта для N пород (платоэффузивов) характерно сильное обеднение всеми HFSE, и высокие отношения Ba/Nb, характерные для пород фронтальных частей островной дуги. Породы Q возраста севера СХ на всех дискриминационных диаграммах образуют отдельные поля, лишь отчасти пересекающиеся с полями N плато; для них характерны повышенные содержания калия, HFSE и невысокие отношения Ba/Nb [Volynets et al., 2010]. Эти породы мы называем породами гибридного типа из-за сочетания в них геохимических признаков островодужного и внутриплитного происхождения. Принципиально иная картина наблюдается для южной части (ЮЧ) СХ. Здесь можно выделить два структурных элемента: (1) главный водораздел, представленный Козыревским и Быстринским хребтами, имеющий СВ простирание, состоящий из N-Q вулканитов и являющийся структурным продолжением северной части хребта; и (2) западную ветвь, ССВ простирания, отроги которой веерообразно расходятся от Срединного метаморфического массива к В-СВ. Крупные вулканические центры, расположенные в «западной» ветви – Хангар, Ичинский, Кекукнайский – характеризуются продолжительной историей эруптивной активности [Певзнер и др., в печати, Колосков и др., 2011]. Вулканические породы этих центров, включая подстилающие породы основания вулканов, имеют характеристики, типичные для Q гибридных пород СЧ СХ [Volynets et al., 2010] (повышенные концентрации Ti, Zr, Nb, низкое отношение Ba/Nb). Геохимические отличия «молодых» и «древних» образований наблюдаются только в Кекукнайском районе [Колосков и др., 2013], но даже здесь все проанализированные центры имеют гибридные признаки, с возрастанием количества обогащенного компонента OIB-типа в молодых породах. Платоэффузивы г. Юртиная (южный «край» ЮЧ СХ) с возрастом 6 млн. лет [Певзнер и др., в печати] также характеризуются гибридными признаками. Вулканические породы, извергнутые в пределах восточного фланга ЮЧ СХ (Быстринский и Козыревский хребты, Анаунский вулканический район) демонстрируют иную картину. Все изученные породы имеют схожие геохимические характеристики с невысокими концентрациями Ti и HFSE. Типично-островодужные породы описаны нами в районе г. Костина (платоэффузивы). По своим характеристикам они идентичны N_{1-2} плато СЧ СХ. Четвертичные породы восточного фланга имеют лишь слегка повышенные концентрации HFSE, аналогичные ряду пород Ичинского вулкана (IAB-типа) и массива Алней-Чашаконджа [Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010].

Таким образом, геохимические особенности N-Q пород ЮЧ СХ показывают, что для этой части хребта характерна сложная геологическая история, с различными типами мантийного вещества, вовлеченного в

магмогенерацию, в пределах разных структурных элементов хребта. Западная ветвь хребта, протягивающаяся от г. Юртиная и вулкана Хангар до Кекукнайского вулканического центра, по-видимому, характеризуется обогащенным типом мантии на всем протяжении развития этой структуры, начиная с миоцена. Восточная часть хребта (от р-на г. Костина до массива Алней-Чашаконджа), демонстрирует небольшое увеличение доли обогащенного вещества во времени, однако его количество остается существенно более низким, чем это характерно для северной части Срединного хребта, от Седанкинского поля моногенного вулканизма и севернее.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00112.

Литература:

Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., и др. Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 2. Петролого-минералогические особенности, модель петрогенезиса // Вулканология и сейсмология. 2013. – №2. – С. 63–89.

Певзнер М.М., Волынец А.О., Лебедев В.А., и др. Начало вулканической активности в пределах Срединного метаморфического массива (Срединный хребет, Камчатка) // Доклады АН – принято к печати.

Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology. – 2001 – Vol. 42, № 8. – P. 1567–1593.

Volynets A., Churikova T., Wörner G., et. al. Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology. – 2010 – № 159. – P. 659–687.

ПЕТРОГЕНЕЗИС НЕПРЕРЫВНЫХ ТРАХИБАЗАЛЬТ-РИОЛИТОВЫХ СЕРИЙ ОБРАМЛЕНИЯ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА: УЧАСТИЕ КОРЫ ВО ВНУТРИПЛИТНОМ МАГМООБРАЗОВАНИИ

Воронцов А.А.[1], Крук Н.Н.[2], Перфилова О.Ю.[3]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ИГУ, Иркутск, voront@igc.irk.ru;
[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, НГУ, Новосибирск, kruk@igm.nsc.ru; [3]СФУ, Красноярск, perfil57@mail.ru

Непрерывные трахибазальт-риолитовые серии включают в себя полный спектр пород с содержанием SiO_2 от 44 до 78 мас. % и большими объемными вариациями салических пород (от 1 до 50 %). Учитывая экспериментальные данные и различия в коэффициентах распределения элементов между ликвидусными минеральными фазами и расплавом при оценке механизмов формировании таких серий рассматривается многоактный цикл: частичное плавление мантии – образование магматических камер – фракционирование – удаление из магматической системы тугоплавкого рестита – кристаллизация – образование салических пород – добавление новой порции мантийных выплавок, отвечающих составу базальтов. Повторный цикл приводит к увеличению доли кислых магм. Интерес к таким сериям не ослабевает на протяжение полувека и вызван двумя главными причинами. Во-первых, потому, что по своей петрологической сути эта цикличность является моделью механизмов формирования, эволюции и роста континентальной коры Земли. Во-вторых, тем, что непрерывные вулканические серии маркируют современные обстановки преобразования коры, прежде всего конвергентные границы, но кроме того, могут реализоваться и во внутриплитных условиях.

К рубежу 480–485 млн лет завершились островодужный и аккреционно-коллизионный этапы развития Алтае-Саянской складчатой области, были образованы основные геологические блоки и прекратилось массовое формирование анатектических гранитоидных батолитов, фиксирующих становление коры континентального типа. Поэтому в моделях образования непрерывных серий постаккреционных этапов невозможно обойтись без привлечения анатектического плавления сформированных ранее коровых масс и смешения кислых расплавов с дифференцированными магмами мантийного генезиса.

Непрерывные вулканические серии в обрамлении Минусинского прогиба формировались в позднем ордовике и раннем девоне. Позднеордовикские вулканиты участвуют в строении крупных (более 100 км^2) магматических ареалов, а также палеовулканов центрального типа (1–20 км^2) [Перфилова и др., 2004]. Раннедевонские вулканиты формируют нижнюю часть вулканогенно-осадочной толщи, выполняющей Минусинский прогиб [Воронцов и др., 2013]. Обе серии являются преимущественно гомодромными, умеренно-щелочными дифференцированными по составу слагающих их вулканитов: в основаниях разрезов сосредоточены трахибазальты и андезибазальты, которые выше сменяются трахиандезитами, затем трахитами, трахидацитами, трахириолитами и риолитами.

По содержанию ряда несовместимых элементов, прежде всего REE, все базальтоиды серий близки к составу OIB, возникающих при плавлении обогащенной мантии. В то же время, они избирательно обеднены высокозарядными элементами (Nb и Ta, в меньшей степени – Zr, Hf и Ti), обогащены Ba и Sr, что типично для IAB. Подобные характеристики вулканитов типичны для областей Центрально-Азиатского складчатого пояса, в которых мантийные плюмы воздействуют на литосферную мантию, метасоматически переработанную в ходе предшествующих субдукционных процессов. Вещественные характеристики базальтоидов наследуются вулканитами среднего (53 %<SiO_2<64 %) и кислого (64 %<SiO_2<74 %) составов. В них с увеличением SiO_2 возрастают концентрации Rb, Th, U, K, Zr, Hf, HREE, падают содержания Ba, Sr и P, в спектре составов

появляется Eu-минимум, что указывает на ведущую роль процессов кристаллизационной дифференциации. В риолитах (74 %<SiO_2<76 %) происходит падение концентраций Zr, Hf, Nb, Ta, Th, REE, Y, что объясняется появлением анатектических расплавов корового происхождения.

Таким образом, геологические и вещественные характеристики непрерывных вулканических серий обрамления Минусинского прогиба свидетельствуют о преобразования континентальной коры во внутриплитных условиях при взаимодействии мантийных и коровых субстратов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-00181) и Научной Школы "Химическая геодинамика" НШ 9638.2016.5.

Литература:

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В. Девонский вулканизм Минусинской котловины Алтае-Саянской рифтовой области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики и магматические источники // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1283-1313.

Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д., Ордовикская вулкано-плутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера. 2004. № 3. С. 137-152.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ УЛАН-САРЬДАГСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Горнова М.А., Каримов А.А., Беляев В.А., Медведев А.Я.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, mgorn@igc.irk.ru

Проведено минералого-геохимическое изучение гипербазитов Улан-Сарьдагского массива – мантийной секции офиолитового комплекса Восточного Саяна. Эти офиолиты являются наиболее древними (1020 млн лет) в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса [Khain et al., 2002]. Считается, что их протолиты сформировались в энсиматической Дунжугурской островной дуге и были надвинуты на Гарганскую глыбу в виде единого покрова [Добрецов и др., 1985; Кузьмичев, 2004]. Петрографические особенности пород и состав минералов исследованы на рентгеновском микроанализаторе Superprobe JXA-8200, содержание главных и редких элементов в породах определены методами рентгенофлуоресцентного и масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой в Центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Породы массива представлены минеральной ассоциацией (оливин+тальк+тремолит+хлорит), равновесной при T~500-650°C. Шпинели двухфазны: зональная Cr-Al шпинель окружена каймой феррит-хромита, центры наиболее крупных зерен сохраняют первичную хромистость (Cr# ~ 0,5–0,6). Оливин содержит «гнезда» серпентина и мелкие зерна Cr-магнетита и характеризуется широкими вариациями Mg# и содержаний NiO, MnO. Тремолиты имеют низкое содержание Na_2O. Серпентин представлен антигоритом с примесью лизардита. Все это свидетельствует о проградном характере метаморфизма и образовании метаперидотитов из серпентинитов, вероятно, в результате контактового метаморфизма вокруг тоналитов сумсунурского комплекса. Расположенные в центре массива метаперидотиты окаймлены оторочкой из серпентинитов и тальк-карбонатных пород. В серпентинитах присутствует минеральная ассоциация (антигорит+вторичный оливин+вторичный диопсид+хлорит), равновесная при T~ 400–500°C. Тальк-карбонатные породы могли образовываться при тех же и более низких температурах в результате реакции оливин+тремолит + H_2O + CO_2 → тальк+ магнезит. Шпинели преобразованы до Cr-магнетита. Наиболее крупные зерна сохраняют участки Cr-Al шпинели и феррит-хромита, которые имеют такой же состав, как в метаперидотитах. В породах присутствует низкотемпературные виоларит, миллерит, пирит, которые часто развиваются вокруг шпинели. Серпентиниты и тальк-карбонатные породы образуются по метаперидотитам под воздействием гидротермальных растворов.

В метаперидотитах присутствуют массивные и вкрапленные хромититовые руды прожилковой формы мощностью до 10 см. Шпинели хромититов характеризуются высокими хромистостью (0,73–0,79) и магнезиальностью (0,48–0,56), слегка повышенным содержанием TiO_2 (0,1–0,2 мас. %), отрицательной корреляцией между Al_2O_3 и Cr_2O_3, обогащением платиноидами иридиевой подгруппы относительно платиновой. По особенностям состава они могут быть отнесены к подиформному типу и подтипу, образование которого генетически связано с бонинитовыми расплавами [González-Jiménez et al., 2014].

Метаперидотиты по содержанию петрогенных элементов соответствуют составам реститов. Распределение редких элементов в метаперидотитах имеет V-образную форму, характеризуется обедненностью HREE, более высокими содержаниями L-MREE относительно HREE, положительной и знакопеременными аномалиями по Pb и Zr, Hf, Ti, соответственно, и сопоставимыми с La содержанием Nb. Особенности состава пород и первичной шпинели говорят об образовании протолитов метаперидотитов в результате высоких степеней плавления (≥25%). Они могут быть комплементарны к IAT-подобным расплавам. Отсутствие в метаперидотитах сильного обогащения LILE относительно REE, характерного для надсубдукционных перидотитов, обусловлено выносом этих элементов при десерпентинизации пород. Кроме того, гипербазиты

имеют геохимические признаки взаимодействия с расплавами. С этим процессом связано и формирование в породах хромититовых руд.

Таким образом, гипербазиты Улан-Сарьдагского массива сформировались в результате следующих процессов: 1) частичное плавление астеносферной мантии в области спрединга над зоной субдукции, 2) преобразование бонинитоподобными расплавами; 3) низкотемпературная серпентинизация, 4) проградный контактовый метаморфизм, 5) преобразование гидротермальными растворами.

Литература:

Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляров Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна. В кн.: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. – Новосибирск: Наука, 1985, С. 34–58.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: Пробел-2000, 2004. – 192 с.

Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth and Planetary Science Letters. – 2002. – V. 199. – P. 311–325.

González-Jiménez J. M. et al. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites // Lithos. – 2014. – V. 189. – P. 140–158.

ОЦЕНКА Р-Т ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Гракова О.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, ovgrakova@geo.komisc.ru

Одним из важнейших аспектов исследования метаморфических образований является установление температур и давлений, при которых формировались их минеральные парагенезисы. Верхнепротерозойские отложения няровейской серии, расположены в Центрально-Уральской структурно-формационной мегазоне Полярного Урала, в обрамлении глубокометаморфизованных пород харбейского и марункеусского комплексов [Литосфера, 2008]. Нами изучены сланцевые толщи няровейской серии по безымянным притокам р. Ингилоръеган и вдоль руч. Няршор и Графитовый бассейна р. Немуръеган. По химическому составу образования няровейской серии разделяются на орто- (метабазальты, метатуфы) и парапороды (метапелиты, метаморфизованные граувакковые песчаники и алевролиты, аркозовые и кварцевые песчаники) [Уляшева, Гракова, 2016]. По минеральному составу среди образований няровейской серии нами были выделены кварц-эпидот-хлорит-актинолитсодержащие породы и слюдисто-кварцевые сланцы.

При расчете геотермометрических параметров мы использовали плагиоклаз-амфиболовый геотермометр программы PetroExplorer v.3.2 для метабазальтов, а также мусковитовый геотермометр для метапелитов. Температура по Ti-в мусковите геотермометру была рассчитана с использованием формулы $\ln[T(^{O}C)]=7{,}258+0{,}289\ \ln(Ti)+0{,}158[Mg/(Fe+Mg)]+0{,}031\ \ln[P(kbar)]$ для ильменитсодержащих метапелитов [Wu, Chen, 2015]. Для расчета давления нами были взяты полученные ранее данные по давлению, с учетом анализа минеральных парагенезисов, а именно значения 3–5 Кбар [Литосфера, 2008]. Для определения Р-Т условий метаморфизма были использованы результаты микрозондовых анализов плагиоклазов (альбита), амфиболов (актинолит) и мусковитов. Химические составы минералов были получены с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 LMH с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max (аналитик С. С. Шевчук) в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН (9 аншлифов, 150 микрозондовых анализов).

Вычисленные значения температур, по минеральной ассоциации альбит-актинолит в метабазальтах няровейской серии варьируют в пределах 340–500˚С. По содержанию титана в мусковите, в метапелитах няровейской серии значения температур составляют 490–510˚С. Ранее, нами была рассчитана температура образования углеродистого вещества в углеродсодержащих сланцах минисейшорской свиты, она составляет 500 (±50)˚С [Гракова, Уляшева, 2016]. Эти данные хорошо сопоставимы с нашими расчетами. Известно, что образование мусковита происходит при температуре не менее 250˚С, в породах няровейской серии отсутствуют низкотемпературные минералы (пирофиллит, парагонит и др.).

В результате проведенных исследований были оценены значения РТ–параметров метаморфизма верхнепротерозойских отложений Полярного Урала. Установлено что значения давления и температуры расположены в пределах 350–500˚С и 3–5 Кбар. Эти расчеты согласуются с данными по углеродистому веществу. При этом максимальные значения температур оказались выше, а диапазон шире, чем это предполагалось в предыдущих работах [Уляшева, 2012]. Метаморфиты няровейской серии образовались в условиях эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, в условиях средних и повышенных температур и пониженных давлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00146 мол_а, а также при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

Литература:
Гракова О. В. Уляшева Н. С. Металлогенические особенности верхнепротерозойских углеродсодержащих сланцев няровейской серии (Полярный Урал) // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2016. № 9 (254). С. 16-21.
Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика, минерагения / А.М.Пыстин, Л.В.Махлаев, А.И.Антошкина и др.: Сыктывкар: Геопринт, 2008. 234 с.
Уляшева Н. С. Метабазиты харбейского комплекса. Отв. ред. А. М. Пыстин. Сыктывкар, 2012. 98 с.
Уляшева Н. С., Гракова О. В. Первичный состав пород няровейской серии (Полярный Урал) // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2016. № 2. С. 24–35.
Wu C.M., Chen H.X. Calibration of a Ti-in-muscovite geothermometer for ilmenite- and Al2SiO5-bearing metapelites // Lithos, 2015. V. 212-215. P. 122-127.

ГОЛОЦЕНОВЫЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ – ВЛИЯНИЕ АСТЕНОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ НА СОСТАВ РАСПЛАВОВ И МАГМАТИЧЕСКУЮ ПРОДУКТИВНОСТЬ

Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А.

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, mashamart@mail.ru; yurimartynov@mail.ru

Исследования различных комбинаций Pb-Nd-Hf изотопных систем Курил, Японии, Изу-Бонин [Hirahara et al., 2015 и др.], позволили установить совпадение границ двух основных изотопных доменов Земли – Индийского и Тихоокеанского типов MORB, с поверхностью субдуцирующей Тихоокеанской плиты. Такая конфигурация ограничивала возможность взаимодействия двух изотопных резервуаров, что подтверждается редкой встречаемостью переходных или «диффузионных» границ. В настоящее время они описаны только на океанической плите в зонах влияния плюмовых источников [Miyazaki et al., 2015 и др.]. В данной работе, на примере Камчатки, описан иной тип «диффузионной» границы, проявленной в зоне конвергенции в условиях активности астеносферных процессов.

Камчатка по многим геологическим и петрологическим признакам отличается от расположенных южнее других островодужных систем. Например, первые свинцовые изотопные исследования [Kersting, Arculus, 1994] позволили отнести надсубдукционную мантию полуострова к мантийному резервуару тихоокеанского MORB типа и только более позднее изучение Nd-Hf изотопной системы [Munker et al., 2004] и растущая база по Pb свинцовой изотопии опровергли этот вывод. Хотя по сравнению с лавами Курильских островов составы надсубдукционных вулканитов Восточной Камчатки (ВК) смещены в область низких значений $^{208}Pb/^{204}Pb$, тем не менее все они располагаются в пределах поля MORB Индийского океана. Низкие, близкие к тихоокеанскому типу MORB-типу, содержания радиогенного Pb характеризуют вулканогенные образования Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД) – структуры, занимающей нетипичное для островных дуг положение между фронтальной зоной ВК и тыловой – Срединный хребет (СХ). Кроме геологической позиции и изотопного состава Pb, эта структура отличается аномально высокой вулканической продуктивностью, средняя величина которой (~0,042 км^3/год) значительно превышает таковую типичных островодужных вулканов (0,002–0,005 км^3/год) и сопоставима с плюмовыми гавайскими щитовыми вулканическими сооружениями (0,1–0,15 км^3/год) [например, Auer et al., 2008].

Поскольку в островодужных системах изотопный состав Pb примерно на 70 % контролируется низкотемпературным водным флюидом [Straub et al., 2009], высокая вулканическая продуктивность ЦКД может быть связана с интенсивной дегидратацией мощной океанической коры в зоне погружения гайота Мейджи [Davies, 2002]. Но современные высокоточные (double-spike) свинцовые данные по хорошо геохимически изученной Ключевской группе вулканов противоречат такому заключению – образцам с низкими значениями Δ8/4Pb соответствуют низкие отношения HFSE (Nb/Ta, Zr/Hf), консервативных по отношению к водному флюиду. Существование крупной мантийной неоднородности под ЦКД подтверждается также отчетливо выраженной, небольшой по ширине граничной зоны, разделяющей вулканиты с высокими (в. Толбачик) и низкими (в-ны Ключевской и Шивелуч) содержаниями радиогенного свинца. Последние, кроме того, отличаются аномально высокой вулканической продуктивностью, что, в совокупности, свидетельствует в пользу модели, предполагающей термальное и химическое преобразование надсубдукционной мантии океанической астеносферой, поднимающимися либо вдоль северной границы Тихоокеанской плиты [Levin et al., 2002 и др.], либо при разрыве субдукционной пластины [Yogodzinskii et al., 2001 и др.]

Диффузионная граница между изотопными резервуарами индийского и тихоокеанского MORB-типов ранее была описана в Восточном Сихотэ-Алине [Martynov et al., 2017 и др.] и, видимо, не является уникальным явлением. Поэтому такого рода процессы необходимо учитывать при построении моделей формирования ювенильной континентальной коры в зонах субдукции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ мол_а 16-35-00138\17.

Литература:
Auer S., Bindeman I., Wallace P., Ponomareva V., Portnyagin M. The origin of hydrous, high-δ18O voluminous volcanism: diverse oxygen isotope values and high magmatic water contents within the volcanic record of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia// Contr. Miner. Petrol., 2008, v. 157, № 2. p. 209-230.

Davies, J.H., 2002. Breaking plates. Nature, v. 418, p. 736-737.
Hirahara, Y., Hauff, F., Hayasaka, Y., Sano, S., Shimoda, G., Ishizuka, O., Kawabata, H., Hirano, N., Machida, S, Ishii, T., Tani, K. and Yoshida, T., 2015. Missing western half of the Pacific Plate: Geochemical nature of the Izanagi–Pacific Ridge interaction with a stationary boundary between the Indian and Pacific mantles. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 16, 3309–3332.
Kersting A.B., Arculus R.J. Kluychevskoy volcano, Kamchatka, Russia: The role of highflux recharge, trapped, and fractionated magma chambers in the genesis of high-Al2O3 from high-MgO basalt. Journal Petrology. 1994. V. 35. N. 1. P. 1-41.
Levin, V., Park, J., Brandon, M., Lees, J., Peyton, V., Gordeev, E., Ozerov, A., Crust and upper mantle of Kamchatka from teleseismic receiver functions. // Tectonophysics. 2002. V.358 (1–4), 233–265.
Miyazaki, T., Kimura J.-I., Senda R., Vaglarov B. S., Chang Q., Takahashi T., Hirahara Y., Hauff F., Hayasaka Y., Sano S., Shimoda G., Ishizuka O., Kawabata H., Hirano N., Machida S, Ishii T., Tani K., and Yoshida T, 2015. Missing western half of the Pacific Plate: Geochemical nature of the Izanagi-Pacific Ridge interaction with a stationary boundary between the Indian and Pacific mantles. Geochem. Geophys. Geosyst., 16, doi:10.1002/2015GC005911
Martynov Yu.A., Khanchuck A.I., Grebennikov A.V., Chashchin A.A., Popov V.K. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data // Gondwana Research. 2017. V. 47. p. 358-371.
Munker C, Worner G, Yogodzinski G, Churikova T (2004) Behavior of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. Earth Planet Sci Lett 224:275–293
Straub S.M., Goldstein S.L., Class C., Schmidt A. Mid-ocean-ridge basalt of Indian type in the northwest Pacific Ocean basin // Nature Geoscience. V. 2. 2009. DOI: 10.1038/NGEO471.
Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., Dorendorf F., Woerner G., Volynets O.N. Geochemical evidence of subducting oceanic lithosphere at plate edges // Nature. 2001. V. 409. P. 500-504

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО ЗВЕНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Дербеко И.М.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, derbeko@mail.ru

Геодинамическое развитие восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) в позднем мезозое сопровождалось становлением разновозрастных магматических комплексов, в строении которых присутствует как экзогенная, так и эндогенная составляющая. Эндогенная составляющая, представленная гранитоидами, часто значительно преобладает в объеме этих комплексов. По времени формирования и по области распространения выделяются следующие регионы и этапы.

Гранитоиды северного и южного обрамления МООП: *I этап*: (147–138 Ma) - формируются адакитвые гранитоиды [Дербеко, 2016] – субщелочные, реже, породы нормального ряда известково-щелочной серии, в которых преобладает Na_2O над K_2O, с крайне низкими содержаниями HFS и ряда LIL, при повышенных концентрациях Sr и Ba; распределение REE выявляет обогащение LREE и обеднение HREE при отсутствии отрицательной Eu аномалии и значении (La/Yb)n=50,43. *II этап*: – 140–120 Ma [Дербеко, 2012; Derbeko, 2012] – отмечен становлением диорит-гранодиорит-гранитного комплекса. Это породы нормального-субщелочного ряда, известково-щелочной серии, с умеренным обогащением HFS. Содержания Sr до 1000 г/т, а Ba до 3000 г/т; устойчиво понижены количества Ta, Nb, Ti; распределение REE выявляет обогащение LREE и незначительное обеднение HREE при Eu/Eu*=0,7–0,91. По своим геохимическим характеристикам они сопоставимы породам активных континентальных окраин андийского типа. *III этап*: 119–197 Ma [Дербеко, 2012; Derbeko, 2012] соответствует формированию бимодального комплекса: диориты, монцониты, гранодиориты, сиениты, субщелочные граниты, лейкограниты. Образования калиевой-калиево-натриевой групп известково-щелочной серии. Мультиэлементные спектры характеризуются отрицательными аномалиями Nb, Ta и Ti, положительными аномалиями Ba, Rb, Th, при Eu/Eu*=0,16–0,77 и (La/Yb)n=5,5–33,6. По своим геохимическим характеристикам они близки породам, сформированным в пост- или синколлизионной обстановке.

Восточное окончание МООП [Дербеко, 2012]: *I этап*: J3 – 120 Ma – представлен только экзогенной составляющей. *II этап*: 105–101 Ma – гранитоиды нормального ряда, высококалиевые, известково-щелочной серии. Графики REE характеризуются слабо выраженной отрицательной Eu аномалией; равным преобладанием содержаний LREE над промежуточными – (La/Sm)n=3,2 и их содержаний над HREE – (Gd/Lu)n=3,1 при (La/Yb)n=7,4, породы деплетированы Nb, Ta, Hf, Zr, Ti. По геохимическим характеристикам сопоставимы образованиям активных континентальных окраин андийского типа. *III этап*: (95–90 Ma) – гранитоиды нормального-умереннощелочного рядов, высококалиевые известково-щелочной серии. Распределение REE характеризуется слабым преобладанием LREE над HREE $(La/Yb)_n$=5,6–7,8, глубоким Eu-минимумом. Они умеренно обогащены Rb, Ba, K, Th при деплетировании Nb, Ta, Sr.

В пределах северного фланга (российский сектор) Бурея-Цзямусинског супертеррейна (БЦС) гранитоиды формировались на границе БЦС и Баджальскогоо террейна в условиях катастрофического магматического процесса – 101–99 Ma [Дербеко, 2012]. Это породы нормального – щелочного ряда, известково-щелочной серии от ультракислых до щелочных. Графики REE характеризуются постепенным изменением Eu минимума от глубокого – $(Eu/Eu^*)_n$=0,02–0,12 до слабо проявленного – $(Eu/Eu^*)_n$=0,73–0,84 при $(La/Yb)_n$=2,6–16,4. Породы обогащены Rb, Th, Nb, Hf, Zr и обеднены Sr, Ba. По своим геохимическим характеристикам они близки гранитоидам, сформированным в пост- или синколлизионной обстановке.

Вывод. Анализ геологических, изотопно-, петро- и геохимических, характеристик плутонических пород восточного звена МООП показал, что по геодинамической принадлежности их можно разделить на две группы:

надсубдукционные и син- или постколлизионные образования. А анализ времени их формирования отрицает устоявшееся представление об омоложении магматизма по направлению к окраине континента, так как все процессы магмообразования отражают индивидуальность эволюции того геологического объекта, в пределах которого шло их становление.

Литература:
Дербеко И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Германия, Саарбрюккен: LAMBERT Academic Publishing GmbH&Co.KG. 2012. 97 с.
Derbeko I. Bimodal Volcano-Plutonic Complexes in the Northern Frames of Eastern Section of Mongol-Okhotsk Orogenic Belt // J. of Earth Science and Engineering. – 2012. – V.2. №2. – P. 84–96.
Дербеко И.М. Адакитовый магматизм, как показатель начала субдукционного режима вдоль южного обрамления восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения лиосферных плит: Материалы Третьей Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 20–23 сентября 2016 г. Владивосток: Дальнаука. –2016. – С. 268–271.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ТЕПЛОВАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Диденко А.Н., Носырев М.Ю., Гильманова Г.З.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, itig@itig.as.khb.ru

Проведена оценка величины геотермического градиента земной коры региона, которая основана на методе определения глубины подошвы магнитоактивного слоя с помощью спектрального анализа аномального магнитного поля [Spector, Grant, 1970; Tanaka et al. 1999]. Эта глубина отождествляется с глубиной перехода магнетита из ферримагнитного состояния в парамагнитное при температуре 578°C (CPD).

Структура поверхностного теплового потока в континентальных областях определяется тремя основными источниками: коровым радиогенным теплом, нестационарным «орогенным теплом» и мантийным [Хуторской, Поляк, 2016]. Полагаем, что наблюдаемые различия в глубине CPD региона связаны в основном с третьим компонентом – проявлением глубинных высокоэнергетических процессов, в том числе и на ранних стадиях становления Сихотэ-Алиньского орогенного пояса (субдукция, эклогитизация, подъем мантийных диапиров, глубинные разломы и пр.).

Размах величины геотермического градиента на исследуемой территории весьма существенен: минимальное значение составляет 19.3 °/км, максимальное – 44.1 °/км (среднее арифм. =27,4±4,7 и среднее геом. =27,0±1,2). Максимальные значения геотермического градиента на изученной территории наблюдается в 6-ти областях, и все они, за исключением одной, по географическому положению совпадают с площадями максимального выделения энергии при землетрясениях, зафиксированных здесь с 1886 по 2013 гг. [Диденко и др., 2017].

Первая – располагается немного севернее г. Владивосток и связана она, вероятнее всего, с выделяемой энергией при глубокофокусных землетрясениях, причиной которых является субдукция Тихоокеанской океанической плиты под Амурскую континентальную. Остальные 4 области связаны с областями максимумов выделения энергии при коровых землетрясениях: 1) одна на побережье Татарского пролива в районе гг. Ванино и Советской Гавани; 2) три другие области связаны с наиболее активными участками земной коры в Харпийско-Курско-Приамурской зоне северо-восточного простирания, являющейся северным сегментом трансрегиональной разломной системы Тан-Лу.

Выделяется и шестая область максимального геотермического градиента, в центре которой его значение достигает 40 °/км, в зоне действия Центрально-Сихотэ-Алиньского разлома юго-восточнее г. Хабаровск. Здесь за последние 130 лет значительных сейсмических событий не зафиксировано.

Исследование выполнено за счет средств грантов РНФ (проект № 16-17-00015), РФФИ (проект № 15-05-03171) и в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

Литература:
Диденко А.Н., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Меркулова Т.В., Архипов М.В. Формализованный анализ коровой сейсмичности Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий // Тихоокеанская геология. 2017. № 2. С. 58–69.
Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Роль радиогенной генерации в формировании поверхностного теплового потока // Геотектоника. 2016. № 2. С. 43–61.
Spector A., Grant F.S. A Statistical models for interpreting aeromagnetic data // Geophysics. 1970. V. 35. No. 2. P. 293–302.
Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 461–470.

ИЗОТОПНЫЕ SM-ND ХАРАКТЕРИСТИКИ СУБДУКЦИОННО-АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА И РОЛЬ ПОСЛЕДНЕЙ В ПРОЦЕССАХ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

Дриль С.И., Носкова Ю.В., Бельков Д.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, sdril@igc.irk.ru

К настоящему времени разработаны многочисленные геодинамические модели развития Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), важной составной частью которого является Монголо-Охотский пояс (МОП). Все тектонические модели формирования позднерифейских-палеозойских структур ЦАСП подчеркивают существенное значение субдукционных процессов вдоль окраин Северо-Азиатского кратона в этот интервал времени. Коллаж террейнов, образующий складчатые пояса Центральной Азии, включая МОП, формировался главным образом в результате аккреции к окраине Сибирского палеоконтинента террейнов островных дуг, аккреционных клиньев, турбидитовых террейнов, террейнов континентальных склонов. Именно этот субдукционно-аккреционный коровый субстрат стал вмещающей средой для последующих процессов гранитообразования.

Основной объем отложений аккреционного клина в Забайкальской части МОП, представлен породами кулиндинской, ононской и чиндантской свит, объединенных в составе Ононского террейна. Для первой свиты характерно сочетание метабазитов, микрокварцитов (метакремней) и терригенных метаосадочных пород, тогда как в составе двух последних резко преобладают терригенные метаосадочные образования. Положительные величины $eNd_{(385–475MA)}$=+1,9–(+9,5) для всех типов базальтоидов указывают на их связь с деплетированным мантийным источником, за исключением единичных составов, имеющих «эпсилон»-отрицательные характеристики ($eNd_{(385–475MA)}$=(-1,4)–(-3,8)). Изотопный состав Nd в метаосадочных породах всех трех свит близок – $eNd_{(385–475)}$=(-6,3)–(+2,8), а величины модельных изотопных возрастов лежат в пределах $T_{Nd(DM-2)}$=1161-1575 МА.

Вдоль северо-западной (в современных координатах) границы пояса в пределах Восточного Забайкалья магматическими индикаторами островодужной обстановки в позднем палеозое служат интрузии береинского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса и тесно пространственно связанные с ними вулканогенно-осадочные образования каменской свиты, объединяемые в составе Каменского островодужного террейна. Отложения уртуйской свиты Восточного Забайкалья указывают на существование зоны субдукции вдоль юго-восточной окраины Монголо-Охотского палеоокеана. Как интрузивные, так и вулканогенные породы Каменского островодужного террейна имеют положительные величины eNd. Величина $eNd_{(300MA)}$=+3,8–(+7,5) в базальтах каменской свиты совпадает с таковыми в диоритах и плагиогранитах Береинского комплекса – $eNd_{(300MA)}$=+3,1–(+4,1). Близки и модельные Nd изотопные возрасты базальтов – T_{Nd}(DM)=920 МА, и интрузий среднего-кислого состава – T_{Nd}(DM-2)=770–940 МА. Величины $eNd_{(350MA)}$ в метабазитах уртуйской свиты положительны и лежат в пределах +2,8–(+5,1) при T_{Nd}(DM)=820-940 МА. Поступление вулканогенного материала в бассейн осадконакопления не могло не сказаться на изотопных характеристиках осадков, накапливавшихся вблизи островных дуг и (или) активных континентальных окраин. Так, туфоалевролиты каменской свиты имеют положительные значения $eNd_{(300)}$=+2,8–(+6,4) при T_{Nd}(DM-2)=550–850 МА, что свидетельствует о значительной доле относительно молодого ювенильного корового вещества в составе этих осадочных пород. Туфоалевролиты уртуйской свиты имеют более низкие величины $eNd_{(350)}$=0,1–(-3,2) при более древних модельных Nd изотопных возрастах – T_{Nd}(DM-2)=1060–1380 МА. Это свидетельствует о большей доле древнего корового вещества в источнике сноса уртуйской свиты по сравнению с каменской.

Позднепалеозойские коллизионные процессы на окраинах Монголо-Охотского палеоокеана сформировали пояс интрузий и батолитов палингенных известково-щелочных гранитоидов ундинского и олекминского комплексов Восточного Забайкалья. Граниты Верхнеундинского батолита этого комплекса имеют величины $eNd_{(275MA)}$=-5,0–(-1,9) и модельные возрасты T_{Nd}(DM-2)=1210–1470 МА. Гранитоиды олекминского комплекса широко развиты вдоль юго-восточного края Западно-Становой террейна МОП. Полученные изотопные Sm-Nd характеристики гранитов олекминского комплекса – $eNd_{(316MA)}$=-5,1–(-5,7) и T_{Nd}(DM-2)=1520–1890 МА, свидетельствуют о присутствии в источнике этих гранитов материала более древнего, по сравнению с гранитами ундинского комплекса.

Таким образом, близость Sm-Nd изотопных характеристик гранитоидов и метатерригенных пород аккреционного клина МОП может служить подтверждением возможного участия последних в процессах корового магмообразования. Изотопные Sm-Nd метки рифейской изотопной коровой провинции Центральной Азии являются преобладающими для большинства гранитоидов МОП. Это может служить свидетельством того, что позднепалеозойские корообразующие процессы в пределах этого складчатого пояса приводили лишь к переработке уже существовавшего более древнего корового вещества.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-05079) и гранта Президента РФ НШ-9638.2016.5.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ВУЛКАНИЗМА МАЛОГО КАВКАЗА

Имамвердиев Н.А[1], Романько А.Е[2]., Велиев А.А[3]., Гасангулиева М.Я[4].

[1]Бакинский государственный университет, Баку, inazim17@yahoo.com; [2]Геологический институт РАН, Россия, Москва, a-romanko@ya.ru; [3]Азербайджанская международная рудная компания, Баку, anar.veliyev@aimc.az; [4]Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана, Баку, mina69@rambler.ru

В Кавказском сегменте Альпийско-Гималайского складчатого пояса позднекайнозойский коллизионный вулканизм проявился в обстановке субмеридионального сжатия пояса, вызванного ускоренным перемещением в северном направлении Аравийской плиты вследствие раскрытия в среднем миоцене (примерно 15–10 млн лет назад) Красного моря [Короновский, Демина, 1999].

В центральной части Малого Кавказа позднекайнозойский вулканизм проявился в двух этапах: позднемиоцен-нижний плиоценовом и позднеплиоцен-четвертичном. На первом этапе формировалась дифференцированная андезит-дацит-риолитовая, во втором – бимодальная риолитовая и слабо дифференцированная трахибазальт-базальтовая трахиандезит-трахиандезитовая ассоциации [Имамвердиев, 2000].

По петролого-геохимическим данным неогеновые вулканиты обеднены совместимыми элементами и умеренно-сильно обогащены несовместимыми элементами (Ba, Th, La) и характеризуются высокими Th/Yb, Zr/Y отношениями. Верхнеплиоцен-четвертичные мафические и средние породы обогащены LILE, LREE и HFSE по отношению к MORB и оба имеют высокое LILE/HFSE отношение (например, Ba/Nb). В противоположность этому содержание Ti, Y и HREE более низкое по отношению к примитивной мантии. Известково-щелочные средние неогеновые породы в отличие от четвертичных субщелочных пород обеднены Ti. Ba/Nb отношение в субщелочных породах также несколько ниже.

На нормированных спайдер-диаграммах для основных и средних пород наблюдаются Nb, Ta, Hf и Zr минимумы, которые более ясно выражены для салических пород. Кроме того, салические породы сильно обогащены Rb, Ba, Th, La и обеднены Ti, Yb, Y относительно примитивной мантии. Обогащение несовместимыми элементами предполагает, что источник расплава, из которого была получена магма, была метасоматизированная литосферная мантия, обогащенная калием и несовместимыми элементами.

Геохимические данные, в частности высокие Th/Nb, Ba/Nb, K/Ti, а также низкие Nb/Y и Ti/Y отношения, в сочетании с региональными геологическими данными, показывают, что мантийные источники под Малым Кавказом метасоматизированы более древними субдукционными процессами, в которых содержатся высоко K- и низко- HFSE водные флюиды [Dilek Yildirimetal., 2000]. Высокое содержание La, Th, Ce, Pb можно объяснить и загрязнением материала Земной коры. Частичное плавление субконтинентальной мантийной литосферы и процессы ассимиляционно-фракционной кристаллизации (AFC) контролировали эволюцию магм, которые развивались в коллизионных магматических поясах Малого Кавказа.

Основные петрогеохимические данные показывают, что коллизионные позднекайнозойские вулканиты образовались при различной степени плавления субдукционно-обогащенной субконтинентальной литосферной мантии. Увеличение щелочности пород от позднего миоцена к четвертичному времени, а также характерные для них высокие величины La/Yb отношений и обогащение LILE компонентами обусловлены влиянием надсубдукционного источника вещества. Эти данные указывают на присутствие под современной структурой Турецко-Иранского плато, в том числе Малого Кавказа, вещества надсубдукциооной метасоматизированной мантии. Частичное плавление поднимающейся астеносферы в Аравийско-Евразиатской коллизионной зоне способствовало обогащению магм щелочными компонентами более молодых вулканических образований и вызвало, вероятно, региональную деламинацию литосферы.

Литература:

Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку, изд. «Нафта-Пресс», 2000. 192 с.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.

Dilek Yildirim, Imamverdiyev Nazim, Altunkaynak Şafak Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint //International Geology Review, 2010, volume 52, issue 4–6, p.536–578.

ОСОБЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ЮЖНОГО САНГИЛЕНА, СФОРМИРОВАННЫХ В СЛОЖНОЙ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ

Кузнецова Л.Г.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, lkuzn@igc.irk.ru

Южно-Сангиленский пегматитовый пояс (ЮСП) протяженностью более 120 км находится на Сангиленском нагорье, являющемся частью Тувино-Монгольского массива (ТММ), расположенного в каледонской Центрально-Азиатской складчатой области. Магматические ассоциации ТММ в раннем палеозое формировались в условиях аккреционно-коллизионного геодинамического режима, сопровождавшегося воздействием Алтае-Саянского плюма [Козаков и др., 2003], что привело к образованию интрузий, сложенных габброидами и гранитоидами разнообразного состава. ЮСП контролируется региональным Качикским глубинным разломом и включает шесть пегматитовых полей, в которых выявлено более 20 проявлений редкометальных пегматитов и крупное месторождение лития Тастыг. Вмещающие известняки и метатерригенные породы ($V\text{-}Є_1$) метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Возраст плутонических пород ЮСП, включающих несколько комплексов габбро и гранитоидов, по нашим данным (U-Pb по цирконам), отвечает интервалу проявления раннепалеозойского коллизионного орогенеза (520–480 млн лет), установленному на Западном Сангилене [Козаков и др., 2003, Владимиров и др., 2005].

В ЮСП распространены плагиогранитоиды, выплавленные на разной глубине, возраст которых (517–508 млн лет) соответствует раннему этапу коллизионного орогенеза, и серия HKCA гранитоидов, завершившаяся на позднеколлизионном этапе внедрением субщелочных высококалиевых гранитов А-типа кыстарысского комплекса (489±6 млн лет) и ассоциированных с ними редкометальных пегматитов (494–483 млн лет). Согласно результатам изотопных (Rb-Sr, Sm-Nd) исследований габбро-гранитных плутонических ассоциаций ЮСП, главными факторами, влиявшими на их геохимические особенности, были: (1) изменение в ходе коллизионного орогенеза состава мантийных источников и (2) вовлечение в процессы корового плавления все более древнего и радиогенного субстрата. Они наиболее проявились в составе гранитов кыстарысского комплекса, сформировавших 4 плутона, вблизи которых в основном локализованы сподуменовые пегматиты. Состав гранитов во всех плутонах характеризуется умеренной щелочностью (Kagp=0,76–0,86), умеренной глиноземистостью (A/CNK=1,0–1,1), высокими железистостью (f_{Fe}*=0,84–0,93) и калиевостью. Благодаря обогащению, наряду с Li, Ta, Be, Sn, также Zr, Nb, REE, они классифицируются как постколлизионные, переходные к внутриплитным. Изотопно-геохимические характеристики гранитов из всех плутонов очень близки между собой и с данными сподуменовых пегматитов Хусуингольского и Хартынского полей, что свидетельствуют об их генетической или парагенетической связи.

Редкометальные пегматиты ЮСП содержат породообразующий сподумен и относятся к сподуменовому подтипу литиеносных гранитных пегматитов. Последние по своей редкометальной специализации (Li-Ta-Cs) принадлежат к семейству LCT пегматитов, считающихся производными гранитов S-типа [Černý et al, 2012]. Они противопоставляются редкометальным пегматитам семейства NIF (Nb-Y-F) – производным гранитов А-типа. Поэтому интересно, что в составе сподуменовых пегматитов Хусуингольского и Хартынского полей на востоке и на западе ЮСП проявлены признаки пегматитов NIF: сподумен иногда ассоциирует с амазонитом и железо-литиевыми слюдами, распространены акцессорные минералы HFSE, Y и REE, их содержания в валовом составе пород повышены. В то же время, сподуменовые пегматиты ряда полей в центре ЮСП не имеют признаков NIF специализации. Эти различия, проявившиеся на региональном уровне, не согласуются с версией генетической связи всех сподуменовых пегматитов ЮСП с гранитами кыстарысского комплекса, отличающихся постоянством геохимических характеристик.

Согласно новым исследованиям в Хартынском поле, формированию редкометальных сподуменовых пегматитов со смешанными LCT-NIF характеристиками здесь предшествовало внедрение даек бимодальной ассоциации высокотитанистых монцогаббро и щелочных эгириновых гранитов, обогащенных Zr (0,1–0,15 мас. %), Nb (60–300 ppm), Y (80–150 ppm) и REE (ΣREE=0,05–0,08 мас. %), но бедных Li и F. Их внедрение на позднеколлизионном этапе могло быть вызвано проявлением Алтае-Саянского плюма [Козаков и др., 2003]. Часть даек интенсивно разгнейсована и преобразована в щелочные метасоматиты, еще более обогащенные теми же редкими элементами. Возможно, глубинный источник литиеносных пегматитовых расплавов Хартынского поля также был контаминирован флюидами, связанными с предшествовавшими щелочными породами. Таким образом, редкометальные пегматиты с контрастными LCT-NIF геохимическими характеристиками могут служить индикаторами сложного палеогеодинамического режима.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-06709-а

Литература:

Козаков И.К. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. – 2003 – Т. 11. – № 2. – с. 174–190.

Владимиров В.Г. и др. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН. – 2005. – Т. 405. – № 2. – С. 82–88.

Černý, P., et al. Granitic pegmatites as reflections of their sources // Elements. – 2012 – V. 8, – p. 289–294.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА И ОСОБЕННОСТИ ИХ ГЕНЕЗИСА (ШАРАНУРСКИЙ И АИНСКИЙ КОМПЛЕКСЫ)

Кущ Л.В., Шептякова Н.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, kousch@igc.irk.ru.ru

Ольхонский регион (Приольхонье и о. Ольхон) протягивается вдоль западного берега оз. Байкал. По структурно-геологическим исследованиям В.С. Федоровского с коллегами [Федоровский и др., 1995] толща представляет собой коллаж тектонических пластин, образовавшихся в результате каледонской коллизии и сложенных породами ольхонской и ангинской толщ.

Наиболее крупномасштабные проявления гранитоидного магматизма в Ольхонском регионе связаны с шаранурским комплексом, который представлен как автохтонными, так и аллохтонными фациями. На острове Ольхон исследования проводились на примере трех крупных массивов: Шаранурский, Ташкинейский и Юго-Западный. По данным U-Pb датирования (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) средний возраст центральных частей магматических цирконов в K-Na известково-щелочных гранитоидах шаранурского комплекса равен 505 млн лет, краевых – 477 млн лет. [Макрыгина и др., 2010]. Другими исследователями получен возраст по граносиенитам и кварцевым сиенитам в 495±6 млн лет [Гладкочуб и др., 2010], который близок по времени формирования к K-Na шаранурским гранитоидам, что подтверждает генетическое родство этих известково-щелочных и субщелочных гранитоидов. Гранитоиды шаранурского комплекса по многим элементам близки к среднему составу континентальной коры, но отмечается заметное обогащение – Rb, Pb, Ba, Th и K. Характер распределения редкоземельных элементов, выражен обогащением пород легкими лантаноидами относительно тяжелых элементов редкоземельного спектра. На основании проведенных сравнительных геохимических исследований выявлено, что источником расплавов раннепалеозойских гранитоидов шаранурского комплекса Прибайкалья мог служить коровый субстрат, что также является критерием их образования в коллизионной геодинамической обстановке.

Аинский комплекс гранитов выделен при изучении многофазного Аинского массива, расположенного на водоразделе между бухтой Ая и заливом Усть-Анга в Западном Прибайкалье [Иванов, Шмакин, 1980]. Судя по секущим интрузивным взаимоотношениям различных типов гранитов в Аинском массиве правомерно выделение трех интрузивных фаз: крупнозернистых биотитовых гранитов ранней фазы, занимающих северо-восточную и южную части массива, средне- мелкозернистых лейкогранитов 2-й фазы, распространенных в его западной и центральной частях и заключительной фазы жильных гранитов и пегматитов. Особое геологическое положение занимают в массиве редкие жилы редкометалльных амазонитовых пегматитов, которые могут быть не связаны с его формированием. Гранитоиды 1 фазы Аинского массива имеют близкий химический состав к K-Na гранитоидам шаранурского комплекса, отличаясь повышенными концентрациями Th, Ta, Li, и пониженными – Ba, La, F, Sr, а также отчетливо выраженным Eu-минимумом. Лейкограниты 2 фазы аинского комплекса, содержащие флюорит, имеют близкий редкоэлементный состав к биотитовым гранитам, отличаясь повышенным содержанием Ta, но пониженными – La, Nd, Sm, Sn, Li, а также более высокими концентрациями тяжелых редкоземельных элементов. Геохимические особенности различных фаз Аинского массива характеризует процесс магматической дифференциации многофазной интрузии. Совершенно иным типом распределения редких элементов обладают амазонитовые пегматиты, которые имеют максимальные концентрации Cs, Rb, Pb, Be, F, Ta, Sn, Li, Lu, Yb и Y, но минимальные – Ba, La, Nd, Zr, Sr и Eu.

Сравнительное геохимическое изучение редкометалльных аинских пегматитов и пегматоидных гранитов с Be-минерализацией (п. Ташкиней, о. Ольхон) показало, что для них характерны глубокие минимумы концентраций Ba, Sr, Zr и Eu, и они резко обогащены многими литофильными элементами: Cs, Rb, Be, Ta, Nb, Sn, W, Ga, Y. Вместе с тем, эти два типа редкометалльных пород различаются между собой по редкоэлементному составу. Полученные геохимические и возрастные и данные для редкометалльных пегматоидных гранитов с Be-минерализацией – 390±5 млн лет, подтверждают отсутствие какой-либо генетической связи этих пород с раннепалеозойскими коллизионными гранитоидами шаранурского комплекса. Эти редкометалльные породы относятся уже к внутриплитному этапу тектогенеза.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ №15-05-02772

Литература:

Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М.: Наука, 1980. – 218 с.

Макрыгина В.А., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В. Nd-Sr систематика метамагматических пород ангинской и таланчанской толщ средней части озера Байкал // Геохимия. – 2010. – № 10. – С. 1040–1048.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. – 1995. – № 3. – С. 3–22.

ДВА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА ПРИБАЙКАЛЬЯ – ПЕРЕХОД К ГЕРЦИНСКОЙ ВНУТРИПЛИТНОЙ ОБСТАНОВКЕ

Макрыгина В.А., Антипин В.С., Суворова Л.Ф., Макагон В.М.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, vmakr@igc.irk.ru

В Ольхонском регионе мигматиты, гранитогнейсы, граниты шаранурского комплекса, среднезернистые граниты массивов Ая, Саса и Сапшилан, а также граносиениты по геохимическим особенностям и характеру эволюции представляют ряд развития каледонского синколлизионного гранитообразования (495–465 млн лет). Появление среди жильной серии массива Ая, в Тажеранском, Бирхинском (Нарын-Кунта) и Бугульдейском габброидных массивах амазонитсодержащих пегматитов, являющихся редкометалльными образованиями, а также находка бериллоносного ташкинейского пегматоидного гранита на о. Ольхон требует особого рассмотрения. Они, имеют преимущественно субмеридиональное простирание, возраст 390 млн лет и обогащены многими редкими элементами.

Амазонитовые пегматиты резко выделяется среди вмещающих аинских гранитов высокими концентрациями литофильных (Li (130–9900 ppm), Rb (395–7205), Cs (256–3400), Pb (90–243), Be (15–160), F (700–4300)) и высокозарядных (Nb (113–2500), Ta (128–8000)) редких элементов, низкими содержаниями Ba, Sr и повышением к концу эволюции пегматитов HREE. По всем признакам они относятся к Li-F геохимическому типу гранитов. Наиболее богатая минерализация обнаружена и изучена В.М. Макагоном в жиле Иликсин [2013]. Помимо литиевых слюд**,** розового берилла, полихромного турмалина, самарскита в ней на микрозонде определены минералы ряда висмутотанталит и висмутоколумбит, а также микролит, монацит и циркон. В Тажеранском массиве, м. Улан-Нур [Шмакин и др., 1973] в амазонитсодержащей жиле, секущей контакт щелочных сиенитов и мраморов, среди минералов установлены: турмалин, гранат, алланит, циркон, тантало-ниобаты, циркон, титанит, апатит, редко рутил, берилл, монацит, висмутин, молибденит и флюорит. Влияние вмещающих щелочных пород выражается в появлении в амазонитовых пегматитах пирохлора, циртолита, фергусонита, торита и пироморфита. Все эти образования маркируют цепочку габброидных массивов, залегающих в ангинской толще. Основная по составу вмещающая среда характерна для локализации всех крупных редкометалльных объектов Мира, хотя изученные объекты, кроме керамического сырья, промышленного значения не имеют.

В ольхонской серии найдено пока одно проявление редкометалльного пегматоидного гранита в верховьях пади Ташкиней, но оно имеет совсем другую геохимическую специфику. Бериллоносный зональный пегматоидный гранит представляет жилообразное разветвленное к северу тело длиной свыше 200 м и мощностью до 12–20 м, имеет субмеридиональное простирание и внедрилось, вероятно, по зоне разлома в породы гнейсо-сланцевой толщи. В отдельных гнездах в нем развиты голубые аквамарины размером до 5–8 см в длину. В полированных шлифах пегматоидных гранитов на микрозонде обнаружены монацит, циркон, ксенотим, касситерит, вольфрамит, тортвейтит, эвксенит и целая группа сложных титато-тантало-ниобатов, размерами 10–25 микрон с примесями U, Th, W, Sn и Sc. Они обладают аномальными геохимическими особенностями с глубокими минимумами концентраций Li, Ba, Sr, Eu, а также – Zr, но в то же время обогащены многими литофильными и высокозарядными элементами: Cs, Rb (380–1994 ppm), Be (335–1748), Ta (30–78), Nb (55–199), Sn (51–120), W, Ga (33–95), Sc (40–155), Y (60–322). Эти редкометалльные породы, очевидно, формировались при незначительной роли флюидов, так как концентрации фтора и бора в них существенно ниже средних значений в континентальной коре. Редкометалльные пегматоидные граниты, в отличие от типичных шаранурских гранитоидов о. Ольхон, имеют самые низкие индикаторные отношения Zr/Hf и Nb/Ta, что также отличает их от геохимического типа Li-F гранитов Прибайкалья [Антипин и др., 2014]. Редкометалльные граниты генетически не связаны с шаранурским гранитоидным комплексом, и, вероятно, относятся уже к новому герцинскому этапу внутриплитного тектогенеза. На диаграмме TAS точки редкометалльных пегматоидных гранитов образуют отдельный тренд, уходящий в субщелочную-щелочную область. Таким образом, в южной части Ольхонского региона мы имеем цепочку более молодых редкометалльных пегматоидных гранитов, относящихся к двум геохимическим типам – Li-F и Rb-Be-Nb-Sc, залегающих в разных толщах (ангинской и ольхонской), также имеющих геохимические отличия между собой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 15-05-02772.

Литература:

Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А. Геохимия раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья и их геодинамическая интерпретация (хр. Хамар-Дабан, о. Ольхон) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 228–243.

Makagon V.M., Belozerova O.Yu. Bismutotantalite from pegmatites of the Western Baikal Region, East Siberia, Russia // PEG 2013. Abstracts, New Hampshire, USA, pp. 88–89.

Шмакин Б.М., Макагон В.М., Конев А.А., Иванов А.Н. Амазонитовые пегматиты Приольхонья (Зап. Прибайкалье // ЗВМО, 1973. Ч.103. Вып. 5. С. 591–599.

ГЕОХИМИЯ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Малиновский А.И.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, malinovsky@fegi.ru

Западно-Сахалинский террейн входит в состав мезозойско-кайнозойского Сахалинско-Камчатского орогенного пояса и является одной из главнейших тектонических структур зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту [Геодинамика, магматизм…, 2006]. В пределах террейна широко развиты меловые терригенные отложения, вещественный состав и, в частности, геохимические особенности которых, изучены крайне слабо.

Изучение геохимических особенностей терригенных пород седиментационных бассейнов имеет большое значение для получения достаточно объективной информации о положении, типе и породном составе областей питания, а также для реконструкции геодинамических обстановок формирования самих бассейнов седиментации [Маслов и др., 2012; Bhatia, Crook, 1986; Cullers 2002; Maynard et al., 1982 и др.]. Наиболее информативными в этом отношении являются песчаники, выбранные в качестве основного объекта исследований. Дополнительно привлекались данные по составу глинисто-алевритовых пород.

Берриас-датские отложения террейна представлены морскими, в различной степени дислоцированными, терригенными и вулканогенно-осадочными породами общей мощностью до 9000 м. В целом наблюдается тенденция относительного обмеления Западно-Сахалинского палеобассейна при перемещении с юга на север и снизу вверх по разрезу при значительном увеличении мощности отложений.

По химическому составу песчаники террейна довольно однородны и по своим показателям относятся, главным образом, к типичным грауваккам [Петтиджон и др., 1976]. Глинисто-алевритовые породы по составу близки к песчаникам, отличаясь лишь пониженным содержанием кремнекислоты.

Анализ ряда петрохимических модулей и модульных диаграмм [Юдович, Кетрис, 2000] свидетельствуют о: 1) невысоким уровнем зрелости пород, т.е. об их образовании за счет механического разрушения материнских пород при подчиненной роли химического выветривания, 2) уровне фемичности, в целом соответствущем грауваккам, 3) невысокой титанистости, но повышенной нормативной щелочности, что связано, с одной стороны, с присутствием в песчаниках островодужной вулканокластики низкотитанистых (но высокоглиноземистых) серий, а с другой – обломков кислых изверженных пород, 4) принадлежности отложения к петрогенным или «first cycle» породам.

Суммарные содержания РЗЭ в терригенных породах относительно невелики (в среднем от 82 до 164 г/т), а спектры их распределения, нормализованных к составу хондрита, характеризуются нормальными трендами распределения с умеренной степенью фракционирования и невысоким отношением легких элементов к тяжелым (La_N/Yb_N=5,79–12,15), а также отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu*=0,59–0,84). По сравнению с постархейским австралийским средним глинистым сланцем (PAAS), все песчаники незначительно обеднены как легкими, так и тяжелыми элементами (в 1,1–2,8 раза).

Обобщение и интерпретация полученных данных по геохимии терригенных пород Западно-Сахалинского террейна позволяет предполагать, что их накопление происходило вдоль границы континент-океан в бассейне, связанном с крупномасштабными левосторонними трансформными скольжениями плиты Изанаги относительно Евразиатского континента. Область питания, поставлявшая обломочный материал в этот бассейн, объединяла в себе сиалическую сушу, сложенную гранитно-метаморфическими породами, и зрелую глубоко расчлененную энсиалическую Монероно-Самаргинскую островную дугу, аккретированная к краю континента к моменту заложения бассейна.

Литература:

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. Ханчука А.И. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. – 981 с.

Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З. К оценке палеогеодинамических обстановок формирования осадочных последовательностей нижнего и среднего рифея Учуро-Майского региона и Башкирского мегантиклинория // Тихоокеан. геология. – 2012. – Т. 31, № 5. – С. 55–68.

Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. – М.: Мир, 1976. – 535 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.

Bhatia M.R., Crook A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. – 1986. – V. 92. – P. 181–193.

Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions. And metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. – 2002. – V. 191. – P. 305–327.

Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. – Oxford; London; Edinburgh; Melbourne, 1982. – P. 551–561.

МИНЕРАЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПИКРОБАЗАЛЬТОВ ХРЕБТА ХЭНТЕЙ, ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

Медведев А.Я., Горнова М.А., Боролдоева В.В., Каримов А.А., Беляев В.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Нами проведено микрозондовое изучение минералов кайнозойских щелочных пикробазальтов из лавового плато устья р. Харчевка, правого притока р. Буркал.

Исследованные породы представлены афировыми и порфировыми разновидностями. Предварительно отметим, что порфировая структура большей частью вызвана наличием ксенокристов оливина и, в меньшей, – фенокристов оливина и клинопироксена. Основная масса сложена мелкими зернами оливина 0,2х0,3 мм, пироксена менее 0,4 мм, тонкими лейстами плагиоклаза (длиной до 0,1 мм), микрокристами апатита ≈0,02 мм и рудными минералами.

Оливины представлены двумя разновидностями: крупные вкрапленники и мелкие зерна в основной массе. Во всех исследуемых образцах наблюдаются два вида крупных зерен оливина, которые отличаются по магнезиальности в центре зерна – Ol_1 и Ol_2. Ol_1 имеют самую высокую магнезиальность – 0,90-0,91, характерную для перидотитовых ксенолитов, поэтому интерпретируются нами как ксенокристы. Ol_2 имеет магнезиальность в центре зерна ниже, чем Ol_1, и составляет 0,84. Причем наблюдается уменьшение магнезиальности и увеличение CaO от центра зерна к краю. Ol_2 интерпретируется нами как фенокристы, кристаллизовавшиеся из базальтового расплава [Libourel, 1999]. Мелкие зерна оливина в основной массе (Ol_3) представлены гомогенными зернами с магнезиальностью 0,70-0,74. По своему составу минерал соответствует краевым частям Ol_2. Таким образом, выделяются несколько разновидностей оливина: Ol_1– ксеногенный (перидотитовый), Ol_2 – базальтовый (I генерация) и Ol_3 – мелкие гомогенные зерна в основной массе (II генерация).

Клинопироксены образуют две генерации: крупные вкрапленники и мелкие зерна в основной массе. В крупных вкрапленниках пироксена наблюдается зональность, которая выражена в уменьшении волластонитового минала и Cr_2O_3, а также в увеличении Na_2O от центра к краю. Скорее всего, они образовались близко-одновременно с Ol_2. Мелкие зерна не зональны и почти полностью соответствует составу краевой части зерна крупных вкрапленников. Вероятнее всего, пироксены первой генерации образовались близко-одновременно с Ol_2. Пироксены второй генерации кристаллизовались из остаточного расплава.

Плагиоклазы и фельдшпатоиды. Плагиоклаз имеет две разновидности: лейсты и микролиты плагиоклаза в интерстициях. Лейсты плагиоклаза соответствуют формуле $Ab_{70–78}An_{15–21}Or_{5–10}$. Микролиты плагиоклаза из интерстиций относятся к менее кислой разности и содержат до 57–63 % альбитового минала. В интерстициях также были обнаружены КПШ, нефелин, лейцит и реликты стекла. По своему составу стекло представлено обводненным нефелиновым твердым раствором.

Окиснорудные минералы. Окиснорудные минералы представлены ильменитом, титаномагнетитом и хромшпинелидом. Ильмениты относятся к пикроильменитам с содержанием MgO до 5 мас. %. В минерале содержатся примеси марганца (до 0,6 мас. %), хрома (до 0,6 мас. %) и алюминия (до 0,6 мас. %). Титаномагнетиты наблюдаются как в виде мономинеральных зерен, так и в срастании с ильменитом. В минерале отмечены высокие содержанияAl_2O_3 и умеренные – NiO, MnO и MgO. В хромшпинелидах наблюдается зональность, которая выражается в увеличении содержания TiO_2 и MgO и уменьшении Cr_2O_3 и FeO от центра к краю зерна.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП "Изотопно-геохимических исследований" ИГХ СО РАН. Работа закончена при финансовой поддержке НШ-9638.2016.5

Литература.

Libourel G. Systematics of calcium partitioning between olivine and silicate melt: implications for melt structure and calcium content of magmatic olivines // Contrib Mineral Petrol., 1999, V. 136, P. 63 - 80.

ПОВЕДЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА И ПЛАТИНЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Мехоношин А.С.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, mekhonos@igc.irk.ru

Существенное значение для решения многих вопросов теории эндогенного рудообразования и петрогенезиса имеет установление закономерностей распределения редких элементов в изверженных горных породах, что позволяет не только рассмотреть фундаментальные проблемы петрологии, но и выявить критерии потенциальной рудоносности магматических тел [Таусон, 1977]. Для ультрабазит-базитовых комплексов ключевыми являются элементы группы железа и платины (ЭПГ).

Ультраосновные породы имеют очень незначительную распространенность в земной коре, но слагают основной объем мантии и их роль в истории эволюции Земли – главенствующая. Теснейшим образом с ними связаны основные породы. При зарождении магм образуется единая система: ультраосновной рестит - базальтовый расплав и при кристаллизации – ультраосновной кумулат - поздние образования основного состава. Несмотря на длительную историю изучения этих пород, открываются все новые и новые проблемы, касающиеся их формирования, перемещения в земную кору, преобразования в иных физико-химических условиях и рудообразования. Развитие современной аналитической базы позволяет на микроуровне рассмотреть распределение элементов группы железа и платины между самородной, оксидной и сульфидной фазами.

Изучение геохимии ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири показало, что поведение этих элементов в каждом типе пород не противоречит гипотезе фазового развития интрузии и раздельной кристаллизации отдельных порций расплава. Дуниты и перидотиты, самые ранние дифференциаты, выделяются по сравнению с другими породами значительной обогащенностью никелем и хромом (в 10–45 раз) и резкой обедненностью скандием (в 20–50 раз). Пироксениты характеризуются максимальным содержанием скандия и очень малым – хрома и никеля; габброидам свойственны максимальные концентрации титана, ванадия и марганца.

Разделение кристаллохимически близких элементов (Ni и Co, Cr и V), подчеркиваемое уменьшением к поздним дифференциатам никель-кобальтовых и хром-ванадиевых отношений, вызвано тем, что никель и хром как элементы, получающие максимальный выигрыш в энергии стабилизации [Бёрнс и др., 1963], всегда обогащают наиболее ранние по времени кристаллизации породы и минералы. Не наблюдается такой большой разницы в содержаниях кобальта и ванадия в конечных членах серии, как это характерно для никеля и хрома. На распределение элементов, не получающих выигрыша в энергии стабилизации при переходе в твердую фазу, например, Co, V, Mn, Sc, в значительной мере влияют щелочность среды и тождественное поведение близких им петрогенных элементов. Так, пути Ti, V, Mn обусловлены поведением железа, которое, как показали многочисленные исследования, в первую очередь определяется парциальным давлением кислорода. Высокие отношения Fe_2O_3/FeO в перидотитах, а также низкая железистость силикатов при высокой общей железистости пород свидетельствуют об окислительном режиме кристаллизации. В этих условиях в рудной фазе концентрировались титан, хром, ванадий, марганец, цирконий, ниобии, а также никель и кобальт. Большее химическое сродство к железу, чем к магнию, в условиях повышенного парциального давления кислорода [Маракушев, Безмен, 1972], очевидно, способствовало вхождению большей части никеля и кобальта в магнетит, а не в оливин.

Повышенные концентрации серы в ультраосновных расплавах резко изменяют поведение таких элементов как никель, кобальт и ЭПГ. На докристаллизационной стадии происходит ликвация сульфидного расплава и вхождение большей части Ni, Co, и ЭПГ в сульфидные системы. Не смотря на позднюю кристаллизацию сульфидного расплава, сульфидная жидкость накапливается в придонных частях магматической камеры. В тоже время сульфидные расплавы в присутствии летучих компонентов, особенно хлора, обогащают верхние горизонты интрузий, образуя малосульфидные платиноносные горизонты [Налдретт, 2003]. Таким образом, на формирование рудных концентраций в ультрабазит-базитовых магмах определяющее влияние имеют активность кислорода и серы.

Работа выполнена в рамках НИР ИГХ СО РАН, а также при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-08843).

Литература:

Бёрнс Р. Д., Кларк Р. Х., Файф В. С. Теория кристаллического поля и некоторые ее геохимические приложения // Химия земной коры. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - Т. 2. - С. 88-106.

Маракушев А. А., Безмен Н.И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. - М.: Наука, 1972. -229 с.

Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2003. - 487 с.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. - М.: Наука, 1977. - 280 с.

ОРИЕНТАЦИЯ ЛАМЕЛЕЙ РАСПАДА В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФЕРРОАВГИТАХ КМА КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА

Пилюгин С.М., Козлова Е.Н.

Воронежский государственный университет, Воронеж, geoscience@yandex.ru

В архейских железисто-кремнистых формациях докембрия КМА (Курско-Бесединский блок) нами детально изучены структуры распада в сосуществующих моноклинных и ромбических пироксенах. Такие структуры в породах первично осадочного происхождения (магнетитовых кварцитах) представляют собой сравнительно уникальное явление.

Известны три регионально метаморфизованных комплекса железисто-кремнистых пород с подобными находками: Скоури, Шотландия [Barnicoat, O'Hara, 1979], Днестр-Бугский (Побужье) и Азовский домены

Украинского щита [Яковлев, Степченко, 1985], Эндерби Лэнд, Антарктика [Sandiford, Powell, 1986; Harley, 1987].

В изученных пироксенах можно выделить две ступени распада: в клинопироксене – это крупные (до 5–10 мкм) и протяженные (направление 001) ламели ортопироксена (Opx1L) в матричном клинопироксене (Cpx1H). Последний, в свою очередь распадается на тонкие (порядка 1 мкм) ламели (направление 100) ортопироксена (Opx2L) и клинопироксен (Cpx2H).

Близкая схема распада характеризует и ортопироксен – крупные (до 50 мкм) протяженные (направление 001) ламели клинопироксена (Cpx1L) в матричном ортопироксене (Opx1H); Cpx1L распадается с выделением тонких ламелей (направление 100) Opx2LL и клинопироксена (Cpx2LH).

Согласно минералогическим наблюдениям [Deer at al., 1997] ламели первой фазы распада в ферроавгите являются инвертированным пижонитом, который неустойчив при ретроградном метаморфизме. При понижении температуры пижонит переходит в ромбический пироксен, кристаллизующийся по кристаллографическому направлению 001.

На основе экспериментальных данных [Skrotzki et al., 1991] Вернером Скротцки была предложена методика определения температуры кристаллизации ламелей по их взаимной ориентации при известной железистости пижонита в ассоциации. Ранее [Fonarev et al., 2006] с использованием микрозонда (отдельные локальные анализы, растровая съемка, набор большого количества локальных анализов по площади зерна) были определены составы продуктов распада и восстановлены первичные составы сосуществующих ферроавгита (En_{23},Fs_{45},Wo_{32}) и пижонита (от En_{24},Fs_{62},Wo_{14} до En_{17},Fs_{72},Wo_{11}) в ассоциациях.

Таким образом, используя взаимное расположение ламелей распада в ферроавгитах и железистость восстановленных составов пижонитов в ассоциации, нами была предпринята попытка определить температуры кристаллизации ламелей. Получено что кристаллизация ламелей распада в ферроавгитах проходила при температурах от 600 до 770ºС. Это нижние температурные интервалы стабильности изученных пироксеновых ассоциаций, отражающие кристаллизацию ламелей второй генерации. Следует отметить, что температуры кристаллизации ламелей второй генерации не могут быть получены классическими методами геотермобарометрии из-за малых размеров (1 мкм) непригодных для проведения локального микрозондового анализа (диаметр пучка около 5 мкм). Полученные данные подтверждают представления о сложной полиметаморфической истории архейских железисто-кремнистых формаций КМА.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (Проект №16-05-01044).

Литература:

Яковлев Б.Г., Степченко С.Б. Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских мафитов. Киев: Наукова Думка, 1985. 224 с.

Barnicoat A.C., O'Hara M.J. High-temperature pyroxenes from an ironstone at Scourie, Sutherland // Mineral. Mag. 1979. V. 43. P. 371-375.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1997): Rock-forming Minerals, 2nd ed., Vol. 2A., Longmans, London.

Fonarev V.I., Pilugin S.M., Savko K.A., Novikova M.A. Exsolution Textures of ortho- and clinopyroxene in high-grade BIF of the Voronezh Crystalline Massif: Evidence of ultrahigh-temperature metamorphism. J. metamorphic Geol. 2006. V. 24. P. 135–151.

Harley S.L. A pyroxene-bearing metaironstone and other pyroxene granulites from Tonagh Island, Enderby Land, Antarctica: further evidence for very high tempereture (> 980˚C) Archean regional metamorphism in the Napier Complex // J. metamorphic Geol. 1987. V. 5. P. 341-356.

Sandiford M., Powell R. Pyroxene exsolution in granulites from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica: Evidence for 1000˚C metamorphic temperatures in Archean continental crust // Am. Mineral. 1986. V. 71. P. 946–954.

Skrotzki, W., Müller, W.F., Weber, K. (1991): Exsolution phenomena in pyroxenes from the Balmuccia Massif, NW-Italy. Eur. J. Mineral., 3, 39–61.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОМАНИКИТОВ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Плотникова И.Н.[1], Остроухов С.Б.[1], Пронин Н.В.[2]

[1]Институт перспективных исследований АН РТ, Казань, irena-2005@rambler.ru;
[2]КФУ, Казань

Геохимические исследования доманикитов территории Татарстана позволили установить, что осадконакопление в семилукское и мендымское время характеризуется периодическим возникновением и активизацией вулканической деятельности, о чем свидетельствуют высокие (больше 25-ти) значения коэффициента (Fe+Mn)/Ti. Широкий диапазон значений коэффициента Ti/Zr также указывает на возможность участия в осадконакоплении частиц вулканогенных образований. Обстановки осадконакопления менялись от слабоокислительных до резко восстановительных – отношение V/(V+Ni) в 10-ти образцах из 23-х свидетельствует в пользу бескислородной и резко восстановительной среды, что согласуется с результатами геохимических исследований рассеянного органического вещества пород семилукского и мендымского горизонтов [Остроухов и др. 2017; Остроухов и др., 2015]. Значение коэффициента Mo/Mn также указывает на частое периодическое возникновение восстановительной обстановки осадконакопления. Установлена прямая зависимость содержания урана от органического вещества. В изученных высокоуглеродистых отложениях содержание целого ряда химических элементов значительно превышает кларковые значения. Значения

петрохимических коэффициентов не противоречит ранее полученным данным о влиянии периодической активизации эндогенных процессов (вулканизм, поступление в бассейн осадконакопления флюидных восстановленных систем) на формирование различных литотипов в разрезе пород доманиковой фации [Афанасьева и др., 2005; Готтих и др., 2007; Милановский и др., 1996; Остроухов и др. 2017; Остроухов и др., 2015].

Формирование высокоуглеродистых толщ доманикового типа обусловлено периодическим возникновением во франско-фаменское время аноксидных событий и придонного сероводородного заражения, высота распространения которого в столбе воды бассейна варьировала, предположительно, в зависимости от интенсивности проявления эндогенных процессов [Остроухов и др. 2017; Остроухов и др., 2015]. Периоды тектоно-магматической активизации обуславливали: 1 – поступление SiO_2 и широкого спектра микроэлементов с продуктами подводного вулканизма и при излиянии глубинных ювенильных вод и восстановленных флюидных систем по зонам активных тектонических разломов [Афанасьева и др., 2005; Готтих и др., 2007]; 2 – возникновение восстановительной и резко восстановительной обстановки и сероводородного заражения значительной части водного столба бассейна, что приводило к мгновенному росту биопродуктивности (возможно, и за счет поступления в бассейн углеводородов), определившей высокие значения $C_{орг.}$ высокоуглеродистых толщ; 3 – пульсирующий характер тектоно-магматической активности определил литологическую неоднородность семилукско-мендымских отложений, а также неравномерность распределения в них ОВ, кремнистой составляющей, резкие и четкие границы между прослоями, обогащенными ОВ, и практически не содержащими его.

Масштаб развития тектоно-магматических событий на границе франского и фаменского ярусов в пределах континентального склона Балтики отражается областью распространения пород доманиковой фации (от Тимано-Печорского бассейна до Прикаспийской впадины), которая контролируется крупномасштабным рифтогенезом средне-позднедевонского времени – обширными зонами дегазации Земли [Афанасьева и др., 2005; Готтих и др., 2007; Милановский и др., 1996]. Интенсивность эндогенной активизации, достигшей пика в семилукское время на обширной территории континентального шельфа, определила широкую область формирования пород доманикитов и доманикоидов в составе саргаевского, семилукского и мендымского горизонтов. Проявление тектоно-магматической активности в последующее геологическое время продолжалось в пределах современных границ Камско-Кинельской системы прогибов, где формирование прослоев пород, обогащенных ОВ, также происходило при воздействии эндогенных флюидных систем, вулканогенного вещества, сероводородного заражения вплоть до конца девонского периода. В период с мендымского времени, на фоне постепенного затухания эндогенного влияния, границы Камско-Кинельской системы сужались, что четко отразилось на характере развития рифогенных построек ее бортовых зон.

Литература:

Афанасьева М.С., Амон Э.О., Чувашов Б.И. Экология и биогеография радиолярий: новый взгляд на проблему. Часть 2. Абиотические факторы, палеогеография радиолярий и морские палеоландшафтные обстановки в геологическом прошлом // Литосфера, 2005. – № 4. – С. 87–117.

Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.И. Роль эндогенных флюидов в формировании углеродсодержащих пород в геологическом разрезе нефтегазоносных провинций // ДАН. – Т. 412. - № 4. – 2007. – С. 524–529.

Милановский Е.Е. Геологическая история и геодинамика позднедокембрийских и фанерозойских рифтов, пострифтовых осадочных бассейнов и инверсионных структур Восточно-Европейской платформы. / Милановский Е.Е., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Бембинова Е.Ю., Болотов С.Н., Ершов А.В., Копаевич Л.Ф., Коротаев М.В., Никишин А.М., Фокин П.А., Фурнэ А.В. // Отчет о НИР № 96-05-65739 (Российский фонд фундаментальных исследований). – 1996.

Остроухов С.Б., Плотникова И.Н., Носова Ф.Ф., Пронин Н.В., Газизов И.Г., Ахманова Т.П. К вопросу о миграционных битумоидах в породах семилукского горизонта Первомайского месторождения нефти // Георесурсы. – № 1. – Т.19. – 2017. – С. 52–58.

Остроухов С.Б., Плотникова И.Н., Носова Ф.Ф., Пронин Н.В. К вопросу о геохимических критериях изучения фациальных условий формирования сланцевых отложений. // Георесурсы. – №3(62). – Т.1. – 2015. – С. 42–46.

ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА АНАХЧИ-ЧИПИКЕТСКОГО ЖИЛЬНОГО ПОЛЯ (ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)

Радомская Т. А.[1], Фёдоров А. М.[1, 2], Будяк А. Е.[1], Макрыгина В. А.[1], Непомнящих А. И.[1, 2]

[1]Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, radomskaya@igc.irk.ru
[2]Иркутский государственный университет, Иркутск

Патомское нагорье расположено в пределах складчатой области на границе с Сибирской платформой. Анахчи-Чипикетское жильное поле является частью Патомского кварцево-жильного района, перспективного на кварц, пригодного для наплава кварцевых стекол. Изученные жилы Анахчи-Чипикетского поля залегают среди терригенных пород балаганахской серии неопротерозойского возраста (хайвергинская (hv) и бугарихтинская (bg) свиты), испытавших метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Вмещающая кварцевые тела толща, расположена между Тонодским поднятием и Бодайбинским синклинорием, и относится к Жуинской структурно-формационной зоне. Более молодые отложения балаганахской и дальнетайгинской серий (бодайбоканская (bd), бужуихтинская (bz) и угаханская (ug) свиты) подстилают оруденение, вследствие

опрокинутого в ЮВ направлении залегания складчатой структуры с кварцево-жильными телами. Кварцевые тела Патомского нагорья делятся на три основных геолого-промышленных группы [Малышев, 1990]: I – жилы гранулированного кварца, образовавшиеся до зонального метаморфизма; II – жилы прозрачного или слабо-прозрачного менее метаморфизованного кварца, сформировавшиеся в процессе зонального метаморфизма; III – жилы молочно-белого непрозрачного или слабо-прозрачного первично-кристаллического кварца, образование которых происходило позже метаморфизма. Жилы, сложенные гранулированным кварцем, залегают субсогласно с вмещающими породами и имеют преимущественно линзовидную форму, реже встречаются плитообразные тела.

Для исследования отбирались образцы из внутренней и приконтактовой (призальбандовой) части жил. Внутренняя часть жил обычно сложена бесцветным, светло-серым, иногда стекловидным кварцем, который в приконтактовых зонах плавно переходит в более тёмно окрашенную дымчатую, дымчато-серую или коричневую разновидность, в которой повышаются содержания минеральных примесей (мусковит, апатит и др.). Центральные части жил по отношению к приконтактовым зонам выполнены более крупнозернистым кварцем, иногда размеры кварцевых зёрен достигают нескольких см, а в случае стекловидного кварца – нескольких десятков см. Кварц приконтактовых частей более трещиноват, а трещины очень часто заполнены гидрооксидами железа. В качестве минеральных примесей в кварцевых зёрнах обнаруживается мусковит и гидроксиды железа, количество которых увеличивается в призальбандовых зонах. Волнистое и мозаичное погасание, наблюдаемое в зёрнах кварца, характерно как для центральных, так и для приконтактовых частей. Такая оптическая неоднородность указывает на внешнее динамометаморфическое воздействие на кварцевые жилы. Отмечается увеличение числа флюидных включений (ФВ) в зёрнах кварца к центральной части жил. ФВ обычно представляют собой двухфазовые газово-жидкие единичные вакуоли или скопления, вытянутые в цепочки и полосы. В области пересечения цепочек флюидных включений с трещинами, заполненных гидроксидами железа, обнаруживаются включения с содержимым охристого цвета. Это позволяет предположить, что образование ФВ произошло до формирования и заполнения трещин гидроксидами железа.

Концентрации редких и редкоземельных элементов в кварце определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Общее содержание примесей в кондиционных пробах не превышает 51 ppm. Отмечается повышенное содержание алюминия (17,6–32,4 ppm) и существенные колебания железа (0,3–14,1 ppm). Кварц с высокими концентрациями примесей характеризуется и значительным количеством минеральных включений – повышенные содержания железа отмечаются в кварце, трещины которого заполнены гидроксидами железа гипергенного происхождения. В то же время не выявлена взаимосвязь роста количества флюидных включений и примесей в кварце. Это позволяет предположить, что основной летучей газово-жидкой примесью в исследованных образцах кварца является вода, и, возможно углеродсодержащие вещества (оксиды углерода, углеводороды).

Распределение РЗЭ в кварцах Анахчи-Чипикетского жильного поля указывает на то, что источником вещества для этих пород могли быть кремнистые осадки морского бассейна. Отчетливый Ce минимум, характерный для таких образований [Дубинин, 2006], сохраняется практически во всех проанализированных пробах, а Eu положительная аномалия усиливается от призальбандовых частей к центральным, свидетельствуя о нарастании восстановительных свойств среды. Наибольший практический интерес представляют гранулированные прозрачные разновидности кварца. Согласно авторским представлениям, такая очистка кварцевого сырья является результатом перекристаллизации на этапе наложенных термодинамических преобразований палеозойского времени, ввиду чего исходные кварцевые тела испытали освобождение от минеральных и структурных примесей.

Литература:

Дубинин А. В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / М.: Наука. 2006. 360 с.
Малышев А. Г. Особенности формирования кварцевых жил в Патомском нагорье // ДАН. 1987.Т. 292. № 2. С. 430–432.

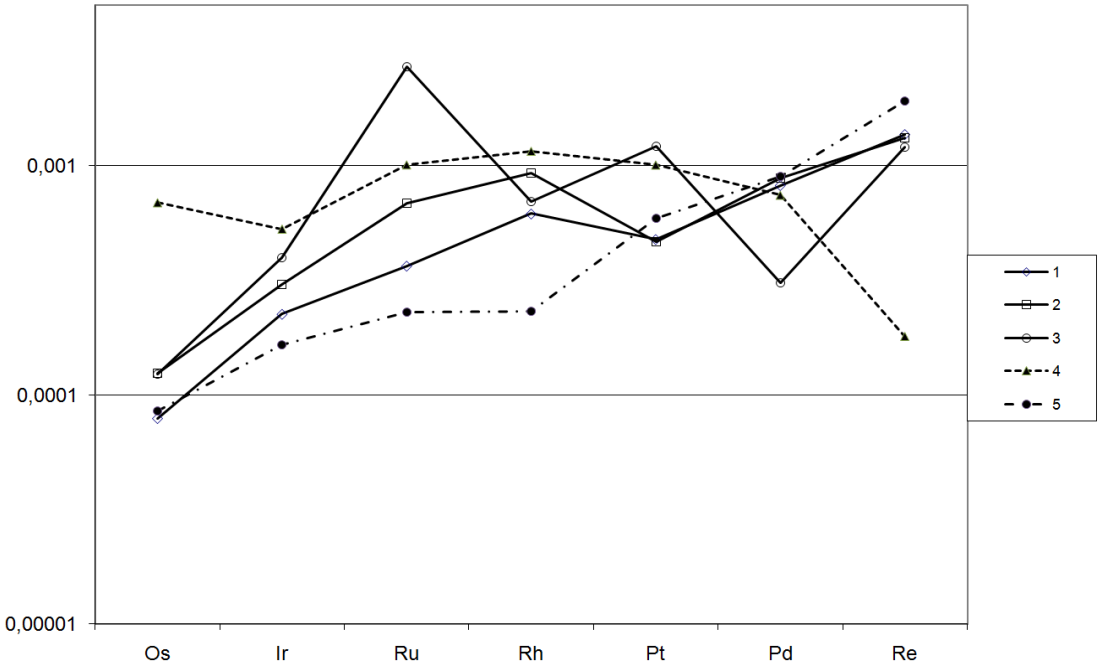
ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В БАЗАЛЬТАХ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА П-ОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

Савельев Д.П.[1], Палесский С.В.[2]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, savelyev@kscnet.ru,; [2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, stas@igm.nsc.ru

В последние два десятилетия элементы платиновой группы (ЭПГ) активно используются для построения петрологических моделей и для идентификации источников вещества магматических комплексов. Наиболее интересными объектами для таких исследований являются офиолитовые комплексы, связанные с плюмовым магматизмом. Одним из таких объектов является офиолитовый комплекс п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка), происхождение которого связывается с меловой деятельностью Гавайского мантийного плюма

[Portnyagin et al, 2008]. В пяти пробах базальтов различных геохимических типов из этого комплекса были определены содержания ЭПГ и Re методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием. Нормированные на хондрит спектры показаны на рисунке (1–3 – обогащенные толеитовые базальты, 4 – базальт типа E-MORB, 5 – щелочной базальт типа OIB).



Суммарные содержания ЭПГ во всех проанализированных базальтах довольно близки (1,4–3,6 мг/т). Соотношения между элементами значительно варьируют, но в целом изученные породы отличаются невысокими степенями фракционирования ЭПГ (Pd/Ir=0,9–6,6, Pt/Pd=1,0–7,3), что сближает их с толеитовыми базальтами Гавайских островов [Tatsumi et al, 1999]. Сходный уровень накопления ЭПГ и близость их спектров в базальтах различных геохимических типов может свидетельствовать о наличии единого мантийного источника ЭПГ для офиолитов Камчатского Мыса. Один из проанализированных образцов показал пилообразный спектр (№ 3 на рис.), что сложно объяснить природными процессами. Исключая этот образец, проанализированные базальты показали соответствие содержаний ЭПГ другим геохимическим параметрам: наиболее дифференцированным является спектр щелочного базальта (Pd/Ir=6,6), наименее дифференцированным – спектр базальта типа E-MORB (Pd/Ir=1,7). По уровню наклона спектров изученные базальты близки к Гавайским толеитам, заметно отличаясь от спектров MORB. Одним из объяснений такого распределения ЭПГ может быть присутствие материала земного ядра в мантийных источниках, из которых выплавлялись базальты офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс, как это предполагается некоторыми авторами для гавайских пикритов [Brandon et al., 1998].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00546.

Литература:

Brandon A., Walker R. J., Morgan J. W., Norman M. D., Prichard H. M. Coupled 186Os and 187Os evidence for core-mantle interaction // Science. – 1998. – V. 280. – P. 1570–1573.

Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K., Hauff F., Garbe-Schönberg D. Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // Geology. – 2008. – V. 36, № 11. – P. 903–906.

Tatsumi Y., Oguri K., Shimoda G. The behaviour of platinum-group elements during magmatic differentiation in Hawaiian tholeiites // Geochemical Journal. – 1999. – V. 33. – P. 237–247.

ТЕРМОБАРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ И НЕПРОДУКТИВНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРТОВО КОРЫТО

Тарасова Ю.И., Будяк А.Е., Степченко В.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Месторождение Чертово Корыто приурочено к Кевактинскому рудному узлу, расположенному в пределах Ленской золотоносной провинции. Особенности строения исследуемой территории определяются приуроченностью к зоне сочленения Сибирской платформы и Байкальской горной области. Вмещающими рудную минерализацию являются рассланцованные метапесчаники и темно-серые до черных углеродисто-слюдисто-кварцевые сланцы михайловской свиты Кевактинского горизонта. В непосредственной близости от

месторождения с востока и запада отложения осадочных пород прорываются интрузивами Кевактинского и Амандракского гранитных комплексов.

Целью данной работы является получение дополнительной информации об особенностях флюидных включений, позволяющей уточнить термобарохимические параметры процессов, способствовавших формированию рудных тел месторождения Чертово Корыто. Для этого исследованы включения в разные типах кварца, проведено изучение их состава методами рамановской спектроскопии, проведены криотермометрические исследования и сопоставление полученных данных с известными, с целью выявления термобарогеохимических критериев различия рудного и пострудного кварца.

В пределах рудной зоны месторождения отчетливо выделяются две группы кварцевых образований: (1) Золотоносные кварц-сульфидные прожилки, сложенные светло-серым льдистым кварцем с гнездообразными выделениями сульфидов; (2) пострудные кварцевые жилы и прожилки, сложенные массивным, молочно-белым, участками серым кварцем. Развитие секущих поздних жил и прожилков носит наложенный характер и связано с заключительным этапом формирования месторождения Чертово Корыто. В кварце рудных прожилков установлены флюидные включения, различные по размеру, форме и составу. Основная форма первичных включений – овальная. Наиболее распространенными являются включения размером около 25 мкм. Первичные включения обычно являются двухфазными (Ж+Г) с различным соотношением жидкости и газа: от преобладания жидкой фазы, до практически полного заполнения выкуоли газовым пузырьком, наиболее распространены с крупным пузырьком, занимающим около 70 % объема включения в целом, в подчиненном количестве развиваются однофазные включения, существенно газовые.

Первичные флюидные включения в пострудных кварцевых прожилках характеризуются большим размером, достигая 45 мкм. В пострудных кварцевых жилах, как и в рудных прожилках, первичные включения имеют правильную овальную форму, вторичные включения – угловатые с ответвлениями и вытянутыми остроконечными апофизами. Состав включений, как и для включений в рудных прожилках, преимущественно двухфазный (Ж+Г) с преобладанием газовой составляющей до 90 % от общего объема включения, реже однофазный – газовый.

В результате проведенных исследований получены следующие результаты:

1. Золотоносные кварц-сульфидные прожилки были сформированы из флюида, характеризующегося температурой порядка 380–440°С, и соленостью раствора 4 мас.% NaCl-экв. [Киргинцев, 1972] при активном участии углекислоты [Горячев, 1992]. На раннем этапе золото переносилось углекислотным флюидом, образованным в результате декарбонизации углерода при деструкции органического вещества вмещающих черносланцевых отложений с их последующей локализацией на геохимических барьерах.

2. Пострудные кварцевые жилы были сформированы за счет флюида с температурой, не превышающей 160°С, и соленостью раствора не выше 2,0 мас.% NaCl-экв., [Киргинцев, 1972] при значительном снижении доли углекислоты в газовой составляющей и увеличением доли N_2 и CH_4.

3. Исследование газовой составляющей флюида кварца первого типа с высокими содержаниями золота методом рамановской спектроскопии показало, что она состоит преимущественным образом из CO_2 с подчиненным количеством CH_4 и N_2. Выявлена закономерная связь преобладания углекислоты (до 100 мол.%) в образцах с высоким содержанием золота в пробе: по мере снижения доли CO_2, снижаются концентрации золота, в то время, как заметно увеличивается доля CH_4 и N_2 в газовой составляющей флюидных включений. В газовой фазе флюидных включений в позднем кварце второго типа доля CO_2 не превышает ½, в некоторых пробах углекислота не установлена совсем. Содержание N_2 не превышает 30 мол %, в то время как содержание CH_4 в большинстве проб заметно возрастает (вплоть до 100 мол. %).

4. Преобладающая роль CO_2, CH_4 и N_2 в составе включений является отражением приуроченности кварцевых прожилков к черным сланцам со значительным содержанием органического вещества.

Литература:
Киргинцев А.Н., Трушникова Л.Н., Лаврентьева В.Г. Растворимость неорганических веществ в воде. Справочник. Л., Химия, 1972, 244 с.
Горячев Н.А. Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса. Магадан, 1992, 135с.

ЯВЛЯЮТСЯ ЛИ АДАКИТЫ МАРКЕРОМ СУБДУКЦИОННЫХ ОБСТАНОВОК?

Толстых М.Л.[1], Наумов В.Б.[1], Бабанский А.Д.[2]

[1]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, mashtol@mail.ru; [2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии минералогии и геохимии РАН, Москва

Термин «адакиты» прочно вошел в корпус базовых геохимических понятий, дающих возможность использования данных о веществе для геодинамических реконструкций. К адакитам причислялись породы со следующими характеристиками: SiO_2 >56 мас. %, Al_2O_3 >15 мас. %, MgO <3 мас. % (редко >6 мас. %), Sr >400 ppm, Y <18 ppm, Yb <1,9 ppm, $^{87}Sr/^{86}Sr$ <0,704 [Defant, 1990] Происхождение этих пород изначально связывали с магмогенерацией в результате плавления материала океанической плиты в тех районах, где субдуцирует

молодая (<25 млн лет) тонкая кора. Позднее понятие было существенно расширено. Представления о генезисе адакитоподобных пород теперь объединяют любые процессы плавления базитового вещества коры, в том числе и вне зон субдукции [Martin, 2005], а также приобретение адакитовых характеристик в результате сложного комплекса процессов фракционирования [Moyen, 2009, Горбач, 2011]. Однако по-прежнему в большинстве российских публикаций «адакитовая метка» используется как однозначное свидетельство наличия в петрогенезисе субдукционной составляющей. Такая позиция предполагает обязательное наличие породообразующих расплавов, обладающих адакитовыми характеристиками.

Анализ большой базы данных ГЕОХИ РАН по расплавным включениям (более 33 000 анализов) показал, что в любых геодинамических обстановках адакитовые расплавные включения в минералах встречаются крайне редко (всего менее 30 анализов) и не совпадают с объектами локализации адакитовых пород.

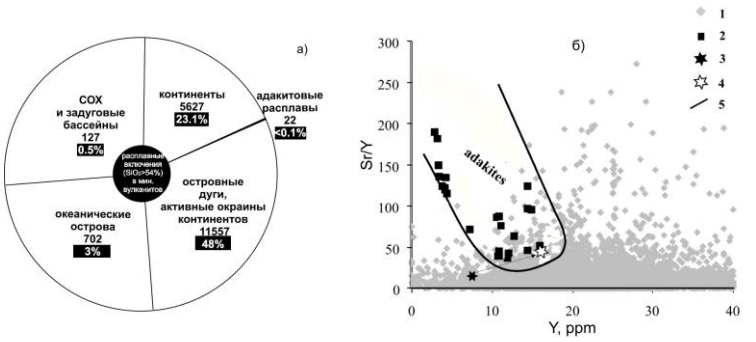


Рис. Доля адакитовых расплавов в сравнении с общим числом анализов расплавных включений (SiO_2 >54%).
а) в различных ГДО;
б) на вариационной диаграмме Sr/Y-Y.
1 – все расплавные включения,
2 –адакитовые расплавы,
3, 4 – усредненные значения для расплавов и средних пород влк. Шивелуч (голоценовый этап),
5 – граница поля дана по [Castillo, 2005].

На примере вулканического центра Шивелуч [Горбач, 2011, Толстых, 2015] было показано, что адакитоподобную породу можно получить из расплава, лишенного адакитовых характеристик (рис. б), за счет кумуляции плагиоклаза и частичного фракционирования амфибола.

Таким образом, представления об адакитах как о породах, кристаллизующихся из адакитового расплава, сформировавшегося при плавлении субдуцирующей плиты, не являются единственно верными. Специфические характеристики адакитовых пород (высокие содержания Sr, низкие – Y, Yb и др.) могут быть приобретены в результате сложных процессов фракционирования и кумуляции вкрапленников. Следовательно, магматические ассоциации с участием адакитов должны с осторожностью использоваться в качестве индикаторов специфики геодинамического режима магмообразования.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 17-05-00112.

Литература:

Горбач Н.В., Портнягин М.В. Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч // Петрология. 2011. Т.19. С. 140-172.

Толстых М.Л., Певзнер М.М., Наумов В.Б. и др. Типы расплавов, формировавших пирокластические породы различных структурно-возрастных комплексов вулканического массива Шивелуч (Камчатка), по данным изучения расплавных включений // Петрология. 2015. Т. 23. С. 521-560.

Castillo P. R. An overview of adakite petrogenesis // Chinese Sci. Bull. 2006. V. 51. P. 257-267.

Martin H., Smithies R.H., Rapp.R. An overview a adakite, TTG and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1-24.

Moyen J-F. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature // Lithos. 2009. V. 112. P. 556–574.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАБАЗАЛЬТОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Уляшева Н.С.

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

Среди верхнедокембрийских метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород няровейской серии Центральной тектонической зоны Полярного Урала распространены метабазальты. Они залегают в виде толщ мошностью до 2–3 м среди кварцитов и кварц-хлорит-слюдяных сланцев, сформировавшихся в условиях метаморфизма высоких ступеней зеленосланцевой фации [Уляшева, Гракова, 2016]. С целью реконструкции геодинамических обстановок формирования метабазльтов нами изучены геохимические особенности этих пород, встречающихся в западной и восточной зонах распространения няровейской серии.

Метабазальты представлены низко- и умереннотитанистыми преимущественно низкокалиевыми умеренно- и низкоглиноземистыми толеитами. Метавулканиты западной зоны отличаются повышенной фемичностью, а восточной зоны – магнезиальностью. На идентификационной диаграмме [Великославинский, Крылов, 2014] наблюдается приуроченность высокомагниевых метавулканитов восточной зоны к океаническим образованиям, а высокожелезистых пород западной зоны к внутриплитным континентальным обстановкам.

Геохимический состав рассматриваемых метабазальтов очень близок. На диаграмме, где показаны содержания редкоземельных элементов, нормированные к содержанию их в хондрите (рис. а), породы западной и восточной зон няровейской серии образуют схожие спектры распределения элементов с отрицательным углом наклона и небольшой отрицательной европиевой аномалией. Содержание легких редкоземельных элементов превышают хондритовые в 15–80 раз, а тяжелых – в 8–30 раз. Подобный состав характерен для океанических базальтов E-MORB. На спайдер-диаграмме (рис. б) спектры содержания редких элементов метабазальтов няровейской серии также идентичны со спектром базальта E-MORB. В некоторых образцах восточной зоны наблюдаются пониженные содержания Nb, Zr и Hf, что характерно для производных надсубдукционных обстановок.

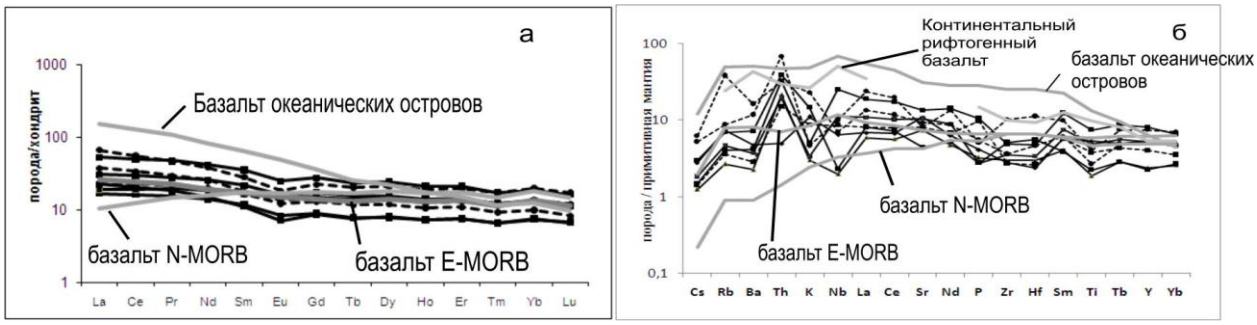


Рис. Нормированные [Sun, McDonough, 1989] на хондрит (а) и примитивную мантию (б) спектры распределения содержаний элементов в метабазальтах няровейской серии.

Сплошные линии – метабазальты восточной зоны, пунктирные линии – метабазальты западной зоны.

Таким образом, геохимический состав метабазальтов западной и восточной зон распространения няровейской серии указывает на их формирование в надсубдукционных обстановках задугового моря. Не исключено, что кора океанического типа задугового бассейна образовалась в результате континентального рифтогенеза. Высокомагниевая серия восточной зоны, видимо, более поздняя и не подвержена влиянию континентальной составляющей. Схожесть геохимических составов метабазальтов обеих зон свидетельствует о близости условий генерации магматических расплавов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00146 мол_а.

Литература:

Великославинский С. Д., Крылов Д. П. Геодинамическая типизация базальтов по геохимическим данным // Геотектоника, 2014. № 6. С. 77–91.

Уляшева Н. С., Гракова О. В. Первичный состав пород няровейской серии (Полярный Урал) // Вестник института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. 2016. № 2. С. 24–35.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication, 42, 1989. P. 313–345.

ПЕРВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИИ ЮРСКОГО ВУЛКАНИЗМА В ЮЖНОМ ПРИМОРЬЕ И ЕГО ОСНОВНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Чащин С.А., Попов В.К., Чащин А.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, vladpov@mail.ru

В докладе рассмотрены результаты изотопно-геохимических исследований вулканических образований тальминской толщи, распространенной на юге Приморья в пределах Лаоелин-Гродековского террейна – фрагмента позднепалеозойской активной окраины [Геодинамика…, 2006]. Толща выделена при проведении ГДП-200 Ханкайской серии листов K-52-XI, XVII [Кутуб-Заде и др., 2000] и сложена в основании разреза туфоконгломератами, туффитами и туфоалевролитами, выше – лавами базальтов, андезитов, игнимбритами и туфами дацитов и риолитов. Изверженные породы слагают Тальминскую вулканоструктуру с меридиональным простиранием центральной вулканической зоны. В настоящее время возраст тальминской толщи принят с определенной долей условности как позднетриасовый на основании сопоставления с подобными образованиями на территории КНР (район г. Лаохейшань), ископаемая флора в которых датируется норийским-рэтским веками [Коваленко, 2000].

Для изотопно-геохронологического обоснования возраста вулканических пород в стратотипическом разрезе было проведено геохимическое изучение и K-Ar датирование слагающих его базальтов, андезитов и игнимбритов дацитов (табл.). Полученные данные свидетельствуют о том, что формирование тальминского комплекса произошло не в позднем триасе, а в раннеюрское время (тоарский ярус). В настоящее время

вулканические породы, аналогичные тальминскому комплексу, среди триасовых и юрских континентальных и морских терригенных отложений на территории Приморья не известны. Кислые эффузивы монакинской свиты среднеюрского возраста, выделенные в пределах Сергеевского террейна, по данным калий-аргонового датирования оказались верхнемеловыми.

Таблица

Образец	Порода	Координаты		Калий, мас. %	$^{40}Ar_{р.}*10^{-5}$, нмм^3/г	Воздушный Ar, %	Возраст, млн лет
		Широта	Долгота				
Андезибазальт	Ча-2653а	42°32’02.38”	130°47’28.64”	0,77±0,015	10,11±0,07	29,0	180±6
Андезит	Ча-2656	42°32’01.63”	130°47’42.42”	0,86±0,015	11,43±0,04	12,7	182±6
Андезит	Ча-2603	42°37’06.49”	130°42’24.62”	1,68±0,02	22,12±0,10	18,2	181±4
Дацит (игнимбрит)	Ча-2604	42°37’06.22”	130°42’18.70”	2,33±0,03	30,19±0,12	16,7	178±4

Примечание. Для расчета возраста используются константы $\lambda_K=0{,}581\times10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_\beta = 4{,}962\times10^{-10}$ год$^{-1}$; $^{40}K=0{,}01167$ (ат. %); Концентрации калия – среднее трех измерений методом фотометрии пламени;

Вулканические породы относятся к умеренно-калиевой известково-щелочной серии. На геохимических дискриминационных диаграммах точки состава эффузивов попадают в поля вулканитов островных дуг и активных континентальных окраин. В базальтах и андезибазальтах проявлены минимумы по Nb-Ta, Hf-Zr, Ti и Sr. Для пород характерны высокие значения отношений Ni/Co (1,3–4,4), Th/Yb (1,8–4,6), La/Yb (7–19), Zr/Y (5–8) и низкие K/Rb (435–664), а также обогащение легкими лантаноидами относительно тяжелых (La/Yb=12,25–19,45). Андезиты и дациты отличаются умеренным отношением LREE к HREE (La/Yb=4,9–9,6) и наличием Eu минимума.

Полученные первые данные по возрасту и составу эффузивов Тальминской вулканоструктуры позволяют связать ее формирование с начальным (яньшаньским или тихоокеанским) этапом тектоно-магматической активизации и рифтогенеза на обширной территории Восточной Азии, завершившимся в кайнозое формированием Восточно-Китайской рифтовой системы [Милановский, 1991; Фролов, 2000]. Дальнейшее геолого-геохимическое изучение эффузивов Тальминской вулканоструктуры позволит рассмотреть особенности проявления вулканизма, генезиса и эволюции базальт-риолитовой серий в начальные этапы рифтогенеза.

Литература

Коваленко С.В. Континентальные позднетриасовые вулканиты Южного Приморья // Корреляция мезозойских континентальных образований Дальнего Востока и Восточного Забайкалья: Тез. докл. стратиграф. совещ. Дальневосточн. РМСК. – Чита, 2000. – С. 71-73.

Кутуб-Заде Т.К., Коваленко С.В., Короткий А.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Сер. Сихотэ-Алинская. Лист К-52-XI, XVII. Объяснительная записка. – СПб. 2000. – 140 с.

Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. – М.: 1991. – 148 с.

Фролов В.Т. Признаки деструкции континентальной коры в Восточном Китае (деструктивно-трансгрессивная геодинамическая эволюция // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2000. № 3. – С. 23–32.

III. МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ. СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.

ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ (Ta, Nb, Zr, TR) ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СИБИРИ

Алымова Н.В., Владыкин Н.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, alymova@igc.irk.ru

С проявлениями щелочногранитного магматизма связаны уникальные месторождения с комплексной (Ta, Nb, Zr, TR) редкометальной минерализацией. К подобным массивам щелочных гранитов относятся Зашихинский (Восточный Саян), Катугинский (Северное Забайкалье) и др.

Зашихинский массив редкометальных гранитов расположен в Восточном Саяне (Иркутская область) и приурочен к позднепалеозойской Восточно-Саянской зоне редкометального щелочногранитного магматизма. Объект является малоизученным, но перспективным для освоения на ряд редких элементов (Ta, Nb, Zr, Y).

Выделены три фациальные разновидности гранитов Зашихинского массива: I-амфиболсодержащие кварц-микроклин-альбитовые с порфировыми выделениями гороховидного кварца и удлиненными призмами арфведсонита; II-лейкократовые кварц-альбит-микроклиновые с гороховидными вкрапленниками кварца и мелкими зернами в основной массе пород; III-лейкократовые кварц-альбитовые, переходящие в альбититы [Алымова, 2015; Владыкин и др., 2016].

Редкометальные граниты массива характеризуются широким диапазоном вариаций химического состава: SiO_2 (67–85 мас. %), Al_2O_3 (13–17,6 мас. %), $FeO_{общ}$ (1,76–3,41 мас. %), MnO (0,04–0,2 мас. %), MgO (0,05–0,8 мас. %), CaO (0,09–2,53 мас. %), Na_2O (5,36–11 мас. %), K_2O (0,42–4,48 мас. %), повышенной щелочностью (Na_2O+K_2O до 12,68 %) и значениями коэффициента агпаитности (Ка) 1,0–1,2. Четкие линейные зависимости составов щелочных гранитов, коррелирующие со сменой установленных фациальных разновидностей, свидетельствуют о едином происхождении пород массива в процессе дифференциации щелочногранитной магмы. Обособленность составов первой и третьей фаций гранитов на различных графиках, свидетельствует о последовательном обогащении пород редкометальными элементами и кристаллизацией их в виде рудных минералов-концентраторов колумбита, стрюверита, циркона и ксенотима.

В породах отмечаются повышенные содержания Rb, Li, Y, Zn, Ga, Zr, U, F, Be, REE и очень высокие концентрации Hf, Ta, Nb, Th. Одинаковой конфигурацией линий в REE спектрах отражается поведение редкоземельных элементов всех фаций щелочных гранитов массива. Для спектра REE типичен глубокий европиевый минимум, что является показателем формирования всей серии пород в результате магматической дифференциации. Распределение редких элементов на спайдердиаграммах также сходны для гранитов всех фациальных разновидностей.

Близким по формационному типу с Зашихинским массивом является Катугинское месторождение редкометальных гранитов. В плане массив – небольшой, состоящий из 2 выходов, площадь которых 3 и 18 км^2 соответственно. На Катугинском месторождении процессы дифференциации вещества проявлены более глубоко, с чем связана и более высокая рудоносность пород. Выделены пять фациальных разновидностей щелочных гранитов: I-биотитовые; II-рибекит-биотитовые; III-биотит-арфведсонитовые; IV-арфведсонитовые; V-эгирин-арфведсонитовые и эгириновые. Заканчивается процесс дифференциации необычными породами с большим количеством фторидов, например, криолитом и гагаринитом. Главными минералами-концентраторами комплексного редкометального (Ta, Nb, Zr, Y, REE) оруденения данного месторождения, в отличие от Зашихинского, являются циркон, пирохлор и гагаринит.

Породы Катугинского месторождения также относятся к агпаитовым щелочным гранитам и характеризуются высокими содержаниями большинства некогерентных элементов. Редкометальные граниты массива отличаются повышенными содержаниями щелочей (Na_2O+K_2O до 11,49 %), преимущественно натриевым типом щелочности (K_2O/Na_2O = 0,52–2,44) и высокими значениями коэффициента агпаитности (Ка) до 1,4. Встречаются разновидности гранита с Ка=1, в которых наблюдается слюда лепидомеланового состава. Кроме того, граниты массива отличаются повышенными содержаниями Rb, Li, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zn, Ga, REE и низкими содержаниями Ca, Mg, Al, P, Ba, Sr.

Ранее рядом исследователей Зашихинский и Катугинский редкометальные массивы относили к формации приразломных метасоматитов. Проведенными петролого-геохимическими и термобарогеохимическими исследованиями последних лет был доказан магматический генезис обоих массивов и связанная с ними рудоносность [Алымова, 2015; Владыкин и др., 2016; Котов и др., 2015 и др.].

Литература:

Алымова Н.В. Металлогеническая специализация и рудоносность щелочных редкометалльных гранитов Зашихинского месторождения (Иркутская область) // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2016. – № 2 (55). – С. 9–20.

Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометальных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. – 2016. – Т. 24. – № 5. – С. 554–568.

Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М. и др. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометального месторождения // Доклады академии наук. – 2015. – Т. 463. – № 2. – С. 187–191.

НЕРАСТВОРИМОЕ УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУХОЙ ЛОГ

Брюханова Н.Н., Будяк А.Е.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, nnb@igc.irk.ru

Конечной целью проводимых исследований является построение физико-химической модели деструкции нерастворимого углеродистого вещества (НУВ) в процессе формирования золоторудного месторождения Сухой Лог (Байкало-Патомское нагорье) [Брюханова и др., 2014]. Одной из задач является изучение НУВ [Будяк и др., 2015] и сопоставление с данными, полученными другими исследователями ранее [Развозжаева и др., 1972; Развозжаева 2015; Кощеева и др. 2003, Дистлер и др.2003; и др.].

Результатом проделанной к настоящему времени работы являются следующие параметры:

Тест на наличие гуминовых кислот отрицателен, что подразумевает высокую степень метаморфизма органического вещества в месторождении [Кощеева и др., 2003]. Величина Н/Сат НУВ исследуемых образцов изменяется от 0,23 до 0,53, что несколько выше, рассчитанных другими исследователями 0,21 [Русинов и др., 2008].

Данным термического анализа показали наличие двух форм НУВ (два температурных максимума) окисляющихся при разных температурах. Также две разновидности аморфного НУВ были обнаружены Развозжаевой Э.А. и др. [1972] и Дистлером В.В. и др. [2003]: «точечно-каплевидный» тип – свободная форма, соответствующая агрегатам ультратонких овальных частиц (600–1000Å) и «сотовидный» тип – связанная форма соответствующая натечным пленкам сосредоточенных на минеральных фазах [Дистлер и др., 2003б Развозжаева и др. 1972]. При измерении дисперсии показателей отражения связанная форма обнаружила повышенную отражательную способность нежели свободная. По-видимому первая T_{max} соответствует свободной форме, а вторая T_{max} – связанной. Помимо аморфного НУВ Дистлером и др [2003] были обнаружены монокристаллы графита, имеющие форму мелких чешуек размером ~600Å, в единичных случаях были обнаружены частицы графита закрученной шаровидной формы [Дистлер и др., 2003].

Элементный состав НУВ, выделенного из проб, отобранных в рудной зоне месторождения, характеризуется следующим составом (%): С – 92,9–95,2; Н – 1,4–4,1; S <0,8; O<3,0; N – “следовые количества» [Развозжаева 2015].

Рентгеноструктурный анализ концентрата показал, что углеродистое вещество на 90% состоит из ароматических структур, что подтверждает степень его метаморфизма (как и отсутствие гуминовых кислот). Полосы поглощения в области 1720–1600 $см^{-1}$ характеризуют диссоциированные и недиссоциированные карбоксильные группы, а полоса поглощения при 1750 $см^{-1}$ – колебания карбоксильных групп в ароматических кислотах [Кощеева и др., 2003]. К сожалению, отсутствуют данные ИК спектров для азота и серы, что не позволяет сделать выводы о форме нахождения, а также о том входят ли эти элементы в состав функциональные групп, или же в остов (скелет) соединения. На основании представленных данных можно сделать вывод о наличии карбоксильных, метиленовых, метильных и метиновых групп а также о наличии ароматических ядер в нерастворимом углеродистом веществе в породах Сухого Лога.

На основании сопоставления полученных данных с результатами исследований проведенных предшественниками в представленном сообщении, можно сделать выводы о НУВ с месторождения Сухой Лог:

– НУВ (аморфное) представлено двумя формами (свободная и связанная) отличающимися показателями отражения при измерении дисперсии.

– НУВ подверглось преобразованию в процессе регионального метаморфизма.

– Структура НУВ характеризуется наличием карбоксильных, метиленовых, метильных и метиновых групп, а также ароматически ядер.

Литература:

Брюханова Н.Н., Бычинский В.А., Будяк А.Е. Термодинамическая модель рудного этапа формирования месторождения Сухой Лог // ДАН — 2014 — Т.455.,№2. - С.189-191.

Будяк А.Е.,Горячев Н.А.,Развозжаева Э.А. И др. Геохимия рассеянного органического вещества в золоторудных месторождения черносланцевых формаций // ДАН — 2015 — Т.463., №6. - С.692-695

Дистлер В.В., Юдовская М.А.., Развозжаева Э.А. И др. Новые данные по платиносности золотых руд месторождения Сухой Лог (Ленский золоторудный район, Россия) /// ДАН РАН - 2003- Т.393., №4.- С.524-52.

Кощеева И.Я., Хушвахтова С.Д., КорсаковаН.В. и др. Изучение рассеянного органического вещества черносланцевых комплексов и его взаимодействия с золотом // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН» - 2003 - №1(21)/URL:www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2003/informbul-1/hydroterm-18.pdf

Развозжаева Э.А., Петров Б.В., Тюкавкиеа Н.А. Органическое вещество в метаморфизованных породах Патомского нагорья //ДАН СССР.-1972.-Т.204.№5. - С.1229-1231.

Развозжаева Э.А. Геохимия углерода и благородных металлов в осадочно-метаморфических комплексах складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: ГЕО.-2015.- 135с.

Русинов В.Л., Русинова О.В. Кряжев С.Г. И др. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе //Геология рудных месторождений -2008.- Т.50. №1. - С.3-46

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОПУТНОЙ ПЛАТИНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ХОДОКАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)

Будяк А.Е., Степченко В.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, budyak@igc.irk.ru

В настоящее время известны примеры платиновой минерализации, имеющей промышленное значение в урановых, ураново-золотых и ураново-никелевых рудах месторождений типа «несогласия» в Северной Австралии (Коронейшн Хилл), в Канаде (рудная провинция Атабаска), в России (Онежская группа месторождений в Карелии) [Митрофанов и др., 1994; Mernagh et. al., 1994], а также положительные результаты исследований на PGE некоторых золото- и урановорудных объектов Байкало-Патомского нагорья [Макарьев и др., 1994; Будяк и др. 2017]. В связи с чем, были сопоставлены палео- мезопротерозойские отложения ходоканской и пурпольской свит, располагающихся в пределах Нечерского поднятия Байкало-Патомского региона с одновозрастными отложениями Тонодского поднятия и Кодаро-Удоканской зоны, с целью оценки их потенциальной золото-платиноносности.

В результате проведенных работ, на территории Нечерского поднятия, устанавливается практически полный набор основных предпосылок и признаков, указывающих на возможность обнаружения комплексного, полигенного U-Au-Pt оруденения [Гурская, 2000]. В качестве потенциальной рудоматеринской толщи выделяется ходоканская PR_1 терригенно-углеродистая толща, коррелирующая с ранее изученными отложениями Тонодского поднятия (михайловская свита) и Кодаро-Удоканской зоны (кодарская, чинейская серии) имеющие геохимическую специализацию на Au, U, Cu, Pb-Zn и PGE [Будяк и др., 2017]. Основную рудоконтролирующую роль играют раннерифейские отложения пурпольской свиты, представляющие собой переотложенные продукты кор глубокого химического выветривания и залегающие на углеродистых породах кевактинской формации с крупным структурно-стратиграфическим несогласием.

Сопоставление структурных и литолого-геохимических параметров карбонатно-терригенных отложений изученной площади, с отложениями Тонодского поднятия и Кодаро-Удоканской зоны, показало значительную их сходимость. Наиболее ярким является наличие $C_{орг}$ и мафическая специализация в отложениях ходоканской свиты. Кроме того, отмечается повышение относительно стандартного образца SCHS-1, содержания Cr (КК – 2,4) и Ag (КК – 2,4), Au (КК – 2,1), U (КК – 1,9) и Co (КК – 1,8). U имеет значимые (> 0,5) положительную корреляцию с $C_{орг}$ и группой органофильных (V, Se, P и др.). Кроме описанного набора элементов, породы ходоканской свиты характеризуются повышенным содержанием Pt и Pd. Характерно, что Pd в зоне метасоматических изменений имеет значительную положительную корреляцию с Mo и REE, что также сопоставимо с палеопротерозойскими отложениями Тонодского поднятия и Кодаро-Удоканской зоны.

Золото- платинорудная минерализация изучалась на участке Истанах, Ходоканского рудного поля. Рудное тело приурочено к небольшой Истанахской синклинали, сложенной отложениями пурпольской свиты. Породы пурпольской свиты, вмещающие золотую минерализацию, преобразованы гидротермально-метасоматическими процессами грейзеновой и березитовой формаций с характерной магнезиально-железистой углекислотной специализацией. Проявления Au приурочены к зонам кливажа и катаклаза, контролирующим участки развития прожилково-вкрапленной кварц-серицит-золото-сульфидной минерализации.

Постоянным спутником Au является Ag, с содержаниями от 0,07 до 0,72 г/т. Pt и Pd характеризуются близфоновыми содержаниями (< 0,005 г/т). Характерно, что в рудной зоне PGE не проявляет корреляционной связи с Au, однако, намечается общая тенденция повышения содержаний PGE (до 0,015 г/т) к зонам локального термодинамического метаморфизма хлоритоидных сланцев (присутствие дистена и мусковита).

Наиболее интересной оказалась протолочка пробы хлоритоид-дистеновых сланцев (ХД-1/4), с восточной окраины участка. В выделенной тяжелой фракция, с содержанием дистена ~85 %, атомно-абсорбционным методом (аналитик Г.А. Валл, ВостСибНИИГГиМС) установлены повышенные концентрации платины (2,45 г/т). Микрочастицы золота и платины (от 4 до 30 мкм) в дистенах зафиксированы также сцинтилляционным методом (аналитик С.И. Прокопчук, ИГХ СО РАН).

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1) Сопоставление нижнепротерозойских отложений Нечерского поднятия с одновозрастными отложениями Тонодского поднятия и Кодаро-Удоканской зоны, предполагает их формирование в пределах единого бассейна.

2) Установленная минерализация PGE в метаморфизованных продуктах переотложенных кор выветривания, является прямым признаком, подтверждающим платиноносность объектов типа «несогласия» [Макарьев и др., 1994] в пределах БПР, что при условии вывода №1, может указывать на перспективность попутной платиноносности по всему нижнепротерозойскому обрамлению Сибирского кратона.

Работа выполнена частично при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15–05–00172–а

Литература:

Будяк А.Е., Паршин А.В., Спиридонов А.М., Реутский В.Н., Дамдинов Б.Б., Волкова М.Г., Тарасова Ю.И., Абрамова В.А., Брюханова Н.Н., Зарубина О.В. Геохимические особенности формирования au-u месторождений типа «несогласия» (северное Забайкалье) // Геохимия. 2017. № 2. С. 149–160.

Гурская Л.И. Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. С.-Пб.:ВСЕГЕИ, 2000, 208 с.

Макарьев Л.Б. Платиноносность докембрийских углеродистых формаций Северо-Восточного Забайкалья. Платина России. М.:АОЗТ «Геоинформмарк». 1994. С.155–159
Митрофанов Г.Л., Немеров В.К.., Семейкина Л.К. и др. Районирование Восточной Сибири по ожидаемым генетическим типам месторождений платиноидов в черносланцевых толщах // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1994, С. 55–65
Mernagh T.P., Heinrich C.A.., Leckie Y. E., Carville D.P. Chemistry of Low-temperature hydrothermal gold, platinum and palladium mineralization at Coronation Hill //Econ. Geol., Australia, 1994, v.89, №5, p.1053–1073

KREEP-КОМПОНЕНТА В КРАЙНИХ ДИФФЕРЕНЦИАТАХ КИВАККСКОГО РАССЛОЕННОГО БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО ИНТРУЗИВА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Бычкова Я.В., Микляева Е.П., Бычков А.Ю.

Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, yanab66@yandex.ru

Кристаллизационная дифференциация мантийных расплавов предполагает последовательное формирование различных по составу магматических пород – от ультраосновных до кислых дифференциатов. Не для всех базит-гипербазитовых массивов эта дифференциация наблюдается в полном объеме, а крайние дифференциаты представлены габбро-норитами или, в лучшем случае, анортозитами. Именно в верхней части массивов происходит концентрация таких некогерентных элементов как редкоземельные элементы (РЗЭ), цирконий, фосфор, калий и летучие компоненты. В Киваккском расслоенном базит-гипербазитовом массиве авторами обнаружены стяжения с повышенной концентрацией минералов, характерных для наиболее дифференцированного состава магмы, а также с повышенной концентрацией перечисленных элементов. Их происхождение на сегодняшний день не определено, однако состав и набор минералов позволяет думать об их сходности с лунными аналогами. Работа посвящена исследованию этих стяжений и сравнению их с лунными KREEP-породами.

Исследуемые породы были отобраны из верхних слоев габбро-норитовой зоны (крайнего дифференциата) Киваккского массива [Коптев-Дворников и др., 2001]. Они представлены габбро-норитовыми пегматоидами с включениями мелкозернистых разностей. Эта часть Габбро-норитовой зоны характеризуется появлением округлых стяжений от 15 до 25 см, состоящих из экзотических для массива минералов – хлорапатита, кварца, калиевого полевого шпата, титаномагнетита, циркона.

Состав пород был изучен методами РФА и ИСП-МС. Для пегматоидов он соответствует габбро-норитам, а стяжения отличаются повышенным содержанием РЗЭ, калия, фосфора. Состав минералов из пород и стяжений был проанализирован с помощью микрозондового анализатора. La/Lu отношение в стяжениях в два раза превышает его во вмещающих породах. Также стяжения существенно обогащены РЗЭ (рис.) и другими элементами-примесями. Для них также характерно появление отрицательной европиевой аномалии, чего не наблюдается для пород Киваккского массива. Относительно вмещающих пород стяжения обеднены Co, Ni, Cu, Mn, V, Sc.

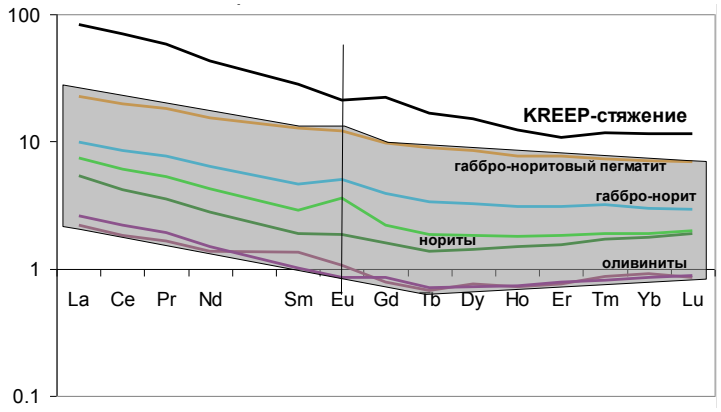


Рис. Распределение РЗЭ в Киваккском массиве

По среднему составу стяжения схожи с составами расплавных включений в плагиоклазах из центральных частей массива. Минералы стяжений также близки по составу к минералам расплавных включений.

Сравнение состава стяжений и их минералов с составом лунных пород и минералов KREEP-компонента из различных лунных экспедиций [Hiroshi Wakita, 1975] показало, что составы минералов стяжений – ортопироксена, клинопироксена, полевых шпатов и апатита хорошо согласуются с минералами лунных KREEP-пород, а минералы «матричных» лунных пород отличаются от них по химическому составу.

Составы стяжений и вмещающих пород (крупно- и мелкозернистых), а также образцов из лунных экспедиций – Apollo 11, 12, 14, 15, 16, 17 и Luna20 и земных океанических базальтов были нанесены на диаграмму зависимости Sm/Eu [Hiroshi Wakita, 1975] относительно хондритов от содержания Sm. Составы вмещающих стяжения габбро-норитовых пегматоидов попадают в тренд земных базальтов, в то время как вещество стяжений попадает в поле высококалиевого KREEP-компонента лунных пород с отрицательной европиевой аномалией.

Таким образом можно говорить о том, что породы стяжений имеют специфический состав, схожий с KREEP-компонентом лунных пород, что в дальнейшем можно использовать для понимания образования KREEP компонента в процессе дифференциации и прохождения аналогичных процессов в лунных породах.

Литература:
Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М. Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Киваккского интрузива (Олангская группа интрузивов, Северная Карелия//Петрология, 2001, т.9., №1, с.3–27
Hiroshi Wakita, J.C.Laul, R.A.Schmitt. Some thoughts on the origin of lunar ANT-KREEP and mare basalts // Geochemical Journal, 1975, Vol. 9, pp. 25–41

ГЕОХИМИЯ ХРОМИТОНОСНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА И МОНГОЛИИ

Вахрушева Н.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, nv250190@yandex.ru

Геохимия РЗЭ в настоящее время продолжает оставаться актуальным направлением исследований. Традиционным в геохимии лантаноидов является изучение процессов деплетирования ультрамафитов. Интерпретация спектров РЗЭ исключительно в рамках модели частичного плавления встречает немалые трудности – значительная часть дунитов обогащена легкими лантаноидами, что противоречит модели фракционного плавления [Niu, 2004]. Остается дискуссионной и природа спектров РЗЭ U- и V-типов, названных Ф.П. Лесновым «геохимическим парадоксом». Использование спектров РЗЭ для реконструкции палеогеодинамических обстановок зачастую осложняется разнообразием типов спектров РЗЭ в петрографически и нормативно близких породах.

Характерной чертой офиолитовых ультрамафитов является многоэтапная история мантийных и мантийно-коровых деформаций. Все этапы деплетирования ультрамафитов проходили при активном участии пластических деформаций. Вместе с тем, непосредственное влияние деформаций на фракционирование РЗЭ в ультрамафитах остается слабоизученным вопросом.

В хромитоносных ультрамафитах Полярного Урала (массивы Войкаро-Сыньинский и Рай-Из) и Монголии (Наранский массив) установлено закономерное распределение РЗЭ в околорудном пространстве. Выявлено наличие геохимической подсистемы крупных катионов, включающей LREE, щелочные элементы, Ba, Bi и др., маркирующей рудовмещающие ультрамафиты и хромовые руды (рис.). Высокая локальность вариаций спектров РЗЭ, данные по микростроению оливина позволяют связать геохимические особенности рудовмещающих ультрамафитов с процессами развитой пластической деформации.

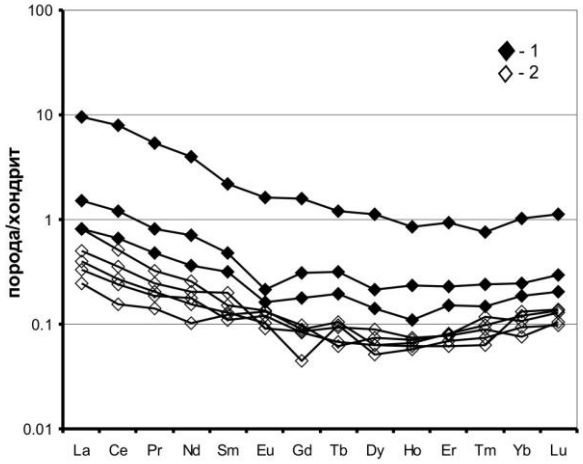


Рис. Спектры лантаноидов в хромитоносных ультрамафитах Наранского массива.
Условные обозначения: 1 – дуниты и гарцбургиты околорудные; 2 – дуниты и гарцбургиты «фоновые».

Для хромитоносных ультрамафитов Полярного Урала [Вахрушева, Алимов; 2014] и Монголии выявляется значительная степень изменчивости характеристик спектров РЗЭ в пространстве. Тип спектра РЗЭ иногда меняется на расстоянии 1,5–2 метра, а характеристики спектра могут существенно измениться в интервале 0,5 метра и менее. Максимум/минимум европиевой аномалии также имеет локальный характер. Поведение европия чувствительно к кислородному режиму и, по-видимому, фиксирует узкие пространственные интервалы его изменения.

В изученных разрезах хромитоносных ультрамафитов, крупные катионы – Sr, Rb, Cs, Ba, Pb и др. имеют те же пространственные зоны обогащения, что и LREE. Обогащение номинально тугоплавких ультрамафитов и хромовых руд легкими РЗЭ; тенденция к симметричности спектров РЗЭ (U/V-типы и т.п.); наличие «изломов» на спектрах РЗЭ являются признаками процессов дифференциации вещества по деформационным механизмам.

Полученные результаты актуальны для развития представлений о механизмах рудообразования и совершенствования геохимических методов поисков хромового оруденения.

Литература:

Вахрушева Н.В., Алимов В.Ю. О локальной изменчивости спектров редкоземельных элементов в хромитоносных ультрамафитах Полярного Урала //Литосфера, 2014. № 1. С. 41-57.

Niu Y. L. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: Implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges // Journal of Petrology, 2004. V. 45. P. 2423–2458.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ В ПРИБАЙКАЛЬЕ

Вилор Н.В.[1], Давыденко Ю.А.[2], Шкиря М.С.[2], Вилор М.А.[3], Бадминов П.С. [4]

[1]Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, vilor@igc.irk.ru; [2]Иркутский национальный исследовательский технический университет, [3]Институт географии СО РАН, [4]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, geophys@geo.istu.edu

Цель исследования заключается в описании выбора комплекса методов для поисков перспективных объектов и площадей с запасами первичной низкопотенциальной тепловой энергии в виде подземных месторождений термальных вод и блоков горячих сухих пород, ГСП с геотермоградиентами, достаточными для применения теплонасосных технологий. Поиски технически доступных геотермальных ресурсов, ГР в южном Прибайкалье актуальны, поскольку кроме теплоэнергенического аспекта они обеспечивают рентабельные гидроминеральные возможности для бальнеологического назначения с повышением рекреационной привлекательности региона. При использовании градиентного геотермального тепла ГСП создается стабильный, практически неисчерпаемый, рентабельный потенциал природной экологически чистой энергии для теплоснабжения административных и производственных объектов.

Высокий глубинный тепловой поток Байкальской рифтовой зоны, БРЗ, формирующий ГР, выделяется региональной термоаномалией, обеспечивающей высокие приразломные теплопотоки, подземные геотермальные поля, ГП и поверхностные гидротермы. Региональный тепловой поток БРЗ превышает 60 мВт/м^2. В южном Приангарье он составляет 40 и более мВт/м^2. Повышения поверхностного теплового потока, ПТП связано с крупными региональными сейсмо- и термоактивными разломами. Выделены 44 термоактивные разлома. На 28 разломах также зафиксированы локальные повышения ПТП. Трассы термоактивных разломов прослеживаются непрерывными максимумами интенсивности уходящего инфракрасного, ИК излучения, значения ПТП которого достигают 55 мВт/ м^2·ср·мкм в диапазоне 8,2–10 мкм. Известные месторождения термальных вод контролируются региональными аномалиями поверхностного ИК излучения протяженностью до сотни и более километров. Приразломные ГП локализованы на пересечениях вмещающих разломов с поперечными сбросами. ПТП, измеренный на геотермальных полях достигает 74 Вт/м^2 (Кучегер) при температуры воды +20÷23 ^{o}C или 76,3 Вт/м^2 на Окинском ГП с температурой поверхностных источников +38,5^{o}C. Тепловые потоки ГП сравнимы с тепловым потоком в дно южной котловины оз. Байкал. Прогнозируемый тепловой потенциал доступных ГР первичной тепловой энергии в южном Прибайкалье включает (МДж/м^3/% от суммы):

– тепловые запасы грунтов, 107,854/5,4;

– термальные воды: термальные источники и пластовые воды, 23,434/1,1;

– тепловые запасы прогретых и горячих сухих пород, ГСП, 1874,16/93,5.

Региональные геотермические градиенты рассчитываются из зависимости температур ГСП, $t_{глуб}$ от глубины их залегания, h, м: $t_{глуб} = 0{,}0156 \cdot h + 4{,}7595$.

При поисках технически доступных ГР с учетом подземного расположения приразломных ГП, как показала практика, рационален комплекс методов, включающий геолого-структурный, гео-, гидрохимический и геофизический: тепловую космическую съемку, ТКС с наземной термометрией грунтов, электромагнитный способ ЭМЗ ВП + электротомографию, магнитометрическую съемку, изучение радиолокационного изображения поверхности. В геофизических методах создается инструментальный подход определения физических свойств геологической среды. Контролирующие структурные пересечения на разломах обусловливают локализацию термальных вод преимущественно в объемных трещинно-пластовых коллекторах – геотермальных резервуарах, размещенных в контурах региональных аномалий уходящего ИК излучения вдоль сейсмоактивных региональных разломов. Залегание геотермальных резервуаров подтверждено методом ЗСБ МПП на месторождении «Сухая» и обнаружено методами ЗСБ МПП и ЭМЗ ВП в контурах приразломной ИК аномалии, изученной ТКС в районе Байкальск-Выдрино. При увеличении сейсмичности возрастает

интенсивность уходящего поверхностного ИК потока с увеличением ПТП до 371 мВт и проявлением сопутствующих геохимических потоков мышьяка, таллия и ртути до 2,273, 0,275 и 0,007 кг·км^2/ год соответственно. В почвах и грунтах на геотермальных резервуарах установлены аномальные концентрации геохимических индикаторов: петрогенных компонентов – лития, бора, алюминия, фосфора, бария и подвижных рудных элементов – бериллия, ванадия, хрома, марганца, железа, кобальта, никеля, германия, мышьяка, серебра, кадмия, таллия, свинца и вольфрама. Вследствие приразломных водопритоков в поверхностных водах 10-ти кратно увеличены концентрации Mn, Be, As и более чем двукратно у Cd, Co, Sb, Bi, Tl, F, а в донных илах – содержания As, Hg, Cl, Br. Повышениями температуры грунтов отмечаются поверхностные проекции подземных геотермальных резервуаров, нередко расположенных в низах осадочной толщи на границе с фундаментом. При схожей ситуации обосновывается перспективный геотермальный объект в рекреационном кластере Ольхонского района (устье р. Сарма). Неограниченные запасы низкопотенциального геотермального тепла в Прибайкалье технически доступны с применением термоградиентных теплонасосных технологий, широко и рентабельно используемых в странах ЕС и США.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Гордиенко И.В.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, E-mail:gord@pres.bscnet.ru

Геодинамические условия формирования месторождений полезных ископаемых Джидинского рудного района тесно связаны с геологическим развитием каледонских структур Джидинской островодужной системы Палеоазиатского океана и последующим герцинским и киммерийским внутриплитныммагматизмом, где плюмовые процессы, по существу, господствовали на этой территории [Ярмолюк и др.,2013]. Нами разработана комплексная модель геодинамической эволюции Джидинской островодужной системы Палеоазиатского океана в венде – палеозое от образования спрединового океанического бассейна с океаническими островами, энсиматической островной дуги с бонинитами, габброидами и гранитоидами, задуговым флишевым бассейном до формирования на их месте крупного аккреционно-коллизионного сооружения – Джидинской покровно-складчатой области [Альмухамедов и др., 1996; Гордиенко, Кузьмин, 1999 и др.]. Все эти магматические образования островодужной системы явились источниками и вмещающими породами, в которых сосредоточены преимущественно минеральные ресурсы коренного золота и связанных с ними золоторудных и платиноносных россыпей. Однакоглавную роль в формированиипромышленно-значимых ресурсов молибдена, вольфрама, полиметаллов, редких и редкоземельных элементов Джидинского района связаны с рифтогенными магматическими процессами позднепалеозойско-мезозойского возраста [Ходанович и др., 1984; Бахтин и др., 2007 и др.]. Нами согласно имеющихся петролого-геохимических и изотопно-геохронологических данных выделены следующие этапы внутриплитного магматизма и связанного с ним эндогенного оруденения [Гордиенко и др., 2017].

На средне-позднекарбоновом – раннепермскомэтапе (310–280 млн лет) в Джидинской зоне происходят завершающие геодинамичческие процессы трансформации островодужной системы в горно-складчатое сооружение. В среднем-верхнем карбоне и ранней перми активизируетсярифтогенный бимодальный трахибазальт-трахириолитовыйвулканизм и внедряются интрузии внутриплитных габброидов, а также рудоносных субщелочных и литий-фтористых гранитоидов. В этот интервал времени проявились первые импульсы формирования редкометалльно-редкоземельных проявлений в амазонитовых литий-фтористых гранитах Биту-Джидинского месторождения, а также Мало-Ойногорского молибденового, Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождений и ряд рудопроявлений (Долон-Модонское, Джидотское и др.).

На позднепермско – раннетриасовом(263–230 млн лет) и средне-позднетриасовом – раннеюрском (225–195 млн лет) этапах магматические процессы в Джидинской зоне возможно связаны рифтогенными зонами, образовавшимися по периферии Хангайского (от 269 до 242) и Хэнтэй-Даурского (от 230 до 195 млн лет) зональных гранитоидных ареалов [Ярмолюк и др., 2013]. В это время здесь образовались преимущественно бимодальные трахибазальт-трахириолитовые серии пород и комагматичные им внутриплитные габброидные и гранитоидные массивы. С ними в этом районе связан ряд перспективных молибденовых и редкометалльных проявлений (Студенческое, Чемуртаевское, Сохатинское и др.).

На позднеюрско-раннемеловом этапе (160–100 млн лет), наряду с площадными базальтовыми излияниями происходило формирование субвулканических тел и даек шошонит-латитовой серии с возрастом 137 млн лет, а также гуджирских гранит-порфиров (121–124 млн лет). С обнаженными в фундаменте Джидинского рудного поля многочисленными дайками – корнями раннемеловых вулканотектонических структур (Санагинская, Утатинская и др.) парагенетически связана комплексная редкометалльная, полиметаллическая и золоторудная минерализация, в том числе, жильно-штокверковое гюбнеритовое оруденение Джидинского рудного поля. Пульсирующий характер глубинных потоков тепла и рудно-магматических флюидов (плюмов) в тектонически ослабленной зоне Джидинского рудного поля в течение длительного времени приводил к повторному

формированию как молибденового (Первомайское) так и в последующем вольфрамового (Инкурское, Холтосонское) оруденения [Гордиенко и др., 2017].

Литература:
Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. и др.Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. –1996. № 4. –С. 25-42.
Гордиенко И.В., Кузьмин М.И.Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика.– 1999. – Т. 40, № 11. –С. 1545-1562.
ГордиенкоИ.В., ГороховскийД.В., ЛанцеваВ.С., БадмацыреноваР.А. Джидинский рудный район: строение, металлогения, геодинамика, перспективы развития // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых.–2017. – Т.40, №1.– С.9-31.
Бахтин В.И., Яловик Г.А., Гусев Ю.П., Игнатович В.И, Лбов В.А. Основные полезные ископаемые Бурятии// Разведка и охрана недр. –2007. № 12. –С. 15-21.
Ходанович П.Ю., Смирнова О.К., Асташков Г.Ф. и др. Геология и полезные ископаемые Джидинского рудного района // Джидинский рудный район. –Новосибирск: Наука, 1984.– С. 21-35.
Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский – раннемезозойский внутриплитныймагматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология.– 2013. – Т.21, № 2. –С. 115-142.

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-ПИРРОТИНОВЫХ РУД ВОСТОЧНОГО САЯНА

Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, damdinov@mail.ru

В юго-восточной части Восточного Саяна, в отложениях, относимых к верхней, вулканогенно-осадочной пластине офиолитового комплекса (оспинской свите или ильчирской толще), известны проявления колчеданной преимущественно пирротиновой минерализации, приуроченной к углеродистым сланцам, в разной степени метаморфизованным. Фрагменты и реликты аналогичных пирротиновых руд известны на месторождениях Урик-Китойской золоторудной зоны Восточного Саяна [Миронов, Жмодик, 1999], однако их роль в составе оруденения неясна.

Многие вопросы состава и генезиса этих образований остаются не решенными (P-T условия, некоторые особенности состава, флюидный режим и т. д.). В то же время интерес к таким сульфидным телам связан как с их возможной практической значимостью, так и с решением ряда научных проблем, среди которых можно обозначить некоторые: генезис сульфидных тел, поведение рудообразующих компонентов при метаморфизме, происхождение и состав метаморфогенных флюидов и др.

Для решения поставленных вопросов были проведены исследования колчеданных пирротиновых руд проявления Ольгинское, входящего в состав одноименной золоторудной зоны. Площадь Ольгинского рудопроявления сложена кварц-биотитовыми, кварц-амфибол-биотитовыми сланцами с гранатом (1–7 %), переменным количеством углеродистого вещества (0,1–2,5 %) и пирротина (0,5–3,5 %), а также кремнистыми (кварцитовидными) и углеродисто-кремнистыми породами (лидитами), среди которых локализуются субсогласные относительно малосульфидные кварцевые жилы. Отдельные тела сложены амфиболовыми породами с вкрапленной пирротиновой минерализацией. Сульфидные тела с прожилковой, вкрапленной и массивной пирротиновой минерализацией локализуются преимущественно в углеродисто-кремнистых сланцах с Mn-гранатом, биотитом, амфиболом и пирротином, количество которого меняется от 3–5 % до 67–70 %. Кроме пирротина, в составе руд присутствуют арсенопирит, халькопирит, сфалерит, а также самородное золото высокой пробности (875–1000‰), слагающие относительно крупные (до 1,5 мм) выделения. В химическом составе руд преобладают такие элементы как Fe, Mn, в меньшей степени As, Cu, Pb, Zn. Средние содержания Au в сульфидных рудах – 1,48 г/т, в кварцевых жилах 1,25 г/т.

Полученные по минеральным геотермобарометрам P-T условия метаморфизма сульфидных руд имеют значения температуры 430–540°C, при давлении около 5 кбар, соответствующие переходной области зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Относительная локальность проявления изученных минеральных ассоциаций свидетельствует о динамометаморфизме сульфидсодержащей толщи, учитывая её положение в подошве офиолитового покрова. Температурные условия формирования рудных минералов близки к этим оценкам.

Текстурно-структурные признаки пород и руд свидетельствуют о переотложении рудного вещества за счет флюидной фазы, наличие которой подтверждается также появлением кварцевых линз, жил и прожилков, субсогласных с залеганием сланцевой толщи, обрамленных участками водосодержащих минералов – серицита, биотита, амфиболов, эпидота. Термобарогеохимические исследования жильного кварца позволили установить, что кварцевые жилы сформировались гетерогенными флюидами состоящими из рассола (26,3–33,0% экв. NaCl) и газовой фазы, в температурном интервале +536…+340°C и относительно низких давлениях 170–520 бар. Основными солевыми компонентами рудообразующих растворов являются $FeCl_2$ и NaCl. Формирование жил происходило при понижении температуры и резком падении давления, связанном с появлением открытых

полостей в результате тектонических деформаций, в которые попадал просачивающийся метаморфогенный флюид.

Вещественные и геолого-структурные характеристики свидетельствуют о формировании сульфидных руд в субмаринных глубоководных условиях в результате деятельности гидротермальных систем – аналогов «черных курильщиков», из которых была вынесена часть рудообразующих компонентов. Появление и укрупнение частиц самородного золота обусловлено его переотложением при метаморфизме, возможно, под влиянием флюидной фазы, однако относительно низкие его концентрации в пирротиновых рудах свидетельствуют о выносе части золота в составе метаморфогенного флюида в хлоридной или гидросульфидной форме. Выносящиеся флюидом рудообразующие компоненты явились источником вещества для более поздних золоторудных месторождений Урик-Китойской зоны Восточного Саяна.

Литература:
Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т.41, № 1. – С.54–69.

ПЕТРОХИМИЯ ГРАНИТОВ БАДЬЯЮСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Денисова Ю.В.

Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, yulden777@yandex.ru

В данной работе представлены результаты изучения петрохимических особенностей гранитов Бадьяюского массива. Бадъяюский гранитный массив представляет собой согласное платообразное тело, которое протягивается на 10 км и пересекает долины рек Малая и Большая Бадьяю в их верховьях, затем прослеживается далее на юг до р. Селемью. Массив сложен преимущественно массивными лейкократовыми (аляскитовыми) гранитами. Также отмечаются участки с мелкозернистыми лейкогранитами вплоть до аплитов. Вблизи восточного контакта отмечаются лейкократовые гранит-порфиры. Во всем объеме южной и восточной частях наблюдаются гранофировые порфиры и равномернозернистые гранофировые породы. Для гранитов Бадьяюского массива характерно повсеместное проявление катаклаза, который наиболее интенсивно проявлен у контактов, особенно в зоне западного эндоконтакта. Вмещающими породами для Бадьяюского массива, являются верхнерифейские отложения мороинской свиты.

На основании содержания кремнезема изучаемые породы относятся к силикатной группе кислого ряда (содержание SiO_2 превышает 64 %). Средний состав изучаемых пород Бадьяюского массива (SiO_2=75,24 % (74,12–76,82 %), K_2O+Na_2O=7,90 (7,08–8,40)) отвечает лейкограниту. Согласно диаграммам щелочности Тейлора граниты относятся к калиево-натриевому типу, а по содержанию K_2O – могут определены как высоко-калиевые. По величине коэффициента глиноземистости (al'=5,69 (3,22–9,11)) граниты представляют собой высокоглиноземистые породы. Агпаитовый индекс (K_a=0,66 (0,60–0,69) указывает на преобладание Al_2O_3 над щелочами. В среднем в гранитах отмечается умеренное содержание MgO (0,23 %), TiO_2 (0,28 %), CaO (0,63 %), низкое содержание MnO (0,02 %). Обращает внимание на себя повышенная железистость изученных пород (Fe_2O_3+FeO=2,07 % (1,33–3,22 %)), которая в среднем соответствует железистости гранитов нормального и повышенного щелочного ряда [Соболева, 2004].

Граниты обогащены легкими и тяжелыми редкоземельными элементами относительно хондрита [Sun, 1989], причем наиболее сильно увеличены содержания La, Ce, Nd и Gd, Dy, Er, Yb. Дефицит европия сравнительно небольшой, но достаточно четко выраженный (Eu/Eu*=0,16). Отношение La/Yb (1,11) позволяет говорить, что граниты Бадьяюского массива относятся к средне дифференцированному типу. Также изученным породам свойственно среднее отношение Th/U (3,06), что указывает на проявленные процессы метасоматических изменений. Отмечаются и высокие значения отношений Nb/Ta (11,49), что свидетельствует о ювенильном глубинном источнике этих гранитов. Проведенное нормирование на гипотетический плагиогранит COX [Pearce et al., 1984] показывает, что изученные породы обогащены крупноионными элементами (Rb, Ba) и имеют сходное или слегка повышенное содержание высокозарядных элементов (Th, Nb, Ce, Sm) по отношению к составу гипотетического плагиогранита.

Граниты характеризуются выдержанным уровнем отношений оксидов главных щелочных металлов – K_2O/Na_2O (1,26–2,07), которое позволяет говорить, что родоначальным субстратом вероятно являлся магматический или метамагматический протолит. Преимущественно высококалиевый состав изученных гранитов Приполярного Урала и повышенное содержание некогерентных литофильных элементов свидетельствует о выплавлении в мощной континентальной коре [Кузнецов и др., 2005].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

Литература
Денисова Ю. В., Гракова О. В. Особенности формирования гранитоидов южной части Народо- Иньинского хребта (Приполярный Урал) // Материалы X Международной школы по наукам о Земле. I.S.E.S. 2015, Миасс. С. 19 - 21.

Денисова Ю. В. Термометрия циркона из гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, № 12, 2016. С. 37 - 44.
Денисова Ю. В., Вихоть А. Н. Редкие земли в гранитах Бадьяюского массива (Приполярный Урал) // Материалы X Международной научно-практической конференции «Геология в развивающемся мире», Пермь, 2017. в печати
Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоратина О. В., Герцева М. В. Доордовикские гранитоиды Тимано- Уральского региона и эволюция протиуралид - тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
Соболева А. А. Вулканиты и ассоциирующие граниты Приполярного Урала. - Екатеринбург: Из- во УрО РАН, 2004. 147 с.
Pearce J. A., Harris V. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956 - 983.
Sun S. S. Chemical composition and origin of the earth' s primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 179 - 192.

РЕЛИКТЫ ФТОРИДНЫХ И ОБОГАЩЕННЫХ РЕДКИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ СИЛИКАТНЫХ ФАЗ В РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ИЗ МИНЕРАЛОВ ОНГОНИТОВ МАССИВА АРЫ-БУЛАК (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Дмитриева А.С., Перетяжко И.С., Савина Е.А.,

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, pgmigor@mail.ru

Массив онгонитов Ары-Булак имеет форму лакколита и залегает среди сланцев и эффузивов (J_3-K_1) основного состава [Перетяжко, Савина, 2010А]. Порфировые онгониты слагают основной объем массива. На юго-западном фланге эти породы постепенно сменяются афировыми разностями, которые образуют краевую зону шириной 50–100 м. Афировые породы имеют высокие концентрации CaO (5,4–22 мас. %) и F (5,2–18,8 мас. %). Порфировые онгониты содержат <0,5 мас. % CaO и 1–1,5 мас. % F. Среди них вблизи юго-западного фланга и в центральной части массива встречаются также разности с аномальными содержаниями CaO (до 9,8 мас. %) и F (до 7,7 мас. %) [Перетяжко, Савина, 2010А, 2010Б]. Образование богатых Ca и F порфировых и афировых пород проходило при участии силикатного (онгонитового) и обогащенного кислородом фторидно-кальциевого (F-Ca) несмесимых расплавов, а также F-Cl-содержащих водных флюидов разных типов [Перетяжко и др., 2007А; Перетяжко, 2009; Перетяжко, Савина 2010А, 2010Б].

Выполнено изучение расплавных включений (РВ) в зернах кварца и топаза из образцов, отобранных в разных зонах массива. Опыты с РВ проводились в термокамерах Linkam-TS1500 и Linkam-TS1400XY. Гомогенные силикатные стекла получали при нагреве препаратов до 700–800°С с изотермическими выдержками 3–5 часов. Составы стекол и фаз определяли методом СЭМ-ЭДС на сканирующем микроскопе MIRA-3 LMU с системой микроанализа INCAEnergy 450. Катодолюминесцентное изучение зональности минералов проводили на сканирующем микроскопе LEO 1430VP с детектором CENTAURUS.

Установлены большие вариации содержаний петрогенных и примесных элементов в стеклах РВ. Силикатные стекла имеют плюмазитовый состав (A/CNK 1,17–1,7), высокие концентрации F (3–8 мас. %), H_2O до 10 мас. % и примесь Cl до 0,5 мас. %. Во вкрапленниках кварца из порфировых пород обнаружены единичные РВ, стекла которых содержат Cs до 5,5 мас. % и As до 2–3 мас. %. В порфировых онгонитах массива ранее встречались РВ с концентрацией Cs до 17 мас. % [Перетяжко и др., 2007Б]. В зернах топаза из порфирового онгонита обнаружены РВ с многочисленными округлыми обособлениями (<1–5 мкм) алюмофторидного стекла, имеющего атомное отношение Na/Al, близкое к хиолиту-криолиту, а также примеси Ca, K и Cl.

В стеклах РВ наиболее часто встречаются глобулы размером 5–20 мкм или субмикронные обособления кислородсодержащей F-Ca фазы близкой по соотношению компонентов к флюориту. В одних зонах роста кристаллов кварца обнаружены также округлые включения F-Ca фазы совместно с силикатными РВ. Для включений F-Ca фазы характерны высокие концентрации Y (0,5–5 мас. %) и легких РЗЭ (мас. %): La (0,4–1,1), Ce (1–3), Pr (до 0,4) и Nd (0,4–1,1). При таких концентрациях РЗЭ коэффициенты распределения $D_{РЗЭ}$ в первой тетраде РЗЭ от La к Nd между F-Ca и силикатным (онгонитовым) несмесимыми расплавами имеют очень большие величины (более 10^3) и распределение W-типа. Это согласуется с выводом [Перетяжко, Савина, 2010В] о связи тетрад-эффектов М-типа в нормированных к хондриту спектрах распределения РЗЭ в онгонитах с явлениями фторидно-силикатной жидкостной несмесимости. Присутствие реликтов частично раскристаллизовнного во флюорит F-Ca стекла в силикатных РВ, в афировых породах апикальной части массива и его “пятен” среди порфировых онгонитов по всему массиву также является следствием процессов фторидно-силикатной несмесимости. При флюидно-магматическом взаимодействии фторидные и алюмофторидные расплавы разного состава могли формироваться в аномально обогащенной F онгонитовой магме за счет экстракции из силикатного расплава F, Ca, Al, Na, K, РЗЭ и других элементов.

Литература:

Перетяжко И.С. Включения магматических флюидов: P-V-T-X свойства водно-солевых растворов разных типов, петрологические следствия. Петрология. 2009. Т. 17. № 2. С. 197–221.
Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Царева Е.А., Сапожников А.Н. Несмесимость фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплавов в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье). Докл. АН. 2007А. Т. 413. № 2. С. 244–250.

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье). Геология и геофизика. 2010А. Т. 51. №10. С. 1423–1442.
Перетяжко И.С., Савина Е.А. Признаки жидкостной несмесимости в онгонитовой магме по данным изучения расплавных и флюидных включений в породах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье). Докл. АН. 2010Б. Т. 433. № 5. С. 678–683.
Перетяжко И.С., Савина Е.А. Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах. Петрология. 2010В. Т. 18. № 5. С. 536–566.
Перетяжко И.С., Царева Е.А., Загорский В.Е. Первая находка аномально цезиевых алюмосиликатных расплавов в онгонитах (по данным изучения расплавных включений). Докл. АН. 2007Б. Т. 413. № 6. С. 791–797.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧАРОИТОВЫХ ПОРОД МУРУНСКОГО МАССИВА

Докучиц Э.Ю.

Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, esfor@rambler.ru

Мурунский щелочной массив – крупнейший комплекс калиевых агпаитовых пород, расположенный в северо-западной части Алданского щита (граница Иркутской области и Якутии). Это один из Мезозойских щелочных массивов Алданской щелочной провинции, не имеющий аналогов в мире.

Главные минералы чароитовых пород – чароит, кварц, микроклин, K-арфведсонит, тинаксит, федорит, апофиллит, франкаменит и пектолит. Они обтекаются чароитом, чароит-пироксен-тинакситовым агрегатом, иногда с кальцитом. В чароитовых породах встречаются редкие, и даже уникальные минералы [Докучиц, Владыкин, 2016]. Основными составляющими чароитовых пород являются Si, Ca, K, Na, Al, Fe и вода. В меньших количествах имеются Ti, Mn, Ba, Sr, F. Вариации этих элементов и определяют химический состав чароитовых пород.

Графики спектров редкоземельных элементов в чароитовых породах показаны на рис. 1 [Докучиц, 2016]. Кривые спектров довольно однообразны для чароитовых пород разного минерального состава, и отличаются в основном общими содержаниями элементов. По конфигурации кривых поведение элементов в спектрах пород с чароитом разного цвета почти не отличаются, а разнятся только общими содержаниями этих элементов. Наклоны спектров TR довольно незначительны, начиная с Tb, имеют почти хондритовое распределение. Фракционирование Eu не наблюдается, что можно объяснить отсутствием плагиоклазовой фазы в чароитовых и более ранних породах, хотя вариации содержаний редкоземельных элементов в чароитовых породах довольно значительны, и связаны с различным количеством минералов-концентраторов [Dokuchits, Vladykin, 2015].

Очень изменчиво поведение Th – наблюдаются как положительные, так и отрицательные аномалии этого элемента. Конфигурация элементов чароитовых пород на спайдердиаграмме довольно близка к подобной конфигурации в силикатных K-щелочных породах. Если брать в целом, поведение элементов во всех разновидностях чароитовых пород довольно однообразно и свидетельствует о химической общности пород и их кристаллизации из расплав-флюида близкого состава, который является остаточным дифференциатом от кристаллизации более ранних силикатных K-щелочных пород Мурунского массива.

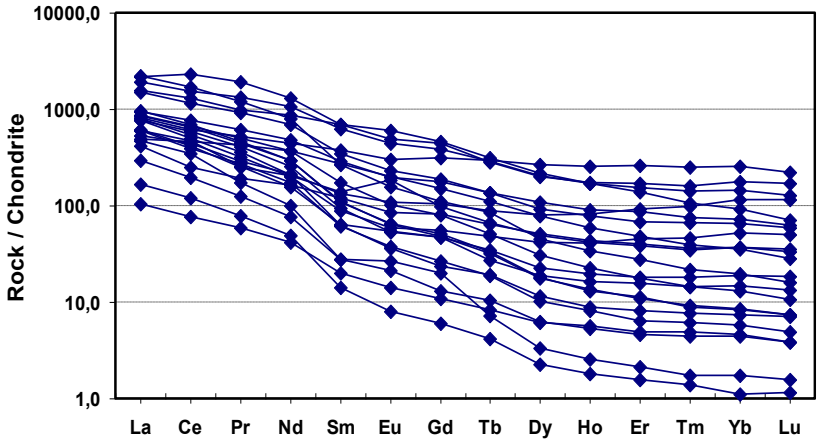


Рис. 1 Спектры РЗЭ чароитовых пород

Спайдердиаграмма чароитовых пород приведена на рис. 2 [Докучиц, 2016]. Конфигурации линии спектров на спайдердиаграмме чароитовых пород различного состава довольно аналогичны. Для них наблюдаются отрицательные аномалии Nb, Ta, Zr, Hf и Ti и положительные аномалии Ba, Sr, U и Pb.

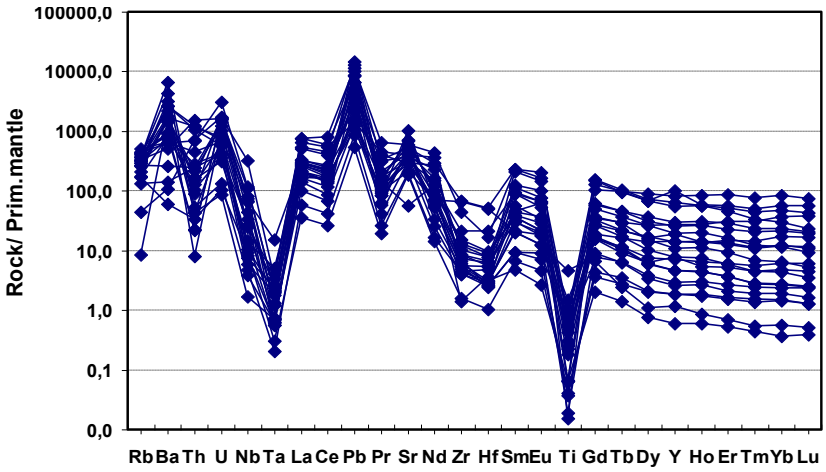


Рис. 2 Спайдердиаграмма чароитовых пород

Несмотря на то, что чароитовые породы при довольно разнообразном содержании минералов характеризуются близкими конфигурациями спектров, в самих минералах этих пород редкие элементы ведут себя по-разному. Получается, что суммарное содержание редких элементов в минерале и его количество в породе дополняют друг друга, а содержания элементов в породах разного минерального состава довольно близки. Эти закономерности свидетельствуют о кристаллизации чароитовых пород с различным количеством породообразующих минералов из единого расплав-флюида.

Из приведённого материала можно сделать вывод, что поведение редких элементов в чароитовых породах аналогично поведению этих элементов в карбонатитах и силикатных породах Мурунского массива, что подтверждает их единое генетическое происхождение. Вариации содержания редких элементов в чароитовых породах различного минерального состава, образовавшихся в разных P-T условиях незначительны, а их средние содержания отвечают закаленным чароитовым породам.

Литература:

Докучиц Э.Ю. Минералого-геохимические особенности пород чароитового комплекса Мурунского массива//Диссертация. Институт геохимии СО РАН, Россия, 2016.

Dokuchits E.Yu., Vladykin N.V. Rare earth elements in charoite rocks, Murun complex. Материалы XXXII Международной конференции «Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов» 7-14 августа 2015г. г. Апатиты, 2015 г.

Докучиц Э.Ю., Владыкин Н.В. Вариации составов чароита и парагенных с ним минералов из чароитовых пород // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2016. № 2 (55). С. 51–60. DOI 10.21285/0301-108X-2016-55-2-51-60.

СЛЭБОВЫЙ РАСПЛАВ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ПРОФИЛИРУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ

Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Горячев Н.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, esv@igc.irk.ru

Производные слэбовых магм (адакиты, санукитоиды) довольно широко распространены в пределах фанерозойских орогенных областей, сформированных на конвергентных геологических границах литосферных плит. В настоящее время производные слэбовых магм наиболее часто используются в качестве «геодинамического маркера» при расшифровке истории геологического развития регионов. Однако, на наш взгляд, более важной их особенностью является контроль определенных типов месторождений Au и тяжелых металлов (Mo, Cu) [Gonzalez-Partida, 2003].

Потенциальная рудоносность производных слэбовых магм обусловлена составом их источника – пород базальтового слоя океанической литосферы [Kelley, 2003; Alt, 1983], при плавлении которого эта специализация будет передаваться вновь образовавшимся расплавам (слэбовым магмам), способным транспортировать «рудную нагрузку» на значительные расстояния и реализовать свою потенциальную рудоносность в пределах континентальной коры.

Несмотря на то, что потенциальная рудоносность и рудная продуктивность этого типа магм достаточно высока, данному вопросу уделяется недостаточно внимания при металлогеническом районировании территорий и идентификации источников вещества рудно-магматических систем, что, на наш взгляд, может привести к пропуску потенциальных рудных объектов, специализированных на золото и тяжелые металлы.

В качестве иллюстрации этого тезиса в статье приведены пример по изучению гранитоидного магматизма Усть-Карского золоторудного района Восточного Забайкалья, одного из старейших золотодобывающих

центров России. Карийский золоторудный узел находится в пределах Пришилкинской подвижной зоны Монголо-Охотского сутурного шва, образовавшегося в результате коллизии Сибирского и Северо-Китайского континентов, после закрытия Монголо-Охотского океана [Zorin, 1999]. Золото-сульфидно-кварцевые с турмалином месторождения и рудопроявления золота Карийского узла локализованы в гранитоидах ранней юры, «облекая» с севера и северо-запада позднеюрский Кара-Чачинский массив, сложенный гранитоидами амуджикано-сретенского комплекса, с которым она генетически связана. Вмещающие золоторудную минерализацию раннеюрские гранитоиды представлены диоритами и тоналитами. Тоналиты по минеральному, химическому и редкоэлементному составу наиболее соответствуют адакитам. Датировка Ar/Ar методом этих гранитоидов составила 182,9±2,6 млн. лет [Ефремов, 2013], что позволяет связать их образование с зоной субдукции существовавшей на южной границе Сибирского континента в раннеюрское время [Zorin, 1999].

Гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса изучались в северо-восточной части Кара-Чачинского массива. Производные инициальных магм комплекса по своей вещественной характеристике полностью соответствуют примитивным санукитоидам, источником которых считаются перидотиты верхней мантии метасоматически преобразованные в зоне субдукции адакитовыми расплавами [Rapp, 2010]. Гранитоиды, комплекса наследуют все геохимические особенности инициальных магм и могут рассматриваться как санукитоиды. Ar/Ar датировка биотит-амфиболовых гранитов третьей фазы Кара-Чачинского определила верхний предел возраста в 154,9±1,7 млн лет [Ефремов, 2013], что позволяет связать их с финальной стадией коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов, произошедшей после закрытия Монголо-Охотского океана [Zorin, 1999].

Геохимические данные показывают, что магматические комплексы пространственно и генетически ассоциирующие с золотой минерализацией являются производными слэбовых магм с существенной мантийной компонентой. Раннеюрские гранитоиды могут рассматриваться в качестве адакитов – оценки состава слэбового расплава прошедшего через мантийный клин и сформировавшего в его пределах геохимически специализированный домен. Примитивные санукитоиды – как продукты плавления пород домена и, как следствие этого, содержащие в своем составе долю слэбовых магм.

Представленные материалы позволяют по-новому взглянуть на проблему источников металла в месторождениях Au Восточного Забайкалья, связав их образование с подтоком вещества из океанической литосферы в зоне субдукции, его консервацией в пределах субконтинентальной мантии и ремобилизацией при крупных тектонических перестройках.

Работа выполнена частично при поддержке РФФИ, проект №№ 17-05-00399, 15-05-00584, 16-05-00283

Литература:

Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Борисенко А.Б., Травин А.В. Возраст, геохимические особенности и источники вещества гранитоидов Усть-Карского золоторудного района (Восточное Забайкалье). В сб. Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии, Улан-Удэ, 2013, С.150-153.

Alt J.C., Emmermann R. Geochemistry of hydrothermally altered basalts: deep sea Drilling project Hole 504B, Leg 83 / Anderson, R. N. , Honnorez, J. , Becker, K. , et al., Init. Repts., DSDP, 83. – Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1983. P.249–262.

Gonzalez-Partida E.G., Levresse G., Carrillo-Chavez A., Cheilletz A., Gasquet D., Jones D. // Journal of Geochemical Exploration. 2003. V. 80. P. 25–40.

Kelley K.A., Plank T., Ludden J., Staudigel H. // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2003. V. 4. №. 6. P.1525–2027.

Rapp R.P.,Norman M.D.,.Laporte D., Yaxley G.M., Martin H., Foley F. // Journal of Petrology. V.51. № 6. P. 1266–2010.

Zorin Yu. F. // Tectonophysics. 1999. V.306. P.33–56.

ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ ИЛИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Китаев Н.А., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, E-mail:sam@igc.irk.ru

Илинское золоторудное месторождение Алханайской рудно-магматической системы расположено в пределах мощной протяженной Байца–Дыбыксинской зоны дробления. На глубину более 300 м на месторождении прослеживаются брекчии. Природа зоны дробления, бесспорно, тектоническая, а трубообразная форма золотоносного штокверка Илинского месторождения, веерообразно расширяющегося к поверхности, дает основание для предположения о проявлениях взрывных явлений на некоторых участках этой зоны во время вулканической деятельности, предшествующей золотому оруденению. Такие участки явились наиболее благоприятными структурами для золотоносных гидротермальных растворов.

Гидротермальный процесс на месторождении выразился в образовании ряда минеральных ассоциаций. Характерно, что сульфидная минерализация в гидротермалитах развита слабо (около 3%) и представлена, главным образом, тонкораспылённым пиритом, в меньшей степени – арсенопиритом. В виде единичных зёрен встречаются сфалерит, галенит и блёклая руда.

Наиболее ранним процессом гидротермального изменения пород является серицитизация, сопровождаемая образованием пирита (сульфидно-серицитовая ассоциация). Следующая серицит-турмалин-

кварцевая ассоциация с небольшим количеством сульфидов, касситерита и апатита развита локально в интенсивно брекчированных гранитоидах и фиксирует участки их наиболее глубокого преобразования. Более поздняя кварц-карбонатно-сульфидная ассоциация развита в прожилках, пересекающих серицитизированные гранитоиды. Она характеризуется крупными выделениями сульфидов – пирита и арсенопирита, промежутки между которыми выполнены зёрнами карбоната и мелкозернистого кварца. Широкое распространение имеет кварц-каолинит-карбонатная ассоциация, которая обычно накладывается на предыдущие ассоциации. Рассеянные по всей массе измененных пород прожилки во внешних зонах имеют хлоритовый и кварц-хлорит-пиритовый состав, в промежуточных – кварц-карбонат-сульфидный и кварц-карбонат-альбитовый, во внутренних – кварц-серицитовый или мономинеральный кварцевый с небольшим количеством сульфидов и серицитовый.

В целом характер гидротермальных изменений не отличается от обычных, многократно описанных березитов, широко распространенных на многих золоторудных месторождениях. Березитизация развивается как в пределах брекчий и брекчированных пород, так и во вмещающих их катаклазированных гранитах и без заметных изменений прослеживается на глубину до 300 и более метров (буровые скважины не вышли за пределы этих пород). На эту же глубину прослеживается и золотое оруденение. Общая мощность рудной зоны 60–100 м.Содержание Au колеблется от 0,2 до 25 г/т, при среднем содержании на 90-метровый интервал в 2,3 г/т. В валовой пробе весом 210 кг, составленной по керну 90-метрового интервала, содержание Au колеблется от 0,1 до 62 г/т, а на 60-метровый интервал составляет в среднем 3,4 г/т. Золото, в основном, очень мелкое (0,02–0,3 мм), пробность его от 783 до 930 ‰, в среднем 844–872 ‰. Содержание Ag в золоте, как правило, незначительное (<1%), а в геохимических полях отношение Au к Ag варьирует в пределах от 100:1 до 1:1.

Золото в метасоматитах распределено крайне неравномерно и ассоциирует, в основном, с тонкими кварцсодержащими прожилками. В отличие от других золоторудных месторождений с подобным типом гидротермальных изменений, Илинское месторождение не имеет кварцевых жил, что придаёт своеобразие месторождению, не имеющему по геологическому строению и вещественному составу близких аналогов. Золотое оруденение локализуется в пределах сложных по конфигурации телах березитизированных пород – рудных столбах, располагающихся преимущественно в тектонических брекчиях, но иногда и в катаклазированных гранитах и зонах метасоматитов.

Установленные минералого-геохимические характеристики Илинского месторождения, наличие рудных столбов по вертикали оруденения, содержащих Au, As, Bi, формирование минерализации при температурах 390–120°С и давлении, достигающем 800 атм. [Лапин, Широких, 1981], присутствие в рудах и геохимических полях B, Bi, Mo, W,отсутствие полосчатых и крустификационных текстур руд, свойственных близповерхностным золоторудным месторождениям, сравнительно низкое содержание Au в рудах и сульфидных минералах, чрезвычайно низкое Ag/Au отношение в геохимических полях, колеблющееся в пределах 0,05–0,5, а в рудах соотношение Au/Ag, изменяющееся от 100:1 до 2:1, – все это не дает основания отнести его к месторождениям малоглубинной (эпитермальной) формации, как это утверждалось при первоначальных исследованиях. Последние полученные данные позволяют отнести это месторождение к вулканической зоне среднеглубинного оруденения.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-00584.

Литература:

Лапин Б.Н., Широких И.Н. Геология, магматизм и золотоеоруденения Восточного Забайкалья (Алханайский район). – Новосибирск: Изд-во Наука, Сиб. отд-ние, 1981. – 164 с.

СУЛЬФОАРСЕНИДЫ Ni, Co И ЭПГ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Павлова Л.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, mekhonos@igc.irk.ru

Каждый тип платинометалльных месторождений характеризуется определенными ассоциациями минералов элементов платиновой группы (ЭПГ), образованных на разных стадиях магматического процесса или в результате более поздней рекристаллизации. При этом состав минералов ЭПГ определяется флюидным режимом рудно-магматических систем, физико-химическими условиями кристаллизации расплава и постмагматических гидротермальных процессов [Cabri, 1983]. В ряде месторождений сульфоарсенидам ЭПГ, Ni и Co отводится ключевая роль коллектора ЭПГ [Prichard et al., 2013].

В массивах центральной части Восточного Саяна минералы элементов платиновой группы обнаружены во всех типах руд, но максимальное их количество и разнообразие наблюдается в густо вкрапленной и массивной рудах [Колотилина и др., 2016]. Наибольшим распространением в этих типах руд пользуются минералы палладия, представленные теллуридами и теллуровисмутидами, а также диарсенид платины – сперрилит. Особую группу составляют сульфоарсениды Ir, Pt и Rh, представленные ирарситом, платарситом и холлингвортитом. Сульфоарсениды платины и иридия чаще всего располагаются внутри пирротина или

пентландита в виде идиоморфных и эллипсовидных включений. Их состав изменяется от $Fe_{0,09}Pt_{0,22}Ir_{0,69}As_{1,2}S_{0,8}$ до $Fe_{0,08}Pt_{0,42}Ir_{0,5}As_{1,48}S_{0,52}$. В рудах они наблюдаются совместно с холлингвортитом и часто образуют зональные агрегаты с кобальтин-герсдорфитовым твердым раствором. Кроме того, холлингвортит иногда находится в центре зерен сложенных минералами ряда кобальтин-герсдорфит.

Необычные парагенезисы минералов платиновой группы с сульфоарсенидами никеля и кобальта наблюдаются в густо вкрапленных рудах из вмещающих пород массива Желос. В них майченерит присутствует внутри никелина, а соболевскит и майченерит обрастают каймами кобальтин-герсдорфитового состава. Кроме того, здесь же обнаружен кобальтин-герсдорфитовый твердый раствор с суммарным содержанием ЭПГ до 10 мас. %.

Минералы платиновой группы присутствуют в рудах, главным образом, внутри моносульфидов железа или пентландита (реже халькопирита), или в краевых частях – на границе с силикатами. Структурные взаимоотношения минералов платиновой группы с сульфидами предполагают, что они имеют магматическую природу.

Установленная зональность сульфоарсенидов: ирарсит (платарсит)-кобальтин-герсдорфит, ирарсит-холлингвортит, ирарсит-холлингвортит-кобальтин-герсдорфин встречается в ряде известных платиноидно-медно-никелевых месторождений [Häkli et al., 1976; Tarkian, Prichard, 1987; Barkov et al., 1999; Szentpeteri et al., 2002; Song et al., 2004 и др.]. В пользу магматического происхождения такой зональности свидетельствует параллельность или субпараллельность композиционных зон; отсутствие изменений ранее образованных зон; изменение состава отдельных фаз в зонах. В отличие от этого, зерна сульфоарсенидов из гидротермальных месторождений обладают незакономерной и более сложной зональностью [Ohnenstetter et al., 1991]. Образование зональности происходило, по-видимому, в результате кристаллизации сульфоарсенидов из позднемагматического расплава или флюида при температурах не менее 550 °С [Szentpeteri et al., 2002].

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-08843).

Литература:

Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Орсоев Д.А. Распределение элементов платиновой группы в сульфидных рудах ультрабазитовых массивов центральной части Восточного Саяна (юг Сибири, Россия) // Геология рудных месторождений, 2016. – Т. 58, – № 1. – С. 23–40.

Barkov A.Y., Thibault Y., Laajoki K.V.O., Melezhik V.A., Nilsson L.P. Zoning and substitutions in Co–Ni–(Fe)–PGE sulfarsenides from the Mount General'skaya layered intrusion, Arctic Russia // Can. Mineral. 1999. – V. 37. – P. 127–142.

Cabri L. Classification of platinum-group element deposits with reference to the Canadian Cordilleras// Episodes. – 1983. – V. 80. – N 4. – P. 31-–35.

Häkli T.A., Hänninen, Vourelainen Y., Papunen H. Platinum-group minerals in the Hitura nickel deposit, Finland // Econ. Geol. 1976. V. 71. P. 1206–1213.

Ohnenstetter D., Watkinson D.H., Dahl R. Zoned hollingworthite from the Two Duck Lake intrusion, Coldwell complex, Ontario // Am. Mineral. 1991. – V. 76. – P. 1694–1700.

Prichard H.M., Fisher P.C., McDonald I., Knight R.D., Sharp D.R., Williams J.P. The Distribution of PGE and the Role of Arsenic as a Collector of PGE in the Spotted Quoll Nickel Ore Deposit in the Forrestania Greenstone Belt, Western Australia // Econ. Geol., 2013. – V. 108, – N 8. – P. 1903–1921.

Song X.-Y., Zhou M.-F., Cao Z.-M. Genetic relationships between base-metal sulfides and platinum-group minerals in the Yangliuping Ni–Cu–(PGE) sulfide deposit, Southwestern China // Can. Mineral. 2004. – V. 42. – P. 469–483.

Szentpeteri K., Watkinson D.H., Molnar F., Jones P.C. Platinum-group elements-Co-Ni-Fe sulfarsenides and mineral paragenesis in Cu-Ni-platinum-group element deposits, Copper Clif north area, Sudbury, Canada // Econ. Geol. 2002. – V. 97. – P. 1459–1470.

Tarkian M., Prichard H.M. Irarsit-hollingwortite solid solution series and other associated Ru-, Os-, Ir-, and Ph-bearing PGM's from the Shetland ophiolite complex // Mineral. Deposita. 1987. – V. 22. – P. 178–184.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ ND В РУДАХ УРМИНСКОГО ГЕЛЬВИН-БЕРТРАНДИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Лыхин Д.А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, liha@igem.ru

Урминское гельвин-бертрандитовое месторождения находится в юго-западной части Западно-Забайкальской металлогенической провинции. Его геологическое строение, минеральный состав и геохимия приведены в работах [Куприянова, 2011; Лыхин, 2015]. Данных же касающихся изотопного состава месторождения до настоящего времени не было.

Формирование Урминского месторождения непосредственно связано и концентрируется в одноименных щелочных гранитоидах. Установлено, что бериллиевая минерализация на месторождении обладает четкими геохимическими корреляциями с содержанием ряда редких элементов индикаторных для вмещающих гранитов. Такое поведение REE позволяет сделать вывод, что формирование Be минерализации на месторождении было связано с эволюцией гранитоидных расплавов повышенной щелочности [Лыхин, 2015].

Для гранитоидов и руд Урминского месторождения получены первые характеристики изотопного состава Nd. Установлено, что по величине εNd(T) они практически не различаются (-4,86 -5,43). Было проведено сравнение изотопного состава Nd изученных гранитов с распространенными в этом регионе осадочными

метаморфогенными комплексами, плагиогранит-диоритовыми (джидинский комплекс), гранитами Ангаро-Витимского батолита и вулканитами Хамбина и цаган-хунтейской свиты, а также с гранитоидами с Ермаковского Be месторождения [Воронцов, 2007; Гордиенко, 2012; Лыхин, 2015]. На диаграмме εNd(T)–Возраст фигуративные точки составов изученных гранитов Урминского месторождения находятся компактно на границе поля составов вмещающих осадочных и метаморфогенных пород. Значительно отличаются от изученных гранитов со сходного Ермаковского месторождения (εNd(T) от -0,5 до 0,96) и одновозрастных с ним вулканитов цаган-хунтейской свиты (εNd(T) от 1,8 до 3,2). Более молодые вулканиты, слагающие Хамбинскую впадину также имеют отличные значения εNd(T) от -2,2 до 0,7. Близкие значения εNd(T) от -7,7 до -2,2 имеют широко развитые в регионе одновозрастные гранитоиды Ангаро-Витимского батолита. Таким образом, граниты с Урминского месторождения лежат на едином тренде эволюции состава Nd с вмещающими коллизионными гранитоидами Джиинской зоны.

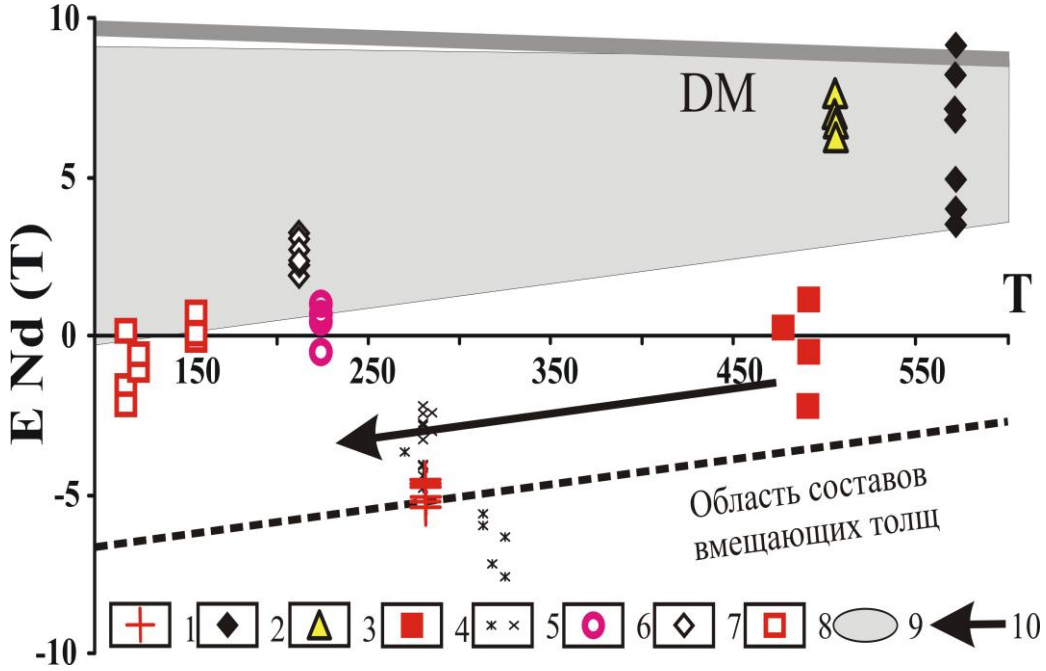


Рис. Диаграмма εNd(T) – возраст для гранитоидов Урминского месторождения

1 – Урминские гранитоиды; 2 – базальты офиолитового и островодужнго комплексов Джидинской зоны; 3 – островодужные граниты; 4 – коллизионные нижнее палеозойские граниты Джидинской зоны; 5 – гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; 6 – щелочные гранитоиды Ермаковского Be месторождения; 7 – вулканиты цаган-хуртейской свиты; 8 – вулканиты Хамбинской вулканоплутонической системы; 9 – поле эволюции изотопного состава Nd офиолитового и островодужнго комплексов Джидинской зоны; 10 – тренд эволюции состава Nd коллизионных гранитоидов Джиинской зоны.

Литература:

Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России // М.: ВИМС. 2011. 353 С.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А. и др., Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северно-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология. 2007. № 1. С. 37–60.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др., История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора палеозойского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и Геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.

Лыхин Д.А, Ярмолюк В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества // Москва. ГЕОС. 2015. 256 с.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОВ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Макагон В.М.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, vmak@igc.irk.ru

При систематике пегматитов нами выделены 3 группы формаций высоких (более 5 кбар), умеренных (2–5 кбар) и низких (менее 2,5 кбар) давлений [Макагон, Шмакин, 1988, Загорский и др., 2003]. К первой отнесены формации уран-редкоземельных и слюдонсных пегматитов с подформациями мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов, ко второй – редкометалльные пегматиты с подформациями сподуменовых и петалитовых пегматитов, а к группе формаций низких давлений – формации редкометалльно-редкоземельных и

кристаллоносных пегматитов. В пегматитах всех указанных формации в той или иной мере проявлена миароловая фация [Загорский и др., 2003].

Формирование уран-редкоземельных пегматитов происходило в гранулитовых метаморфических комплексах древних щитов, в них не проявлено образование поздних альбитовых комплексов. Вообще в уран-редкоземельных пегматитах, образовавшихся при высоких температурах, автометасоматические процессы проявлены очень слабо. Видимо, одним из важнейших факторов этого также является высокое давление в процессе образования таких пегматитов, причем в значительной мере оно обусловлено высоким давлением углекислоты. По данным изучения расплавных включений [Томиленко, Чупин, 1983] температура их гомогенизации составляет в кварце анатектических (ультраметаморфических) гранитов Алданского щита 900–840°С, а пегматитов (ортотектитов) – 850–820°С, что может указывать на низкое содержание воды в расплаве. Давление флюида в процессе кристаллизации анатектических гранитов и пегматитов составляло около 6 кбар, причем основным компонентом флюида является CO_2, тогда как давление воды было низким, его величина была близка к 0,8 кбар. Слюдоносные пегматиты также формировались в зонах метаморфизма дистен-силлиманитового типа, определяющегося высоким давлением, из расплавов, образовавшихся в земной коре и имеющих анатектическое происхождение. Слюдоносные пегматиты, в отличие от уран-редкоземельных, образовались из расплавов, обогащенных водой и CO_2. Давление воды составляло 3–5 кбар, что определило интенсивное образование в них мусковита. Пегматиты этих формаций по аналогии с гранитами, с которыми они связаны парагенетически, можно назвать пегматитами S-типа. Таковы уран-редкоземельные и неспециализированные полевошпатовые пегматиты Алданского щита, слюдоносные пегматиты Мамского и Бирюсинского поясов.

В формации редкометалльных пегматитов выделяются подформации сподуменовых пегматитов повышенных давлений минералообразования и петалитовых – пониженных давлений. Первые образуют серии недифференцированных жил, для вторых характерны зональные тела. Вмещающие породы в полях этих пегматитов метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма андалузит-силлиманитового типа. Поля редкометалльных пегматитов связаны пространственно с массивами гранитов I-типа, характеризуются резким концентрированием редких элементов (Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be, Sn), большими объемами пегматитового материала. Для петалитоовых пегматитов иногда наблюдается связь с массивами внутриплитных гранитов А-типа. Если в полях слюдоносных пегматитов широко распространены плагиоклазовые (олигоклаз) тела, то для редкометалльных пегматитов характерны альбитовые жилы или зоны. Аналогично пегматоидным гранитам полей слюдоносных пегматитов серии альбитовых и сподумен-альбитовых жил можно отнести к альбитовым гранитам. Поля редкометалльных пегматитов формировались в зонах глубинных разломов в процессе мантийно-корового взаимодействия. Влияние зон глубинных разломов особенно заметно при формировании полей сподуменовых пегматитов. В процессах формирования этих пегматитов важную роль играли вода и углекислота, петалитовых – вода и фтор. Это сподуменовые пегматиты Гольцового, Урикского, Белореченского и других полей юго-восточной части Саянского пояса, петалитовые пегматиты Вишняковского и Александровского полей северо-западного блока того же пояса.

Редкометалльно-редкоземельные пегматиты связаны с гранитами повышенной щелочности – от субщелочных плюмазитовых до щелочных агпаитовых, которые обычно относятся к А-типу. Это образования внутриплитные или обстановок периода коллапса и растяжения коллизионных систем. Они характеризуются низким начальным давлением минералообразования. Эти пегматиты расположены в юго-западном (Слюдянское поле), западном (Приольхонские поля) и северном (Абчадское поле) Прибайкалье. Для первого характерен ниобий-редкоземельный эволюционный ряд, для второго – ниобий-редкоземельный и редко проявленный комплексный (Li, Ta, Cs, F, Sn, Y, РЗЭ, Nb), в третьем – бериллий-редкоземельный ряд.

При различии условий образования пегматитов разных формаций одним из важнейших общих факторов их формирования является наличие достаточно мощной “зрелой” коры, которая трассируется глубокопроникающими и длительно действующими тектоническими структурами, способствующими воздействию глубинных источников энергии и вещества на коровые очаги гранито- и пегматитообразования [Загорский и др., 2014]. Генетические различия пегматитов разных формаций определяются различными геодинамическими обстановками их формирования.

Литература:

Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М. и др. Геология и геофизика. 2014. Т. 56, № 2., С. 303–322.
Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Систематика гранитных пегматитов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 422–435.
Макагон В.М., Шмакин Б.М. Геохимия главных формаций гранитных пегматитов. Новосибирск. Наука, Сиб. отд. 1988. 210 с.
Томиленко А.А., Чупин В.П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. Новосибирск. Наука, Сиб. отд. 1983. 200 .с

ГЕОХИМИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ПОРОДАХ И РУДАХ КИНГАШСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Радомская Т.А., Глазунов О.М., Власова В.Н.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, radomskaya@igc.irk.ru

Исследование корово-мантийных рудообразующих систем является актуальным, поскольку с ними связаны платиноносные и медно-никелевые ассоциации, являющиеся производными мантийных пикритовых магм, и служащие индикаторами прогрессивного этапа развития крупных изверженных провинций. Перспективными в этом отношении являются не только центральные части крупных изверженных провинций, но и краевые зоны древних платформ с многократными проявлениями плюмового магматизма. Одним из фрагментов такой зоны в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы является Саянская платиноидно-медно-никелевая провинция [Глазунов, 1994], включающая Канский блок, в метаморфизованной толще которого размещаются ультрабазит-базитовые массивы. Кингашский дунит-верлит-пироксенит-габбровый массив с одноимённым платиноидно-медно-никелевым месторождением – это единственный крупный объект платинодобычи на юге Красноярского края, находящийся в стадии промышленного освоения. Несмотря на повышенный интерес исследователей и петрографо-минералогическую изученность Кингашского массива, в меньшей степени освещены вопросы, посвящённые условиям локализации руд, закономерностям распределения и механизмам накопления благородных металлов и элементов группы железа на разных этапах эндогенного процесса. В работе приводится геохимическая интерпретация аналитических данных по содержанию элементов платиновой группы (ЭПГ) в породах и рудах Кингашского месторождения, выполненных в Институте геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН г. Иркутска. Концентрации элементов платиновой группы в породах Кингашского массива определялись усовершенствованной методикой определения ЭПГ в пробах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) [Меньшиков и др., 2016].

Основные экономические подсчитанные запасы ЭПГ, меди и никеля Кингашского массива связаны с сульфидизировнными ультраосновными породами. Руды Кингашского месторождения характеризуются изменчивостью количественного соотношения минералов группы пирротина, пентландита и халькопирита, отражающей различия физико-химических условий формирования рудоотложения. По структурно-текстурным особенностям выделяется несколько типов руд: вкрапленные, густо вкрапленные, брекчиево-жильные и массивные. В аповерлитовых серпентинитах обнаружен горизонт вкрапленных халькопирит-пирротин-пентландитовых руд мощностью 5–10 м с высокими концентрациями Ni, Cu, Au, ЭПГ до 17 г/т, названный «платиноидным горизонтом». Его особенность заключается в аномальном обогащении Pt и Pd по сравнению с «надрифовыми» породами и содержании сульфидов не более 8 об. %. Основная доля ЭПГ, среди которых самыми распространёнными являются Pd и Pt, концентрируется в сульфидных вкрапленных рудах халькопирит-пирротин-пентландитового состава. При изучении разрезов ультраосновных пород по керну скважин, отмечается общая тенденция возрастания с глубиной содержания ЭПГ, Ni, Cu. В процессе дифференциации расплава происходит изменение содержания и соотношения ЭПГ – увеличение отношения Pd/Pt (в дунитах – до 1,9 и в верлитах – до 4,2) при снижении магнезиальности. Во вкрапленных сульфидных рудах с концентрациями Pd 0,45–1,1 г/т и Pt 0,45–0,8 г/т отмечается прямая корреляция между содержаниями Pt, Pd, Au и значениями Ni и S. Увеличение концентраций Pd от ранних вкрапленных руд к более поздним согласуется с экспериментальными данными по фракционированию палладия в остаточный расплав. Руды «платиноидного горизонта» отличаются от рядовых вкрапленных руд – они характеризуются высокими значениями Pt, Pd, Au и в то же время низкими концентрациями S. Подобный характер распределения ЭПГ объясняется влиянием флюидной составляющей, способствующей миграции платиноидов. Подтверждением этому служит широкое развитие в «платиноидном горизонте» минералов, таких как эденит, паргасит, биотит, хлор- и фтор-апатит, содержащих летучие компоненты. Стоит отметить, что наиболее богатые ЭПГ руды «платиноидного горизонта» содержат и наибольшие концентрации РЗЭ.

Анализ распределения ЭПГ, серы и РЗЭ в разных типах руд позволяет предположить два механизма формирования богатых руд: первый – на раннемагматической стадии, как продукт жидкостной несмесимости и гравитационной отсадки, и второй – на позднемагматической стадии, при участии остаточного расплава, насыщенного летучими компонентами, которые способствовали переносу и сегрегации платиноидов.

Литература:

Меньшиков В.И., Власова В.Н., Ложкин В.И., Сокольникова Ю.В. Определение элементов платиновой группы в горных породах методом ИСП-МС с внешней градуировкой после отделения матричных элементов на катионите КУ-2-8 // Аналитика и контроль. 2016. Т.20, №3. С. 190–201 DOI: 10.15826/analitika.2016.20.3.003

Глазунов О.М. Перспективная никель-платиноносная провинция юга Сибири // Проблемы геологии Сибири. Томск: ТГУ. 1994. Т. 2. С. 83.

ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА СОСТАВ И ФОРМУ НАХОЖДЕНИЯ ПРИМЕСЕЙ В КВАРЦЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ДАРАСУНСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Раков Л.Т.[1], Зорина Л.Д.[2], Прокофьев В.Ю.[1], Коваленкер В.А.[1]

[1]ИГЕМ РАН, Москва; [2]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, rakovlt@mail.ru

Методами электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) и микротермометрического анализа флюидных включений исследовались образцы кварца золоторудных месторождений Дарасун, Теремкинское и Талатуй Дарасунской рудно-магматической системы. Целью работы являлось изучение примесей в кварце и связи их с параметрами флюидных включений, отражающих условия рудообразования.

Микротермометрические исследования показали, что формирование месторождений протекало при различных термодинамических условиях. Наиболее высокие температуры рудообразующего флюида установлены на месторождении Талатуй (611ºС), существенно меньшие – на месторождениях Теремкинское (466ºС) и Дарасун (430ºС). Значения физико-химических параметров флюидов варьируют в широких пределах, соответствуя переходу от магматического этапа к гидротермальному [Прокофьев и др., 2000]. Этот переход сопровождается уменьшением температуры и солености флюидов. Высказано предположение, что рассматриваемые месторождения представляют собой разные уровни глубинности одной рудообразующей системы [Prokofiev et al., 2009].

Изучение кварца методом ЭПР выявило наличие в нем большого количества рассеянных примесей, локализованных в виде отдельных атомов на дефектах кристаллической структуры. Часть их располагается внутри структурных каналов, играя роль ионов-компенсаторов электрического заряда дефектов. К ним относятся ионы H^+, Li^+ и Na^+. Показано, что состав и подвижность ионов-компенсаторов определяются степенью динамической рекристаллизации кварца, отражающей *PT*-условия минералообразования. При низких значениях *PT*-параметров динамическая рекристаллизация проявлена слабо и дефектность кварца высока. Основным видом ионов-компенсаторов в этом случае являются подвижные ионы H^+. По мере развития динамической рекристаллизации роль главного иона-компенсатора в кварце постепенно переходит к Li^+. Подобные изменения в составе ионов-компенсаторов наблюдаются в кварце при переходе от месторождения Дарасун к месторождению Теремкинское, а затем к месторождению Талатуй.

К уменьшению концентрации ионов H^+ в кварце приводит и повышение степени открытости системы минералообразования. Ионы H^+ настолько подвижны, что при первой же возможности стремятся мигрировать в окружающее пространство. Поэтому при одинаковом уровне воздействия динамической рекристаллизации количество H^+ в кварце увеличивается с повышением закрытости минералообразующей системы. Проведенная нами оценка содержаний ионов H^+ показывает, что наибольшее их количество присутствует в кварце месторождения Дарасун, что свидетельствует о наиболее высокой степени закрытости его минералообразующей системы.

Ионы Al^{3+}, Ti^{4+} и Ge^{4+} могут присутствовать в кварце в виде изоморфных примесей. Их внедрению в кристаллическую структуру кварца способствует динамическая рекристаллизация минерала. Находясь в изоморфной форме, ионы примесей активно взаимодействуют друг с другом, и между их концентрациями устанавливаются корреляционные зависимости [Раков, Шурига, 2009]. Графики этих зависимостей (изогены) имеют важное генетическое значение. Показано, что для образцов кварца, принадлежащих одной генетической группе, изогены имеют вид прямых линий. Как правило, они отвечают генерациям кварца, образованным на различных стадиях рудоотложения.

Обнаружено, что процесс формирования золоторудных месторождений Дарасунской рудно-магматической системы описывается тремя изогенами. Одна из них отвечает стадии внедрения интрузии и появлению первичного магматогенного кварца. Две других изогены соответствуют этапам минералообразования, протекающим в более поздний период времени. Первый этап реализуется на большей глубине и обусловлен процессом автометасоматоза. На нем превалирует флюид, имеющий магматическое происхождение и постоянный состав. Второй этап протекает на меньшей глубине и характеризуется измененным составом флюида. Специфика условий реализации обоих этапов определяет разный тип зональности на различных горизонтах месторождения Дарасун.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 16-05-00622).

Литература:

Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д. и др. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 6. С. 526–548.

Раков Л.Т., Шурига Т.Н. Структурно-динамическое состояние как генетический критерий кварца // Геохимия. 2009. № 10. С. 1086−1102.

Prokofiev V.Yu., Bortnikov N.S., Kovalenker V.A. et al. Vertical mineralogical-geochemical zoning of Mesozoic Transbaikalia fluid-magmatic gold systems // Large igneos Provinces of Asia. Mantle Plumes and Metallogeny. Abstracts of the international symposium. Novosibirsk. 2009. P. 251−254.

ВАЛЕНТНОЕ СОСТОЯНИЕ УРАНА И ЖЕЛЕЗА В РУДАХ ПАЛЕОДОЛИННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА ЗАБАЙКАЛЬЯ И ЮЖНОГО УРАЛА

Рекун М.Л.[1], Ганина Н.И.[2], Шулик Л.С.[2]

[1]АО «Центральное ПГО», Москва, miroslav05@inbox.ru; [2]ИГЕМ РАН, Москва

Объектом проведенных исследований являются группа урановых месторождений Хиагдинского рудного поля (ХРП) в Забайкалье и урановые месторождения Южного Урала – Хохловское и Далматовское. Геологическое строение всех этих месторождений позволяет проводить их отработку методом подземного скважинного выщелачивания (ПСВ). Оксидная рудная минерализация урана представлена в основном двумя валентными формами – U(IV) и U(VI). Образуемые этими формами соединения резко различаются по миграционной способности в подземных водах.

Изучение степени окисленности урана в объеме рудных залежей важно для познания механизма их образования и технологических целей [Лаверов, 1998].

С целью изучения геохимических условий локализации оруденений на месторождениях Забайкалья и Южного Урала был проведен комплекс работ, который включал в себя:

– изучение степени восстановленности урана и железа в рудах, химического состава воды, окислительно-восстановительного и кислотно-щелочного равновесия в системе вода – рудоносная порода (в пастах методом Лукьянова-Лисицына) [Лисицын, 1975];

– гидрогеохимический каротаж для изучения окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных свойств подземных вод;

– изучение видового состава и биохимической активности естественной подземной микрофлоры, определяющей современные геохимические условия в рудных пластах.

Окислительно-восстановительная обстановка на изученных объектах определяет валентное состояние урана и железа. Если на месторождениях Южного Урала доля четырехвалентного урана (при Eh от -100 до +25 мВ) составляет 84–93%, то в более «жестких» (Eh до -420 мВ) условиях Забайкальских 93–97%.

Во всех случаях богатые руды – наиболее восстановленные, уран в них практически полностью представлен четырехвалентной формой. Чем беднее руда, тем она более окисленная, поскольку пространственно ближе расположена к зоне грунтово-пластового окисления.

Одновременно с определением кислоторастворимых валентных форм урана, в тех же образцах определены кислоторастворимые валентные формы железа ($\Sigma Fe_{кр}$, $FeIII_{кр}$) и их содержание не превышает 30% для месторождений Ю. Урала и 24% для месторождений ХРП.

Полученные данные сильно восстановленного урана и железа хорошо согласуются с крайне низкими отрицательными значениями Eh, измеренного как в пастах, так и методом ГХК.

Основные результаты проведенных исследований по изучению валентных состояний урана и железа в рудовмещающих горизонтах урановых месторождений Забайкалья и Южного Урала сводятся к следующему:

1. Уран в рудах изученных месторождений сильно восстановлен. Преобладает его четырехвалентная форма. Основная менеральная форма в Забайкалье – нингиоит, а на Южном Урале – коффинит и настуран.

2. Подвижного кислоторастворимого железа в рудах мало. Доля его трехвалентной кислоторастворимой формы составляет 24% для месторождений ХРП и около 30% для месторождений Далматовское и Хохловское.

3. Высокая степень восстановленности урана объясняется низкими значениями окислительного потенциала (до -420 мВ на месторождениях ХРП и до -100 мВ для месторождений Южного Урала).

4. Уран локализуется в рудах на восстановительном геохимическом барьере. На Южном Урале восстановительное осаждение происходило под влиянием сингенетичных и эпигенетичных рудоносным отложениям восстановителей. Для месторождений ХРП восстановительная роль органического вещества усиливалась высокой биохимической активностью водородобразующих бактерий гетеротрофов, создающих сильно восстановительную обстановку в рудолокализующей литологической среде – Eh <-400 мВ.

5. Сильная восстановительная обстановка и, как следствие, высокая степень восстановленности урана в рудах при крайне низком содержании подвижного Fe(III) свидетельствуют о необходимости применения искусственных окислителей при добыче урана сернокислотным скважинным подземным выщелачиванием. В таких геохимических условиях отработка рудных залежей месторождения методом СПВ без использования искусственных окислителей малоэффективна.

Литература:

Лаверов Н.П., Абдульманов И.Г., Бровин К.Г. и др. Подземное выщелачивание полиэлементных руд. – М.: Издательство Академии горных наук, 1998. – 446 с.

Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975 – 248 с.

Л.В. ТАУСОН И ПРОБЛЕМА ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ ГРАНИТОИДОВ

Рихванов Л.П.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, rikhvanov@tpu.ru

Одним из основных направлений в научных исследованиях академика Льва Владимировича Таусона была проблема геохимической типизации гранитоидов. Ей были посвящены и его основные прижизненные публикации [Таусон, 1961, 1977]. При создании Института геохимии в Иркутске одним из главных направлений его деятельности стало изучение геохимии редких элементов в изверженных горных породах и, прежде всего, в гранитоидах.

Уже в первой своей монографии [Таусон, 1961], ставшей геохимической классикой, он чётко обозначил требования к методологии изучения геохимии интрузивных пород, начиная с отбора представительных проб, их подготовки, количественного анализа элементов и интерпретации полученных данных. Большое внимание при этом уделялось учёту геологического положения и истории формирования исследуемых массивов.

Особое внимание при этом уделялось таким аспектам как факторы кристаллохимического рассеяния редких элементов, формы нахождения в минералах и породах, поведение летучих компонентов в процессе становления гранитоидов и т.д.

Л.В. Таусоном в геохимическую практику были введены такие понятия как «минералы-носители» и «минералы концентраторы» и предложены методы химического выщелачивания элементов, например, урана, для изучения форм нахождения элементов в минералах без разрушения их структуры.

На примере изучения геохимии гранитоидов Забайкалья, Восточного Саяна, Монголии и других районов ему и его ученикам, а их он перечислил сам: В.С. Антипину, М.Н. Захарову, В.И. Коваленко, В.Д. Козлову, М.И. Кузьмину, Л.Л. Леоновой, З.И. Петровой, Л.Л. Петровой, Э.И. Пополитову, Л.В. Соловьевой, О.Д. Ставрову, Ю.П. Трошину и др. [Таусон, 1977, стр. 8], а также Н.В. Владыкину, П.В. Ковалю и др., удалось выделить геохимические типы и дать критерии оценки потенциальной рудоносности гранитоидов [Таусон, 1977]. При этом, в качестве классификационных признаков использовались не только уровни накопления элементов в породах и минералах, но и их индикаторные отношения (K/Rb, Ba/Rb).

В сферу нашего интереса входит изучение индикаторной роли естественных радиоактивных элементов (Th, U) при изучении рудно-магматических систем [Рихванов, 2002]. Эти элементы, в силу близости кристаллохимических свойств Th^{+4} и U^{+4} при высокотемпературных магматических и флюидных процессах и резко различным поведением U^{+6} и Th^{+4}в более низкотемпературных флюидных и экзогенных процессах позволяют использовать их, особенно показатель Th/U, для решения вопросов генезиса многих интрузивоподобных пород, в том числе онгонитов Монголии и Алтая и других образований [Рихванов и др., 2017].

Литература:

Рихванов Л.П. Радиогеохимическая типизация рудно-магматических образований. Новосибирск: Издательство СО РАН, филиал «Гео». – 536 с.

Рихванов Л.П., Арбузов С.И., Батулзий Даш. Новые данные по геохимии онгонитов // Геосферные исследования. – 2017. – № 1. – С. 50–62.

Таусон Л.В.Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Наука,1961. – 229 с.

Таусон Л.В.Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука,1977. – 280с.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РУДОГЕНЕРИРУЮЩИХ-РУДООБРАЗУЮЩИХ ЗОЛОТОНОСНЫХ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Сафонов Ю.Г.

ИГЕМ РАН, Москва, safonov@igem.ru

Представления о рудообразующих системах эндогенных рудных месторождений развиваются в разных вариантах более пятидесяти лет, наряду с разработкой их моделей и другими подходами к пониманию системной организации и проявлений процессов рудной минерализации. Объектами таких разработок служили рудные формации, месторождения различных геолого-генетических типов, представительные месторождения, в основном крупные и уникальные. Представления о флюидно-магматических системах по существу заместили традиционные разработки проблемы связей «оруденения» (рудообразования) с магматизмом, в которых общие петрологические подходы, наряду с геодинамическими, были доминирующими. Петролого-геохимическое

наполнение названная проблема получила, главным образом, применительно к редкометальным и урановым месторождениям, во многом благодаря работам Л.В. Таусона, [1961, 1977 и др.]. В названных работах, как и в более поздней с соавторами [Таусон, Гундобин, Зорина, 1987], освещены общие вопросы геохимии редких и рудных элементов, среди которых основное внимание уделено их истории «при дифференциации и кристаллизации магм» и, в конечном счете, при развитии процессов рудообразования, в их реальном пространственном проявлении. Были показаны «петролого-геохимические принципы» выделения и анализа развития «рудно-магматических систем», включая золотоносные, «образованные гипабиссальными интрузивами латитовых магм» [Таусон, Гундобин, Зорина, 1987].

Обширная опубликованная информация по золотоносным флюидно-магматическим системам, среди которых монография Ю.Г. Щербакова [1967], привели автора доклада к выводу о целесообразности разграничения понятий «рудогенерирующие» и «рудообразующие» флюидно-магматические системы, часто рассматриваемые как синонимы. Опыт изучения золоторудных месторождений, образованных в различных геодинамических обстановках, в разновозрастные металлогенические эпохи, показывает значимость и специфику петролого-геохимического наполнения понятия – «рудогенерирующие золотоносные флюидно-магматические системы», как относящегося к средне-крупномасштабному таксону стереометаллогении, выделенной В.И. Смирновым среди перспективных направлений металлогенических исследований. К сожалению, это направление не получило должного развития, в основном из-за ограниченного знания по глубинным процессам, определяющим геохимическую специализацию разномасштабных террейнов, из которых наиболее важными в металлогении золота представляются отвечающие рудным районам – узлам – полям.

«Рудообразующие» системы гидротермальных месторождений охватывают только конкретные объемы пород, в которых циркулируют рудоносные флюиды (растворы), раскристаллизация которых приводит к образованию минеральных систем. Этими системами охватываются рудные тела и метасоматиты – предрудные и синрудные, в целом отвечающие понятию – рудное месторождение. Зарубежными исследователями как «минеральные системы» различных пространственных рангов объединяются все выше названные таксоны. Целесообразность разграничения понятий «рудогенерирующие» и «рудообразующие» системы определяется и различиями их геологических и геохимических характеристик, что отражено в указанной выше работе Л.В. Таусона с соавторами [Таусон, Гундобин, Зорина, 1987]. Как основной объект исследований ими выделяются «геохимические поля рудно-магматических систем», что показано на примерах Широкинского и Дарасунского рудных полей (В. Забайкалье). Изученность этих рудных полей за последние годы значительно выросла, но основные выводы по геохимическим характеристикам остаются значительными, особенно в части ранжирования рудогенерирующих – рудообразующих систем применительно к совмещенным разновременным образованиям. Геолого-геохимические данные позволяют разграничить рудообразующие системы Балей-Дарасунского золоторудного узла и рассмотреть критерии разграничения рудопроявлений попринадлежности их к определенным рудообразующим системам и/или «фоновым-индикаторным» производным рудогенерирующих систем.

Разнообразие золоторудных и комплексных золотосодержащих месторождений, различия в условиях их образования предопределяют необходимость целевых исследований геохимической специализации рудогенерирующих систем, с охватом как рудных элементов, так и образующих «жильные» минералы. В числе актуальныхдля разработки выделяются такие вопросы как количественные соотношения сульфидов и кварца (Колар, Мурунтау, Витватерсранд и др.), а также природа пиритовой и арсенопиритовой специализации прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации (Сухой Лог, Вернинское и др.).

Литература:
Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах.// Издательство Академии Наук СССР, Москва. 1961.
Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. // Издательство «Наука». Москва. 1977
Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем.// Издательство «Наука», Сибирское отделение. Новосибирск. 1987.
Щербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. // Издательство «Наука». Москва. 1967

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОХИМИИ АНТРОПОГЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Соктоев Б.Р., Рихванов Л.П., Арынова Ш.Ж.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, bulatsoktoev@gmail.com

Природные карбонатные образования (травертины, гейзериты, сталактиты, сталагмиты) широко применяются в науках о Земле для изучения различных геологических процессов (тектонической активизации, палеосейсмических и палеоклиматических событий и др.). Близкие к ним по составу и условиям образования карбонатные отложения можно встретить в бытовой теплообменной аппаратуре (чайники, кастрюли). Данные отложения, вероятнее всего, обладают информативностью, которую можно использовать в эколого-

геохимических и прогнозно-металлогенических исследованиях [Арынова, 2017; Монголина, 2011; Соктоев, 2015].

Нами совместно с учеными Бурятского государственного университета, Алтайского регионального института экологии, Павлодарского государственного педагогического института, Башкирского государственного университета собрана представительная база данных (более 1000 проб) по элементному составу антропогенных карбонатных отложений (накипи) на территории Иркутской, Кемеровской, Томской, Павлодарской, Челябинской областей, Республик Алтай, Башкортостан, Бурятия.Использованные аналитические методы включают в себя ИНАА, ICP-MS, XRD, SEM, f-радиографию.

Элементный состав антропогенных карбонатных отложений неоднороден и отражает, прежде всего, геохимические особенности воды, из которой они формируются. Главными химическими элементами в солевых отложениях являются Ca, Na, Fe: содержание этих элементов варьирует в широких пределах с минимальными концентрациями более n·10 мг/кг. К числу макрокомпонентов в составе накипи можно также отнести Zn, Sr, Ba. Особенности распределения других химических элементов в накипи определяются особенностями геологического строения и металлогении территории, что позволяет, по нашему мнению, использовать данную среду как косвенный поисковый признак на руды ряда химических элементов (Ag, Au, U, REE и другие).

Так, на территории Бурятии, Томской и Павлодарской областей аномальные концентрации U в накипи пространственно тяготеют к крупным известным или потенциальным урановорудным районам (Алтае-Саянская, Забайкальская, Северо-Казахстанская урановорудные провинции).

Повышенные концентрации Ag, Au в антропогенных карбонатных отложениях также приурочены к золоторудным объектам или геохимически специализированным территориям. Например, Тункинская впадина является областью сноса для геохимически специализированных на Au минерагенических зон (Окинской и Хамар-Дабанской). В Павлодарской области аномальные содержания этих же элементов в накипи пространственно локализованы вокруг Майкаинского золоторудного поля и месторождения полиметаллических руд Алпыс. В южной и юго-восточной части Томской области также выявлены ореолы повышенных содержаний Ag и Au, вероятной причиной которых могут служить погребенные россыпи, либо влияние структур горно-складчатых областей, продолжающихся под осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты.

Геохимическая специализация на REE и Th антропогенных карбонатных отложений в южной части Томской области и северной части Павлодарской области позволяет предположить их связь с распространением циркон-ильменитовых россыпей в краевых прогибах фундамента Западно-Сибирской платформы.

В качестве аддитивных факторов могут выступать хвостохранилища горнорудных предприятий, формирующиеся при разработке месторождений полезных ископаемых (Урское, Комсомольское, Джидинское, Учалинское), где геохимическую специализацию формируют попутные химические элементы.

Таким образом, проведенные исследования показывают высокую потенциальную информативность элементного состава антропогенных карбонатных отложений как дополнительного косвенного критерия при прогнозно-металлогенических исследованиях.

Исследования на Урском и Комсомольском хвостохранилищах (Кемеровская область) выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ (№ 15-17-10011)

Литература:

Арынова Ш.Ж. Элементный состав солевых образований из природных пресных вод как индикатор экологической безопасности водопользования: автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. – Томск, 2017. – 22 с.

Монголина Т.А. Геохимические особенности солевых отложений (накипи) питьевых вод как индикатор природно-техногенного состояния территории: автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. – Томск, 2011. – 21 с.

Соктоев Б.Р. Геохимия карбонатной составляющей природных пресных вод и ее индикаторное значение в эколого-геохимических и прогнозно-металлогенических исследованиях (на примере Байкальского региона): автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. – Томск, 2015. – 22 с.

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И ИСТОЧНИКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Спиридонов А.М.[1], Горячев Н.А.[1, 2], Борисенко А.С.[3], Вах А.С.[4], Гвоздев В.И.[4], Зорина Л.Д.[1]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, sam@igc.irk.ru; [2]СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, goryachev@neisri.ru; [3]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, borisenko@igm.nsk.ru; [4]ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, director@fegi.ru

На основе обобщения имеющихся литературных данных и результатов проведенных авторами изотопно-геохронологических исследований геологических материалов, собранных во время полевых работ разных лет, рассмотрена хронология развития процессов магматизма и рудообразования в пределах основных золоторудных районов Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП). В строении орогенного пояса можно выделить три сегмента: Монгольский, Забайкальский и Верхнеамурский, в пределах которых установлены основные этапы формирования золоторудных месторождений различных формационных типов и рассмотрены их временные соотношения с определенными типами рудопродуцирующих магматических комплексов. Основными рудопродуцирующими интрузиями золотого оруденения для месторождений, являются: Монгольский сегмент – шарахадинский интрузивный комплекс; Забайкальский и Верхнеамурский сегменты – амуджикано-сретенский, шахтаминский и буриндинский интрузивные комплексы, отвечающие производным шошонит-латитовой и высококалиевой известково-щелочной магм. В пределах МООП с запада на восток (Монгольский → Забайкальский → Верхнеамурский сегменты) отчетливо наблюдается закономерное скольжение в сторону омоложения возрастного максимума проявления разнотипного магматизма и связанного с ним золотого оруденения различных формационных типов. Согласно хронологии развития процессов магматизма и рудообразования, в пределах Монголо-Охотского металлогенического пояса, можно выделить три возрастных этапа образования золотого оруденения: раннеюрский – 200–170 млн лет (Баян-Ула, Их-Салаа, Бороо, Гаатсуурт) → Монгольский сектор; позднеюрский – 165–145 млн лет (Дарасун, Карийское, Амурские дайки, Пильненское, Лугоканское, Ново-Широкинское, Талатуй, Балейское) → Забайкальский сектор; раннемеловому – 135–122 млн лет (Погромное, Кировское, Покровское, Березитовое) → Забайкальский и Верхнеамурский сектора. При этом распределение установленных возрастных дат по однотипным золоторудным месторождениям указывает на заметную разницу в возрасте этих месторождений в разных секторах МООП. Так, однотипные по минералогии и геохимии месторождения Бороо и Гаатсуурт (Монгольский сектор) с одной стороны и Погромное (Забайкальский сектор) с другой, имеют разницу в возрасте более 50 млн лет (190–175 млн лет и 139–127 млн лет соответственно). Аналогично месторождения Дарасун и Карийское Забайкальского сектора являются древнее однотипного Березитового месторождения Амурского сектора на 30–35 млн лет. Однако полученные новые данные о возрасте золотого оруденения месторождения Дарасунского рудного узла [Прокофьев и др., 2006] свидетельствуют, что образование ранних продуктивных рудных тел относится к концу раннего мела (99±18 млн лет. Это на 25–30 млн лет моложе золоторудных месторождений Амурского сектора. Подобное наблюдается и для эпитермальных золоторудных месторождений Балейского (Забайкальский сектор) и Покровского (Верхнеамурский сектор), где разница в возрасте составляет около 25–30 млн. лет, в то время как данные K-Ar возраста кварц-адуляровых жил месторождения Балей (114–120 млн лет) указывает на близость к возрасту Покровского месторождения [Юргенсон, Грабеклис, 1995]. Изложенное позволяет добавить и металлогеническую специфику Монголо-Охотского орогенного пояса связанную с тем, что завершение его бассейного развития как крупной трансрегиональной структуры произошло в раннем триасе – ранней юре, а формирование орогенных рудных месторождений в ранней юре – раннем мелe. При этом интересно отметить, что при таком разнообразии возраста формирования золотого оруденения МООП, изотопный состав серы главных рудообразующих сульфидов рассматриваемых месторождений удивительно однообразен и близок к нулю, а изотопный состав свинца минералов руд ложится в поле месторождений, связанных с его мантийным источником.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-00584.

Литература:

Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Беляцкий Б.В., Бакшеев И.А., Бортников Н.С. «Новые данные о возрасте золотого оруденения Дарасунского рудного узла (Восточное Забайкалье) /Геодинамическая эфолюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), 2006, выпуск 4, том 2, стр. 77–80.

Юргенсон Г.А., Грабеклис Р.В. //Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. 1. Кн. 2. С. 19–32.

GEOCHEMICAL TYPES OF GRANITOIDS, ORE MINERALIZATION AND ORIGIN OF SILICIC MAGMA

Ochir Gerel

Dept. of Geology and Hydrogeology, Mongolian University of Science & Tecgnology, Ulaanbaatar, Mongolia. e-mail:gerel@must.edu.mn

L.V. Tauson identified several geochemical types (e.g. andesitic, clac-alkalic, latitic, alkalic, plumasitic) of granitoids [Tauson, 1977] based on their mineralogical and geochemical features, and relation to ore mineralization. He combined volcanic and intrusive rocks into one magmatic reservoir, which partly erupt as lava or crystallized in the depth, and subsequent hydrothermal activity led to the formation of ore deposit. We discuss various geochemical types of granitoids with associated mineralization formed in different tectonic environments.

Most of granitoid rocks of significant volume occur in continental arc. Granitoids of andesitic, calc-alkalic and latitic geochemical types with copper porphyry deposits are typical of arc environment, whereas alkaline (agpaitic) and plumasitic geochemical types mainly occur in intraplate post-orogenic or rift environment.

The best examples of andesitic geochemical type are the Carboniferous Shuteen volcanic-plutonic complex with porphyry Cu-Au deposit, the late Devonian-early Carboniferous Oyu Tolgoi monzodiorite-granodiorite complex with porphyry Cu-Au deposits, and the Erdenet complex with porphyry Cu-Mo deposit. All these granitoids associated with economic porphyry type mineralization are metaluminous, medium to high K-calc-alkaline, oxidized or highly oxidized arc granitoids which show typical subduction-related signatures of I type granites with enrichment in Rb, U, Th, Ba, and depletion in Nb, Ta and Ti, with ε_{Nd} from -0,2 to +2,0 (close to HIMU source). The REE patterns for mineralized monzodiorites and granodiorites show enrichment and fractionation of LREE, lack of negative Eu anomalies, depletion in middle HREE with low Dy/Yb ratio could reflect deep high-pressure hornblende-garnet fractionation or relatively low-P, low degree partial melting with amphibole-bearing residue [Gerel and Munkhtsengel, 2005; Gerel et al., 2013].

Granites of plumasitic geochemical type occur along the margins, and partly in the rifts surrounding the early Mesozoic Khentei Batholith. Fluorine rich leucogranites typically represent the latest pulses of late/postorogenic to anorogenic multiphase granite complexes occurring in the highest level of leucocratic cupolas or at the inner contacts of multiphase plutons. They enriched in Li, Rb, Cs and Ta, and related ore elements (Sn, W, U, Nb), depleted in Ba and Sr [Antipin et al., 2016]. The inintial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio range from 0,704 to 0,718, ε_{Nd} from -0,1 to -3,3. The origin of Li-F granites is still controversial (magmatic versus metasomatic). Magmatic model developed by V.I. Kovalenko and L.V. Tauson invokes high degree of fractionation with fluid-magmatic interaction.

The type of rare metal granitoids of alkaline series (agpaitic) includes the Permian Khanbogd pluton composed of alkali granites enriched in Zr, Hf, REE and the Devonian age alkaline plutons of Khlazanburegtei group, and Ulaan Del in Lake Zone with Zr-Nb- REE mineralization formed in rift environment with mantle plume heat.

The magmatic evolution in the continental arc settings can be explain by the MASH (melting, assimilation, storage and homogenization) hypothesis proposed [Hildrech & Moorbath, 1988]. The "mush column" concept [Marsh, 1966] adopted for silicic magma [Bachmann & Huber, 2016] can contribute to understanding of different level magma chamber in the lower and upper crust.

References:

Antipin V.S., Gerel O., Perepelov A., Odgerel D., Zolboo Ts. (2016). Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal granites in Central Mongolia and Baikal region: review of geochemistry, possible magma sources and related mineralization. Journal of Geosciences, 61, 105-125.

Bachmann O., Huber Ch. (2016). Silicic magma reservoirs in the Earth's crust. American Mineralogist, Volume 101; 2377–2404.

Gerel, O., Munkhtsengel, B. (2005) Erdenetiin Ovoo copper-molibdenum deposit in Northern Mongolia. In: Geodynamics and Metallogeny of Mongolia with a special emphasis on copper and gold deposits (Eds: R. Seltmann, O. Gerel & D. Kirwin). London,; 85-105.

Gerel O., Btakhishig B., Munkhtsengel B., Chimedtsreen A. (2013).Porphyry type deposits associated with adakitic magma: case study of porphyry Cu-Au and Cu-Mo deposits in Mongolia. The 8th International forum on strategic technology Volume 1. MUST, 2013; 537-542

Hildreth W., Moorbath S. (1988). Crustal contribution to arc magmatism in the Andes and central Chile. Contribution to Mineralogy and Petrology 98; 455-489.

Marsh B.D. (1986). Solidification fronts and magmatic evolution. Mineralogical Magazine 60; 5-40.

Tauson L.V. (1977). Geochemical types and potential ore mineralization in granitoids. Nauka. 280 p. (in Russian)

AFRICAN SUPERPLUME-RELATED MAGMATIC – TECTONIC - METALLOGENIC EVENTS IN WEST BALUCHESTAN, MIDDLE EAST: PECULIARITIES, HYDROCARBONS (OIL, HC), PROBLEMS, AND CONSTRAINTS

Romanko A.[1], Imamverdiyev N.A.[2], Prokofiev V.[3], Vikentiev I.[3], Savichev A.[1], Heidari M.[4], Rashidi B.[4]

[1]Geological Institute, RAS, Moscow, a-romanko@ya.ru, a.romanko@yahoo.com; [2]Baku State University, Baku, Republic of Azerbaijan; [4]Satrap Resources, Perth, Australia

We present data on African superplume-related rocks in West Baluchestan, Middle East. Our group led by outstanding regional trio – Drs. E. Romanko, A. Houshmandzadeh, and M.A.A. Nogole-Sadat. African superplume is in agreement with tomography. Some data on intraplate rocks are: mainly K-Na subalkaline rocks(alkaline one too), middle K, High-Ti, low $^{87}Sr/^{86}Sr$=0,7039÷0,2 (trachyandesite), 0,70489÷0,18 (trachybasalt) alongside 0,7049–volcanite by Camp, Griffis in 1982; high LREE/HREE (La 44 ppm), Eu/Eu* more than 1,1; up to 1/3 of CaO, up to 0,45% of Sr – trachyandesites with K20 1,9% (meaning real Pleistocene carbonatites 200 km to east, Hanneshin, Afghanistan), complex correlation of characteristical elements; Hi-Ti (rhutile, Ti-hornblende) and Hi-Ca phases (clinozoisite, Ca-rich zeolite–vayrakite?), replacement of minerals due to strong rock-fluid interaction. Idea about superplume-subduction relation is discussed. Some features on dominated subduction-related CA rocks are: ISr=0,70456÷0,05 (Bazman volcano), mainly K-Na affinity with a middle K, fair low Ti – usual for convergent margins), moderate LREE-enrichment with a high LREE/HREE (La – more than 15 ppm), and a moderate Eu-deficit; lower trace elements content versus intraplate subalkaline rocks mentioned, typical Ca and Sr, no problem now with a mineralogy - rock chemistry; fairly fresh OPx and Hbl, no strong mineral replacement observed.

Tectonic-magmatic pair is proposed in a region studied with antagonist intraplate – subduction processes compensation as in the other regions due to a theory.

NE tectonic-magmatic-metallogenic +- OIL/hydrocarbon = HC (regional Cu-Au deposits (metallogeny led by Dr E. Romanko); also – Cu-Ni-Co and Cr Cretaceous ophiolite-related deposits, then Pb, Zn, mainly non-rich Ag, PGE, As, Hg, Bi etc.) zonation, related to famous subduction of Arabian plate, exists, ex. (calc-alkaline (1) – intraplate (2)):

1: Eocene (Pg2) shoshonites – Paleocene-Oligocene calc-alkaline intrusives - Miocene-Recent calc-alkaline volcanic-plutonic rocks, and

2: Paleogene? (Lut block)-Neogene subalkaline rocks - Afghanistan carbonatites Q1-3 aged etc. Alpine compression in the Central Iran on the moderate subductional depths up to 200 km due to V. Trubitsyn et al, at least, partly compensated, as proposed, by contemporaneous or younger, Pg?-N-Q extensional intraplate magmatism of the East Iran/Afghanistan and nearby area. Satisfactory all-geo correlation in the region studied exists.

We are extremely grateful to outstanding regional trio - Drs. E. Romanko†, A. Houshmandzadeh, and M. A. A. Nogole-Sadat; also to V.V. Slavinsky, M. Hosseini, M. Heidari, S.M. Tabatabeimanesh, V.Yarmolyuk, V. Trifonov, Yu. and M. Leonov, V. Rusinov†, A. Girnis, A. Pertsev, A. Mokhov, V. Volkov, G. Moralev; A. Meskhi from Kazan, Russia, and more others.

IV. ГЕОХИМИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ.

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ УГОЛЬНОЙ ТЕПЛОЭЛЕКТРОСТАНЦИИ (НА ПРИМЕРЕ Г. КАРАГАНДЫ, РЕСПУБЛИКА КАЗАХСТАН)

Адильбаева Т.Е., Таловская А.В., Язиков Е.Г.

Томский политехнический университет, Томск, mega.adilbaeva@mail.ru

Снежный покров – депонирующая среда для выявления техногенного загрязнения территорий, исследования которого в зоне влияния объектов ТЭК освещены во многих работах [Глазовский, 1982; Сает и др., 1990; Василенко и др., 1985]. В северной части г. Караганды расположена теплоэлектростанция (ТЭЦ-3). В своем технологическом процессе ТЭЦ-3 использует высокозольный экибастузский уголь, растопочное топливо – мазут.

В окрестностях ТЭЦ-3 в феврале 2014 г. проводили отбор и подготовку проб снега в соответствии с методическими указаниями [Василенко и др., 1985; Юдович и др., 1985] и на основе нашего многолетнего опыта. Содержание редких и редкоземельных элементовв 23 пробах твердой фазы снега определяли инструментальным нейтронно-активационным методом в ядерно-геохимической лаборатории МИНОЦ «Урановая геология» при кафедре ГЭГХ. Коэффициент кларка концентрации (Кс) рассчитывали, как отношения содержания элемента в твердой фазе снега (С) к кларку ноосферы ($С_{кл}$) [Сает и др., 1990] по формуле [Василенко и др., 1985]: $Кс = \frac{С}{С_{кл}}$.

Определение элементов-индикаторов проводилось согласно работам [Сает и др., 1990; Василенко и др., 1985], в которых показано, что превышение содержания элемента в природной среде от 2 и более раз над фоном или кларком, свидетельствует о локальном, вероятно, антропогенном происхождении элемента. В целом, угли Казахстана слабо изучены на состав химических элементов-примесей. Так по данным [Юдович и др., 1985, Башаркевич и др., 1984] в углях Экибастузского бассейна существенно выше кларка земной коры, среднее содержание Hf, Ba, Sr, Sc, Co, лантаноидов, а уровни накопления Yb достигают возможно промышленно значимых концентраций. Повышенное содержание представленных элементов приходится на пробы, отобранные в зоне влияния ТЭЦ. Наименьшим уровнем содержания изучаемых элементов в твердом осадке ниже геохимического кларка ноосферы характеризуется пос. Доскей и жилой район города Караганды. Таким образом, полученные результаты позволяют сделать предположить поступлении данных химических элементов в атмосферный воздух, далее в снеговой покров окрестностях ТЭЦ-3 с выбросами от сжигания угля и мазута.

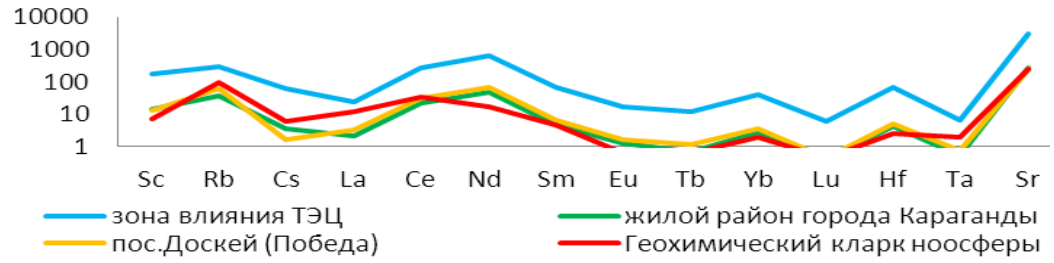


Рис. Кс редких и редкоземельных (мг/кг) элементов относительно геохимического кларка ноосферы в зоне влияния ТЭЦ, пос. Доскей, в жилом районе города Караганды [2]

Литература:

Глазовский Н.Ф. Техногенные потоки вещества в биосфере // Добыча полезных ископаемых и геохимия природных экосистем. М.: Наука, 1982.с.86-95

Сает Ю. Е., Ревич Б. А., Янин Е. П., Смирнова Р. С., Башаркевич И. Л., Онищенко Т. Л., Павлова Л. Н., Трефилова Н. Я., Ачкасов А. И., Саркисян С. Ш../ Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990.—335 с.

Василенко В.Н., Назаров И.М., Фридман Ш.Д. Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 182 с. 35

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Элементы-примеси в ископаемых углях. – Л: Наука, 1985. – 239 с

Башаркевич И.Л., Костин Ю.П., Мейтов Е.С. Геохимические особенности ископаемых углей // Редкометальные месторождения в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях. – М.: ИМГРЭ, 1984. – С. 68–80.

СОДЕРЖАНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ПИТЬЕВЫХ ВОДАХ УРАНОВЫХ РАЙОНОВ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Ариунбилэг С.[1], Владимиров А.Г.[2], Гаськова О.Л.[2], Орхонселенге А.[3], Баттушиг А.[1]

[1]Институт палеонтологии и геологии АН Монголии, Улан-Батор, ariunbilegsodov@yahoo.com;
[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, vladimir@igm.nsc.ru; [3] Монгольский государственный университет, Улан-Батор, rkhnslng@num.edu.mn

В Южной Монголии основным источником загрязнения подземных вод тяжелыми металлами, включая ртуть, являются урановые месторождения гидрогенного или "песчаникового" типа [Урановые месторождения.., 2009; Nriaguetal., 2013]. Месторождения этого типа широко развиты в Южно-Гобийской пустыне (Дорноговьская провинция). Эти экологически опасные объекты, расположенные в непосредственной близости к населенным пунктам, представляют серьезную угрозу для окружающей среды и населения региона. В настоящем докладе рассмотрены наиболее проблемные районы, в которых отмечается загрязнение тяжелыми металлами грунтовых вод.

На территории изученной провинции урановое оруденение приурочено к пестроцветным отложениям мезозойских впадин, связанных с процессами грунтового и пластового окисления. Здесь выявлены пять крупных месторождений и ряд рудопроявлений. Наиболее крупные месторождения «Дулаан уул» и «Зоовч овоо», расположенные в Дзунбаянской рифтовой впадине, открыты в 2002 году. Геолого-тектонические и климатические особенности региона предопределяют высокий риск проявления опасных геологических процессов, особенно в предгорных игорных районах, где размещены урановые рудники.

Основой данной статьи являются результаты исследований воды из гидрогеологических скважин урановых местрождений «Дулаан уул» и «Зоовч овоо», расположенных в Дзунбаянской впадине, а также глубокие скважинные (до 50–120 м) и приповерхностные грунтовые (до 5–10 м) воды, отобранные из колодцев, которые расположены вокруг местрождений и используются местными жителями для питья. В итоге отобрано 50 проб воды, из них 14 проб из скважин урановых местрождений «Дулаан уул» и «Зоовч овоо», 22 пробы из грунтовых колодцев и 7 проб из придонной части скважинных колодцев. Гидрогеохимический анализ на микроэлементы проводился методом ICP-MS в Канадской лаборатории ActLabsAsiaLLC (г. Улан-Батор).

Результаты анализов приведены в таблице. Из данных следует, что в подземных водах из гидрогеологических разведочных скважин, а также водах из грунтовых и скважинных колодцев Дзунбаянской впадины в количествах, иногда превышающих нормы Всемирной организации здравоохранения (ВОЗ), присутствуют токсичные элементы. Например, в подземных водах из гидрогеологических скважин урановых месторождений «Дулаан уул», «Зоовч овоо» в количествах, превышающих ПДК ВОЗ, содержится Se, As и U, Fe в зависимости от уровней глубины скважин. Установлено, что грунтовые и скважинные воды содержат аномально высокие содержания Se и As вблизи урановых местрождений Se (61,3–104 мкг/л), As (17–50,5 мкг/л). Наибольшую опасность за пределами месторождений представляют грунтовые воды, в которых обнаружены высокие содержания As (18,8 мкг/л), U (100 мкг/л) и Fe (до 1760 мкг/л).

Таблица

Содержания тяжелых металлов в подземных водах Дзунбаянской впадины Дорноговьской провинции

Элементы	Вблизи местрождений «Дулаан уул», «Зоовч овоо» Дзунбаянской впадины			В окрестностях местор., пос. Аргалант		За пределами местор., г. Сайншанд		ВОЗ, μг/л
	Грунтовая	Скважины	Разведочная	Грунтовая	Скважины	Грунтовая	Скважины	
As	4,22–17	3,47	0,03–38,6	6,99–50,5	0,17	0,39–11,4	0,06–18,8	10
Se	0,4–61,3	3	0,2–104	0,8–10,5	3,5	0,2–7,6	0,2–2,5	10
Mo	5,7–23,6	21,1	7,9–51	0,7–46,9	3,2	6,4–39,4	4,3–11,7	70
U	7,88–28,4	23,8	8,02–200	5,12–34,7	4,66	5,9–11	0,315–100	10
Hg	<0,2	<0,4	<0,4	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,6
Ag	0,2–0,4	0,2	0,2–1,3	0,2	0,2	0,2	0,2–0,4	0,2
Zn	7,2–30,5	7,7	22–271	3,6–11,1	12	17–20,6	7,3–1160	3000
Cu	1,3–3,8	1,2	1,1–9,4	0,3–3,8	0,3	2,4–2,7	1–2,8	2000
Fe	40–440	20	10–2360	10–160	660	100–110	100–1760	300

Литература:

Урановые месторождения Монголии / Под ред. Ю.Б. Миронова, Ю.М. Шувалова. СПб.: ВСЕГЕИ. - 2009. - 528 с.

Nriagu J.O, Johnson J, Samurkas C, Erdenebayar E, Ochir C, Chandaga. Co-occurrence of high levels of Uranium, Arsenic, and Molybdenum in groundwater of Dornogobi, Mongolia // Global Health Perspect.–2013 - P. 45-54.

ХИМИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВЕЩЕСТВА ВОД ОЗ. БАЙКАЛ И ВЕЩЕСТВА ПОТОКОВ ПРИРОДНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ – МНОГОРЕЗЕРВУАРНАЯ СИСТЕМА

Астраханцева О.Ю.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, astra@igc.irk.ru

Предложен комплексный междисциплинарный системный подход к исследованию однородности и целостности химического взаимодействия компонентов вещества вод оз. Байкал (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Al, Si, Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Cl^-, NO_3^-, PO_4^{3-}, H^+, O_2, As, B, Cr, Cu, Cd, Hg, Pb, Sr, Zn, Co, U, V, Br, Rb, Mo, $C_{орг}$, $N_{орг}$, $P_{орг}$, $S_{орг}$, CO_2, Ti) и таковых же компонентов вещества потоков природной составляющей окружающей среды (реки, взвесь рек, дождь и снег, аэрозоль, подземные воды, минеральные воды, приток озерных вод из других резервуаров озера, поток из донных отложений, поток в донные отложения, сток озерных вод в другие резервуары озера и в реку Ангару). Установлено: 1. Вещество вод оз. Байкал многорезервуарно по его физико-химическому состоянию и состоит из пяти резервуаров (Южного, Селенгинского, Среднего, Ушканьеостровского, Северного), неравновесных друг с другом, но равновесных с веществом окружающей среды, т.е. является находящейся в постоянстве своего состояния (стационарной) мегасистемой. Разновеликость гравитационного взаимодействия вещества вод оз. Байкал и вещества Земли по акватории озера является тем фактором, который определяет структуру физико-химического состояния вещества вод озера как многорезервуарную.

2. В масштабе исторического времени химическое взаимодействие вещества вод озера Байкал с веществом потоков окружающей среды – природная стационарная мегасистема пространственно локализованных геохимических состояний вещества озера, открытых по отношению к веществу потоков окружающей среды.

3. Иерархичность гравитационного взаимодействия вещества вод оз. Байкал и вещества Земли по акватории озера из-за его морфологических характеристик – резкой расчлененности дна обуславливает иерархичность общего – термодинамического взаимодействия вещества вод оз. Байкал и вещества окружающей среды, иерархичность их частных – теплового и химического взаимодействий, а так же индивидуальность приходной и расходной статей в энергетических балансах и, соответственно, самих энергетических балансов резервуаров. Индивидуальность энергетического потенциала каждого резервуара объясняет индивидуальность отклика вещества резервуаров на поступление компонентов вещества потоков окружающей среды и, соответственно, параметры геохимической среды в резервуарах как результат этих процессов.

4. Исследование структуры водного баланса оз. Байкал через его расчет в отдельных резервуарах озера показало, что в приходной части водного баланса материковый сток является главной составляющей только для Северного и Селенгинского резервуаров, для остальных резервуаров первое место по вкладу в водный баланс занимает приток озерных вод из соседних резервуаров озера. Выявлено среднее значение постоянной времени обмена вод для каждого резервуара: в Северном резервуаре – около 386 лет; в Ушканьеостровском – около 129 лет; в Среднем – около 287 лет; в Селенгинском – около 25 лет; в Южном – около 96 лет.

5. Установленные функции систем “вещество резервуаров озера Байкал – вещество потоков окружающей среды”: комплексообразование, миграция, избирательный транзит и избирательная утилизация или включение в биогеохимические круговороты компонентов, поступивших в резервуары озера из внешней среды с веществом потоков. Внешняя функциональная иерархия вещества вод резервуаров оз. Байкал проявляется в организации движения (миграции) компонентов и проценте их аккумуляции в донных отложениях резервуаров.

6. Сходство функций вещества резервуаров озера наблюдается в отношении их пропускной и аккумулирующей способностей относительно поступающих с внутренними и внешними потоками основных элементов, микроэлементов, биогенных элементов и органического вещества, заключающейся в открытости – способности частично или полностью пропускать (транзит) и обмениваться между резервуарами следующими компонентами: HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, K^+, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, B, Mo, Hg, Sr, $C_{орг}$, $N_{орг}$, $S_{орг}$ и закрытости в отношении остальных компонентов (части катионов основных компонентов, биогенных элементов, части органического вещества, микроэлементов), которые связываются (вступают в комплексообразование) и остаются в резервуарах (захораниваются или вступают в химический круговорот). По этим компонентам резервуары полуавтономны, закрыты и не обмениваются с другими резервуарами. Различие функций резервуаров заключается в том, как расходуются аккумулированные компоненты: в Селенгинском резервуаре они захораниваются, в остальных небольшая их часть захоранивается, а большая часть вступает в химический круговорот.

7. В поставке биогенных элементов все резервуары, кроме Селенгинского, находятся на внутреннем обеспечении (потоки из донных отложений), и только Селенгинский резервуар питается внешним привносом. Внешняя и внутренняя нагрузки на протяжении озера, в зависимости от морфологии, резко меняются и индивидуальны в каждом резервуаре. Выявлены большие внутренние нагрузки – потоки из донных отложений в четырех резервуарах озера и незначительная в Селенгинском резервуаре. Установлена ведущая роль внутриводоемных процессов в поступлении и утилизации биогенных элементов, $P_{орг,}$ основных компонентов – катионов и группы микроэлементов в резервуарах оз. Байкал.

8. Химический состав донных отложений резервуаров обусловлен избирательной утилизацией вещества в донные осадки оз. Байкал: с внутриводоемными потоками в донные отложения поступают биогенные элементы, $P_{орг,}$ часть остального органического вещества, часть основных компонентов – катионов и группа микроэлементов. Установлено, что во всех резервуарах оз. Байкал, кроме Селенгинского, процент утилизации (захоронения) поступающего вещества очень низок вследствие того, что вещество, поступившее с потоком в донные отложения, за отсутствием малой части возвращается с потоком из донных отложений. В четырех резервуарах озера утилизация вещества ничтожна (около 10 %), при этом существуют мощные химические круговороты компонентов. В Селенгинском резервуаре захоранивается 85 % вещества, поступившего с потоком в донные отложения.

9. Химическое взаимодействие вещества вод оз. Байкал и вещества потоков окружающей среды иерархично и структура обмена упорядочена именно таким образом: поведение вещества вод озера при обмене веществом и энергией с веществом потоков окружающей среды индивидуализировано в веществе пяти резервуаров озера. Химические балансы вещества резервуаров озера позволили установить организованность – свойство вещества оз. Байкал, заключающееся в наличии структуры (вещества пяти резервуаров озера с индивидуальными физико-химическими характеристиками и состоянием геохимической среды), и свойство веществ систем–резервуаров, заключающееся в наличии индивидуального функционирования (индивидуального поведения). Вещество мегасистемы "вещество вод оз. Байкал – вещество потоков окружающей среды" иерархично – вещество каждого резервуара может рассматриваться как система, обладающая целостностью в отношении своих функций и определяемая в своих границах по физико-химическим параметрам.

10. Модель структуры состояния вещества вод оз. Байкал, равновесного по физико-химическим параметрам с веществом окружающей среды, представляет собой различающиеся среднемноголетние состояния геохимических сред, содержащих макро-, микрокомпоненты, биогенные элементы и органическое вещество, в подсистемах (вещество прибрежных, поверхностных, глубинных, придонных вод) пяти резервуаров оз. Байкал (Южного, Селенгинского, Среднего. Ушканьеостровского. Северного), характеризуемые стабильными среднегодовыми параметрами: температурой, давлением, химическим составом, минерализацией и рассчитанными через эти параметры характеристиками кислотно-основных и окислительно-восстановительных состояний геохимических систем, формами существования элементов.

11. Установлено, в виде каких химических соединений компоненты присутствуют в веществе водных подсистем: все компоненты образуют ионные пары, причем в нескольких формах, только макрокомпоненты на 99% представлены в виде свободных незакомплексованных ионов. Доминирующая форма серы – SO_4^{2-}, углерода – HCO_3^-. Хлор присутствует в виде иона Cl^-. У всех биогенных компонентов и микроэлементов, кроме Br, основные формы нахождения в водах Байкала – ионные комплексы. Причем у таких компонентов, как Al, Cu, Cr, Fe, As, P, Hg, U, V доминирующие формы нахождения в разных подсистемах различаются.

12. В Нормативах допустимых воздействий в "перечень особо опасных веществ" для резервуаров оз. Байкал необходимо включить вещества, изменяющие интенсивность внутренней нагрузки – потока из донных отложений и потока в донные отложения, (элементы первого и второго класса экологической опасности). Компоненты, являющиеся загрязнителями (элементами первого и второго класса экологической опасности) для озера Байкал определены для каждого резервуара. Общими компонентами для всех глубоководных резервуаров являются: Mg^{2+}, Al, Si, Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, NO_3^-, PO_4^{3-}, As, Cr, Cu, Cd, Pb, Co, U, V, Rb, Ti, $P_{орг}$; кроме того, еще: в Южном резервуаре Zn,$N_{орг,}$ в Среднем: K^+, Na^+, B, Br, $C_{орг}$, $N_{орг}$, $S_{орг,}$ в Ушканьеостровском: K^+, Na^+, Mo, $N_{орг}$; в Северном: K^+, Na^+, Ca^2, B, Br, Mo,Zn, $C_{орг}$, $N_{орг}$, $S_{орг}$. В Селенгинском резервуаре к элементам второго класса экологической опасности относятся K^+, Mn^{2+}, As, Cd, Co, U, V, Mo, Rb, B, Ti, PO_4^{3-}, $Fe_{общ}$, $P_{орг.}$

СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД В ИССЛЕДОВАНИИ СОСТОЯНИЯ И ФУНКЦИОНЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕЩЕСТВА ВОД ОЗ. БАЙКАЛ – НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Астраханцева О.Ю.[1], Палкин О.Ю.[2], Белозерцева И.А.[3.4]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, astra@igc.irk.ru;
[2]Байкальский государственный университет; [3]Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН; [4]Иркутский государственный университет

Озеро Байкал является самым древним, глубоким и крупным пресноводным водоемом Земли и как источник воды будущего человечества является громадным мировым потенциалом, в том числе для России. Необходимо сохранять оз. Байкал в состоянии, близком к природному. Отсутствие изученности механизмов взаимодействия озера Байкал и природной составляющей окружающей среды, роли ее геохимических потоков в формировании химического состава вод озера, не позволяет решать конкретные инженерные и экологические задачи, например, прогноз миграции загрязняющих компонентов в водах оз. Байкал. Необходимо изучение

природных путей миграции, концентрации и рассеяния макро-, микро-, биогенных элементов и органического вещества, поступающих в резервуары озера с потоками химических компонентов и органического вещества окружающей среды. Исследование аккумуляции химических компонентов в донных отложениях оз. Байкал крайне важно для геологических целей.

Воды оз. Байкал – биокосное вещество, жидкий минерал H_2O с растворенными и взвешенными компонентами – химическими элементами и органическим веществом (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Al, Si, Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Cl^-, NO_3^-, PO_4^{3-}, H^+, O_2, As, B, Cr, Cu, Cd, Hg, Pb, Sr, Zn, Co, U, V, Br, Rb, Mo, $C_{орг}$, $N_{орг}$, $P_{орг}$, $S_{орг}$, CO_2, Ti). Химическое взаимодействие компонентов вещества вод озера с таковыми же компонентами вещества потоков природной составляющей окружающей среды (реки, взвесь рек, дождь и снег, аэрозоль, подземные воды, минеральные воды, приток озерных вод из других резервуаров озера, поток из донных отложений, поток в донные отложения, сток озерных вод в другие резервуары озера и в реку Ангару) существует и развивается не произвольным способом, а подчиняется определенным законам природы – наблюдаемым устойчивостям некоторого образца, и закон является только описанием этой устойчивости. Необходимо понимание порядка в организации взаимодействия вещества вод оз. Байкал и вещества потоков природной составляющей окружающей среды, обуславливающего особенности движения вещества в этой системе.

Вопрос осмысления сценария отношений в системе “вещество вод оз. Байкал – вещество окружающей среды” является ключевым в выяснении структурной и организационной сущности этой системы.

Нами использован системный подход к исследованию физико-химических параметров и характера состояния геохимической среды вещества вод озера Байкал, озеро рассматривается как макроскопический объект, часть закрытой макросистемы “вещество вод оз. Байкал – вещество окружающей среды”, к которой применимы законы классической термодинамики; использованы принципы локального равновесия, транзитивности, термического равновесия; применен метод многорезервуарности (рациональное выделение систем с различными физико-химическими свойствами). Разработан метод выделения из сложного эволюционизирующего и иерархического природного объекта – оз. Байкал – локализованных зон, равновесных по физико-химическим параметрам с таковыми же параметрами вещества окружающей среды. Использованы статистические методы. Разработана методика расчета химического состава независимых компонентов для физико-химических моделей “вещество вод резервуара озера Байкал – вещество потоков окружающей среды”. Использованы структурно-функциональный метод, метод балансовых расчетов и метод компьютерного моделирования равновесных (максимально вероятных) составов вещества вод оз. Байкал.

Результаты исследования способствуют выявлению фундаментальных закономерностей движения вещества химических потоков природной составляющей окружающей среды при попадании в вещество вод оз. Байкал. Использование структурной и балансовой моделей “вещество вод оз. Байкал – вещество потоков природной составляющей окружающей среды” позволяет создать на основе любого программного комплекса (в том числе и “Селектор”) компьютерные имитационные модели, описывающие систему в развитии; исследовать процессы самоочищения озера и оценить количественно предельную антропогенную нагрузку как для отдельных систем, так и озера в целом. Создана основа для разработки нормативов допустимых воздействий на экосистемы оз. Байкал. Установление классов элементов экологической опасности для каждого резервуара оз. Байкал позволяет выбрать эффективные методы очистки сточных вод, необходимую степень очистки и необходимость сооружений по отводу сточных вод.

НАКОПЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В БИОСУБСТРАТАХ ДЕТЕЙ НА ТЕРРИТОРИЯХ С РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНЬЮ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКИ

Бакаева Е.А., Еремейшвили А.В.

Ярославский государственный университет им. П.Г. Демидова, Ярославль, evgeniya-bakaeva@yandex.ru

Рядом исследований доказано, что антропогенные факторы способствуют образованию геохимических ассоциаций химических элементов в биологических средах, что воздействует на состояние здоровья человека [Барановская, 2011]. Цель данной работы – изучение влияния экологических факторов среды обитания на формирование элементного состава биосубстратов детей Европейского Севера и средней полосы России. В работе изучено содержание цинка, меди, свинца, кадмия и селена в волосах 452 детей 1–6 лет г. Инта (n=97) и п. Троицко-Печорск (n=111) Республики Коми, п. Плесецк (n=28) Архангельской обл., г. Ярославля (n=201) и с. Середа (n=15) Ярославской обл. [Element analysis …, 1980]. Методом рентгено-флуоресцентной спектрометрии с полным внешним отражением (Bruker) произведен элементный анализ крови новорожденных Ярославля (n=95). Изучено содержание элементов в питьевой воде (n=288) дошкольных образовательных учреждений и подвижных форм микроэлементов в почвах (n=236) по общепринятым методикам [ГОСТ Р 51593-2000; Сает и др., 1990]. Пробы волос, почвы и воды анализировались методом инверсионной вольтамперометрии (анализатор АКВ-07 МК, АО «Аквилон»). На территории Интинского района локализуются угле- и газодобывающие предприятия, Троицко-Печорского – газодобывающие и лесозаготовительные. Основным

видом промышленности Плесецкого района является лесозаготовка, добыча бокситов, производство стройматериалов.

Биогеохимические ряды накопления [Барановская, 2011; Сает и др., 1990] исследуемых элементов в волосах детей относительно условно фонового района (с. Середа) свидетельствуют о концентрировании в Инте свинца (коэффициент концентрации Кс=2), кадмия (Кс=1,4), меди (Кс=1,4) и дефиците цинка (Кс=0,6). Загрязнение почв жилой зоны данного района обусловлено повышенным по сравнению с фоном содержанием подвижных форм свинца (Кс 2,1-12,0), меди (Кс 2,2-3,8), кадмия (Кс 2,0-10,4) и цинка (Кс 1,8-34,5). У дошкольников Инты выявлены максимальные среднесуточные дозы [Руководство…, 2004] поступления из почв свинца (0,027 мг/кг массы тела в сутки) и меди (0,017 мг/кг). Обнаружены наиболее высокие уровни ($p<0,001$) подвижных соединений меди в фоновых почвах (4,65±0,58 мг/кг). Результаты анализа природных сред свидетельствуют о существовании в Интинском районе техногенной биогеохимической аномалии, связанной с избытком меди. Одной из причин низкого содержания цинка в волосах в Инте является избыток меди и кадмия. Медианы коэффициентов цинк/медь (3,5) и цинк/кадмий (236,1) у детей данного района ниже литературных данных (10 и 500 соответственно) [Гресь и др., 2011; Скальный, 2003], что свидетельствует о снижении уровня цинка при накоплении его антагонистов.

В волосах детей п. Троицко-Печорск наблюдается концентрирование свинца и кадмия с превышением условно фонового уровня в 3,2 и 2 раза соответственно. В данном районе установлены максимальные ($p<0,05$) среднегодовые концентрации свинца в питьевой воде (0,006±0,002 мг/л) и среднесуточные дозы его перорального поступления с водой в организм детей 1–6 лет ($8,923 \cdot 10^{-5}$ мг/кг массы). В Плесецке в волосах детей наблюдается накопление свинца (Кс=1,9) и меди (Кс=1,6), также установлены максимальные, наряду с г. Инта, среднесуточные дозы поступления меди из почв жилой зоны в организм дошкольников (0,018 мг/кг). Почвы жилой зоны Плесецка характеризуются повышенными уровнями подвижных форм меди (Кс до 6,7), свинца (Кс 7,2–13,9) и цинка (Кс 5,8–10,4). В волосах детей Ярославля обнаружено концентрирование свинца (Кс=2,3) и кадмия (Кс=1,5). В крови новорожденных здесь выявлено высокое содержание свинца (0,18 мг/л). Для данного района свойственны наибольшие среднесуточные дозы поступления кадмия из почв жилой зоны в организм детей 1–6 лет ($4,392 \cdot 10^{-4}$ мг/кг). При исследовании выявлено низкое содержание селена в волосах детей всех районов и в крови новорожденных Ярославля (55,8 мкг/л), что свидетельствует о распространении селенодефицита среди детского населения.

Таким образом, влияние антропогенного фактора сказывается на избыточном накоплении ряда микроэлементов в различных биологических субстратах обследованных детей и изменении их соотношений.

Литература:

Барановская Н.В. Закономерности накопления и распределения химических элементов в организмах природных и природно-антропогенных экосистем: автореф. дис. … д-ра биол. наук: 03.02.08. – Томск, 2011. – 46 с.

Биоэлементный статус населения Беларуси: экологические, физиологические и патологические аспекты / Н. А. Гресь, А. В. Скальный. – Минск: Харвест, 2011. – 352 с.

ГОСТ Р 51593-2000. Вода питьевая отбор проб. – М.: Стандартинформ, 2008. – 13 с.

Руководство по оценке риска для здоровья населения при воздействии химических веществ, загрязняющих окружающую среду Р 2.1.10.1920-04. - М.: Федеральная служба по надзору в сфере защиты прав потребителей и благополучия человека, 2004. – 132 с.

Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др. Геохимия окружающей среды.– М.: Недра, 1990.– 335 с.

Скальный А. В. Референтные значения концентрации химических элементов в волосах, полученные методом ИСП-АЭС (АНО Центр биотической медицины) // Микроэлементы в медицине. –2003. – Т. 4. – В. 1. - С. 55–56.

Element analysis of biological materials. Current problems and techniques with special reference to trace elements. App. II. Technical reports series. № 197. – Vienna: IAEA, 1980. – P. 351–367.

О ГЕОХИМИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ И РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЖИВОМ ВЕЩЕСТВЕ

Барановская Н.В., Рихванов Л.П., Агеева Е.В.

Томский политехнический университет, Томск, nata@tpu.ru

Сведения о биологической роли и содержании редкоземельных элементов в живых организмах или их биосубстратах ограниченные и противоречивые [Андреева и др., 1975, Иванов, 1997].

Нами с использованием инструментального нейтронно-активационного анализа, проанализировано 1993 пробы живого вещества, в том числе растения, микробиологические сообщества, органы и ткани животных и человека, преимущественно озоленного (основная масса проб) или высушенного (моча и молоко), за исключением волос человека и скорлупы яиц на содержание 8 редкоземельных элементов (La, Ce, Sm, Nd, Eu, Tb, Yb, Lu) и двух радиоактивных (Th, U).

Полученные данные позволили выявить значительные колебания в содержаниях данной группы химических элементов в зависимости от объекта и территории исследования. Максимальное концентрирование лантаноидов более всего отмечается в микроорганизмах, обитающих в минеральных источниках Байкальского региона и образующих весьма специфичные микробные сообщества (маты). В надземной части травянистой растительности накапливается большее количество изученных элементов по сравнению с листвой древесных

[Барановская, 2011]. Для животных можно отметить, что организм амфибий характеризуется незначительным накоплением всех изученных элементов, в то время как в органах и тканях свиньи домашней происходит их значимое концентрирование. Установлено, что в живом веществе существуют биогеохимические барьеры, например, в толстом кишечнике свиньи домашней (Susscrofadomestica) происходит интенсивное накопление церия, что по-видимому обусловлено сменой кислотности и работой микроорганизмов кишечника. Эти же закономерности установлены нами и для организма человека [Барановская, 2011]. Так, лантан концентрируется в молочной железе и в сердце в большей степени, чем церий, что на наш взгляд, связано с влиянием кальция. Изучение зольного остатка организма человека показало, что состав и количество редкоземельных элементов отражает ландшафтно-геохимические особенности среды обитания и степень ее техногенной трансформации [Барановская и др., 2015].

Распределение природных сред и биологических объектов по величине торий-уранового отношения так же имеет свою специфику. Так, ткани аорты и накипь характеризуются высоким накоплением урана при средних концентрациях тория. Такая ассоциация еще раз подтверждает наше предположение о роли аорты как своеобразного «котла» организма, где при высоких скоростях тока кровь, насыщенная кислородом, распределяется по более мелким руслам артерий. Далее следует отметить, что зола растений находится наиболее близко к почве, что подтверждает высокую степень взаимосвязи этих систем. Группировка «волосы – моча детей – щитовидная железа» свидетельствует о депонирующей роли этих систем. Сюда попадают элементы, выводящиеся из активной циркуляции. Щитовидная железа – патологически изменена, поэтому по-видимому, попадает в эту систему. Скорлупа яиц и женское молоко по всей видимости объединяет влияние высоких концентраций кальция. Близость организма амфибий и крови наглядно показывает их сродство с водой [Рихванов, 2004; Барановская, 2011].

Можно отметить сохранение для живого вещества закономерностей в распределении лантаноидов и естественных радиоактивных элементов, характерное для природных объектов и их определенную роль в функционировании живого вещества как в природных экосистемах, так и в условиях техногенеза.

Литература:

Андреева О. С., Киселев В.И., Малинина В.И. Редкоземельные элементы. Радиационно – гигиенические аспекты. – М.: Атомиздат, 1975. – 152с.

Иванов В.В Экологическая геохимия элементов: Справочник: В 6 кн./ Под ред. Э.К. Буренкова. – М.: Экология, 1997. – Кн.6: Редкие f – элементы. – 607с.

Барановская Н.В. Закономерности накопления и распределения химических элементов в организмах природных и природно – антропогенных экосистем: Автореф. дисс. док. биол. наук.- Томск: ТПУ, 2011 – 46с.

Барановская Н.В., Рихванов Л.П., Игнатова Т.Н., Наркович Д.В., Денисова О.А. Очерки геохимии человека. - Национальный исследовательский Томский политехнический университет (ТПУ). – Томск: Дельтаплан, 2015. – 377 с.

Рихванов Л.П. Радиоактивные элементы в геосферных оболочках. // Материалы II Межд. конф. «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека». – Томск: Изд-во «тандем - Арт», 2004. – С.498 – 505.

ПЕРВЫЕ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАПИСИ ИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗ. БАУНТ: ПРИМЕНЕНИЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА ЦИПИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Безрукова Е.В.[1, 3], Летунова П.П.[1], Кулагина Н.В.[2], Айсуева Т.С.[1], Щетников А.А.[1, 2], Крайнов М.А.[1], Кербер Е.В.[1], Панов В.С.[3], Шарова О.Г.[1], Левина О.В.[1], Ткаченко Л.Л.[1], Иванов Е.В.[1], Филинов И.А.[3]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, bezrukova@igc.irk.ru;[2]Институт земной коры СО РАН, Иркутск; [3]Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск

Изучение природно-климатических вариаций прошлого в любом регионе мира имеет важное значение для получения знаний о том как, почему и когда эти изменения случались, и какие причины могли их вызывать. Эти знания готовят общество к происходящим и возможным будущим изменениям вмещающего человека ландшафт и климата. При этом существуют еще много крупных и слабоизученных регионов, для которых пока нет подобных знаний. Одним из таких регионов является бассейн оз. Баунт, расположенного на севере Республики Бурятия в Ципинской котловине и занимающего третье место по площади поверхности воды после оз. Байкал и оз. Гусиное. Абсолютное превышение водоема над уровнем моря – 1060 м. В его бассейне преобладают лесные, кустарниковые, лугово-болотные фитоценозы на многолетней мерзлоте. В лесной растительности господствует светлохвойная тайга из лиственницы Гмелина.

Бурение на оз. Баунт было осуществлено в марте 2014 года со льда. Длина керна составила 13,7 м. В разрезе представлены диатомовые илы и алевритистые глины. Для определения возраста осадочного разреза из

оз. Баунт в радиоуглеродной лаборатории г. Познань (Польша) были получены двенадцать AMS^{14}C датировок по общему органическому веществу. Возраст основания керна составил почти 30 тысяч лет.

Образцы из керна были изучены с применением комплекса методов: палинологического, геохимического (РФА), петромагнитного, изотопного ($\delta^{15}N$, $\delta^{13}C$, C/N, ООУ).

Результаты показали, что донные отложений оз. Баунт, сформировавшиеся в максимум оледенения ~30–22,5 тыс. лет назад (т.л.н.) характеризуются минимальными значениями органического вещества (ОВ), ООУ, $\delta^{13}C$, C/N, $SiO_{2био}$ и массовыми скоростями его аккумуляции, S, MnO, Fe_2O_3, низкими значениями CIA индекса. Палинологические индексы свидетельствуют о господстве в водосборном бассейне озера в этот период кустарниково-травянистых тундр и сухих полынных группировок в условиях холодного и резко континентального климата на близко залегающей к поверхности многолетней мерзлоте. Уровень воды в озере мог быть значительно ниже современного. Значения ОВ, ООУ, $SiO_{2био}$ и массовые скорости его аккумуляции, S, MnO, Fe_2O_3, CIA значительно возрастают в отложениях, накопившихся ~22,5–20,6 т.л.н. В водосборном бассейне озера в этот период происходит быстрое и сильное расширение кустарниковых тундр из ольховника и березок, возможно, с островками древесной растительности из лиственницы, ели. Значительное сокращение осоковых ассоциаций могло означать повышение уровня воды в озере, затопившей прибрежные заболоченные пространства в условиях небольшого потепления. Кратковременное улучшение климата в бассейне и котловине оз. Баунт, вероятно, следует рассматривать как реакцию всей озерной экосистемы на потепление климата Северного полушария ~23,5 т.л.н., записанного в ледниках Гренландии [Svensson et al., 2008]. Холодный климат продолжал поддерживать в бассейне оз. Баунт господство кустарниковых тундр почти до 10 т.л.н., одновременно оказывая значительное влияние на мерзлотные процессы в бассейне озера. Эти процессы, такие как криогенное выветривание, солифлюкция, склоновая эрозия, речной смыв были важными регуляторами физической эрозии в бассейне оз. Баунт и транспортировки отложений в его котловину, оказывая влияние на состав озерных отложений.

Оптимальное время для развития в бассейне и котловине оз. Баунт лесной растительности с менявшимся составом доминировавших видов установилось в раннем голоцене и продолжается до настоящего времени. Геохимические индексы также демонстрируют нестабильность интенсивности криогенного выветривания, склоновой эрозии, речного смыва в голоцене.

Работа выполнена при финансовой поддержке научной программы фундаментальных исследований XII.186.1. ФАНО России, проектов РНФ № 16-17-10079 (геохимический анализ), РФФИ № 15-05-01644.

Литература:

Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Röthlisberger R., Seierstad I., Steffensen J.P., Vinthe B.M. A 60000 year Greenland stratigraphic ice core chronology // Climate of the Past. – 2008 V. 4. – P. 47–57.

ФОРМИРОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА ПОД ВЛИЯНИЕМ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ

Белкина Н.А.[1], Ефременко Н.А.[1], Страховенко В.Д.[2], Бородулина Г.С.[1], Кулик Н.В.[1], Калинкина Н.М.[1]

[1]Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводск;
[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

Онежское озеро – второе по величине озеро Европы, расположенное в зоне сочленения двух геологических структур (Балтийского щита и Русской платформы) и отличающееся гетерогенностью экосистемы, обусловленной сложным строением котловины.

Задача исследования состояла в том, чтобы изучить проявления геохимических аномалий на границе вода-дно в Онежском озере, формирующихся под влиянием природных и антропогенных факторов. Исследован химический, газовый, изотопный состав придонных вод и донных отложений, подверженных влиянию речных вод, сточных вод целлюлозно-бумажной промышленности, хозяйственно-бытовых городских сточных вод, а также участков дна в районах субаквальной разгрузки подземных вод и в районе покмарков, достигающих зоны контакта донных отложений и вод озера. Проведено сравнение с распределением химических элементов на границе вода-дно в тех же лимнических зонах озера, где обнаружены аномалии, но воздействия, вызывающие их образование, минимальны.

Ретроспективный анализ показал, что в условиях железо-гумусо-кремневого накопления процессы рудообразования в донных отложениях Онежского озера происходят в районах с малыми скоростями осадконакопления. Железо-марганцевые образования в виде слоек и корок (содержание Fe и Mn достигает 60 и 12 %, соответственно) образуются преимущественно в профундали и являются следствием коллоидных явлений и окислительно-восстановительных процессов в ходе диагенетических преобразований осадка.

Необходимо отметить, что поверхностный слой таких донных отложений как правило, обогащен микроэлементами (Zn, Pb, Ni, Cu, Cd, Co, Sb, коэффициенты обогащения 1,5–3). Изучение их вертикального распределения в колонке донных отложений Петрозаводской губы в зоне влияния р. Шуя показали, что в результате различных землеустроительных мероприятий на территории водосбора поступление в донные отложения таких элементов как Fe, Mn, V, As, Cd значительно увеличилось. Наибольшие изменения произошли в накоплении Mn (среднее содержание в илах залива за последние 50 лет увеличилось с 0,4 до 1 %, концентрация в пороховидной руде достигает 19 %). Высокие концентрации тяжелых металлов наблюдаются в осадках прибрежной зоны г. Петрозаводска, что является примером влияния селитебной территории на формирование донных отложений. Газонасыщенные поверхностные осадки "покмарков" в Петрозаводской губе не содержат высоких концентраций металлов, но в отличие от донных отложений озера, формирующихся в окислительной среде и имеющих окисленный поверхностный слой, эти донные отложения имеют восстановительный характер.

В отдельных районах озера (Уницкая губа, залив Большое Онего) выделены зоны с аномальным распределением показателей (электропроводность, сульфаты, CO_2, микрокомпоненты, pH) в придонном слое, что может свидетельствовать о субаквальной разгрузке подземных вод. В поверхностном слое донных отложений этих зон происходит дифференциация микроэлементов с их накоплением в твердой фазе и поровых водах. Геохимические аномалии малоконтрастные, но постоянны во времени.

Необходимо отметить, что обнаруженные природные газовые и рудные аномалии и аномалии, формирующиеся под влиянием подземных вод, не оказывают значимого воздействия на газовый и солевой состав вод озера, но негативно влияют на бентические организмы.

Наибольшее влияние на химический состав воды и водные сообщества имеют донные отложения, сформированные под влиянием взвешенного стока ЦБК в Кондопожской губе. Они содержат аномально-высокие концентрации органического вещества и биогенных элементов: концентрация C_{org} достигает 40 %, N_{org} – 1 %, C:N (до 44) и C:P (до 400), высоко содержание фенолов (до 55 мкг·г$^{-1}$), лигносульфонатов (до 600 мкг г$^{-1}$). Донные отложения отличаются визуально (рыхлая масса черных, грязно-серых тонов, в колонке можно различить пузырьки газа). Осадки имеют восстановительный характер (низкие Eh и pH до -190 мВ и 5,2, соответственно). Придонные слои воды испытывают постоянный дефицит кислорода, величины потребления кислорода донными отложениями очень высокие (до 4гO_2м$^{-2}$·сут$^{-1}$). Донные отложения характеризуются высокой внутренней нагрузкой. Поступление минеральных веществ в воду достигает 1,3 г·м$^{-2}$·сут$^{-1}$, поступление фосфора соответствует уровню высоко эвтрофного водоема (10 мгР м$^{-2}$сутки$^{-1}$). Интенсивно-загрязненные осадки занимают около 20 км^2 дна в вершинной части залива, а влияние органического и биогенного загрязнения на экосистему водоема прослеживается по донным отложениям не только во всем заливе, но и в открытой части Онежского озера.

Исследование выполнялось при поддержке РНФ № 16-17-10076 (40%), РФФИ № 11-05-01140 (30%), темы НИР 82 № 0223-2014-0012 (30%).

ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ СОРСКОГО ГОРНО-ОБОГАТИТЕЛЬНОГО КОМБИНАТА (РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ) ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Белошейкина А.В., Таловская А.В., Язиков Е.Г.

ООО «ХАКАСТИСИЗ», Абакан; Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Sashechka_0704@mail.ru

Основными видами воздействия горно-обогатительного комбината на окружающую среду являются: нарушение земной поверхности горными работами; выбросы в атмосферу загрязняющих веществ от стационарных и передвижных источников, выбросы при ведении горных работ; вырубка леса [Методические указания..., 1987].

Целью работы являлось определение уровня загрязнения территории комбината по данным исследования снежного покрова. Предприятие расположено на территории Усть-Абаканского района Республики Хакасия [Отчет по анализу..., 2011]. На территории комбината было выбрано 6 ключевых участков для эколого-геохимической оценки (табл.).

На каждом ключевом участке использовали векторную систему. Расстояние между точками на каждом участке – около 400 м. Отбор снеговых проб производили из шурфов на всю мощность снега, кроме 5 см, прилегающих к почвенному покрову. Вес каждой пробы составлял от 15 до 18 кг. В каждом пункте отбора размер шурфа – около 1х1 м^2. Всего было отобрано 35 проб снегового покрова. В данном случае отобрано 4 фоновых пробы, располагающихся на расстоянии 5-10 км в юго-западном направлении от месторождения.

Таблица. Характеристика ключевых участков

Номер ключевого участка	Характеристика участка	Количество точек отбора	Глубина шурфа, см
1	Промплощадка	2	0,1; 0,08
2	Северо-восточная часть от отвала № 7	5	0,13–0,2
3	Восточная часть от отвала № 8	4	0,12–0,15
4	Территория г. Сорска и вблизи него	12	0,07–0,15
5	Юго-западная часть от хвостохранилища	4	0,2
6	Северо-западная часть от хвостохранилища	4	0,15–0,2
7	Фоновый участок	4	0,25

Расчет пылевой нагрузки проводился по формуле: P*n*=P / (S · t), где: P – масса пыли в пробе (мг; кг); S – площадь шурфа ($м^2$; $км^2$); t – время от начала снегостава до отбора проб снега (количество суток) (Геохимия..., 1990). Поскольку антропогенные аномалии, как правило, имеют полиэлементный состав, для них рассчитывается суммарный показатель загрязнения Zc (СПЗ), характеризующий эффект воздействия группы элементов (Геохимия..., 1990): Zc = Σ КК – (n – 1), где n – число химических элементов, учитываемых в расчетах при выполнении условия КК>1,5 соответственно.

Анализ коэффициента концентрации показал экстремально высокие значения для Nb, Ag, Cd. Такие значения формируются за счет значительной разницы фактического содержания элемента к его фоновому значению. Коэффициенты концентрации других элементов примерно варьируются около среднего значения КК.

Сравнение среднего значения величины суммарного показателя загрязнения на территории изучаемых ключевых участков показало, что все ключевые участки характеризуются очень высокой степенью загрязнения изучаемыми химическими элементами. Основной вклад в такую степень загрязнения вносят высокие относительно фона содержание Cd, Ag, Nb в пробах твердого осадка снега.

По результатам анализа уровней накопления более 60 химических элементов в твердом осадке снега можно предложить проводить периодический контроль содержания всех изучаемых элементов в снеговом покрове. При этом, особое внимание стоит обращать на Cd, Nb и Ag, т.к. их содержание превышает фон от 20 до 500 раз в пробах твердого осадка снега, и преимущественно данные элементы создают высокую степень загрязнения на территории и за пределами ГОКа. Работа выполнена при финансовой поддержке хоздоговора 01/16-13 (1-3/16) от 19.01.2016 с ООО «Сорский ГОК».

Литература:

Методические указания по оценке степени опасности загрязнения почвы химическими веществами. - М., 1987

Отчет по анализу соответствия деятельности предприятия требованиям в области охраны окружающей среды. Закрытое акционерное общество «Группа компаний ШАНЭКО». - М., 2011

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГОЛОЦЕНОВОМ РАЗРЕЗЕ САПРОПЕЛЯ ОЗЕРА КОТОКЕЛЬ (ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Бобров В.А.

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

Редкоземельные элементы (РЗЭ) в органогенных осадках (сапропелях) озер сибирского региона мало изучены, несмотря на то, что РЗЭ в разрезе сапропеля дают возможность оценить динамику его накопления и разложения. Целью данной работы является исследование распределения РЗЭ по 6-метровому разрезу сапропеля оз. Котокель, возраст которого по данным радиоуглеродного датирования составляет 7000 лет. Скорость накопления осадка за весь период равна 0,5 мм в год, а современная в XX веке – 2 мм в год.

В образцах сапропеля из приведенных на рис. горизонтов определены 14 лантаноидов методом ИСП-МС. Тип нормированного по хондриту спектра принято оценивать отношением La_N/Yb_N и величиной европиевого минимума Eu/Eu*. Такая обработка исключает зависимость от абсолютных значений конкретного лантаноида и позволяет проводить сравнения по основным параметрам: отношениюLa_h/Yb_h и европиевому минимуму Eu/Eu*.

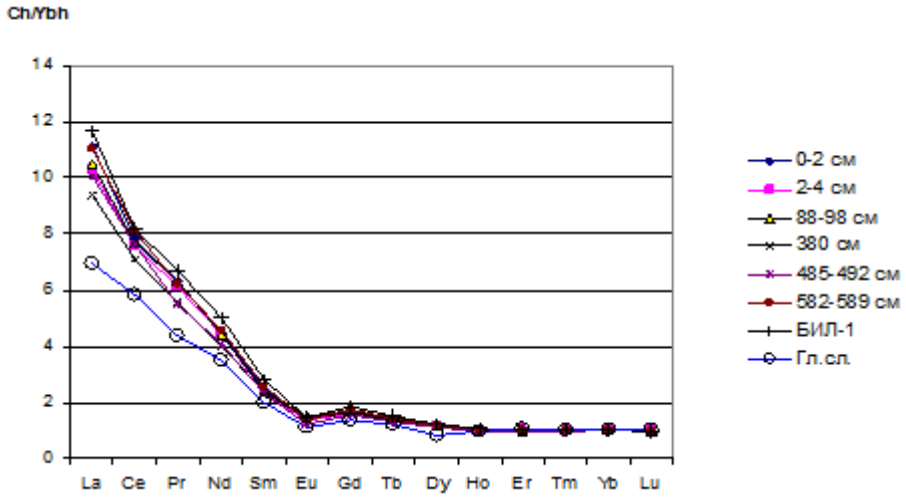


Рис. Относительное распределение нормализованных по хондриту [Bounton, 1984] и иттербию средних содержаний РЗЭ в образцах сапропеля оз. Котокель, в БИЛ-1 и глинистых сланцах [Li, 1991]

Спектры лантаноидов имеют хорошее совпадение между собой (с вариабельностью <10%) и с образцом байкальского ила центральной котловины (БИЛ-1). Отмечается существенное отличие от спектра лантаноидов глинистых сланцев [Li, 1991], который, в свою очередь, совпадает со спектром лантаноидов в палеозойских глинистых сланцах Европы (ES) и Северной Америки (NASC), а также постархейских глинистых сланцах Австралии (PAAS). В то же время, выдержанность «Котокельского типа» распределения лантаноидов в разрезе можно объяснить постоянным присутствием в атмосферном аэрозоле акцессорных минералов (моноцита). Для объяснения этого предположения заново обработаны результаты ИНАА снеговых проб Южной котловины Байкала (съемка 1997 года) и образцов воздушных фильтров, отобранных на носу исследовательского судна «Гидромета» в 1980–1983 года [Бобров и др., 2001]. Несмотря на то, что ИНАА не дает полного списка редкоземельных лантаноидов, тем не менее, достаточно надежно определяются La, Sm, Eu, Tb, Yb и Eu/Eu*. Эоловая взвесь в снеговых пробах по значениям La_h/Yb_h близка к глинистому сланцу. В северной котловине вблизи хребта Баргузин отношение La_h/Yb_h достигает 31,7. Высокие значения отношения La_h/Yb_h фиксируются в образцах воздушных фильтров, отобранных в летний период 1980–1983 г.г. Отношение европиевого минимума (Eu/Eu*) составляет значения от 0,42 до 0,57, и по этому параметру резко отличается от всех образцов сапропеля и снеговых проб, что видимо, вызвано присутствием акцессорных минералов (моноцита) в атмосферном аэрозоле северной котловины Байкала.

Таким образом, спектр лантаноидов в сапропеле оз. Котокель идентичен спектру лантаноидов Байкальского ила (БИЛ-1). Спектр лантаноидов ранее изученного разреза оз. Очки совпадает со спектром лантаноидов в торфяном разрезе Выдринского верхового болота, минеральное вещество которого имеет атмосферный генезис. Это совпадение типов распределения лантаноидов выдерживается в течение всего голоценового периода в 3-метровой толще сапропеля оз. Очки и 4-метровом торфянике Выдринского болота [Леонова и др., 2014]. La_h/Yb_h отношение (10,5) в сапропеле близко к таковому БИЛ-1 и сапропеля оз. Котокель, что дает основание говорить о «Байкальском типе» распределения лантаноидов, отличного от стандартов ES, NASC, PAAS.

Литература:

Bounton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. – Amsterdam, 1984. P. 63–114.
Li Yuan-hui. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // Geochimistry et Cosmochemistry Acta. 1991. V. 55. P. 3223–3240.
Бобров В.А., Ходжер Т.В., Гранина Л.З., Мельгунов М.С., Колмогоров Ю.П., Пословин А.Л. Редкоземельные элементы в эоловой и речной взвеси в регионе озера Байкал // Геология и геофизика, 2001.Т. 42. № 1–2. С. 267–277.
Леонова Г.А., Бобров В.А., Климин М.А., Копотева Т.А., Кривоногов С.К. Редкоземельные элементы в голоценовом разрезе сапропеля озера Очки (Южное Прибайкалье) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3с. Ч. 2. С. 113–117.

ПЛУТОНИЙ В ПОЧВАХ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Галушкина Д.Н., Рихванов Л.П.

Томский политехнический университет, Томск, galushtyan@gmail.com

Повышенное содержание искусственных радионуклидов в почвах Байкальской природной территории было установлено ещё в 1974 г. при проведении аэрогаммасъемки территории СССР [2] и подтверждены исследованиями местных научно-исследовательских и геологический организаций [7]. В ходе этих исследований в компонентах природной среды был обнаружен ^{137}Cs. Было установлено, что наибольшими

значениями удельной активности ^{137}Cs характеризуется практически вся прибрежная территория Байкала, включая особо охраняемые природные территории. Высокие значения удельной активности ^{137}Cs связаны с испытаниями на Семипалатинском полигоне и региональным переносом продуктов взрыва воздушными массами.Запас и плотность выпадения ^{137}Cs используется в оценке радиационной обстановки. Дополнительно при оценке радиационной обстановки используются данные о содержании других радионуклидов, таких как ^{90}Sr и Pu [2,5].

В почвах Баргузинского заповедника и Фролихинского заказника методом альфа-спектрометрии была проанализирована удельная активность изотопов ^{239}Pu и ^{240}Pu. Пробы почв отобраны методом конверта на глубину 0–10 см. Пробоподготовка на содержание ^{239}Pu и ^{240}Pu проводится по положениям утвержденных методик НСАМ № 406-ЯФ и НСАМ № 407-ЯФ с электролитическим осаждением $^{239+240}$Pu прибором Gwinstek GPC-3060 D на стальную подложку с заранее измеренным фоном. Методики утверждены Федеральным научным центром лабораторных исследований и сертификации минерального сырья ВИМС от 31.03.1999 г., центром метрологии ионизирующих излучений ГНМЦ ВНИИФТРИ Госстандарта РФ от 19.08.1999 г. После электроосаждения высушенная подложка помещается в камеру альфа-спектрометра фирмы ORTEC. Обработка результатов производится в программе AlphaVision 5.3.

Значения активности $^{239+240}$Pu на изученных территориях характеризуются уровнем, превышающим уровень глобальных выпадений в северных широтах [1, 4]. Максимальное значение зафиксировано у подножия г. Медвежья – 6,7 Бк/кг, активность $^{239+240}$Pu в почвах на устье р. Фролиха (кордон «Исток», основное место стоянки туристов и проживания сотрудников заказника) – 2,8 Бк/кг – в 7 раз выше уровня глобальных выпадений. Значения удельной активности $^{239+240}$Pu находятся приблизительно на том же уровне, что и в почвах Иркутской области (в т.ч. Прибайкалья) и Агинского Бурятского АО, в окрестностях которых были произведены подземные ядерные взрывы. Можно предположить, что вклад в загрязнение почв заказника внёс не только Семипалатинский полигон, но и испытания на архипелаге Новая Земля. По данным ОИГГМ СО РАН и НТП «Сосновгеос», «Кузькину мать» показали и Байкалу; след испытаний от 30.10.1961 года прошел через северную часть озера, а затем направился в Забайкальский край [6]. Исследованиями сотрудников Института геохимии СО РАН был обнаружен Pu в верхних слоях донных отложений Северной котловины оз. Байкал, однако небольшие значения активности $^{239+240}$Pu (0,4 Бк/кг) не позволяют однозначно отнести его к продуктам ядерных испытаний. Есть предположение, что наличие ^{239}Pu в донных осадках обусловлено глобальными выпадениями, либо следом аварии на Чернобыльской АЭС [3].

Литература:

Атурова В.П. Плутоний в почвах Красноярского края: автореф. дис... канд. биол. наук. - Красноярск, 2001.

Медведев В.И., Коршунов Л.Г., Черняго Б.П. Радиационное воздействие Семипалатинского ядерного полигона на Южную Сибирь (опыт многолетнихисследований по Восточной и Средней Сибири и сопоставление результатов с материалами по Западной Сибири) // Сибирский экологический журнал. – 2005. – Т.12, N 6. – С. 1055–1071. – Библиогр.: с. 1070–1071

Пампура В.Д., Сандимиров В.Д. Радиогеохимические исследования экосистемы оз. Байкал // Геология и геофизика. – 1993. – № 10 – 11. – С. 192–199

Рихванов Л.П. Радиоактивные элементы в окружающей среде и проблемы радиоэкологии: учебное пособие. Томск: STT, 2009. – 430 с.

Черняго Б.П., Медведев В.И., Непомнящих А.И. Современная радиационная обстановка в Центральной экологической зоне Байкальской природной территории // Геология и геофизика. - Новосибирск, 2012. - Т. 53, № 9. - С. 1206-1218. - Библиогр.: 29 назв.

Черняго Б.П. «Глобальный» цезий-137: от Байкала до Северного Ледовитого океана / Б.П. Черняго, В.Г. Бычинский, Г.И. Калиновский // Материалы II международной конференции «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания челоека» – Томск: ИД «Тандем-Арт». – 2004. – С. 647–648

РОЛЬ ГЕОХИМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА СНЕГОВОЙ И ПОВЕРХНОСТНОЙ ВОДЫ В ИЗУЧЕНИИ И ОЦЕНКЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Гребенщикова В.И., Филимонова Л.М., Загорулько Н.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, vgreb@igc.irk.ru

Геохимический мониторинг – это система наблюдений во времени за химическим состоянием различных компонентов окружающей среды. Происходящие изменения могут быть связаны с природными особенностями объекта или территории и антропогенным воздействием. Наиболее доступными и информативными компонентами при мониторинге являются водные объекты, в частности снеговая и поверхностная вода.

Критерием геохимической оценки компонентов окружающей среды являются кларки элементов и предельно допустимые концентрации. При региональных исследованиях и геохимическом картировании широко используются региональные фоновые содержания элементов. Они рассчитываются при равномерном площадном опробовании региона и по значительному количеству проб (500–1000) каждого компонента (порода, почва, вода, воздух, снег, дождь, растения, продукты питания и др.). Полученные геохимические данные статистически обрабатываются и обычно заканчиваются построением карт-схем распределения элементов с определением регионального геохимического фона и соответственно с указанием мест, наиболее загрязненных и, наоборот, благоприятных для проживания человека. В настоящее время региональный фон многих токсичных элементов известен не для всех регионов России, не для всех компонентов окружающей

среды и не для всех химических элементов. Кроме регионального определяют природный фон в заведомо чистых местах изучаемого региона (заповедники, заказники, парки и др.).

Оценка геохимического состояния территорий некоторых городских экосистем Прибайкалья по снеговому покрову показала его специфику в зависимости от типа промышленного производства. Эта специфика выражается в определенном наборе характерных элементов-токсикантов, концентрации которых превышают региональный фон в 10 и более раз. Так, в снеговом покрове г. Шелехов такими элементами являются F, Al, Be, Li, для г. Свирска – As, Cd, W, Sb, Bi. В тоже время четко обозначились элементы-токсиканты, повышенные содержания которых относительно регионального и природного фонов характерны почти для всех городов Байкальского региона. Это элементы, которые ассоциируют с работой угольных теплоэлектростанций и автотранспорта. К ним относятся S, Hg, B, Zn, Pb, Mo, U, Th, As и другие, которые фиксируются в повышенных содержаниях в снеговой воде, твердом осадке снега, а также в почве в районах ТЭЦ и автозаправок. К территориям повышенного геохимического риска по химическому состоянию снегового покрова в Прибайкалье относятся практически все промышленные города Прибайкалья, но особенно выделяются Шелехов, Братск, Усолье-Сибирское, Свирск, Ангарск и Иркутск, что подтверждается медико-экологическими исследованиями.

Многолетние мониторинговые исследования воды истока реки Ангары были начаты в 50-х годах прошлого века и проводятся до настоящего времени (П.Ф. Бочкарев, И.В. Глазунов, К.К. Вотинцев, М.А. Грачев, Г.М. Шпейзер, П.В. Коваль, Е.Н. Тарасова, Т.В. Ходжер и др.). Исток реки Ангары отражает химический состав воды Байкала. Полученные ежемесячные аналитические данные по содержанию макро – и микрокомпонентного состава р. Ангары в последние годы (1997–2013 гг.) и сравнение с ранее опубликованной информацией (1950–1995 гг.) свидетельствуют о чистоте и фактически постоянном составе воды истока Ангары, содержания элементов в ней значительно ниже ПДК для питьевых вод и рыбохозяйственных водоемов. При этом для макрокомпонентов характерны отчетливо проявленные сезонные изменения концентраций. Это отмечается для содержаний кислорода, в теплое время года при увеличении температуры его содержание в воде истока уменьшается, а в холодное время увеличивается. Противоположным образом изменяются концентрации хлора, т.е. он накапливается в воде истока в летнее время. Замечено некоторое уменьшение в воде в последние годы сульфат-иона.

Для микроэлементов выявлен более сложный, не регулярный характер изменения концентраций в воде Ангары во времени. Для многих из них отмечаются 5–10-кратные изменения концентраций и 3–5-летние циклы, не обусловленные сезоном года, но возможно связанные с колебанием уровня Байкала. В изменении содержаний ртути в воде истока выявлено 2 максимума (1998 г. и 2004 г.), которые отражают природные процессы (землетрясение, циклон). Поскольку Байкал приурочен к Байкальской рифтовой зоне, то природные катаклизмы в Прибайкалье вызывают изменения и в содержаниях элементов, поступающих с глубины. Установлено, что на более глубоких горизонтах озера содержание Hg в 2–5 раз превышают ее значения в близповерхностной воде, но ниже ПДК. Это может свидетельствовать о глубинном поступлении ртути со дна Байкала, что, вероятно, обусловлено «ртутным дыханием» Байкальской рифтовой зоной. Относительно повышенные содержания Si и P (в 2–5 раз) на более глубоких горизонтах озера можно объяснить опусканием на дно отмерших организмов зоопланктона.

Таким образом, мониторинговые геохимические исследования позволяют отслеживать природные и антропогенные изменения в окружающей среде во времени.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ТОЛОГОЙ (ВЕРХНИЙ КАЙНОЗОЙ, ЗАБАЙКАЛЬЕ) КАК ОТРАЖЕНИЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Иванова В.В.[1, 2], Щетников А.А.[2, 3], Ербаева М.А.[2, 4], Алексеева Н.В.[4], Филинов И.А.[2, 3]

[1]ВНИИ Океангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург; [2]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск; [3]Институт земной коры СО РАН, Иркутск; [4]Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

Местонахождение у горы Тологой расположено в Иволгинской впадине на левом берегу р. Селенги, к юго-западу от г. Улан-Удэ. Гора Тологой представляет собой останцовый педиментированный гранитный массив, отделенный от Ганзуринского хребта врезанной меандрой р. Селенга. В уступе врезанной меандры вскрывается комплекс плиоцен-четвертичных отложений, прислоненных к подошве горы Тологой.

В разрезе выделяется три разновозрастные толщи [Алексеева, 2005]: верхняя (поздний плейстоцен), средняя (средний-ранний плейстоцен) и нижняя (поздний плиоцен). В основании разреза вскрываются красноцветные отложении, считающиеся стратотипом чикойской (тологойской) свиты [Базаров, 1986]. В верхней части средней толщи разреза Тологой установлена граница инверсии Брюнес-Матуяма [Гнибиденко и др., 1976]. Характерной особенностью отложений является наличие серии погребенных почвенных горизонтов, залегающих во всех трех толщах разреза.

Стратиграфическое расчленение отложений разреза Тологой выполнялось с применением комплекса традиционных литолого-фациальных методов, также в целях проведения реконструкции условий осадконакопления было выполнено изучение химического состава отложений: содержание основных петрогенных окислов, редких и рассеянных элементов. Были проанализированы расчетные петрохимические модули [Юдович, Кетрис, 2000; Маслов, 2005], а также индекс интенсивности химического выветривания CIA [Nesbitt and Young (1982)], индекс зрелости осадков ICV [Cox et al., 1995], химический индекс выветривания CIW и индекс степени преобразования плагиоклазов PIA [Fedo et al., 1995]. Изучено изменение по разрезу величин геохимических палеомаркеров – Cu, Co, Cr, Zn, Sr/Ba, Co/Zr, Ba/Zr, Gd/Yb, тетрадных эффектов РЗЭ [Иванова и др., 2016].

По всему опробованному интервалу наблюдаются значительные вариации содержания петрогенных окислов, отвечающие осадкам разных типов. Отложениям, сформировавшимся во время относительных потеплений, свойственны повышенные концентрации MnO, P_2O_5, ППП. Изменения CIA, CIW и ICV синхронны, увеличение значений CIA, CIW при одновременном уменьшении ICV маркирует периоды гумидизации климата. Горизонты палеопочв характеризуются повышенными значениями показателя $Al_2O_3/(CaO+MgO+Na_2O+K_2O)$, что можно рассматривать как результат выветривания в условиях периодического осушения (накопление Al_2O_3 и вынос оксидов кальция, магния, натрия и калия, накопление глинистых компонентов [Гражданкин, Маслов, 2012]. С другой стороны, горизонты палеопочв отличаются относительно пониженными значениями величины индикатора кальцификации палеопочв $(CaO+MgO)/Al_2O_3$, что свидетельствует о выносе карбонатных фаз.

Наблюдаемое изменение геохимических палеомаркеров свидетельствуют об изменении режима осадконакопления в процессе формирования отложений Тологойского разреза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№№15-05-01644, 15-05-01858) и РНФ (№ 16-17-10079).

Литература

Алексеева Н.В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое (по данным фауны мелких млекопитающих). М.: ГЕОС. 2005. 142 с.

Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука. 1986. 181 с.

Гнибиденко З.Н., Ербаева М.А., Поспелова Г.А. Палеомагнетизм и биостратиграфия некоторых отложений верхнего кайнозоя Западного Забайкалья. В кн. Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Отв. Ред. Фотиади Э.Э. Новосибирск. 1976. С. 75-95.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Литохимические особенности примитивных палеопочв в разрезе средней части бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея на южной окраине г. Миньяр // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. 2012. С. 77–84.

Иванова В.В., Щетников А.А., Филинов И.А., Вещева С.В., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г. Усть-Одинский опорный разрез верхнего неоплейстоцена Иркутского амфитеатра Сибирской платформы: лито- и геохимические особенности // Литология и полезные ископаемые, 2016, № 3. – с. 215-232.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. - СПб.: Наука, 2000. -479 с.

Cox R., Lowe D.R., Cullers RL. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919-2940.

Fedo, C. M., Nesbitt, H. W. and Young, G. M.: Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance, Geology, 23, 921–924, 1995.

Nesbitt, H. W. and Young, G. M.: Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, Nature, 299, 715–717, 1982.

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

Леонова Г.А.[1], Мальцев А.Е.[1], Мирошниченко Л.В.[1], Меленевский В.Н.[2]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, leonova@igm.nsc.ru; [2]Иинститут нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

Сущность диагенетических превращений органического и минерального вещества, попадающего на дно водоемов, впервые была сформулирована Н.М. Страховым в 1953 г. Интенсивные исследования диагенеза осадков морей и океанов, проведенные в 70–90 гг. XX в., позволили существенно дополнить представления о сложном комплексе физических, химических и микробиологических процессов, составляющих сущность диагенеза. В отличие от морей и океанов в континентальных водоемах процессы раннего диагенеза осадков практически не изучены за исключением глубоководных озер – Онежского и Ладожского [Белкина, 2003] и Байкала [Гранина, 2008]. Это в полной мере касается и малых озер Сибири, что явилось для авторов причиной начать в 2011 г. изучение пресноводного диагенеза, получившее финансовую поддержку РФФИ (проекты № 11-05-00655, 17-45-540063). В качестве объектов были выбраны типовые малые озера юга Западной Сибири (Большие Тороки, Минзелинское), в которых формируются макрофитогенные органо-минеральные карбонатные сапропели и озера Прибайкалья (Котокель, Духовое, Очки), донные осадки которых представлены органическими планктоногенными бескарбонатными сапропелями.

Сходные черты диагенеза озерных осадков. Во всех озерах выявлен восстановительный тип диагенеза, в ходе которого происходит микробная деструкция органического вещества (ОВ), трансформация химического состава поровых вод и образование аутигенных минералов, прежде всего пирита. По данным пиролиза установлено, что уже в самых верхних интервалах осадков ОВ подвержено глубоким процессам трансформации и существенно отличается по составу от продуцентов ОВ – макрофитов и планктона. Сравнительный анализ пирограмм биопродуцентов и сапропеля показывает, что в составе сапропеля (уже в первых 5 см) отсутствуют лабильные белково-углеводные вещества (низкотемпературные пики ~330 С), характерные для биопродуцентов, а установлено наличие керогена (высокотемпературные пики ~500 С) – сильнопреобразованного ОВ в анаэробных условиях. Это свидетельствует о том, что распад попадающего в осадки ОВ вещества и образование керогена начинаются уже в верхних интервалах сапропеля на самых ранних стадиях диагенеза. Выявлена тенденция увеличения отношения $C_{орг}/N_{орг}$ (маркер разрушения лабильных компонентов органического вещества) по глубине разрезов осадков всех озер, что свидетельствует о первоочередной деструкции аминокислот и углеводов. Показано, что сапропели озер Прибайкалья, в которых основными продуцентами ОВ является фитопланктон, имеют самые низкие значения отношения $C_{орг}/N_{орг}$, что маркирует автохтонную компоненту в составе ОВ осадков

Отличительные черты диагенеза озерных осадков. Установлена трансформация поровых вод, приводящая к увеличению в них минеральных форм органического вещества (HCO_3^-, NH_4^+, HPO_4^{2-}), что выявляет механизм анаэробного окисления ОВ микроорганизмами. Уменьшение же содержания SO_4^{2-} в поровых водах вниз по разрезам есть отражение процесса сульфатредукции вследствие восстановления SO_4^{2-} при участии сульфатредуцирующих бактерий. При этом интенсивность уменьшения концентраций SO_4^{2-} по разрезам в озерах юга Западной Сибири намного выше, чем в озерах Прибайкалья, что свидетельствует о более мощной сульфатредукции в сапропелях западносибирских озер. Это может зависеть как от доступности ОВ для сульфатредукторов, так и от валовых концентраций сульфатов в поровых водах.

В осадках всех озер, за исключением оз. Очки, выявлено присутствие аутигенного (диагенетического) пирита, характерного для большинства современных восстановленных осадков. 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 водоемах. 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 озер юга Западной Сибири не образуется собственных минералов марганца, поскольку в процессе хемогенного осаждения карбонатов весь подвижный Mn, по-видимому, включается в состав аутигенного $CaCO_3$. Напротив, в бескарбонатном сапропеле оз. Котокель в верхних 40 см осадка создаются условия для образования собственных минералов марганца, представленные диагенетическими Mn-Ca-родохрозитами с примесью Fe.

Литература:

Белкина Н. А. Изменение процессов окислительно-восстановительного диагенеза донных отложений Онежского и Ладожского озер под воздействием антропогенных факторов: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – Санкт-Петербург, 2003. – 25 с.
Гранина Л.З. Ранний диагенез донных осадков озера Байкал. – Новосибирск: Изд-во «Гео», 2008. – 156 с.

МИГРАЦИЯ H^+ В МЕРЗЛОТНЫХ ЛАНДШАФТАХ ПРИ ПОТЕПЛЕНИИ КЛИМАТА

Макаров В.Н.

Институт мерзлотоведения Сибирского отделения РАН, Якутск, mpi@ysn.ru

Современное глобальное потепление влияет на компоненты мерзлотных ландшафтов: атмосферу, гидросферу и литосферу.

В результате антропогенной деятельности (сжигания ископаемых видов топлива) в атмосферу выбрасываются парниковые газы. Они влияют на энергетический баланс Земли, который в слою очередь способен повлиять на температуру. Современное потопление большинство климатологов связывают с ростом концентрации углекислого газа в атмосфере. По этой причине в течение последнего столетия средняя глобальная температура воздуха увеличилась на 0,6°С.

Изменение климата (температуры воздуха) и повышение концентрации в атмосфере парниковых газов заметно и на локальных территориях.

Были исследованы особенности миграции H^+ (pH) в атмосферных осадках, озерных водах и почвенном покрове в районе Якутска в ходе многолетнего эколого-геохимического мониторинга окружающей среды [Макаров, 1985; 2007]. В процессе исследований проводилась комплексная геохимическая оценка миграционных и депонирующих компонентов окружающей среды: атмосферы, снега, почвенного покрова, поверхностных и подземных вод.

В ходе мониторинга атмосферных парниковых газов, который ведется Институтом мерзлотоведения СО РАН (Н. Ф. Федосеев) в окрестностях г.Якутска с 1997 г., установлено закономерное повышение концентрации двуокиси углерода в приземной атмосфере с 363 млн$^{-1}$ в 1997 г. до 398 млн$^{-1}$ в 2011 г., с устойчивым положительным трендом – около 2 млн$^{-1}$/год.

За последние три десятилетия в Якутске наблюдается заметное повышение среднегодовой температуры воздуха. По данным Ю.Б. Скачкова [2012] за это время средняя годовая температура воздуха выросла на 0,7°С.

Нами исследовались особенности миграции H^+ (pH) в атмосферных осадках, озерных водах и почвенном покрове Якутска обусловленные повышением концентрации углекислого газа в атмосфере и потеплением климата.

Наибольшее влияние на присутствие свободных ионов водорода – H^+ в атмосферных водах из естественных агентов оказывает CO_2 , поскольку концентрация ионов водорода в воде зависит от содержания углекислого газа. При прочих равных условиях, чем большее содержится CO_2 , тем больше будет концентрация ионов водорода и тем меньше величина pH.

При среднем содержании двуокиси углерода в атмосфере, равном 330 млн$^{-1}$, и температуре 20°С концентрации H^+ в равновесном водном растворе соответствует pH=5,6. Это значение обычно для незагрязненных атмосферных осадков.

В процессе многолетнего мониторинга атмосферных осадков в Якутске была прослежена динамика изменения концентрации H^+ (pH) в атмосферных осадках. В последние 20–25 лет наблюдается постоянное повышение концентрации двуокиси углерода в атмосфере, которое сопровождается устойчивым понижение величины pH осадков, их переход из слабощелочной среды в слабокислую (pH_{1989} =8,0; pH_{2012}=6,66). Объёмы поступления H^+ из атмосферы на поверхность с начала XX века и до 2012 года увеличились почти в семь раз (pH_{2000}=0,14; pH_{2012}=0,97 г/м^2 /год).

Возрастание объёма поступления катиона H^+ из атмосферы на земную поверхность сопровождается увеличением кислотности почво-грунтов города.

За период наших наблюдений с 1982 года средняя величина pH в почво-грунтах Якутска изменилась со щелочных значений – 8,10 в 1982–1984 гг. до 7,51–7,56 в 2008–2011 гг. Одновременно увеличилась площадь распространения кислых почв с pH<7, на территории города: с 0–2 % – 1982–1984 гг. до 8 % – 2008 г. и 10 % – 2011 г. На территории города практически исчезли сильнощелочные грунты с pH выше 8,5, а на отдельных участках появились грунты с кислотностью менее 6,8, до pH=5,6.

Под воздействием кислотообразующих веществ происходит обеднение почв и грунтов деятельного слоя обменными основаниями, вытеснение слабых природных кислот (гидрокарбонатов) техногенными сульфатами и соединениями азота и, как следствие, снижение pH вод. Максимальное закисление происходит на поверхности почво-грунтов и в сезонно-талом слое на глубине 1–2 м изменений кислотности не наблюдается.

Увеличение объёмов поступления катиона H^+ из атмосферы и повышение кислотности почв отразилось на изменении кислотности воды озер города. Средняя величина pH озерных вод, которая составляла в 1986–2003 гг. – 8,1–8,8, в 2009–2012 гг. понизилась до 7,6–7,8.

Возможные неблагоприятные последствия могут быть связаны с возникновением кислого геохимического барьера в местах увеличения кислотности грунтовых вод. Причем кислый барьер может быть и в щелочных условиях при смене сильнощелочной среды на слабощелочную. На кислом барьере концентрируются анионогенные элементы – кремнезем, молибден, селен и другие, подвижность которых уменьшается в кислой среде. Элементы, легко образующие растворимые анионные и карбонатные комплексы в щелочной среде – B, V, Mo, As, S, Cr, способны существенно расширить диапазон миграции.

Для большинства растений благоприятны почвы с нейтральными значениями pH и дальнейшее повышение кислотности может привести к деградации растительности.

По данным многолетних наблюдений ИМЗ СО РАН повышение кислотности атмосферных осадков отмечается и в снежном покрове Восточной Якутии. Если установленный тренд повышения кислотности атмосферных осадков в холодное время года в период 2010–2012 гг. сохранится, то к 2020 г. величина pH снежного покрова мерзлотных ландшафтов Восточной Якутии достигнет 4,07–4,11.

Это приведет к заметному, а возможно и критическому для ихтиофауны, повышению кислотности речных вод в период половодья, когда химический состав водотоков в основном формируется за счет таяния снега.

THE INFLUENCE OF CLIMATE WARMING AND GREENHOUSE GAS DEPOSITION ON H^+ MIGRATION IN THE GEOSPHERE

Makarov V.N.

Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, mpi@ysn.ru

The migration of H^+ (pH) in precipitation, lake waters and land cover was studied in the area of Yakutsk in the long-term ecological and geochemical monitoring of the environment [Makarov, 1985, 2007]. During the study, a comprehensive geochemical assessment of the migrating and depositing environmental components - air, snow, soil, surface water and groundwater – was carried out.

Human activities (burning of fossil fuels) emit greenhouse gases into the atmosphere. They affect the energy balance of the Earth, which in turn can affect the temperature. Most climate scientists relate the observed warming to the increasing concentration of carbon dioxide in the atmosphere. For this reason, during the last century, the average global temperature has increased by 0,6°C.

Climate (temperature) change and increased atmospheric concentrations of greenhouse gases are also observed in local areas.

Monitoring of atmospheric greenhouse gases performed by the Melnikov Permafrost Institute (N. F. Fedoseev) in the vicinity of Yakutsk since 1997 has shown a consistent increase in concentration of carbon dioxide in the near-surface air from 363 ppm in 1997 to 398 ppm in 2011, with a steady positive trend of about 2 ppm/year.

Yakutsk has experienced significant warming over the last three decades. Y. B. Skachkov's [2012] data indicate an increase in mean annual air temperature of 0,7°C over this period.

We have studied the migration of H^+ (pH) in precipitation, lake water and soil of Yakutsk associated with increased atmospheric carbon dioxide and climate warming.

CO_2 is a natural agent that exerts the greatest influence on the presence of free hydrogen ions – H^+ in atmospheric water, because the concentration of hydrogen ions in the water depends on the content of carbon dioxide. Other conditions being equal, the more CO_2 is contained, the more the hydrogen ion concentration and the smaller the pH.

The relationship of the hydrogen ion level to the concentrations of other ions in precipitation (neglecting the contribution of weak organic acids) is expressed as:

$(H^+)=2(SO_4^{2-})+(NO_3^-)+(Cl^-)-2(Ca^{2+})-(K^+)-2(Mg^{2+})-(Na^+)-(NH^{4+})+2{,}5\cdot10^{-6}$.

The remainder term in this expression – $2{,}5\ 10^{-6}$ mol/l - corresponds to the H^+ concentration in the equilibrium aqueous solution (pH=5,6) at an average atmospheric carbon dioxide of 330 ppm and a temperature of 20°C. This value generally corresponds to unpolluted rain.

In the process of long-term monitoring of atmospheric precipitation in Yakutsk dynamics of the H^+ concentration (pH) in precipitation was traced. In the last 20–25 years there has been a steady increase in the concentration of carbon dioxide in the atmosphere, which is accompanied by a steady decrease in the pH of precipitation, their transition from slightly acidic to slightly alkaline (pH_{1989}=8.0; pH_{2012}=6,66). The atmospheric H^+ deposition to the surface increased nearly sevenfold (pH_{2000}=0,14; pH_{2012}=0,97 g/m^2/year) from the beginning of the twentieth century to 2012.

The increased deposition of H^+ cation from the atmosphere to the ground surface is accompanied by an increase in soil acidity in the city.

During the period of our observations, the average soil pH at Yakutsk changed from the alkaline values – 8,10 in 1982–1984 to 7,51–7,56 in 2008–2011. The areal extent of acid soils with pH<7 increased from 0–2 % in 1982–1984 to 8 % in 2008 and 10 % in 2011. Highly alkaline soils with a pH above 8,5 virtually disappeared from the territory of the city, and in some areas there were soils with acidity less than 6,8, to pH=5,6. Under the influence of acid-forming substances, the soils become depleted of exchange bases, and the weak natural acids (hydrocarbons) are displaced with man-made sulfates and nitrogen compounds, resulting in lowering the pH of water. Maximum acidification occurs on the soil surface and in the seasonally thawed layer at a depth of 1–2 m no acidity changes are observed.

The increased H^+ cation deposition from the atmosphere and soil acidification has caused a change in the acidity of lake water in the city. The average pH of lake water lowered from 8,1–8,8 in 1986–2003 to 7,6–7,8 in 2009–2012.

Possible adverse effects may be associated with the occurrence of acid geochemical barrier in places of the increasing acidity of ground water. Moreover, the barrier may also occur under alkaline conditions when the strongly alkaline medium is changed to slightly alkaline. Anionic components - silica, molybdenum, selenium, and others whose mobility is reduced in an acidic medium – are concentrated at the acidic barrier. Elements forming easily soluble anionic and carbonate complexes in alkaline medium – B, V, Mo, As, S, Cr, can significantly extend the range of migration.

Soils with neutral pH values are favorable For the majority of plants and further increase the acidity can lead to degradation of vegetation in the city.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ Si В САПРОПЕЛЯХ РАЗНОГО ГЕНЕЗИСА (ПЛАНКТОННОГО И МАКРОФИТНОГО) НА ПРИМЕРЕ ОЗЕР БОЛЬШИЕ ТОРОКИ И КОТОКЕЛЬ

Мальцев А.Е., Бобров В.А., Леонова Г.А.

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

Изучены особенности распределения «терригенного Si» и «биогенного Si» в сапропелях оз. Большие Тороки (юг Западной Сибири, Новосибирская область) и оз. Котокель (Восточное Прибайкалье). Фитопланктон являлся основным источником автохтонного органического вещества (ОВ) на протяжении всего периода формирования сапропелевых отложений оз. Котокель. Синезеленые водоросли создают основу органической массы сапропеля, а диатомовые водоросли (ДВ) – биогенный кремнезем в минеральной части осадка. В оз. Большие Тороки формируется сапропель растительной природы (макрофитогенный сапропель), основную массу ОВ которого составляет высшая водная растительность (фитопланктон здесь в подчиненном состоянии). Планктоногенный сапропель оз. Котокель «богаче» биогенным (аморфным) кремнием в отличие от макрофитогенного сапропеля оз. Большие Тороки, где весь Si представлен в основном терригенной компонентой ($Si_{тер}$). Так, в составе сапропеля оз. Котокель валовый кремний ($Si_{вал}$) составляет в среднем 11 % по разрезу, из которого почти половина приходится на биогенный ($Si_{био}$) кремнезем в составе створок ДВ (рис.). Кривая распределение численности диатомей по [Кордэ, 1968] хорошо совпадает с распределением $Si_{био}$.

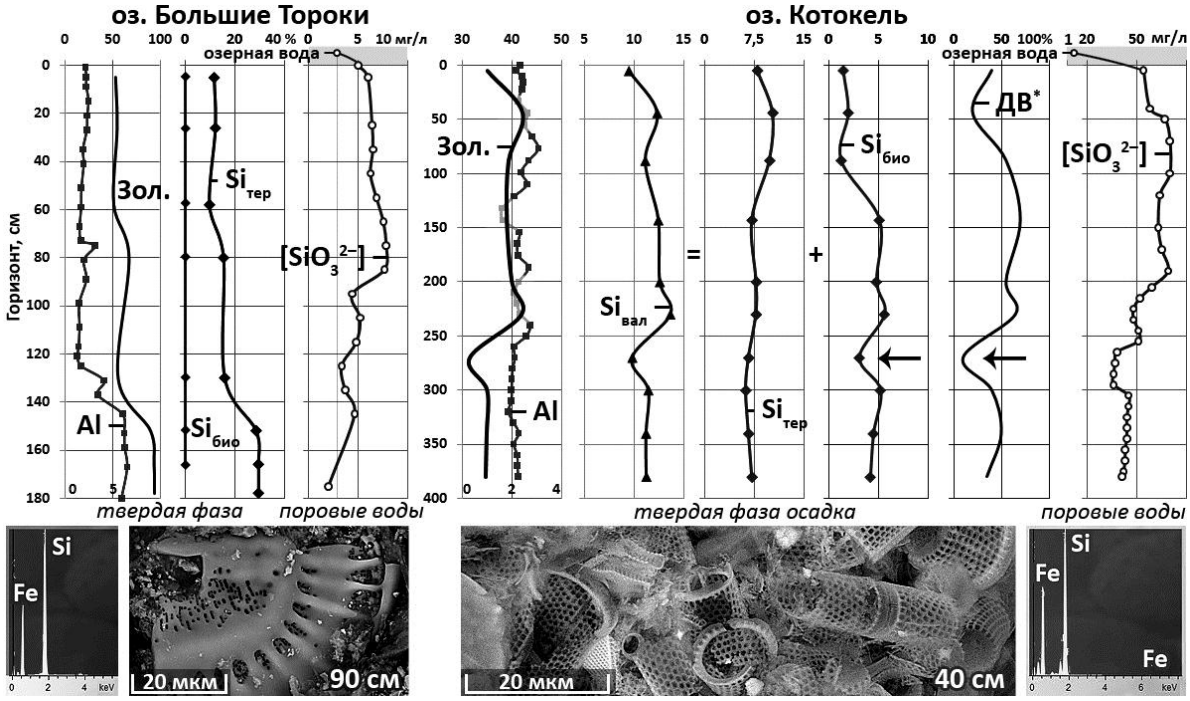


Рис. Распределение по разрезу сапропелей оз. Большие Тороки и оз. Котокель зольности, Al, валового ($Si_{вал}$), терригенного ($Si_{тер}$) и биогенного кремния ($Si_{био}$), общей численности диатомовых водорослей (ДВ) по [Кордэ, 1968], а также содержание Si в поровых водах и поверхностной воде.

Фото ДВ и спектры – электронный сканирующий микроскоп TESCAN MIRA 3 LMU.

Данные по распределению Si в поровых водах (ПВ) сапропелей двух озер показывают, что концентрации Si в ПВ планктоногенного сапропеля оз. Котокель на порядок выше, чем в макрофитогенном сапропеле оз. Большие Тороки. В целом, концентрации Si в поровых водах обоих озер выше концентраций Si в озерных водах. Увеличение концентраций кремния в ПВ по-видимому связано с растворением створок диатомовых водорослей. Это хорошо видно на примере сапропеля оз. Большие Тороки, где в верхних горизонтах обнаружены единичные створки ДВ (со следами растворения), ниже по разрезу створки ДВ исчезают, а в поровых водах увеличивается концентрация Si.

Таким образом, оз. Котокель является интересным природным объектом, где накапливаются кремнеземистые сапропели планктоногенного генезиса, где SiO_2 имеет не терригенную, а биогенную, «диатомовую» природу. Этот биогенный Si дает повышенные значения зольности, несмотря на довольно низкие значения терригенных элементов Al, Fe и т.д. в сравнении с осадком оз. Большие Тороки.

Литература:

Кордэ Н.В. Биостратиграфия отложений озера Котокель // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. – М.: Наука, 1968. С. 150–170.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПОИСКОВ КРУПНООБЪЕМНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УГЛЕРОДИСТО-КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Мансуров Р.Х.

ФГУП ЦНИГРИ, Москва, rinman81@bk.ru

В настоящее время в геологической литературе широко освещаются вопросы, касающиеся необходимости выявления и вовлечения в геологоразведочный процесс крупнообъемных золоторудных и комплексных золотосодержащих месторождений, залегающих на небольшой глубине и пригодных для открытой отработки. На территории РФ яркими примерами крупнообъемных месторождений служат месторождения Олимпиаднинское, Благодатное, Ведугинское (Енисейская золоторудная провинция), Сухой Лог, Вернинское (Байкало-Патомская провинция), Наталкинское, Дегдекан (Верхояно-Колымская провинция). Все эти объекты объединяет приуроченность к орогенным складчатым структурам в обрамлении Сибирской платформы, сложенным углеродисто-карбонатно-терригеннымитолщами.

В пределах вышеназванных структур силами ФГУП ЦНИГРИ в период 2013–2015 гг. производились поисковые работы в рамках госконтрактаРоснедра МПР РФ. Для данных территорий характерно широкое развитие перекрывающих информативный элювиально-делювиальный слой дальнеприносных отложений, затрудняющих поиски. В таких условиях применяется комплексная методика поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах, позволяющая в кратчайшие сроки определить перспективы поисковых площадей и участков [Иванов, 2014]. Литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) производится, в среднем, на глубине 0,8–1,5 м. Это позволяет получить наиболее представительные результаты о коренной золотоносности исследуемой площади.

В рамках поисковых исследований проведено изучение Средне-Ишимбинской перспективной площади, расположенной на восточном склоне Енисейского кряжа, в 120 км юго-восточнее пгт. Северо-Енисейский. На поисковой площади в результате прогнозно-поисковых исследований была выделена рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций, приуроченная области разрывных нарушений, оперяющих к Ишимбинскому региональному глубинному разлому, в участке осложняющих секущих разрывов более высоких порядков. В пределах наиболее перспективного поискового участка выполнялись литохимические поиски по ВОР в профильном варианте по линиям горных выработок путем опробования нижнего информативного слоя элювиально-делювиальных отложений в копушах глубиной 0,8–1,0 м, бульдозерных расчистках глубиной 1 м и шурфах до коренных пород (интервал опробования 10–40 м, глубина 0,8–1,0 м).

По результатам опробования установлены контрастные ореолыAu, образующие сплошное аномальное геохимическое поле (АГХП) размером около 1,5х2,2 км, в пределах которого локализуется область максимально высоких (0,1–0,8 г/т) содержаний Au, шириной до 300 м. АГХП Au сопровождается ореолами Mn, при этом поля максимально высоких его содержаний (0,5–2 %) практически совпадают с полями высокоаномальных содержаний Au. По периферии АГХП Au установлены аномальные поля Ag и Zn. По данным ICP-MS АГХПAu сопровождается повышенными содержаниями в ВОР As, W, Sb, Cu, Co и др.

Специализированные шлихо-минералогические исследования предусматривали изучение магнитной, электромагнитной (ЭМФ), тяжелой немагнитной (ТНФ) и легкой фракций. Установлено, что наиболее контрастно золотоносные минерализованные зоны фиксируются по аномальным концентрациям золота и элементов-спутников в ЭМФ и ТНФ шлиховых проб. Анализ распределения золота и сопутствующих элементов в этих фракциях показал, что средние содержания золота (около 8 г/т) в них практически не отличаются, тогда как концентрации As, Sb, Bi, W, Cu, Mo, Ni, Co, Pb, Zn в ЭМФ в 1,6–2,7 раза выше. Корреляционным анализом в обеих фракциях установлена практически идентичная структура корреляционных связей с золотоносной Au – As – Bi и сопутствующей ей Cu – Ni – Co – Mn ассоциациями. Кроме того, установлены значимые положительные корреляционные связи в рядах Na – K, Ca – Mn – Sr.

Концентрации золота и сопутствующих элементов в первичных ореолах (ПО) определялись бороздовым опробованием полотна бульдозерных траншей до коренных пород и керновым опробованием скважин. В результате установлено несколько ПО золота – наиболее представительный ПО с концентрациями более 0,1 г/т выявлен в центральной части рудопроявления; его мощность более 60 м. В пределах последнего по данным опробования керна скважин установлены маломощные (до первых десятков метров) ореолы (эпицентры) с наиболее высокими концентрациями золота (более 0,3 г/т). По данным бороздового опробования траншей на дневной поверхности ореол распадается на несколько маломощных (первые метры) зон. Содержания золота в пределах эпицентра повышенных концентраций в отдельных пробах достигают 6,5 г/т.

Литература:

Иванов А.И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы. – 2014. – № 1. – С. 36–42.

^{210}Pb, ^{7}Be И ^{137}Cs В АТМОСФЕРНЫХ ВЫПАДЕНИЯХ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Мельгунов М.С.[1], Щербов Б.Л.[1], Рубанов М.В.[1], Золотухина К.А.[1, 2], Восель Ю.С.[1], Густайтис М.А.[1]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, mike@igm.nsc.ru;[2]Новосибирский государственный технический университет, Новосибирск

Радиоактивные изотопы природного происхождения ^{7}Be и ^{210}Pb в значительных количествах поступают на земную поверхность из атмосферы. Источники происхождения этих радионуклидов различные. Так ^{7}Be образуется в верхних слоях атмосферы при взаимодействии ядер атомов ^{14}N и ^{16}O с высокоэнергетичным космическим излучением. ^{210}Pb является продуктом распада ^{222}Rn, образующегося в результате распада радионуклидов радиоактивного ряда ^{238}U и поступающего в атмосферу с поверхности земли. Будучи электрически заряженными, эти радиоизотопы сорбируются аэрозольными и пылевыми частицами и в их составе выпадают на земную поверхность. В современных исследованиях «атмосферные» ^{7}Be и ^{210}Pb часто используются в качестве индикаторов различных природных процессов, в том числе, при оценке условий и скоростей формирования осадков, изучении переноса аэрозольных частиц в атмосфере и скоростей их выпадения на поверхность земли и т.д. Снежный покров является прекрасным природным планшетом, накапливающим информацию об атмосферных поступлениях за достаточно протяженный временной интервал от первого выпадения снега в позднеосенний период до его таяния весной. Его можно с успехом использовать для проведения оценки плотности выпадения химических элементов, в том числе и изотопов ^{7}Be и ^{210}Pb. В современно литературе отсутствуют широко известные данные об атмосферном поступлении ^{7}Be и ^{210}Pb в таком регионе, как юг Западной Сибири, особенно в той его части, где происходит смена ландшафтно-географических зон с лесостепной на горно-таёжную и высокогорную. Целью настоящего исследования является предварительная оценка характера выпадения ^{7}Be и ^{210}Pb в различных ландшафтных зонах региона юга Западной Сибири в зимний период в составе снего-пылевых выпадений.

Объектами исследования были образцы снего-пылевых выпадений, отобранные в 2016 и 2017 гг. в конце периодов активного снегонакопления (середина марта) в различных ландшафтных зонах юга Западной Сибири: лесостепной (Новосибирская обл., Алтайский край), предгорной (п. Колывань, Алтайский край), горно-таежной (респ. Алтай). Изучение взвешенного вещества снеготалых вод позволило получить оценки плотности выпадения $^{210}Pb_{атм}$, ^{137}Cs и ^{7}Be для этого региона. Следует отметить несколько особенностей: 1) разделение по гранулометрическим фракциям взвешенного вещества снеготалых вод показывает, что исследуемые изотопы присутствуют во всех выделенных фракциях (от самых крупных (>3 мкм) до самых мелких (<0,45 мкм), связанных с наноразмерными аэрозольными частицами, коллоидами и растворенной компонентой); 2) плотность выпадения ^{137}Cs по сравнению с $^{210}Pb_{атм}$ и ^{7}Be мала и не превышает 1 Бк/м^2 во всех изученных точках. Максимальные значения плотностей выпадения ^{7}Be, ^{210}Pb зафиксированы в 2017 году и составили: в предгорной зоне (п. Колывань, Алтайский край) 618 и 171 Бк/м^2, соответственно. Минимум выпадения данных изотопов зафиксирован в высокогорной зоне на Семинском перевале (респ. Алтай) – 104 и 27 Бк/м^2. Для лесостепной зоны плотности выпадения $^{210}Pb_{атм}$ и ^{7}Be варьируют в пределах 237–340 Бк/м^2 и 73–93 Бк/м^2, соответственно. Следует отметить, что интегральные значения плотностей выпадения $^{210}Pb_{атм}$ и ^{7}Be полученные по результатам анализа снего-пылевых выпадений 2016 года в 1,5–2 раза ниже таковых 2017 года. По-видимому, это во многом связано с тем, что зима 2017 года была гораздо более многоснежной.

Исследование гранулометрических фракций взвешенного вещества снеготалых вод показало, что: 1) Основная доля $^{210}Pb_{атм}$ в изученных образцах находится в составе крупнозернистой фракции (56–84 %). Доля этой фракции в общей активности ^{7}Be ниже и не превышает 66 %. Минимальное значение составляет 6,2 %. 2) Значительная часть этих изотопов связана с мелкодисперсной фракцией размерностью менее 0,45 мкм (наночастицы, коллоиды и растворенная составляющая). Так, доля $^{210}Pb_{атм}$, находящегося в этой фракции, в образцах горно-таёжной и предгорной ландшафтных зон составляет 8,4–14,4 %, лесостепной зоны Алтайского края – 20,5 %, северо-востока Новосибирской области – 42,9 %. Для ^{137}Cs эти значения составляют величину от 32 до 65 %. Доля этой компоненты в общем количестве ^{7}Be еще более значительна и может достигать 87 %. 3) Доля компоненты взвешенного вещества с размером фракции от 3 до 0,45 мкм невелика во всех исследованных пробах снега. Для $^{210}Pb_{атм}$ и ^{7}Be она не превышает 9 %, а в большинстве случаев значительно меньше этой величины. 4) Во фракции >3мкм активность ^{7}Be в 1,5–4 раза выше активности ^{210}Pb. Во фракции <0.45 мкм величины этого отношения существенно выше (8,5–17). Это говорит о том, что, эта фракция является концентратором изотопа ^{7}Be.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № VIII.72.2.3 и при частичной поддержке проекта РФФИ №17-05-41076 РГО-а. Гамма-спектрометрический анализ выполнен в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА РЕГИОНА ОЗЕРА БАЙКАЛ ПО ДАННЫМ МНОГОЦЕЛЕВОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО КАРТИРОВНИЯ (МГХК-1000)

Мясников А.А., Дундуков Н.Н., Овчинникова М.Н.

ФГУГП «Урангеологоразведка», Иркутск, sosna3@irk.ru

Регион озера Байкал включает само озеро с территориями, прилегающими к нему с запада Иркутской области с востока и юга Республики Бурятия.

В соответствии с концепцией многоцелевого геохимического картирования масштаба 1:1000000 (МГХК-1000) и осуществлением Федеральных программ «Экология России» и «Геохимическая карта России» на основе компьютерных технологий созданы эколого-геохимические карты масштаба 1:1000000 региона озера Байкал на листы миллионной разграфки M-48, N-48, N-49 общей площадью более 400 тыс. кв. км.

Регион озера Байкал был определен как наиболее перспективная территория для реализации Федеральной программы «Многоцелевое геохимическое картирование масштаба 1:1000000», которое выполнялось в период с 1991 по 2005 годы [Буренков и др., 1996].

Эколого-геохимическая обстановка данного региона оценена по загрязнению почв и донных отложений токсичными элементами 1, 2, 3 классов опасности по величине Zc – суммарному показателю загрязнения.

1 класс опасности: Hg, F, As, Cd, Pb, Zn, Se, U;

2 класс опасности: Ni, Cr, Co, B, Cu, Mo, Sb;

3 класс опасности: Sr, Ba, V, W, Mn.

На территории региона озера Байкал выделены площади с удовлетворительной, напряженной, критической и чрезвычайной экологической обстановкой [Мясников и др., 2003].

Территория с неудовлетворительной (напряженной, критической, чрезвычайной) экологической обстановкой охватывает 69 участков, которые распределяются по рассматриваемому региону следующим образом: лист M-48-11 площадей, лист N-48-22 площади, лист N-49-36 площадей, что составляет 22 % площади, из них с чрезвычайной – 1 %, критической – 6 %, напряженной – 15 % [Мясников и др., 2004].

Площади чрезвычайной экологической обстановки, выделенные по загрязнению почв ртутью, приурочены к предприятиям химической промышленности, представленные двумя крупными объектами: ОАО «Саянскхимпласт» (г. Саянск), ОАО «Усольехимпром» (г. Усолье-Сибирское). Основной причиной приведшей к чрезвычайной экологической обстановке в районах расположения химических предприятий – производство каустической соды и хлора методом ртутного электролиза, что обусловила ртутное загрязнение окружающей среды [Мясников и др., 2001].

Площади с чрезвычайной и критической экологической обстановкой, выделенные по загрязнению компонентов природной геологической среды (ПГС) токсичными элементами, приурочены к районам активного хозяйственного освоения. К ним относится территория, прилегающая к горнодобывающему предприятию – Джидинскому вольфрам-молибденовому ГОКу. Приоритетными элементами – загрязнителями в компонентах ПГС являются элементы: W, Mo, Be, F, Hg, Pb, Cu, Zn, Cr. Пространственно геохимические аномальные поля приурочены к Джидиндинскому рудному узлу. Элементный состав ядерных частей геохимических аномалий в почвенном горизонте «A_1» и донных отложениях соответствует составу рудных объектов.

Территория листа N-49 относится к единственной в России промышленной урановой провинции, называемой Забайкальской. На площади листа N-49 уже выявлено 20 месторождений урана и большое количество его проявлений и аномалий радиоактивности. Общее количество природных радиоактивных (ЕРН) объектов на площади листа N-49 составляет 2033.

На одном из 20 выявленных месторождений урана – Хиагдинском ведется добыча урана экологически безопасным методом подземного выщелачивания.

Наряду с добычей урана ведется разработка россыпей золота, осуществляется добыча флюорита. Выданы лицензии на разработку месторождений колчедано-полиметаллических руд – Озерного и Назаровского.

Таким образом, горнодобывающие предприятия, вскрывающие и перерабатывающие значительные объемы руд и вмещающих пород, содержащих широкий комплекс токсичных химических элементов, могут являться источниками загрязнения окружающей среды в рассматриваемом регионе.

Литература:

Буренков Э.К., Головин А.А., Филатов Е.И., Морозова И.А. Многоцелевое геохимическое картирование – новый вид региональных геоэкологических работ. Разведка и охрана недр, 1996, №8, с. 7–10.

Мясников А.А., Медведев В.И., Коршунов Л.Г. Геоэкологическая обстановка Южного Байкала. Вестник Международной Академии наук экологии и безопасности жизнедеятельности. С-Петербург, 2001, №10 (46), с. 22–23.

Мясников А.А., Медведев В.И., Коршунов Л.Г. Эколого-геохимическая карта Байкальского региона масштаба 1:1000000. Материалы научной конференции «Проблемы поисковой и экологической геохимии Сибири». Томск, 2003, с. 251–253.

Мясников А.А., Коршунов Л.Г., Медведев В.И., Килипко В.А. Эколого-геохимическое картирование Байкальского региона. Компьютерные технологии при экологических исследованиях. ИМГРЭ, 2004, вып. 5, с. 155–164.

УЧАСТИЕ НЕКОТОРЫХ ФУНКЦИОНАЛЬНЫХ ГРУПП ГРИБНОЙ КЛЕТОЧНОЙ СТЕНКИ В БИОСОРБЦИИ ПАЛЛАДИЯ(II)

Некрасов Э.В.[1], Радомская В.И.[2], Павлова Л.М.[2]

[1]Амурский филиал Ботанического сада-института ДВО РАН, Благовещенск;
[2]Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, pav@ascnet.ru

Среди предполагаемых путей образования нанодисперсных форм благородных металлов в осадочных отложениях широкое признание получили процессы биогенного концентрирования. Проведенные нами ранее эксперименты по биосорбции показали высокую сорбционную ёмкость клеточной стенки (КС) микроскопических грибов в отношении элементов платиновой группы [Павлова и др., 2017], которая обеспечивается наличием различных ионогенных и полярных групп в составе КС. Целью выполненных модельных экспериментов была оценка вклада гидроксильных, аминных и карбоксильных групп клеточной стенки микромицета *Penicillium canescens*, выделенного из буроугольного месторождения, в процессы сорбции палладия (II).

Получение грибной биомассы, определение палладия в растворах и степени сорбции выполняли, как описано в работе [Павлова и др., 2017]. Препарат КС выделяли по [Gander and Fang, 1976]. Метилирование карбоксильных групп проводили с использованием (триметилсилил)диазометана (2 М в диэтиловом эфире) в толуоле в присутствии метанола. Амино- и гидроксильные группы ацетилировали уксусным ангидридом в присутствии пиридина. Для ацетилирования только аминогрупп без гидроксильных групп реакцию проводили в присутствии метанола. При проведении сорбции 15 мг сорбента, предварительно смоченного водой, смешивали с 10 мл свежеприготовленного раствора хлорида палладия (II) (60,4 мг/мл, pH 6,14), инкубировали 24 ч. при постоянном перемешивании на магнитной мешалке. Через определенные промежутки времени отбирали 0,5 мл суспензии, фильтровали через мембранный фильтр и измеряли pH, из фильтрата отбирали 0,25 мл и фиксировали 1 N HCl для спектрофотометрического определения Pd.

Таблица

Сорбция Pd(II) на препарате клеточной стенки (КС) *Penicillium canescens* до и после дериватизации

Время, мин	Исходный препарат КС		Дериватизированные препараты КС						Контроль (раствор хлорида палладия без сорбента)	
			Метилирование		Ацетилирование -OH и -NH_2 групп		Ацетилирование только -NH_2 групп			
	Сорбция, мг/г	pH	Сорбция, мг/г	pH	Сорбция, мг/г	pH	Сорбция, мг/г	pH	Конц., мг/л	pH
5	11,8	4,30	16,0	5,01	5,6	4,93	11,2	4,30	–	–
15	14,4	4,08	17,3	4,75	7,4	4,60	13,2	4,14	60,3	5,72
30	16,7	3,97	18,5	4,68	8,6	4,40	14,1	4,03	–	–
60	19,4	3,87	20,1	4,51	10,4	4,19	15,8	3,94	61,2	5,30
240	21,4	3,70	22,8	4,30	14,3	3,94	18,8	3,81	–	–
360	22,9	3,65	23,9	4,24	14,8	3,86	19,7	3,72	60,3	4,90
1440	25,3	3,53	26,6	4,02	18,0	3,68	21,9	3,60	60,1	4,62

Инкубирование контрольного свежеприготовленного раствора хлорида палладия (II) в течение 24 ч. сопровождалось снижением pH с 6,1 до 4,6 без изменения его концентрации в растворе (таблица), что свидетельствует о гидролизе хлоридных комплексов Pd(II) с высвобождением H^+. На препарате КС наблюдали как сорбцию Pd(II), так и падение pH уже в первые минуты взаимодействия, и оба эти процесса продолжались в течение 24 ч. (таблица). Метилирование КС по карбоксильным группам существенно замедляло падение pH раствора, однако не препятствовало сорбции металла. Ацетилирование аминогрупп мало сказывалось на изменении pH раствора по сравнению с недериватизированной клеточной стенкой, а сорбция металла заметно снижалась только спустя 0,5–1 ч. после начала инкубирования. Наибольшее замедление процесса сорбции Pd(II) вызвало ацетилирование как амино-, так и гидроксильных групп, при этом снижение pH раствора было в большей степени, чем после метилирования КС (таблица).

Полученные результаты свидетельствуют о существенной роли гидроксильных и, в меньшей степени, аминогрупп грибной клеточной стенки в биосорбции Pd(II), тогда как участие карбоксильных групп в этом процессе не нашло подтверждения. Это послужит пониманию механизмов биогенного низкотемпературного рудообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №16-05-00151).

Литература:
Gander J.E., Fang F. The occurrence of ethanolamine and galactofuranosyl residues attached to *Penicillium charlesii* cell wall saccharides // Biochem. Biophys. Res. Comm. – 1976. – V. 71, No. 3. – P. 719-725.
Павлова Л.М., Радомская В.И., Шумилова Л.П., Ионов А.М., Сорокин А.П. О биоминерализации платины микроорганизмами // ДАН. – 2017. – Т. 473, № 6. – С. 699-702.

ГЕОХИМИЯ ПОРОВЫХ ВОД ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Погодаева Т.В., Земская Т.И.

Лимнологический институт СО РАН, Иркутск

Озеро Байкал – самое глубокое пресноводное озеро в мире, содержит 20 % мировых запасов питьевой воды. Воды Байкала обладают исключительным постоянством содержания главных ионов, как по разным котловинам, так и по глубине. Кроме того, байкальские воды от поверхности до дна насыщены кислородом, проникающим и в донные отложения. Поверхностные осадки окислены почти по всей площади дна. Важной особенностью Байкала является то, что благодаря перемешиванию поступающего терригенного материала при переносе системой постоянных течений, в глубоководных котловинах Южного, Среднего и Северного Байкала формируются осадки, близкие по своему химическому составу. Таким образом, создаются предпосылки формирования единого фонового химического состава поровых вод донных отложений озера Байкал. Проведенные нами исследования 10 центральных станций пелагиали трех котловин выявили близость их химического состава и общие закономерности его изменения. Программа исследования «МИРы на Байкале-2009» позволила изучить поверхностные осадки 22 станций, охватывающих самые разнообразные районы озера.

По полученным результатам выделились две группы:

1. Фоновые;
2. Аномальные.

Осадки станций первой группы представлены серыми однородными диатомовыми алевритопелитовыми илами, имеют рыжий окисленный слой 5–10 см; отличаются горизонтальной слоистостью, имеют черные прослои гидротроиллита. Химический состав поровых вод таких осадков и его изменение с глубиной полностью соответствовали результатам, полученным для центральных глубоководных станций. Это позволило подтвердить выводы о единстве солевого состава поровых вод озера Байкал. За исключением аномальных районов (районов нефтегазовой разгрузки и гидротермального вента Фролиха), полученные фоновые данные действительны для всей площади Байкала.

Поровые воды фоновых районов озера Байкал – маломинерализованные гидрокарбонатно-кальциевые, отражающие химический состав водной толщи озера. В процессе диагенетических преобразований с глубиной увеличивается общая минерализация поровых вод без изменения класса и группы вод.

Во всех котловинах озера, как и в водной толще, основным анионом поровых вод является гидрокарбонат-ион. В верхнем окисленном слое осадка в результате адсорбции ионов на гидроокислах железа его концентрации снижаются. В восстановленной зоне осадка, наблюдается увеличение концентраций ионов HCO_3^-, являющихся прямым продуктом распада захороненного органического вещества. Рост концентраций бикарбоната сопровождается активным метаногенезом в мольном соотношении 1:1. При окислительном диагенезе в верхней части окисленного слоя осадка из-за разрушения серосодержащего органического вещества и окисления сульфидных минералов в поровых водах наблюдается максимум концентраций ионов SO_4^{2-}. К нижней границе окисленного слоя, расходуясь в процессе сульфатредукции, концентрации ионов SO_4^{2-} снижаются на порядок. Превалирующая деятельность сульфатредуцирующих бактерий по потреблению сульфатов подтверждена микробиологическими исследованиями. Отличительной чертой сульфатредукции в байкальских осадках является практически полное отсутствие H_2S. При общем низком содержании S и высоком содержании Fe^{2+} в осадке образуется гидротроиллит. Концентрации хлорид-ионов в поровой воде во всех котловинах не превышают 1 мг/л.

Преобладающим катионом в поровых водах является Ca^{2+}, при этом определена высокая корреляция его содержания с содержанием HCO_3^- (r=0,95). При выщелачивании минеральной части осадка в раствор извлекаются щелочные и щелочноземельные металлы, однако за счет катионного обмена Na^+, K^+ и Mg^{2+} переходят в поглощающий комплекс осадка, вытесняя из него ионы Ca^{2+}, которые и накапливаются в поровой воде.

Осадки станций второй группы отобраны в районах нефте- и газопроявлений, а также в районах присутствия газовых гидратов. Осадки восстановлены с поверхности, перемешаны, представлены смесью песка, плотной глины, нефтяными линзами и прослоями (в районах нефтепроявления). Химический состав поровых вод таких осадков очень неоднороден по концентрациям и разнообразен по составу ионов. Концентрации гидрокарбонат-ионов варьируют от 10 до 400 мг/л в первых сантиметрах осадка. В поровой воде присутствуют ионы ацетата, нитраты, фосфаты, ионы хлора и брома, а также значительные количества редкоземельных элементов (La, Ge, Rb, Y, Ce, Zr, Sm, Nd, Eu). Такой состав, скорее всего, отражает

сопутствующую углеводородам разгрузку глубинных вод и активно протекающие в поверхностных осадках микробиальные процессы.

Исследование выполнялось при поддержке Гос. задания 0345-2016-0007,№VIII.76.1.7 (0345–2014–0009) и № 01201353446 (0345–2014–0007).

ВЛИЯНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИФИКИ ОЗЕРНЫХ ВОД НА АУТИГЕНЕЗ КАРБОНАТОВ В МАЛЫХ ОЗЕРАХ ПРИОЛЬХОНЬЯ

Солотчин П.А.[1], Солотчина Э.П.[1], Скляров Е.В.[2], Страховенко В.Д.[1]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, paul@igm.nsc.ru; [2]Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Изучение осадков малых озер для получения разнообразной геологической, палеогеографической и палеоклиматической информации является чрезвычайно развитым направлением в мировой практике. Наибольший интерес представляют осадочные разрезы мелководных минеральных озер с карбонатным типом седиментации. Карбонатообразование в них определяется рядом факторов: Mg^{2+}/Ca^{2+} отношением в воде, её щелочностью, солёностью, величиной pH, температурой, органической продуктивностью озера, которые контролируются водным балансом, зависящим от климатических условий. Целью настоящей работы является установление связи ассоциаций хемогенных карбонатных минералов и их кристаллохимических характеристик в современных осадках малых солёных и солоноватых озёр, расположенных в Приольхонье (Западное Прибайкалье) с геохимической спецификой озёрных вод.

Исследование озерных вод и донных осадков проводилось комплексом современных геохимических и минералого-кристаллохимических методов. Для анализа минеральной составляющей донных отложений были использованы рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК-спектроскопия, электронная микроскопия. Для выявления всего спектра карбонатных минералов применялось разложение их XRD профилей на индивидуальные пики функцией Пирсона VII. XRD диагностика карбонатов кальцит-доломитового ряда проводилась по наиболее интенсивным отражениям *hkl*=104 в области углов 28–32° 2Θ CuK_{α} [Solotchina et al., 2009] Определение содержания в них $MgCO_3$ проводилось по калибровочным графикам зависимости величины d_{104} от содержания мол. % $MgCO_3$ [Deelman, 2011].

Озёра принадлежат к Тажеранской системе, представляющей собой серию бессточных мелководных бассейнов с ограниченной площадью водосбора и различной минерализацией, находящихся в одинаковых ландшафтно-климатических и геолого-геохимических условиях [Склярова и др., 2004]. Несмотря на то, что они располагаются очень компактно, наблюдаются значительные вариации минерализации и компонентного состава вод: минерализация 0,5–22,1 г/л, карбонатная щелочность от 244 до 4364 мг/л, pH от 7,9 до 10. Хемогенные карбонаты, содержание которых достигает 80–90 % от минерального состава современных осадков, представлены главным образом Mg-кальцитами с различным содержанием Mg в структуре и Ca-избыточными доломитами, в ряде озер присутствуют арагонит, моногидрокальцит, родохрозит.

По наличию в осадках тех или иных карбонатных минералов озёра разделены нами на 3 группы. В группу I входят водоемы, в донных отложениях которых установлены Mg-кальциты, представленные низко-Mg и промежуточными разностями. Группу II составляют озера, в осадках которых кроме карбонатов кальцит-доломитового ряда присутствуют моногидрокальцит и арагонит. К группе III отнесены озера, в отложениях которых все карбонаты принадлежат к кальцит-доломитовому ряду, причем существенно доминируют Ca-избыточные доломиты.

Выявленное разнообразие гидрохимии озёрных вод в основном связывается с процессами метаморфизации питающих подземных вод, поскольку состав пород водосборных бассейнов для всех озер практически одинаков. Ведущим механизмом накопления солей в воде и изменения их компонентного состава является эвапоритизация. Нами установлено, что осаждение низко-Mg и промежуточных Mg-кальцитов происходит из вод с низкой карбонатной щелочностью и малой соленостью (I группа озер), донные отложения в этом случае характеризуются низким Mg/Ca отношением. Высокая карбонатная щелочность и повышенная соленость вод способствуют осаждению главным образом Ca-избыточных доломитов и высоко-Mg кальцитов (III группа озер). В донных осадках этой группы отмечаются довольно высокие отношения Mg/Ca и низкие содержания ОВ. В донных отложениях озер II группы установлен более богатый состав карбонатных минералов. В них наряду с карбонатами кальцит-доломитового ряда присутствуют арагонит, моногидрокальцит, родохрозит. Воды озер этой группы характеризуются разбросом величин карбонатной щелочности, солености, содержанием ОВ без значимой корреляции между ними. Привлечение термодинамических расчетов для построения модели карбонатообразования позволит нам выявить основные факторы, влияющие на формирование парагенетических ассоциаций карбонатов.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проекты № 0330-2016-0017, № 0330-2015-0003 и при поддержке РФФИ, проекты №16-05-00244 и №16-05-00132.

Литература:
Склярова О.А., Скляров Е.В., Федоровский В.С., Санина Н.Б. Минеральные озера Приольхонья: вопросы генезиса и эволюции // География и природные ресурсы. 2004. – № 4. – С. 44–49.
Deelman J.C. Low–temperature formation of dolomite and magnesite. 2011. http://www.jcdeelman.demon.nl/dolomite/bookprospectus.html.
Solotchina E.P., Prokopenko A.A., Kuzmin M.I., Solotchin P.A., Zhdanova A.N. Climate signals in sediment mineralogy of Lake Baikal and Lake Hovsgol during the LGM-Holocene transition and the 1-Ma carbonate record from the HDP-04 drill core // Quatern. Intern. 2009. –V. 205. – P. 38–52.

РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ И РАДИОНУКЛИДОВ В МОХОВО-ЛИШАЙНИКОВОМ ПОКРОВЕ И ХВОЕ ЛАНДШАФТНЫХ ЗОН СИБИРИ

Страховенко В.Д., Маликова И.Н., Щербов Б.Л.

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

Лишайники, мхи, хвойные деревья являются естественными планшетами-накопителями и индикатором состояния приземной атмосферы за долговременный период [Kabata-Pendias, 2001; Добровольский, 2003; Баргальи, 2005 и др.]. Они отбирались в разных ландшафтных зонах и, по возможности, на одних и тех же площадках, что и почвенные разрезы. Цель работы – изучить особенности их радиационного и микроэлементного состава в разных ландшафтных зонах Сибири. Аналитические исследования проведены в лаборатории ИГМ СО РАН по аттестованным методикам с применением стандартных образцов сравнения.

По нашим данным современный уровень активности радионуклидов и концентраций микроэлементов в лишайниках, мхах, хвое по всем изученным ландшафтам Сибири более высокий в сравнении с северными районами Евразии и Канады [ReimannC., CaritatP., 1998] и близок к данным других исследователей по регионам Сибири [Московченко, 2011; Межибор, Большунова, 2014 и др.].

После статистической обработки аналитических данных, полученные усредненные содержания по лишайникам, мхам, хвое нормированные к усредненным концентрациям элементов почв этой же ландшафтной зоны, вынесены на графики (рисунок). Наблюдается крайне незначительная разница в содержаниях химических элементов в лишайниках и мхах и превышение в 2 и более раз концентраций в них относительно хвои по Be, V, Cr, Ni, Co, Sb, Pb, Hg, Th. Для хвои характерны более высокие концентрации во всех ландшафтах по Mn, а также аналогичные и более высокие содержания по Cd, U, K, Cu, Zn относительно лишайников и мхов. Определенной закономерности в преимущественном накоплении ^{137}Cs различными видами лишайников, мхов, хвои установить не удается. Только эпифитные лишайники всегда содержат ^{137}Cs в больших количествах, по сравнению с эпигейнымина всей территории Сибири.

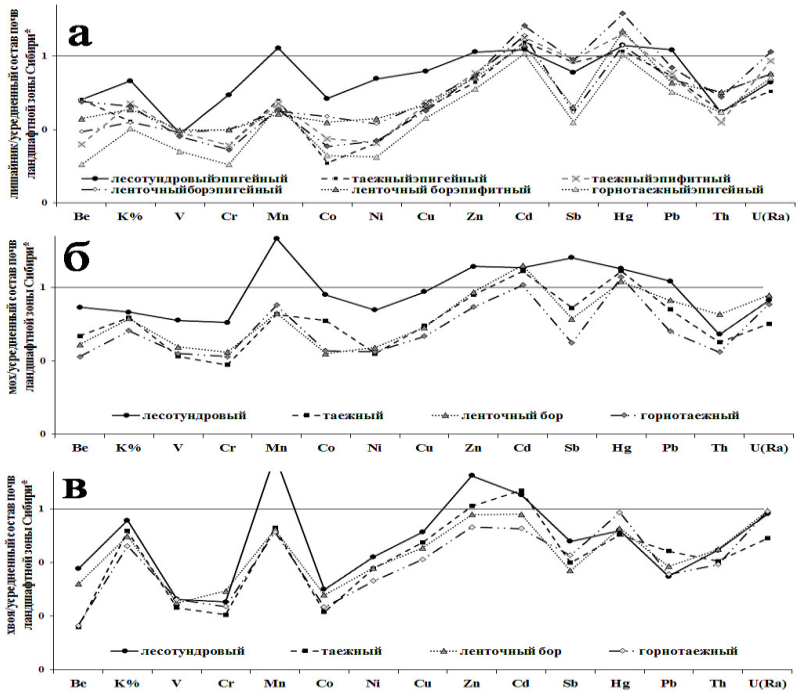


Рис. Усредненные содержания по лишайникам (а), мхам (б), хвое (в) нормированные к усредненным концентрациям элементов почв этой же ландшафтной зоны Сибири.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0330-2016-0011.

Литература:
Баргальи Р. Биогеохимия наземных растений /Р. Баргальи /Пер. с англ. И.Н. Михайловой. – М.: ГЕОС, 2005. – 457 с.
Добровольский В.В. Основы биогеохимии. – М.: Академия, 2003. – 400с.
KabataPendiasA. Фитоиндексация как инструмент для изучения окружающей среды //Сибирский экологический журнал. 2001. №2. С. 125–130.
Межибор А.М., Большунова Т.С. Биогеохимическая харктеристикасфагновых мхов и эпифитных лишайников в районах нефтегазодобывающего комплекса Томской области. Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 323. № 1, с. 205–212.
Москвиченко Д.В., Валеева Э.И. Содержание тяжелых металлов в лишайниках на Севере Западной Сибири. //ВЭЛЛ (Вестник экологии, лесоведения и ландшафтоведения). 20011. – №11. – с. 162–172.
Reimann C., Caritat P. Chemical elements in the environment. //Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1998, p. 398.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ АНТРОПОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Сутурин А.Н.

Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, san@lin.irk.ru

Рассматривая проблемы геохимии техногенеза Л.В. Таусон в 1990 году определил её первостепенную задачу в познании химических процессов в биосфере вследствие хозяйственной деятельности человека.

Новая НТР обозначает сдвиг к исследованиям биогеохимических процоссов и переход от описания к проектированию экоценозов, создаваемых человеком по принципам природных биогеоценозов.

Представление В.И. Вернадского об эре ноосферы, где человек своим трудом и мыслью способен перестроить среду своего обитания, пока недостигнуто. Человечество по словам академика Г.А. Заварзина преобразует биосферу в «какосферу», т.е в сферу отходов и разомкнутых биогеохимических циклов. Геохимия антропогенных процессов состоит, по меньшей мере, из трех частей: *экогеохимии*, занимающейся геохимическим мониторингом окружающей среды, ландшафтно-геохимическими исследованиями; *геохимии техногенеза*, основная роль которой состоит в выявлении сфер технической деятельности человека, выпадающих из биогенного круговорота природы и поиске путей исправления техногенного дисбаланса элементов. Это может быть утилизация и консервация отходов производства, создание замкнутых технологий; *агрогеохимия* предполагает новые пути повышения плодородия почв, конструирования эффективных почвогрунтов, развитие гидропоники на базе исследования аквальных биогеоценозов, новых технологий рекультивации и санаций антропогенно нарушенных территорий.

Впервые принцип создания экологически замкнутых комплексов был применён на Селенгинском ЦКК в 1990 г., где наряду с замкнутым водооборотом был создан комплекс компостирования отходов и блок стройматериалов. В развитии теплоэнергоагропромышленных комплексов планируются комплексы ГРЭС с тепловыми насосами, замкнутых по теплу, отходам, и созданию рыбоводческих и овощеводческих хозяйств. Одним из перспективных направлений санации промплощадки БЦБК является проектирование осетрового кластера, включающие тепловые насосы и холодильники, рыборазводной комплекс, овощеводство на гидропонике и кормопроизводство. В целом это замкнутая экологическая и экономическая экосистема, максимально использующая ресурсы озера Байкал и не нарушающая природный баланс газовыми выбросами и сбросом загрязнённых вод.

БИОГЕОХИМИЯ РИФТОГЕННОГО ОЗЕРА БАЙКАЛ

Сутурин А.Н.

Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, san@lin.irk.ru

Олиготрофность основного объема вод рифтогенных озер сочетается со значительным биоразнообразием и биопродуктивностью литоральной зоны. Сохранение олиготрофности литоральной зоны обусловлено тем, что микробо-фито- и зоопланктон фототрофной зоны открытого Байкала является организмами-фильтраторами. В планктоне остаются поступающие извне вещества, которые при последующем отмирании организмов опускаются на дно в виде «морского снега», пелет зоопланктона, створок диатомовых.

Влияние рек на состав воды озера Байкал ограничено устьевыми зонами. В этих участках на ряду с осаждением частиц взвешенных веществ свою роль играет кислородный геохимический барьер, на котором выпадают поливалентные элементы, такие как Fe и Mn, увлекающие за собой в осадок многие приносимые с речной водой металлы. Существенное для озера Байкал значение имеет формирование на значительной доле каменной литорали эффективных биогеохимических барьеров в виде поясов фитобентоса, охраняющих олиготрофную зону озера.

Рифтогенное происхождение озера и сейсмоактивность обеспечивают абразию берегов и постоянное поступление кластогенного материала, свыше 1,5 млн. $м^3$ в год в водную среду. В биогеоценозах литорали происходит взаимодействие восполнение необходимых для функционирования аквальных биогеоценозов

органогенов (C, H, O, N, P, S), нутриентов (R, Na, C, Mg, Mn, Fe, Co, Cu, Zn, Mo), биогенных элементов-неметаллов (Cl, Br, Si, As) и металлов (Li, Sn, Ti, V, Cr). М.А. Федонкин [2013, 2008 гг] считает, что в процессе эволюции Земли происходит сужение геохимического базиса жизни. Развитие рифтовых озер в зоне древних кристаллических пород позволяет наблюдать процессы протобиогеохимического взаимодействия воды и биоты. Чем шире геохимический спектр пород, тем выше биоразнообразие и биопродуктивность литоральной экосистемы. Литофильные микроорганизмы создают в олиготрофных водоемах полноценное обеспечение трофических цепей необходимыми макро и микроэлементами [Suturin et al, 2003]. Литораль озера Байкал с её биоразнообразием в наибольшей степени подвержена внешним воздействиям. Повышение температур, антропогенные полиэлементные потоки и микробиологические загрязнения вытесняют литофильные литоральные сообщества.

В этом причина наблюдающегося экологического стресса в литорали озера Байкал. [Сутурин и др., 2016].

ГЕОХИМИЯ КРИОГЕННЫХ ВЫСОКОГОРНЫХ ЛАНДШАФТОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ ВОСТОЧНОГО САЯНА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Тайсаев Т.Т.

Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, taisaev@bsu.ru

Степень самоорганизации геохимического ландшафта тем больше, чем больше в системе живого вещества, больше его ежегодная продукция, энергичнее биологический круговорот атомов [Перельман, Касимов, 1999]. Высокий уровень самоорганизации гольцовых ландшафтов золоторудных полей в сейсмически активной зоне отражается видовым разнообразием фауны и флоры. Это положение А.И. Перельман назвал законом Вернадского: миграция химических элементов происходит при участии живого вещества (биогенная миграция), где геохимические особенности обусловлены живым веществом настоящего и прошлого времени. Золото входит в группу энергичных водных мигрантов с Ca, Na, Mg, F, Sr, Zn, U, Mo, Se. В гольцовом ландшафте Пионерское золоторудное месторождение вскрыто в ледниковом каре [Тайсаев, 1982]. Золото концентрируется в озерных илах, суффозионных осадках и почвах. Растительность гольцов активно поглощает золото. Коэффициент биологического поглощения золота на днище ледникового кара колеблется от 50 до 500 в ягеле и мху, от 100 до 1000 в ернике, смородине и рододендроне. Золото активно поглощается ерником, смородиной и лиственницей, выросших на отвалах горных выработок и хвостохранилище бывшей золотоизвлекающей фабрики. Золото активно сорбируют железистые осадки болот, торфяники, озерные илы. Так, в подножии курумового склона и в каре возникли механические, сорбционные, биогеохимические барьеры, концентрирующие золото.

Пионерское месторождение находится в бассейне р. Бужгунтей Жалга – правого притока р. Самарта, в устье которого на луговой поляне обитала колония сусликов, питавшиеся травами с высоким содержанием золота. По долине р. Самарты ниже бывшей золотоизвлекающей фабрики сформировался механический поток золота протяженностью более 15 км.

Литература:

Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. Учебное пособие. Издание 3-е. М.: Астрея – 2000, 1999. – 768с

Тайсаев Т.Т. Суффозионные ареолы золота и поиски по ним в гольцовой зоне. – Докл. АН СССР, 1982. т. 262, №1 – с.169-171

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ АКТИВНОГО И ПАССИВНОГО СПОСОБОВ ПРОБООТБОРА АЭРОЗОЛЕЙ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ИХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ НА ФОНОВЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Таловская А.В.[1], Язиков Е.Г.[1], Белан Б.Д.[2], Симоненков Д.В.[2], Тентюков М.П.[2]

[1]Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, talovskaj@yandex.ru; [2]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск

Для оценки уровня техногенного поступления аэрозолей, которые могут существенно влиять на химический состав атмосферы, актуальным является всестороннее изучение характеристик фонового аэрозоля активными методами в комплексе с пассивными способами отбора.

Цель нашего исследования – сравнительный анализ водо- и кислоторастворимой фракции широкого спектра макро-и микроэлементов, сопряженный с оценкой соотношения субмикронной и грубодисперсной фаз и сопоставлением их минерально-вещественного состава в приземном аэрозоле, сбор которого осуществлялся активным и пассивным способами.

Исследования выполнялись на Обсерватории «Фоновая» ИОА СО РАН (60 км западнее г. Томска) в осенний период 2016 г. Рядом со стационарным постом мониторинга атмосферного воздуха, где проводится отбор и измерение концентрации аэрозолей в воздухе (аэрозольный спектрометр Grimm 1.108.), газовой составляющей и метеопараметов, была создана площадка для пассивного сбора аэрозолей, описание которой приведено в патентах № 2314511 и 2459191 (автор: Тентюков М.П.). Для получения результатов методом активной фильтрации использовался тефлоновый фильтр Grimm 1.113A (величина пор 1,2 мкм). Измерения счетной концентрации аэрозольным спектрометром производятся по 15 каналам дисперсности от 0,3 до >20 мкм ежечасно в течение 10 минут с предварительной продувкой 3 минуты. Пассивное осаждение аэрозолей осуществлялось на бумажные обеззоленные фильтры «белая лента» в особых устройствах – импульвераторах. После сбора аэрозолей активным и пассивным методами в течение около трех осенних месяцев, тефлоновый фильтр и бумажные фильтры из импульвераторов подвергались количественному химическому анализу методом масс-спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой для определения водо- и кислоторастворимых фракций элементов. Для изучения минерально-вещественного состава аэрозолей, отобранных на тефлоновый фильтр, использовали метод сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) в лаборатории МИНОЦ «Урановая геология» при кафедре ГЭГХ ТПУ.

Анализ данных для аэрозолей, собранных в импульвераторах, показал устойчивое преобладание в сухих выпадениях растворимых соединений практически всего исследованного спектра (Rb, Cs, Sr, Ba, Tl, Y, Pr, Nd, Sm, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Ga, Ge, P, Cu, Zn, Cd, In, Pb, Bi, Cr, Mn, Co, Ni, Fe и др.). Выявлено сильно выраженное обогащение сухих выпадений легкорастворимыми соединениями лантаноидов. В группе катионо- и анионогенных элементов-литофилов с переменной валентностью выделились две ассоциации элементов: первая (Zr, Hf, U) – в ней водорастворимая фракция преобладает над кислоторастворимой, вторая (Ti, Sn, V, Nb) – в которой обратная зависимость. Концентрации макро-и микроэлементов в кислотной фракции, полученной с тефлоновых фильтров, превышают таковые в водной.

Различия в соотношениях металлов в водо- и кислоторастворимой фракциях позволяют предположить, что водорастворимая фракция больше отражает субмикронную фракцию, тогда как кислоторастворимая – грубодисперсную. Данное предположение основывается на анализе измерений счётной концентрации субмикронной и грубодисперсных фракций аэрозоля с помощью аэрозольного счетчика. В начале экспонирования в приземном воздухе преобладала грубодисперсная фракция почвенно-эрозионного происхождения, которая после выпадения снега существенно снизилась. Следовательно, при активном пробоотборе результаты химического анализа тефлонового фильтра больше воспроизводят начальную фазу пробоотбора, и преимущественно микроэлементный состав грубодисперсной фракции. Результаты исследования на СЭМ показали, что на долю грубодисперсных почвенно-эрозионных частиц приходиться 59 %, и они представлены различными группами минералов (минералы оксидов Fe, силикаты, карбонаты). Также были обнаружены грубодисперсные частицы сульфатов и сульфидов, не являющиеся типичными для почв изучаемого региона, и вероятно имеющие антропогенное происхождение (вероятно сжигание угля).

Полученные результаты показывают, что анализ счетно-массовой концентрации аэрозолей сопряженный с изучением их минерально-вещественного состава позволяет различать типы и процентное содержание грубодисперсных и мелкодисперсных почвенно-эрозионных и антропогенных частиц, формирующихся за счет локальных и региональных источников. Кроме того, сопоставление результатов сравнительного анализа химического состава аэрозольных частиц, сбор которых осуществлялся активным пассивным способами, показал, что их сочетание расширяет возможности аэрозольного мониторинга в фоновых районах.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 16-45-700184р_а и компании BP.

ГЕОХИМИЯ ПЫЛЕВОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ СНЕГОВОГО ПОКРОВА ГОРОДСКИХ АГЛОМЕРАЦИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Таловская А.В., Язиков Е.Г., Осипова Н.А., Литау В.В., Филимоненко Е.А., Торосян Е.С., Шахова Т.С., Володина Д.А., Никулина Е.А.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, talovskaj@yandex.ru

Снеговой покров является одним из наиболее информативных компонентов природной среды при выявлении источников поступления, состава и пространственного распределения взвешенных в атмосферном воздухе твердых частиц на городских территориях в зависимости от типа промышленной специализации. В настоящее время существует дефицит информации о геохимической характеристике пылевой составляющей снегового покрова в крупных и средних урбанизированных территориях Западной Сибири, полученной по единой методике отбора, подготовки проб, определения одного и того же спектра химических элементов (включая редкие и редкоземельные элементы) современными методами анализа. Для восполнения данного пробела нами осуществлялась снегогеохимическая съемка на территории городских агломераций Томской области (г. Томск), Кемеровской области (гг. Кемерово, Топки, Киселевк, Юрга, Междуреченск) и Омской

области (г. Омск). Отбор и подготовку проб проводили в соответствии с нормативными документами и с учетом нашего многолетнего опыта. Аналитические исследования проб осуществляли в лабораториях МИНОЦ «Урановая геология» на базе кафедры ГЭГХ ТПУ. Содержание 28 химических элементов в пробах твердой фазы снега и отходах некоторых производств определяли инструментальным нейтронно-активационным анализом. Содержание ртути определяли методом беспламенной атомной абсорбции. Твердофазные формы элементов выявляли на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ). Для определения геохимических особенностей пылевой составляющей снега проводили расчет коэффициента концентрации (Кс) относительно регионального фона (Средний Васюган). Общую геохимическую нагрузку на территорию агломераций оценивали суммарным показателем загрязнения (Zc).

Анализ данных показал четкие геохимические особенности (в рамках изучаемого спектра) пылевой составляющей снега на городских территориях в зависимости от их промышленной специализации (табл.). По величине Zc в гг. Томск и Топки выявлен высокий уровень загрязнения и опасная экологическая ситуация, в остальных городах – высокий уровень загрязнения и очень опасная экологическая ситуация согласно градации Ю.Е. Саета и др. [1990 г.] с дополнениями Н.С. Касимова и др. [2012 г.].

Таблица

Геохимические особенности пылевой составляющей снегового покрова на территории городских агломераций с различной промышленной специализацией в Западной Сибири

Город (кол-во проб)	Год	Тип производства	Кс	Zc
Томск (69 проб)	2007	ГРЭС, котельные, машиностроение, металлообработка, деревообработка, кирпичные заводы, ЖБК, нефтехимический комбинат	$U_{13,8}Tb_{11,5}Yb_{9,5}La_{9}Ba_{8,6}Ta_{8,1}As_{7,6}Sm_{7,6}$ $Ce_{5,2}Na_{4,5}Br_{4,2}Hg_{4,2}Lu_{4,1}Sb_{3}Th_{2,3}Hf_{2,1}Sr_{1,8}$	94
Кемерово (23 пробы)	2016	Химический комплекс, ГРЭС	$U_{25,5}As,Yb_{18}La_{16,7}Tb_{14,4}Sm_{12,7}Ba_{12}Ta_{11,1}$ $Ce_{8,4}Lu_{6,7}Sr_{6,5}Na_{6,3}Th_{4,8}Hf_{3}$	161
Топки (15 проб)	2016	Цементный завод, котельная	$Ca_{22,5}As_{12}U_{9,9}Yb_{6,9}La_{6,2}Tb_{5,1}Sm_{4,4}Sr_{3,7}$	74
Киселевск (4 пробы)	2009	Угледобыча, котельные	$As_{15}U_{14,3}Yb_{10,6}La_{10}Sm_{9}Tb_{9}Ba_{7,6}Ta_{7,2}Lu_{5,3}$ $Ce_{4,7}Na_{3,7}Sr_{3,3}Hg_{2,5}Th_{2,2}$ $Hf_{2,3}$	91
Юрга (47 проб)	2016	Машиностроение, ферросплавный завод, абразивный завод, производство стекловаты, ТЭЦ	$U_{41,5}Tb_{25,1}Yb_{22,1}La_{17}$ $Sm,As_{15,6}$ $Ba_{12,8}Ta,Ce_{10}Lu_{9}Sr_{8,3}Sc_{7,1}Th_{5,5}Na_{4,8}$ $Hf,Co_{3}Hg,Ca,Rb,Eu,Fe_{2}$	205
Междуреченск (35 проб)	2015	Угледобыча, котельные	$As_{27,7}U_{22}Tb_{17,8}Yb_{14,4}La_{13,5}Ba_{11}Sm,Ta_{10}$ $Ce,Ag_{6}Sr_{5,9}Lu_{5,4}Hg_{4}Sc_{3,3}Hf,Sb_{2}$	156
Омск (168 проб)	2013	Нефтепереработка (производство и использование цеолит-катализаторов), нефтехимия, ТЭЦ машиностроение, приборостроение	$La_{30}As_{23}Yb_{22}Tb_{20}U_{16}Sm_{12}Ba_{9}Sb_{3,7}Ba_{8,9}$ $Ce_{8}Lu_{8,5}Ta_{7,6}Sb_{3,7}Sr_{2,8}$ $Sc_{2,7}Th_{2,6}Na_{2,5}Hf_{2,5}$ $Br_{2,4}Ca,Cr,$ Fe_{2}	162

Наши многолетние наблюдения позволили установить, что поступление Na, U, Hg, Ba, As, большей части изученных редких и редкоземельных элементов связано с добычей и сжиганием углей; Br – сжиганием природного газа; Na, Sc, Hf, La, Ce, Lu – с выбросами кирпичных заводов, Br, Sb, Hg – нефтехимического комбината; La, Tb, Yb, Ce – нефтеперерабатывающего завода, где производятся и используются цеолит-катализаторы; Ca, Sr – заводов железобетонных конструкций (ЖБК); Ca – производство цемента. Результаты СЭМ показали, что формами нахождения элементов в пробах являются минеральные фазы (силикаты, карбонаты), металлсодержащие минеральные фазы (сульфаты, сульфиды), фосфаты и карбонаты редкоземельных элементов, оксиды металлов и интерметаллические соединения.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 16-45-700184р_а и компании BP.

ОЦЕНКА РТУТНОЙ НАГРУЗКИ НА ТЕРРИТОРИЮ Г. ЮРГА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Торосян Е.С.[1], Таловская А.В.[2], Никулина Е.А.[2], Язиков Е.Г.[2], Ляпина Е.Е.[2, 3]

[1]Юргинский технологический институт (филиал) Национального исследовательского Томского политехнического университета, Юрга, eltorosjan@mail.ru; [2]Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск; [3]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск

Среди загрязняющих окружающую среду тяжелых металлов, оказывающих негативное воздействие на экосистемы и человека, является ртуть и ее соединения. Она обладает высокой токсичностью, подвижностью, способностью накапливаться в пищевых цепях водных и наземных экосистем, и признана одним из наиболее опасных глобальных загрязнителей окружающей среды [Доклад, 2005].

Для исследования ртутной нагрузки на территорию г. Юрга было отобрано, подготовлено и проанализировано 47 проб твердого осадка снега. Анализ проб произведен авторами в лаборатории микроэлементного анализа МИНОЦ «Урановая геология» на базе кафедры геоэкологии и геохимии ТПУ на ртутном анализаторе «РА-915+» с пиролитической приставкой «ПИРО-915+» согласно методикам ПНД Ф 16.1:2.23-2000 и М 03-05-2005 атомно-адсорбционным методом пиролиза.

Проведенные исследования показали, что содержание ртути в пробах твердого осадка снега изменяется в пределах от 0,097 до 0,26 мг/кг, среднее значение содержания ртути в пробах составило 0,17 мг/кг. Фоновая концентрация 0,08 мг/кг была использована для пос. Киреевск, 70 км от г. Томска [Таловская А.В., 2012]. Ореолы повышенного содержания ртути приходятся на жилую и рекреационную зоны города. В рекреационной зоне среднее значение содержания ртути составило 0,23 мг/кг, что превышает среднее содержание ртути по городу в 1,3 раза и фоновое значение в 2,9 раза. Наибольшее содержание ртути в жилой зоне приходится на район сосредоточения частных домов и составляет 0,25 мг/кг. Среднее содержание ртути в промышленной зоне города составило 0,15 мг/кг, что превышает фон в 1,9 раз, но не превышает среднее значение содержания ртути в целом по городу. Наибольшее содержание ртути в промышленной зоне установлено в районе влияния машиностроительного завода, включающего в свою структуру городскую ТЭЦ. Величина ртутной нагрузки на территории г. Юрга имеет ярко выраженный характер – от 4,4 до 191,6 мг/(км^2·сут.), при средней величине 25 мг/(км^2·сут.), превышение фонового значения (1,2 мг/(км^2·сут.) [Таловская А.В., 2012]) составляет от 3,7 до 159 раза. В рекреационной зоне средняя величина ртутной нагрузки составляет 15,1 мг/(км^2·сут.), что превышает фоновое значение практически в 13 раз, но ниже среднего значения по городу в 1,6 раза. Величина ртутной нагрузки в восточной и западной части города, где расположена жилая зона, составляет 17 мг/(км^2·сут.), что близко со значениями рекреационной зоны и ниже среднего значения по городу. Превышение фонового значения составляет 14 раз. Наибольшее значение ртутной нагрузки установлено в малоэтажной застройке и составляет 18,9 мг/(км^2·сут.), что превышает фоновое значение практически в 16 раз. Величина ртутной нагрузки на территории среднеэтажной застройки составляет 15,5 мг/(км^2·сут.), в одноэтажной – 6,6 мг/(км^2·сут.) и в высоко и среднеэтажной – 17,8 мг/(км^2·сут.). Данные показатели превышают фоновые значения от 13 до 15 раз, но не превышают среднего значения по городу.

При сопоставлении среднего значения содержания ртути в пробах твердого осадка снега на территории г. Юрги с содержанием ртути в пробах с территории других городов Кемеровской области установлено, что данное значение сопоставимо с содержанием ртути в пробах из г. Киселевска (0,2 мг/кг [Таловская А.В., 2012]), а также в 1,8 раз меньше чем в г. Междуреченске (0,3 мг/кг [Таловская А.В., 2012]), данные города имеют четко выраженную специализацию по добыче и обогащению угля. Можно предположить, что причиной повышенного содержания ртути на территории г. Юрга в жилой и промышленной зонах, является применение в качестве основного источника энергии уголь, а ртуть является его элементом-примесью [Нифантов Б.Ф., 2011].

Литература:

Доклад «Оценка поступлений ртути в окружающую среду с территории Российской Федерации» / Федеральная служба по экологическому, технологическому и атомному надзору. – Датское агентство по охране окружающей среды, 2005. – 312 с.

Нифантов Б.Ф. Угли Кузбасса: химические элементы-примеси и технологии их извлечения при комплексном освоении месторождений / Б.Ф. Нифантов, В.П. Потапов, Б.А. Анферов, Л.В. Кузнецова. – Кемерово: ИУ СО РАН, 2011. – 310 с.

Таловская А.В. Ртуть в пылеаэрозолях на территории г. Томска / А.В. Таловская, Е.А. Филимоненко, Н.А. Осипова, Е.Г. Язиков // Безопасность в техносфере. – 2012. - № 2 (март-апрель). С. 30-34.

ГЕОХИМИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕХНОГЕННОЙ АНОМАЛИИ В ПОЧВАХ СУБАРКТИЧЕСКОЙ ТУНДРЫ

Удачин В.Н.[1], Пономарева Т.В.[2], Шишикин А.С.[2], Филиппова К.А.[1]

[1]Институт минералогии УрО РАН, Миасс, udachin@mineralogy.ru; [2]Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, shishikin@ksc.krasn.ru

Сведения о содержании халькофильных элементов в почвах Норильского промышленного района (НПР) ограничены [Водяницкий и др., 2011; Пономарева и др., 2014; Яковлев и др., 2008; Zhulidov et al., 2011]. Авторами в полевые сезоны 2011–2012 и 2015 гг. отобрано 122 пробы по вертикальным профилям 10 почвенных разрезов с дискретностью 1–1,5 см для органогенных горизонтов и 2–5 см для минеральных. Расстояние от почвенных разрезов в зоне техногенной пустоши (3 км от источника эмиссии) до фонового разреза (пос. Усть-Порт) составило 160 км по прямой. Основной тип почв представлен криозёмами при подчиненной роли оторфованных и оглеенных разновидностей. Для определения 50 микроэлементов применяли метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (Agilent 7700x) после стандартной пробоподготовки в системе микроволнового вскрытия (SpeedWave) с использованием навесок почв 50 мг и смеси кислот $HF+HCl+HNO_3$. Расчет формулы геохимической аномалии в почвах выполняли, используя величину фактора обогащения, впервые предложенного и обоснованного в работе [Reimann and de Caritat, 2000]: $EF=(C_{sampl}/Sc_{sampl})/(C_{crust}/Sc_{crust})$, где C_{sampl} и C_{crust} концентрации анализируемого элемента в точке опробования и его кларк в земной коре, соответственно; Sc_{sampl} и Sc_{crust} концентрации элемента со стабильно высокими или стабильно низкими содержаниями, на который нормируются концентрации анализируемого элемента (в нашем случае Sc) в точке опробования и его кларк в земной коре, соответственно. Для расчета кларковых значений мы использовали данные из работы [Taylor and McLennan, 1985].

Для почв импактной зоны геохимическая аномалия имеет вид:

$$Se_{900}Cu_{506}Ni_{258}Cd_{71}Bi_{67}As_{32}Co_{20}Sb_9Pb_9Zn_3Sn_3$$

Анализируя степень аномальности элементов в почвах можно сделать несколько замечаний. Во-первых, первая позиция Se связана с особенностями биогенной аккумуляции этого элемента в почвах, торфяниках и донных отложениях озер, когда расчеты величины фактора обогащения с учетом низкого кларка Se для горных пород, оказываются, с методической точки зрения, некорректными. Во-вторых, отсутствие кларков для Te приводит к его “отсутствию” в формуле геохимической аномалии.

Исследования выполнены при финансировании по проекту поддержки фундаментальных исследований Президиума УрО РАН № 15-15-5-53.

Литература:

Водяницкий Ю.Н., Плеханова И.О., Прокопович Е.В., Савичев А.Т. Загрязнение почв выбросами предприятий цветной металлургии //Почвоведение. – 2011 – № 2. – С. 240–249.

Пономарева Т.В., Трефилова О.В., Богородская А.В., Шапченкова О.А. Эколого-функциональная оценка состояния почв в зоне аэротехногенного воздействия Норильского промышленного комплекса //Сибирский экологический журнал. – 2014 - № 6. – С. 987–996.

Яковлев А.С., Плеханова И.О., Кудряшов С.В., Аймалетдинов Р.А. Оценка и нормирование экологического состояния почв в зоне деятельности предприятий металлургической компании “Норильский никель” //Почвоведение. – 2008 - № 6. – С. 737–750.

Reimann C., de Caritat P. Intrinsic flaws of element enrichment factors (EFs) in environmental geochemistry //Environ. Sci. Technol. – 2000 – V. 34. – P. 5084–5091.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford . – 1985. – 379 p.

Zhulidov A.V., Robarts R.D., Pavlov D.F., Kämäri J., Gurtovaya T.Y., Meriläinen J.J., Pospelov I.N. Long-term changes of heavy metal and sulphur concentrations in ecosystems of the Taymyr Peninsula (Russian Federation) north of the Norilsk industrial complex //Environ. Monit. Assess. – 2011 – V. 181. – P. 539–553.

ОСОБЕННОСТИ ПЕРЕНОСА РТУТИ В ГАЗОВОЙ ФАЗЕ

Фяйзуллина Р.В.[1], Алехин Ю.В.[1], Андрулайтис Л.Д.[2], Тарнопольская М.Е.[1]

[1]МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, rinutiya@mail.ru; [2]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Нами, с использованием данных по энтальпии и теплоёмкости $HgO_{(г)}$ [Chase, 1951], были выполнены термодинамические расчёты для реакции: $HgO_{(г)} = Hg^0_{(г)}+½O_{2(г)}$. Нашей задачей было, используя данные по константе этого гомогенного равновесия, показать к каким выводам можно прийти о равновесии валентных форм в газовой фазе и распределении доминирующих форм ртути в жидкой и газовой фазах двухфазных флюидов, используя данные по упругости собственных паров над Hg^0 и HgO. Проблема заключалась в том, что обычно полагают отсутствие паров HgO при термодиссоциации монтроидита – $HgO_{(тв.)}$. Однако такая интерпретация экспериментальных данных в опытах по термодиссоциации этой твёрдой фазы в вакууме [Taylor, 1962; Горбачева и др., 1998; Казенас, Цветков, 1998; L’vov, 1999] – не тот случай, который нам

необходимо рассмотреть как функцию упругости пара (летучести) кислорода в природных системах. Для простого равновесия этих газовых форм мы ограничились рассмотрением температур 0; 25 и 100°С. При 0°С lg K_{273} = –1,935, при 25°С lg K_{298} = -1,623 и при 100°С lg K_{373} = –0,937. Для интервала температур 0–25°С мы используем среднюю летучесть кислорода в атмосферном воздухе ($f(O_2)$ = 0,204; lg $f(O_2)$= –0,69). Отсюда несложно рассчитать отношение летучестей и долей паров Hg^0 и HgO при заданной летучести кислорода: lg $f Hg^0$–lg fHgO = lg K–½lg $f(O_2)$. Для 0°С lg $f Hg^0$–lg fHgO = –1,59 и мольное соотношение Hg^0/HgO = 0,026 (т.е. доля паров Hg^0 всего лишь 2,6%). Для 25°С аналогичный расчет приводит нас уже к мольному соотношению Hg^0/HgO = 0,053. Несколько сложнее, но более выпукло это отношение изменяется при 100°С. Дело в том, что в этом случае мы должны уже учесть возрастающий вклад давления водяного пара в сумму парциальных давлений в газовой фазе. Пусть $f(H_2O)$ = 0,5, при сохранении пропорций между остальными газами атмосферы. Тогда вклад 20 % O_2 при p = 1 будет соответствовать $f(O_2)$ = 0,1, так что при lg K = –0,937 (lg $f Hg^0$–lg fHgO) = lg K–½lg $f(O_2)$ = –0,887. В этих условиях отношение мольных количеств соответствует уже 13% Hg^0 в газовой фазе. При более высоких температурах и более низких летучестях кислорода (lg $f(O_2)$ = –2÷–3) по расчетам в газовой фазе начинают абсолютно доминировать пары Hg^0. Важным является также определение константы Генри газообразной HgO. Нами из собственных и литературных данных по интерпретации растворимости HgO получено значение lg $K_{H, 298}$ = lg m–lg f(HgO) = –2,61.

Растворимость монтроидита в воде ($HgO_{тв.}$) достаточно велика (51,28 мкг/кг H_2O или 2,37 10^{-7} моль/кг при 298,15 К) и существенно выше растворимости элементарной ртути в воде (1,95 мкг/кг H_2O или 9,72 10^{-9} моль/кг) при этих же условиях [Алехин и др., 2011]. Эти нетривиальные результаты получены нами при интерпретации собственных и многочисленных экспериментальных данных по так называемой «растворимости жидкой ртути в воде». Не прибегая к детальным термодинамическим расчетам достаточно нанести на график данные по равновесной растворимости монтроидита [Реми, 1974], чтобы понять, что при летучести кислорода в атмосфере мы имеем моновариантное равновесие водного раствора с жидкой ртутью и окисной пленкой HgO на ее поверхности.

Это соотношение концентраций и летучестей двух форм, в том числе для достаточно лабильного в воде и в двухфазной газопаровой смеси равновесия $Hg^0_{(г)}+HgO_{(г)}+H_2O=Hg_2^{2+}+2OH^-$ определяет не только соотношение концентраций Hg^0 и HgO в водной фазе (lg $m_{Hg(0)}$ = –8,01 и lg m_{HgO} = –6,63), но и в результате гетерофазного процесса редокс-диспропорционирования [Alekhin et al., 1992] обеспечивает вымывание окисленных форм из газовой фазы при появлении жидкой воды, что снимает ряд ранее необъясненных противоречий в многочисленных наблюдениях за динамикой изменения концентраций ртути, как в термах Камчатки, так и в воздухе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №17-05-01055-а.

Литература:

Алехин Ю.В., Загртденов Н.Р., Мухамадиярова Р.В. Равновесие Hg°(ж)–Hg°(р-р) и растворимость элементарной ртути в воде // Вестник Московского университета. Сер. Геол. 2011. №6. С. 61–64.

Горбачева М.В., Майорова А.Ф., Мудрецова С.Н., Рудный Е.Б., Русин А.Д. Термодинамические свойства оксида рути // ЖФХ, 1998. Т. 72. №3. С. 416–420.

Казенас Е.К., Цветков Ю.В. Термодинамика испарения оксидов. М.: ЛКИ, 2008. – 480 с.

Реми Г. Курс неорганической химии. Т.II. М.: Мир, 1974. – 776 с.

Сорокин В. И. Растворимость ртути в воде в интервале температур 300-500°С и давлений 500-1000 атм // ДАН СССР, 1973. Т. 213. №4. С. 852–855.

Сорокин В. И., Алехин Ю.В., Дадзе Т.П. Растворимость ртути в системах Hg-H_2O, HgS-(Cl)-H_2O и формы ее существования в сульфидообразующих термальных водах Камчатки и о-ва Кунашир // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978. Вып. 8. С. 133–149.

Alekhin Yu.V., Pokrovsky O.S., Vakulenko A.G. Potentiometric study of thermodynamic properties of mercury ions Hg_2^{2+} and Hg^{2+} at 25-150°C in nonisothermal cell with transference // Experiment in Geosciences. 1992. Vol. 4. N 4. P. 21-22. Chase M.W., Jr. NIST-JANAF Thermochemical tables, fourth edition // J. Phys. Chem. Ref. Data, 1998. Monograph 9. PP. 1–1951.

L'vov B.V. Kinetics and mechanism of thermal decomposition of mercuric oxide // Thermochimica Acta, 1999. N 333. P. 21-26.

Taylor D. Thermal decomposition of mercury oxide // J. Chem. Soc., 1962. Jan. PP. 1047–1050.

СПЕЦИФИКА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ТАЛЫХ ВОД ТЕРРИТОРИИ Г. СВИРСК

Холодова М.С., Пастухов М.В., Полетаева В.И.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова, Иркутск, akimova@igc.irk.ru

Одной из острых экологических проблем всех промышленных городов является загрязнение рек поверхностным стоком талых вод, формирующихся во время снеготаяния. Для городской геосистемы формирование стока – один из механизмов самоочищения, а для реки – источник поступления загрязняющих веществ. Это относится и к городу Свирск, промышленные предприятия которого в течение многих десятилетий загрязняли окружающую среду тяжелыми металлами (As, Cd, Pb, Zn, Cu, Hg), что, в свою очередь, негативно сказывается на чистоте вод р. Ангары и здоровье местного населения. В центральной части города сосредоточены все источники загрязнения территории: местная ТЭЦ, завод по производству аккумуляторов, заброшенная промплощадка бывшего Ангарского мышьяковистого завода (АМЗ), которая расположена в

непосредственной близости к жилой зоне (500 м от р. Ангары). На промплощадке близ бывшего АМЗ находились отходы более 2 тысяч тонн мышьяка, которые в течение 70 лет оказывали мощное антропогенное воздействие. Весной 2013 года вывоз мышьяковистых отходов АМЗ закончен, началась рекультивация почв. В связи с вышесказанным, целью проведенного исследования послужило изучение особенностей состава талых вод территории г. Свирск, как показателя техногенного загрязнения экосистемы р. Ангары.

Материалом послужили данные по химическому составу талых вод, отобранные на 8 станциях исследуемой территории весной 2016 года. Для сравнительного анализа использовались усредненные данные химического состава вод р. Ангары в районе исследований. Для определения микроэлементов применялся комплекс современных методов (масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой – ICP-MC, атомно-эмиссионный спектральный метод, атомно-абсорбционным метод) в аккредитованном аналитическом центре ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Определение концентраций макрокомпонентов водного раствора проведено также в аналитическом центре с использованием стандартных методик [Руководство…, 1977].

Территория г. Свирска характеризуется высокой степенью загрязнения. Зона с аномально высокой пылевой нагрузкой примыкает к ТЭЦ, протягиваясь далее вдоль реки Ангары [Холодова и др., 2016]. Этой зоне также соответствуют и наибольшие концентрации в талой воде основных для данного района элементов-загрязнителей, таких как Pb (5,9), Cd (0,058), As (9,2), Hg (0,0097), Cu (5,9), Zn (11,6) мкг/л.

Результаты проведенных исследований показали, что состав сточных вод в основном сульфатно-гидрокарбонатного состава. Большой разброс значений характерен для нитратов и нитритов. С талыми водами р. Ангары поступают значительные количества SO_4^{2+}, NO_2^-, F^- в большинстве случаев превышающие нормы предельно допустимых концентраций (ПДК). В меньшей степени это относится к Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+. Уровень ПДК для водоемов рыбохозяйственного назначения составляет для SO_4^{2+} – 100, NO_2^- – 0,08, F^- – 0,05 мг/дм^3 [Контроль…, 1998].

Сравнительный анализ количественных показателей рассматриваемых элементов показал, что в талых водах их концентрации значительно превышают таковые в воде р. Ангары в районе г. Свирск. Так, для ртути такие превышения составили 7 раз, для мышьяка – 18 раз, свинца – 84 раза, кадмия – 3 раза, меди – 6 раз, цинка – 5 раз.

Таким образом, в работе впервые проведены исследования химического состава талых вод в районе г. Свирск. Установленные повышенные концентрации потенциально токсичных элементов рассматриваемых в данном исследовании указывают, что талые воды с городской и промышленной территории являются существенным источником поступления загрязняющих веществ в воду р. Ангары. Несравнимо большие объемы чистых вод р. Ангары по сравнению с притоком талых вод, быстро разбавляют высокие концентрации элементов-загрязнителей, что указывает на высокую степень самоочищения водоема. Однако, значительное количество исследуемых элементов при миграционных процессах сорбируется на взвешенном веществе, впоследствии осаждаясь в донные осадки и создавая зоны повышенного загрязнения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00891 А

Литература:

Контроль химических и биологических параметров окружающей среды / Под ред. Л. К. Исаева. – СПб: Эколого-аналит. информ. центр «Союз», 1998. – 896 с.

Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши / Под ред. А. Д. Семёнова. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 540 с.

Холодова М.С., Пастухов М.В., Полетаева В.И. Особенности минерально-вещественного состава твердофазных выпадений снегового покрова территории г. Свирска // Известия Сибирского отделения секция наук о Земле РАЕН. – Иркутск : Изд-во ИРНИТУ, 2016. – № 4 (57). – 142 с.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТВЕРДОГО ОСАДКА СНЕГА В ОКРЕСТНОСТЯХ НЕФТЕПЕРЕРАБАТЫВАЮЩИХ ЗАВОДОВ РОССИИ (ГГ. ОМСК, АЧИНСК) И КАЗАХСТАНА (Г. ПАВЛОДАР)

Шахова Т.С., Таловская А.В., Язиков Е.Г.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, tatyanags29@yandex.ru

Из существующих загрязнителей воздушного бассейна значительное место занимают твердые аэрозольные частицы, поступающие от транспорта, промышленных предприятий и энергетических объектов. Немалый вклад в атмосферные выбросы России и Казахстана вносят объекты нефтепереработки. Обзор результатов деятельности контроля качества атмосферного воздуха, как предприятий-источников атмосферного загрязнения, так и контролирующих ведомств говорит о недостаточной информативности результатов исследований воздушной среды. Не определяется содержание макро- и микроэлементов в составе твердых аэрозольных частиц, о которых также необходимо знать для идентификации источников поступления этих частиц.

Известно, что снежный покров аккумулирует весь зимний период различные поллютанты, содержащие информацию о химических элементах, поступающих в атмосферу. Поэтому снег считается идеальной средой для мониторинга аэрозольных частиц из атмосферы.

При контроле состава выбросов нефтеперерабатывающих заводов, в основном, уделяют внимание фенолам, нефтепродуктам, бенз(а)пирену и другим органическим соединениям, лишь немного исследований, направленных на микроэлементный анализ атмосферных выбросов. Поэтому цель исследования – установить геохимические особенности твердого осадка снега в окрестностях нефтеперерабатывающих заводов Омска, Ачинска и Павлодара. В окрестностях нефтеперерабатывающих предприятий указанных городов в конце зимнего периода 2015–2016 гг. была произведена снегогеохимическая съемка. Отбор проб и их подготовка проходила в соответствии с методическими рекомендациями ИМГРЭ и руководящим документом по оценке загрязнения атмосферного воздуха. Элементный анализ проб проводили в лабораториях МИНОЦ «Урановая геология» на базе кафедры ГЭГХ ТПУ. Содержание 28 химических элементов в пробах твердого осадка снега определяли инструментальным нейтронно-активационным анализом, а измерение содержания ртути осуществляли методом беспламенной атомной абсорбции. Геохимические особенности твердого осадка снега выявляли путем расчета коэффициентов концентраций (Кс) относительно регионального фона (Средний Васюган). Суммарный показатель загрязнения (СПЗ, Zc) использовали для установления общей геохимической нагрузки.

Анализ полученных коэффициентов концентраций (табл.) позволил охарактеризовать геохимическую специализацию твердого осадка снега в окрестностях нефтеперерабатывающих заводов Омска, Ачинска и Павлодара. Из окрестностей Омского НПЗ пробы обогащены La, U, As, Sr, Yb, Ta, Tb, Sm, Ba, Au, Hg. Пробы из окрестностей Ачинского НПЗ обогащены такими элементами: Ca, As, Na, U, Sr, Ba, РЗЭ, Au, U. Однако, твердый осадок снега вблизи Павлодарского НХЗ слабо обогащен элементами, но повышенные концентрации имеют Au, Hg, Cr, Ba, Zn. Вблизи Омского НПЗ и Павлодарского НХЗ расположены угольные теплоэлектростанции, выбросы которых могут также вносить вклад в поступление данных микроэлементов. Повышенные концентрации РЗЭ в пробах из окрестностей Омского НПЗ вероятно связаны с производством цеолитных катализаторов, в состав которых входят эти элементы.

Общая геохимическая нагрузка определяет высокую степень загрязнения и опасную экологическую ситуацию в районе расположения Омского НПЗ. В районах расположения Ачинского и Павлодарского заводов зафиксирована слабое загрязнение и неопасная экологическая ситуация.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта компании BP.

Таблица

Геохимические особенности твердого осадка снега в окрестностях нефтеперерабатывающих заводов России (г. Омск, г. Ачинск) и Казахстана (г. Павлодар)

Завод (кол-во проб)	Год	Мощность производства	Кс	Zc
Омский нефтеперерабатывающий завод (24 пробы)	2016	До 20 млн тонн нефтяного сырья (в год)	$La_{123,6}$ - $U_{45,3}$ - $As_{37,3}$ - $Yb_{26,5}$ - Ta_{22} - $Tb_{21,3}$ - $Sm_{18,9}$ - $Ce_{18,5}$ - $Ba_{14,1}$ - $Lu_{9,8}$ - Na_{9} - $Sr_{7,4}$ - Th_{6} - $Hf_{5,4}$ - $Zn_{4,9}$ – Nd=$Cr_{4,5}$ - $Br_{4,1}$ - Fe=Sb_{3} - Co=$Sc_{2,8}$ – $Hg_{2,3}$ – $Au_{2,1}$- $Ca_{1,9}$ - $Cs_{1,7}$ - $Eu_{1,6}$ - $Rb_{1,3}$	324
Ачинский нефтеперерабатывающий завод (25 проб)	2016	7 млн. тонн нефти (в год)	As=Ca_{16} - Na_{11} - $U_{11,8}$ - Sr_{5} Tb =$Yb_{4,7}$ - $La_{4,4}$ - $Sm_{4,2}$ - Ba_{4} - $Ta_{3,7}$ - $Ce_{2,8}$ - $Lu_{2,6}$ - Br_{2}- $Au_{1,8}$-Fe=$Zn_{1,5}$ - Co=$Hg_{1,2}$- Nd=Th=Sb=Cr =Rb=$Sc_{0,7}$- Hf=Cs= $Eu_{0,5}$	81
Павлодарский нефтехимический завод (17 проб)	2015	6 млн. тонн (в год)	$Au_{2,9}$ - $Hg_{2,3}$ - Cr_{2} - Ba=$Zn_{1,8}$ - Co=As=Cs=Nd=Ta=Eu=$Sr_{1,5}$ - Sc=Rb=Ce=$U_{1,2}$ - La=Yb=Tb= Sm=Lu=Na=Th=Hf=Br=Fe=Sb=Ca_{1}	5

GEOCHEMICAL IMPLICATIONS FROM THE QUATERNARY SEDIMENTS OF TSAGAAN SUVARGA FORMATION IN THE SOUTHERN MONGOLIA

Altansukh N., Orkhonselenge A., Batzorig D., Uuganzaya M.

National University of Mongolia, Ulaanbaatar, n.altansukh44@gmail.com

Quaternary sediment deposition of Tsagaan Suvarga formation in southern Mongolia is studied with various geochemical analyses. The mineralogical composition of the sediments is investigated using correlation coefficients, indicating that the samples contain abundant clay minerals, K-feldspar and carbonate. The K_2O/Al_2O_3 and SiO_2/Al_2O_3 ratios indicate that the clay mineral is composed of smectite. Si, Al, Ti, K, Na and Fe reside in clay minerals, while Ca, Mg and Mn are mostly associated with carbonates (e.g., calcite and dolomite) and phosphorous (P) is present as apatite. Paleoclimatic index (C-value) varies between 0.5 and 8.29 reflecting a generally semiarid to humid conditions. In addition, Rb/Sr (~0.49) and Sr/Cu (~7.55) ratios support the idea that warm and humid conditions prevailed during deposition of the Tsagaan Suvarga formation. Sr/Ba ratio (0.13–0.17) suggests the less salinized paleoenvironment. The co-variation among this factor and paleoclimatic indicator suggests that climatic conditions exert a primary control in

the salinity. The substantially low C-value, Rb/Sr ratio and significantly high ratios of Sr/Cu and Sr/Ba show that these sediments were deposited during the warm and humid periods and that the paleoclimate controlled the terrigenous sediment flux. Chemical index of alteration (CIA), A-CN-K ternary diagram and high Th/U ratios indicate that the parent rocks of the sediment experienced moderate chemical weathering.

SEDIMENTARY FEATURE IN LAKE ULAAN AND HOLOCENE PALEOCLIMATE OF THE GOBI REGION

Davaagatan T.[1, 2], Orkhonselenge A.[2], Uuganzaya M.[2], Altansukh N.[2]

[1]The Institute of Geography and Geoecology, Mongolian Academy of Sciences; [2]Laboratory of Geochemistry nd Geomorphology, National University Of Mongolian; [1]dtuyagerel@gmail.com

This study considers sedimentological feature in Lake Ulaan, lying in the most eastern part of the Valley of Lakes, and reconstructs Holocene paleoclimatic changes of Gobi region in Mongolia. In Oct, 2015 four sediments (UN15-1a,band UN15-2a,b) were sampled from 5 and 20 cm depths on two points in Lake Ulaan. These sediments were geochemically analyzed, and contents of oxides SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, Na_2O, K_2O, MnO and $P_2O_5$and radiocarbon (^{14}C) dating were determined in the sediments. Chemical index of alteration indicates that weathering intensity is higher in the sediments UN15-1b and UN15-2b. This implies that humid climates dominated in the Gobi region of Mongolia between middle Holocene and late Holocene. Lower weathering intensity in the sediments UN15-1a and UN15-2a shows the presence of arid climates in the late Holocene.

RADIOGEOCHEMICAL FEATURES OF SOIL AND RADIOLOGICAL AND MEDICO-BIOLOGICAL PROBLEMS IN AREAS WITH HIGH BACKGROUND RADIOACTIVITY

Zlobina A.N.[1], Rikhvanov L.P.[1], Wang N.[2]

[1]Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia, anastasiyazl@mail.ru, rikhvanov@tpu.ru; [2]China University of Geosciences, Beijing, China (1996010992@cugb.edu.cn)

There are areas on the globe with highly radioactive formations (rocks, ores, soil, water), caused accumulation of U-238, Th-232, decay them products and isotope K-40. Squares of these regions vary from few km^2 (U and Th mining areas, water sources) to many thousands of km (districts of alkaline and acid igneous rocks: Transbaikal in Russia, the Massif Central in France etc., the soil formed on radioactive rocks: soil of Guangdong province in China, soil of Minas-Gerais State in Brazil, soil of Niue Island, beach sands of Kerala states in India and Azov sea sands).

Specific geochemical halos were formed in the regions with such type of natural formations. These halos can be revealed via the accumulation level of U, Th, and decay products (Ra-226, Rn-222, Rn-220), also via the degree of air ionization, water radiolysis. As a result of increased concentrations of radionuclides the specific biogeochemical province are formed in these areas (the Issyk-Kul province in Kazakhstan, South-Chinese province, Transbaikal province). The elevated contents of natural radionuclides in the soils lead to high concentrations of radon, which, in turn, causes radioecological problems. Scientists have proven negative effects on human health associated with high average doses of radiation. Epidemiological data of cancer morbidity and mortality are available which, however, require very considerate and restrained interpretation. We give an overview on radiogeochemical and mineralogical features of soils in the French Auvergne region and in the South-Chinese Guangdong province performed within 2011-2016 period.

An important evaluation indicator of soil condition is thorium-uranium ratio (fig) [Rikhvanov, 2009]. According to our results on INAA and gamma-spectrometry we indicate that high (>5) thorium-uranium ratio in the soils is typical for areas with the occurrence of thorium-bearing geological formations. It is found in soils of Guangdong province (Th/U in the fractions varies from 4,3 to 9). Reduced thorium-uranium ratio is observed in uranium-bearing soils areas. The soils of the region of Auvergne have low Th/U in the range 1–2,4.

The soil of Guangdong Province and the soil of Auvergne region were studied using instrumental neuron activation analysis in the Nuclear Geochemical Laboratory of Geoecology and Geochemistry Department (made by A.F. Sudyko, an analyst). It was revealed that the average content of Th in soil of Guangdong Province amounts 45,33 g/t, U – 7,04 g/t (according to 7 samples). Particular attention is drawn by the high concentration of rare earth elements in soil of Guangdong Province ($\sum$TR=134,5 g/t), particularly Ce. As for Auvergne region soil, the operational soil research by the INAA revealed that the content of U in soil amounts 6,44 g/t, but Th – 4,6 g/t.

There is the migration of radioactive elements and accompanying elements, which is carried out by the trophic chains: rocks - soil - water/air - living organisms, observing the laws of migration, scattering, and accumulation. In cases of fairly high concentrations of radioactive elements the negative impacts on biota and humans can be detected. The elevated contents of natural radionuclides in the soils leads to high concentrations of radon, which in turn causes

radioecological and medico-biological problems. There is high radon hazard in Guangdong province, the maximum value reaches 1199 kBq/m^3 [Wang, 2012]. Study by French scientists shows that on FAR is increased activity of radionuclides (>150 Bq/m^3) [Billon, 2005].

It is proven, in the areas with a high content of radionuclides the increased morbidity and mortality from thyroid cancer, nasopharyngeal carcinoma [Bølviken, 2001], leukemia [Ching-Hon Pui, 2012], lung cancer, and sarcoma can be observed. Recent studies in Ireland, Norway, Sweden, and the USA have suggested a connection between environmental radon and Multiple Sclerosis (MS), with a higher incidence of MS being identified in regions with higher mean domestic radon concentrations.m The manifestations of these factors of human exposure are always a complex process. The best indicators for the identification of such effects are the using of biological markers (the presence of specific types of micronuclei, chromosomal aberrations).

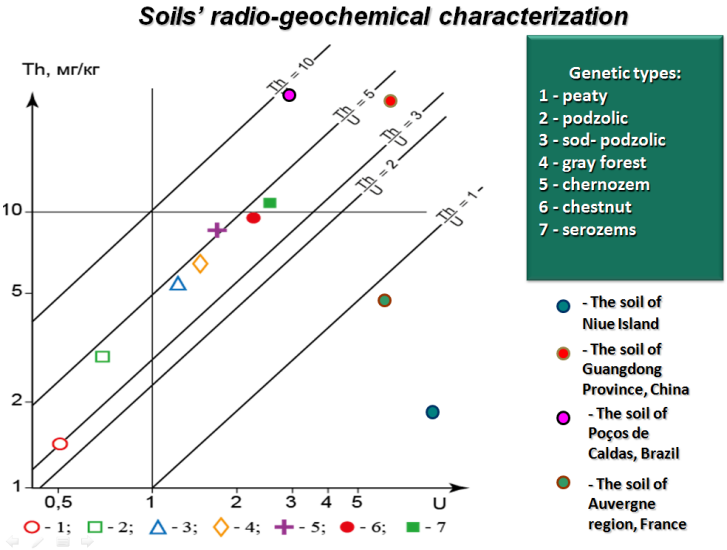


Fig. Soils' radio-geochemical characterization

References:

Billon S., Morin S. et al. French population exposure to radon, terrestrial gamma and cosmic rays.// Radiat. Prot. Dosimб 2005. № 113, pp. 320.

Bølviken B. Ecological analysis: nasopharyngeal carcinoma and multiple sclerosis versus radioactive elements // Natural Ionizing Radiation Health. Proceedings from a symposium Norwegian Academy of Science and Letters, Oslo June 2001, 126–134.

Ching-Hon Pui. Childhood Leukemias. Third Edition. Cambridge University Press, New York, P. 892

Rikhvanov L.P. Radioactive elements in the environment and the radioecological problems: Manual. Tomsk: TPU Univ-ty Press, 2009, 432 p.

N., A. Peng, L. Xiao. The level and distribution of 220Rn concentration in soil-gas in Guangdong province, China // Radiation Protection Dosimetry, 2012. Vol. 152, No. 1–3, pp. 204–209.

314-

and

6-7

2012.

Wang

V. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ, ФИЗИЧЕСКОЕ МАТЕРИАЛОВЕДЕНИЕ

ИЗУЧЕНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ ЦИРКОНА В ДУНИТЕ И РАСПЛАВЕ БАЗАЛЬТА И ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА ГИПЕРБАЗИТОВ

Анфилогов В.Н.[1], Краснобаев А.А.[2], Вализер П.М.[3], Рыжков В.М.[1]

[1]Институт минералогии УрО РАН, Миасс, Anfilogov@mineralogy.ru; [2]Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург; [3]Ильменский государственный заповедник им. В.И. Ленина УрО РАН, Миасс

Одной из основных проблем геологии является проблема определения возраста вещества гипербазитов. Решение этой проблемы осложняется тем, что до сих пор нет четких представлений об условиях образования ультраосновных пород гипербазитовой формации и механизме их транспортировки в верхние горизонты земной коры. В последние годы выполнен ряд определений абсолютного возраста дунитов U-Pb методом по кристаллам циркона [Краснобаев, Анфилогов, 2014]. Результаты этих исследований, оказались достаточно неожиданными. Во-первых, установлено, что цирконы в дунитах являются полихронными и их возраст в одном и том же массиве может варьировать от 140–500 до 2400–2850 млн лет. Во-вторых, в трех изученных массивах: Кытлымском и Нижне-Тагильском на Урале и в массиве Кондер в Алданской провинции установлены древние цирконы с возрастом 2,4–2,85 млрд лет. Главной проблемой определения возраста гипербазитов по циркону является отсутствие убедительных доказательств сингенетичности цирконов и содержащих их дунитов. Большинство исследователей считает, что циркон является минералом кислых пород и в дуните сингенетичный циркон отсутствует. В качестве альтернативы сингенетичности обычно предполагается вариант захвата древних цирконов из вмещающих пород в процессе движения гипербазитового диапира к поверхности. Для решения этой проблемы нами изучены фазовые равновесия в системе MgO-ZrO_2-SiO_2 и устойчивость кристаллов циркона в модельном дуните [Анфилогов и др., 2015; Рыжков и др., 2016]. Полученная диаграмма фазовых равновесий приведена на рисунке. На диаграмме имеется 6 полей: I – $MgSiO_3$ + SiO_2; II – $MgSiO_3$ + ZrO_2; III – $ZrSiO_4$ + SiO_2; IV – $MgSiO_3$ + Mg_2SiO_4; V – ZrO_2 + MgO; VI – $ZrSiO_4$ + ZrO_2. Наличие на диаграмме поля II решает одну из наиболее важных проблем «цирконологии» дунитов: возможность образования и устойчивости циркона в гипербазитах при очень низкой концентрации ZrO_2.

Дополнительно к диаграмме фазовых равновесий изучена устойчивость кристаллов циркона в модельном дуните при температурах 1400–1550°С. Установлено, что до температуры 1450°С кристаллы циркона с оливином не взаимодействуют. Выше этой температуры вокруг кристаллов циркона образуется кайма, состоящая из бадделеита и пироксена.

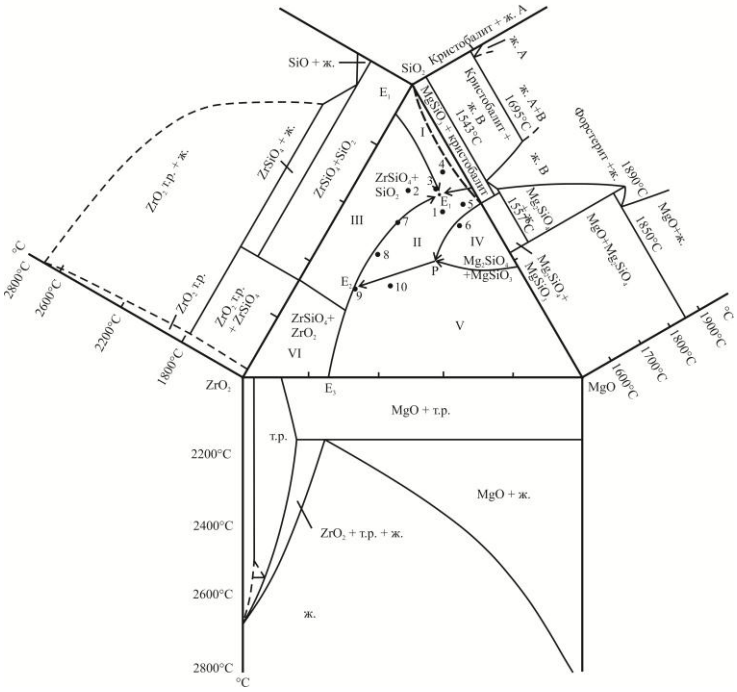


Рис. Диаграмма фазовых равновесий в системе MgO-ZrO_2-SiO_2

Литература:

Анфилогов В.Н., Краснобаев А.А., Рыжков В.М., Кабанова Л.Я., Вализер П.М., Блинов И.А. Устойчивость циркона в дуните при температурах 1400 – 1550ºС // Доклады академии наук - 2015. - Т. 464, №3. С. – 323-327

Краснобаев А.А., Анфилогов В.Н. Цирконы и проблема происхождения дунитов // Доклады академии наук - 2014. - Т. 456, №3. С. – 310-313

Рыжков В.М., Анфилогов В.Н., Блинов И.А., Краснобаев А.А., Вализер П.М. Фазовые равновесия в системе $MgO – SiO_2 – ZrO_2$ // Доклады академии наук - 2016. - Т. 469, №4. С. – 475-478

ФАЗООБРАЗОВАНИЕ, СИНТЕЗ, СТРУКТУРА И СВОЙСТВА МОЛИБДАТОВ РЗЭ И ГАФНИЯ (ЦИРКОНИЯ)

Базарова Ж.Г.[1, 2], Тушинова Ю.Л.[1, 2], Базарова Ц.Т.[1]

[1] Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, jbaz@binm.ru; [2]Бурятский государственный университет, Улан-Удэ

Сложные кислородные соединения, содержащие элементы IV B подгруппы (Ti, Zr, Hf) являются объектами интенсивных исследований в связи с поиском новых материалов, используемых в качестве твердотельных электролитов для средне- и высокотемпературных оксидных топливных элементов, матриц для иммобилизации высокоактивных радиоактивных отходов и люминофоров.

Несмотря на многочисленные данные (значительное число публикаций, обзоры, диссертации и монографии) по фазообразованию в двойных молибдатных системах, системы с комбинацией рассматриваемых катионов не исследовались. Вариации состава фаз представляют теоретический интерес поскольку способствуют установлению «генетических» связей между двойными и тройными молибдатами и вольфраматами и дают возможность осуществления более тонкого регулирования свойств соединений.

В работе представлены результаты исследований молибдатных систем $Ln_2(MoO_4)_3$-$Hf(Zr)(MoO_4)_2$, позволивших получить новые фазы и внести определённый вклад в поиск перспективных соединений. В системах установлено образование соединений трёх формульных составов $Ln_2Hf(Zr)_3(MoO_4)_9$ (Ln=La-Tb), $Ln_2Hf(Zr)_2(MoO_4)_7$ (Ln=Sm-Y), $Ln_2Hf(Zr)(MoO_4)_5$ (Ln=Tb-Lu) (рис.), построены фазовые диаграммы систем.

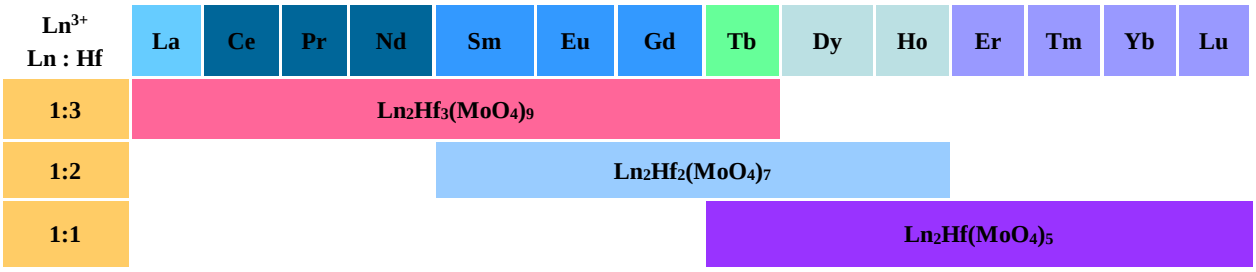


Рис. Области существования двойных молибдатов РЗЭ и гафния

Выращены монокристаллы представителей каждой группы соединений и исследованы их строения на монокристаллах [Klevtsova R.F., 2000; Bazarova Zh.G., 2004; Solodovnikov S.F., 2004]. Определены кристаллографические и диэлектрические характеристики соединений.

Методом дифференциально-сканирующей калориметрии определены температуры фазовых переходов и плавления соединений. Соединения плавятся инконгруэнтно.

Выявлены особенности фазообразования в двойных солевых системах и снижение термической стабильности по ряду лантаноидов от инконгруэнтного плавления до разложения в твёрдой фазе. Спектроскопические и диэлектрические данные позволяют предложить Ln-Zr-содержащие молибдаты, как перспективные люминесцентные материалы (светодиоды) и твёрдые электролиты. Полученные экспериментальные данные важны для дальнейшего развития синтеза неорганических соединений, как научная основа эффективной технологии создания материалов с заданными функциональными характеристиками.

При исследовании электрофизических характеристик на примере $Pr_2Zr_3(MoO_4)_9$ выявлено, что температурные зависимости диэлектрических характеристик не образуют выраженных максимумов в режиме нагревания и охлаждения, удельное сопротивление не зависит от частоты измерительного поля и уменьшается в высокотемпературной области 550–900 К от $\rho=10^8$ Ом·см до $\rho=10^5$ Ом·см.

Установлена взаимосвязь «состав-структура-свойства».

Литература:

Klevtsova R.F., Solodovnikov S.F., Tushinova Yu.L., Bazarov B.G., Glinskaya L.A., Bazarova Zh.G. //Journal of Structural Chemistry. 2000. Т. 41. С. 280.

Bazarova Zh.G., Tushinova Yu.L., Bazarov B.G., Badmaeva E.Yu., Solodovnikov S.F., Zolotova E.S.: PHASE FORMATION IN THE $LN_2(MOO_4)_3$-$HF(MOO_4)_2$ (LN = LA-LU, Y, SC) SYSTEMS//Russian Journal of Inorganic Chemistry. 2004. Т. 49. № 2. С. 284–288.

Solodovnikov S.F., Zolotova E.S., Bazarov B.G., Tushinova Yu.L., Bazarova Zh.G., Badmaeva E.Yu.: PHASE FORMATION IN THE DY_2O_3-HFO_2-MOO_3 SYSTEM. CRYSTAL STRUCTURE OF THE NEW BINARY MOLYBDATE $DY_2HF_2(MOO_4)_7$ //Journal of Structural Chemistry. 2004. Т. 45. № 4. С. 657–662.

ПЕРЕХОД К НЕСТАЦИОНАРНЫМ РЕЖИМАМ ТЕЧЕНИЯ И КОНВЕКТИВНЫЙ ТЕПЛООБМЕН В МЕТОДЕ ЧОХРАЛЬСКОГО

Бердников В.С., Винокуров В.В., Винокуров В.А.

Институт теплофизики СО РАН, Новосибирск, berdnikov@itp.nsc.ru

Экспериментально и численно исследована гидродинамика и конвективный теплообмен в классическом варианте метода Чохральского с неподвижным тиглем. Исследования проведены с использованием теплофизических свойств жидкостей – имитаторов расплавов в численных экспериментах с числами Прандтля равными 10,78; 16; 45,6. В физическом эксперименте эти параметры соответствуют свойствам воды, этилового спирта и гептадекана. Вода отличается высоким значением коэффициента поверхностного натяжения в отличии от этилового спирта. Поэтому в режимах свободной и смешанной конвекции более существенным является вклад термокапиллярного эффекта в формирование пространственной формы течения и конвективный теплообмен. Относительная роль сил плавучести, термокапиллярного эффекта и центробежных сил, действующих при вращении кристалла, определяется соотношениями чисел Грасгофа Gr, Марангони Ma и Рейнольдса Re. В случае воды аномально высокое значение в сравнении с числом Грасгофа имеет число Марангони. Наиболее сильно эта особенность сказывается на радиальных распределениях локального теплового потока на фронте кристаллизации. Для расплавов с числами Прандтля Pr=16 и 45,6 характерно равномерное оттеснение границы столкновения свободноконвективного потока от нагретых стенок с центробежным потоком из под вращающегося кристалла с ростом скорости вращения. Когда центробежный поток оттесняет эту границу от кромки кристалла спутный поток нагретого расплава и холодного расплава направлен от свободной поверхности практически нормально к дну тигля. При больших значениях числа Марангони вынужденный поток при достаточно больших значениях угловой скорости вращения (или числа Рейнольдса) достигает боковых стенок тигля, а вдоль свободной поверхности поток горячего расплава все еще натекает на кромку кристалла. Исследования были проведены при значениях относительного радиуса R_T/R_K=2,76 и относительной высоты слоя расплава H/R_K=0,7; Gr=1848, Ma=42244, $0 \le Re \le 900$ при значении средней температуры выше точки инверсии в зависимости плотности воды от температуры.

С расплавом при Pr=16 смешанная конвекция исследована при увеличении числа Рейнольдса из исходного режима свободной конвекции с Gr=5835 и Ma=4870 при значениях относительного радиуса R_T/R_K=2,76 и относительной высоты слоя расплава $0,2 \le H/R_K \le 1$. В диапазоне $0,2 \le H/R_K \le 0,35$ при Re=95 течение стационарное и осесимметричное. При H/R_K=0,36 течение становится зависящим от времени – возникают осесимметричные колебания. Периодически меняются размеры областей, занятых свободноконвективным и вынужденным течением, в радиальном направлении. В результате под фронт кристаллизации периодически подтекает то перегретый, то переохлажденный расплав. Получены зависимости локальных радиальных распределений тепловых потоков на фронте кристаллизации и их средних по площади значений от времени, получены средние по времени значения коэффициентов теплоотдачи (чисел Нуссельта) в зависимости от H/R_K. При H/R_K=0,7 обнаружена смена режимов течения от стационарных к нестационарным в диапазоне $82 \le Re \le 103$. При дальнейшем повышении угловой скорости вращения кристалла течение становится стационарным в диапазоне $103 < Re \le 600$. При этом при $103 < Re \le 440$ вблизи боковой стенки тигля существует область занятая свободноконвективным течением по всей высоте стенки. При $460 \le Re \le 600$ свободноконвективное течение занимает небольшую придонную область у нагретой стенки тигля. Во всех диапазонах изучена гидродинамика расплавов. Получены поля скорости и температуры, локальные и интегральные тепловые потоки. Диапазоны параметров совпадают с экспериментальными. Показано достаточно хорошее совпадение пространственных форм течения и полей скорости. Численно полученные данные о характеристиках полей температуры существенно дополняют результаты физического моделирования. Основные выводы о влиянии гидродинамики и конвективного теплообмена на формы фронта кристаллизации, сделанные на основе анализа результатов численных исследований, проверены экспериментально с использованием легкоплавкого гетпадекана [Верезуб, 2014, Berdnikov, 2015].

Работа выполнена при поддержке СО РАН (проект III.18.2.5. Гос. рег. 01201350443) и РФФИ (грант 15-08-07991а).

Литература:

Верезуб Н.А., Простомолотов А.И., Бердников В.С., Винокуров В.А. Расчетно-экспериментальное исследование влияния тепловых процессов на форму фронта кристаллизации гептадекана и галлия в модели метода Чохральского // Известия ВУЗов. Материалы электронной техники. – 2014. – Т. 17, № 4. – С. 257 – 267.

Vladimir Berdnikov, Anatoly Prostomolotov, Nataliya Verezub and Victor Vinokurov Heptadecane and Gallium Crystallization in Hydrodynamic Czochralski Model // Journal of Materials Science and Engineering. – 2015. –A 5 (9-10). – P. 351–360.

ФИЗИЧЕСКОЕ И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ КОНВЕКТИВНОГО ТЕПЛООБМЕНА НА ФОРМУ ФРОНТА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ В МЕТОДЕ ГНК

Бердников В.С., Гришков В.А., Марков В.А., Михайлов А.В., Кислицын С.А., Арбузов В.А., Арбузов Э.В., Дубнищев Ю.Н., Мелёхина О.С.

Институт теплофизики СО РАН, Новосибирск, berdnikov@itp.nsc.ru

Метод горизонтальной направленной кристаллизации (ГНК) один из основных методов получения монокристаллов из расплавов. Этим методом получают, например, монокристаллические пластины лейкосапфира, иттрий-алюминиевого граната и других материалов [Багдасаров, 2007]. В этом многовариантном методе, как и в других способах выращивания монокристаллов из расплавов плохо изучены процессы сложного сопряженного теплообмена. Гидродинамика расплавов и сопряженный конвективный теплообмен определяют формы фронтов кристаллизации и поля температуры в расплавах и в кристаллах. Поля температуры и градиентов температуры в кристаллах определяют их качество, так как термические напряжения являются причиной появления микро- и макродефектов в кристаллах. Поэтому для поиска оптимальных технологических режимов и создания энергетически эффективных тепловых узлов ростового оборудования необходимы исследования общих закономерностей конвективного и сложного сопряженного теплообмена в системах динамически и геометрически подобных методу ГНК.

Экспериментально и численно исследована гидродинамика и конвективный теплообмен в варианте метода ГНК с прямоугольным контейнером. Численные исследования проведены с использованием теплофизических свойств жидкостей – имитаторов расплавов с числами Прандтля равными 6÷10; 16; 45,6. Эти параметры соответствуют свойствам воды, этилового спирта и гептадекана. Эксперименты и расчеты проведены в режимах кристаллизации воды и гептадекана. В расчетах учитывалась инверсная зависимость плотности воды и коэффициента теплового расширения от температуры в диапазоне от 0°C до +4°C. Расчеты проведены при дискретном наборе относительных размеров расчетной области L/H = 1, 2, 4, 8 в условиях внезапно приложенного перепада температуры ±10°C между противоположными вертикальными стенками полости. Расчеты проведены с учетом выделения теплоты фазового перехода в условиях сопряженного конвективного теплообмена на фронте кристаллизации. Изучено влияние инверсных свойств воды на развитие нестационарной термогравитационной конвекции, на локальный теплообмен на фронте кристаллизации, на форму фронта кристаллизации и скорость роста твердой фазы. Экспериментальные исследования проведены на нескольких рабочих участках [Арбузов, 2017]. С расплавом при Pr=16 конвекция исследована в режимах однофазной тепловой гравитационно-капиллярной конвекции при значениях относительной высоты слоя расплава $0{,}1 \le H/L \le 1$. Здесь H − высота слоя расплава, L – начальная длина слоя (внутренний размер кристаллизатора − лодочка). Эти исследования являются развитием серии ранних работ [Бердников, 1997]. В режимах свободной конвекции расплавов со свободной верхней границей существенным является вклад термокапиллярного эффекта в формирование пространственной формы течения и конвективный теплообмен. Относительная роль сил плавучести и термокапиллярного эффекта определяется соотношениями чисел Грасгофа Gr (или чисел Рэлея Ra) и Марангони Ma. Получены поля скорости и температуры, зависимости от H/L распределений локальных тепловых потоков на холодной стенке (модели фронта кристаллизации) и значения средних по площади коэффициентов теплоотдачи (чисел Нуссельта). Диапазоны параметров совпадают с экспериментальными. Показано достаточно хорошее совпадение расчетных и экспериментальных пространственных форм течения и полей скорости. Численно полученные данные о характеристиках полей температуры существенно дополняют результаты физического моделирования. Основные выводы о влиянии гидродинамики и конвективного теплообмена на формы фронта кристаллизации, сделанные на основе анализа результатов численных исследований, проверены экспериментально с использованием легкоплавкого гетпадекана.

Работа выполнена при поддержке СО РАН (проект III.18.2.5. Гос. рег. 01201350443) и РФФИ (грант 15-08-07991а).

Литература:

Багдасаров Х.С., Горяинов Л.А. Тепло- и массоперенос при выращивании монокристаллов направленной кристаллизацией. М: Физматлит. – 2007. – 224 с.

Арбузов В.А., Арбузов Э.В., Дубнищев Ю.Н., Бердников В.С., Мелёхина О.С. Оптическая диагностика фронта кристаллизации, индуцированного температурным градиентом на верхней границе горизонтального слоя жидкости // Автометрия. – 2017. – Т. 53, № 2. – С. 39–44.

Бердников В.С., Гапонов В.А. Тепловая гравитационно-капиллярная конвекция в прямоугольных полостях // Тр. 2-го Российского симпозиума “Процессы тепломассопереноса и рост кристаллов и тонкопленочных структур”. Обнинск: ГНЦ РФ ФЭИ. – 1998. – С. 35–46.

РАДИАЦИОННО-КОНВЕКТИВНАЯ ТЕПЛООТДАЧА ОТ КРИСТАЛЛОВ В ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ В МЕТОДАХ ВЫТЯГИВАНИЯ МОНОКРИСТАЛЛОВ СО СВОБОДНОЙ ГРАНИЦЫ РАСПЛАВА

Бердников В.С., Митин К.А.

Институт теплофизики им. С.С. Кутателадзе СО РАН, Новосибирск; Новосибирский государственный технический университет, Новосибирск, berdnikov@itp.nsc.ru

Структурное совершенство монокристаллов получаемых методами вытягивания со свободной поверхности расплава (Чохральский, Киропулоса, Степанова) в значительной мере зависит не только от процессов на стадии перехода от расплава к твердому телу, но и от тепловой истории кристалла. Из результатов исследований конвективного теплообмена в расплаве следует, что для расплавов с любым значением числа Прандтля существуют соотношения безразмерных динамических параметров – чисел Грасгофа Gr, Марангони Ma и Рейнольдса Re, характеризующих интенсивность и относительную роль свободной и вынужденной конвекции, при которых фронт кристаллизации будет плоским [Бердников, 2011]. Результаты исследований конвективного теплообмена в расплавах и его влияния на формы фронта кристаллизации были получены без учета теплоотдачи от кристалла в окружающую среду. Но в реальном высокотемпературном технологическом процессе теплообмен имеет сложный сопряженный характер и поля температуры самосогласованны во всей ростовой камере. Сопряженные процессы теплообмена между кристаллом, расплавом и окружающей средой, управление тепловыми условиями роста кристалла являются достаточно сложной задачей, поэтому ранее проведенные исследования имеют частный характер. В узком диапазоне параметров показано, что радиационно-конвективная теплоотдача от кристалла в окружающую среду ростовой камеры в процессе роста влияет на поля температуры внутри кристалла и в режиме сопряженного теплообмена не только корректирует кривизну фронта кристаллизации, но и определяет объемное распределение собственных точечных дефектов [Простомолотов, 2008].

Для понимания общих закономерностей зависимости полей температуры и термических напряжений задачу можно решать в рамках частичного моделирования, но в многопараметрической постановке. Численно методом конечных элементов исследована радиационно-конвективная теплоотдача от кристаллов в окружающую среду ростовой камеры. Радиационные потоки вычислялись с помощью зонального метода. В качестве расчетной области взята верхняя часть ростовой камеры, состоящей из монокристалла, штока, стенок ростовой камеры и экрана отделяющего поверхность расплава от ростовой камеры. На всех жестких поверхностях системы заданы условия прилипания и непротекания. На образующих кристалла, затравки и штока задано условие идеального контакта. Стенки корпуса ростовой камеры холодные изотермические. На плоском фронте кристаллизации задана температура кристаллизации конкретного материала (кремний, сапфир). Теплопроводность кристалла оказывает значительное влияние на распределения поля температуры в кристалле. От нее зависят закономерности теплоотдачи с ростом длины кристалла. При высокой теплопроводности кристалла определяющую роль играет кондуктивный механизм теплообмена, кристалл прогревается заметно равномерней по сравнению с низкотеплопроводными кристаллами. Заметную роль играют геометрические и теплофизические параметры затравки и штока: при увеличении диаметра затравки или уменьшении длины затравки, а так же при высокой теплопроводности штока за счет кондуктивного механизма теплообмена увеличивается теплоотвод от кристалла. В результате чего существенно возрастают осевые градиенты температуры во всем объему кристалла. Конвективный теплообмен существенно влияет на распределение температуры в кристаллах и приводит к эффективному охлаждению основания кристалла. Это связано с тем, что охлажденные на холодных стенках корпуса ростовой камеры потоки газа набегают на раскаленное основание кристалла. В результате, в значительной мере вырастают осевые и радиальные градиенты температуры у основания кристалла. Радиационная теплоотдача существенно меняет распределение температуры на поверхности и внутри кристалла, значительно возрастают радиальные градиенты температуры и локальные тепловые потоки с боковой поверхности кристалла.

Работа выполнена при поддержке СО РАН (проект III.18.2.5. Гос. рег. 01201350443) и РФФИ (грант 15-08-07991а).

Литература:

Бердников В.С., Винокуров В.А., Винокуров В.В., Гапонов В.А. Влияние режимов конвективного теплообмена на форму фронта кристаллизации в системе тигель-расплав-кристалл в методе Чохральского // Тепловые процессы в технике.− 2011. − Т. 3, №4. − С. 177.

Простомолотов А.И., Мильвидский М. Г. Моделирование тепловых процессов и дефектообразования при выращивании и термообработке бездислокационных монокристаллов и пластин кремния // Изв. Вузов. Материалы электрон. техники. − 2008. №3. − С. 49–53.

ВЛИЯНИЕ АНИОННОЙ ВАКАНСИИ НА ФЕРРОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЦИРКОНАТА-ТИТАНАТА СВИНЦА

Богданов А.И., Мысовский А.С., Киммель А.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, dir@igc.irk.ru

Была исследована реакция кристаллической структуры цирконата-титаната свинца $PbZr_{1-x}Ti_xO_3$, PZT на наличие кислородной вакансии.

Таблица

Направление вектора поляризации (отн. ед.) в структуре1_2_0pm составаPbZr$_{0.625}$Ti$_{0.375}$O$_3$ в зависимости от кристаллохимического положения вакансии кислорода. Показано, между какимиB-катионами находится вакансия.

Индекс вакансии	$\bar{P}$	Индекс вакансии	$\bar{P}$	Индекс вакансии	$\bar{P}$	Индекс вакансии	$\bar{P}$
136 (TZ*)	032	177 (Z)	032	235 (Z)	452	285 (Z)	032
143 (TZ)	443	185 (Z)	032	242 (ZT)	221	292 (ZT)	032
150 (TZ)	032	207 (Z)	452	249 (Z)	443	299 (Z)	443
157 (TZ)	032	214 (TZ)	353	262 (T)	032	306 (ZT)	221
164 (TZ)	032	221 (Z)	443	271 (Z)	443	313 (Z)	032
171 (TZ)	443	228 (T)	443	278 (T)	443	бездефектный	032

*TZ – Ti-O$_{вак}$-Zr; TT – Ti-O$_{вак}$-Ti; ZZ –Zr-O$_{вак}$-Zr

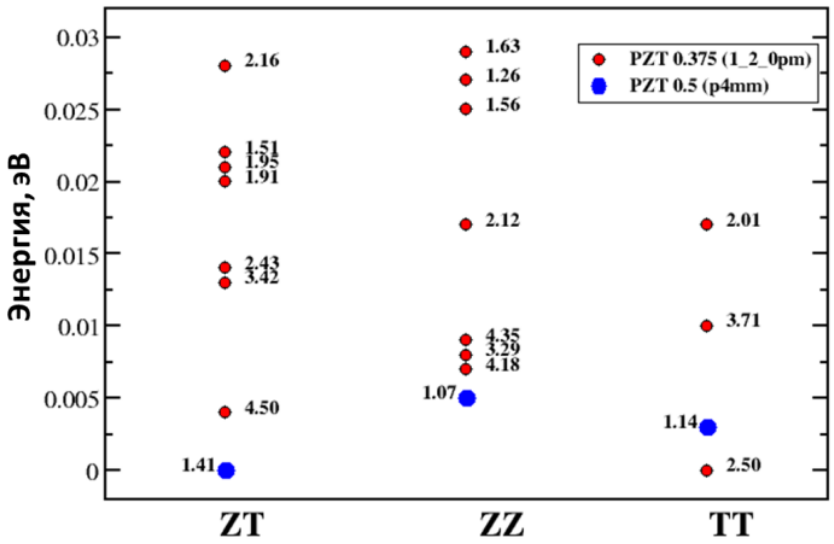


Рисунок. Относительные энергии вакансии кислорода в цирконате-титанате свинца.
Числовые подписи к каждой точке характеризуют суммарную релаксацию первой и второй координационной сфер вакансии.

ПАРАМЕТРИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ МАНТИЙНО-КОРОВОГО МИГРАНТА (ПРОГРАММНЫЙ ПРОДУКТ Vladi Overpressure 2.0)

Васильев В.И., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, geovladi@yandex.ru

Развитие до уровня теории авторской гипотезы подъема из мантии полостей, заполненных мигрантом (флюидом или расплавом с существенно пониженной относительно вмещающей среды плотностью) [Жатнуев, 2005, 2010], требует точных расчетов зависимостей между всеми параметрами изучаемого процесса. Такую задачу можно решить только численным параметрическим моделированием – созданием компьютерной объектно-ориентированной модели [Васильев, 2009] с возможностью многократного изменения входных

параметров и получения в статистически достаточном количестве достоверных результатов, сходных с теми, что мы наблюдаем в природе. Для этой цели была создана платформа моделирования – программный продукт Vladi Overpressure 2.0, представляющий собой 32-битное приложение для MS Windows, позволяющее задавать входные параметры, функции и ограничения и получать на выходе численные и визуальные (2D) результаты с возможностью их сохранения, упорядочивания и сравнения. Продукт позволяет варьировать следующими входными данными: глубина прочностного барьера, под которым формируется камера с мигрантом (H, ±1 м); профили от поверхности до этой глубины температуры (T, ±1°C), ускорения свободного падения (g, ±0.0001 м/с^2), плотности среды (ρ, ±1 кг/м^3), прочности среды (σ_1–σ_3, ±1 Па); скорость накопления мигранта в камере (m_{in}, ±1 кг/с); исходная плотность мигранта (d_0, ±0.1 кг/м^3); безразмерные коэффициенты экструзии и ассимиляции, определяющие форму камеры; величина гидроразрыва (c, ±1 м). Последний параметр ограничен двумя вариантами: при внедрении из камеры во внешнюю среду полость с мигрантом принимает форму либо вертикального круглого цилиндра (задается его диаметр), либо горизонтального плоского эллиптического цилиндра (задается его высота) (см. рис.). Предусмотрены две формы камеры: полуэллипсоид вращения и полулинза (сегмент шара). По достижении мощностью камеры критической высоты (а мигрантом – критического избыточного давления) происходит гидроразрыв и подъем мигранта во внешней среде.

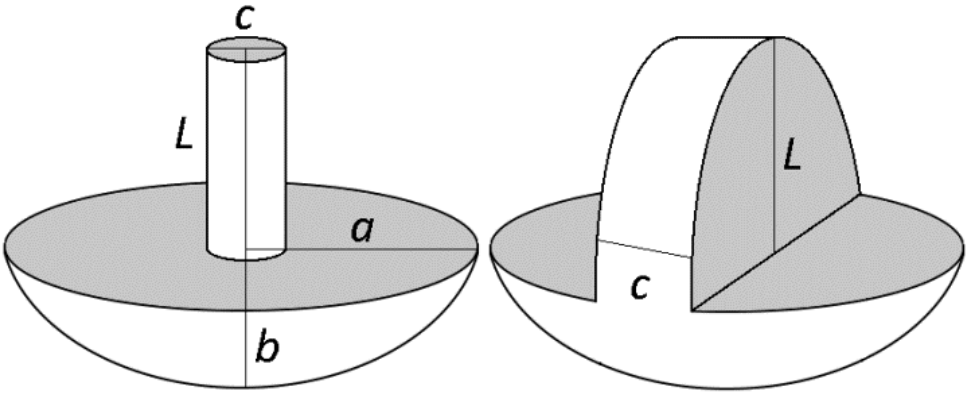


Рис. Модельные варианты гидроразрыва при внедрении мигранта из камеры.

Результатами моделирования являются: критические объем (V_c, ±1 м^3), диаметр ($2 \cdot a$, ±1 м) и мощность (b, ±1 м) глубинной камеры; время достижения камерой критической мощности (t_m, ±1 с); критическое избыточное давление в камере (P_{over0}, ±1 Па); профили литостатического давления среды (P_{lit}, ±1 Па) от поверхности до изучаемой глубины, плотности (d, ±0.1 кг/м^3) и гидростатического давления (P_{hyd}, ±1 Па) мигранта по высоте полости; высота полости с мигрантом (L, ±1 м); критическое избыточное давление мигранта в поднимающейся полости (P_{over}, ±1 Па); скорость подъема мигранта (υ, ±1 м/с) и их производные (в скобках везде указана точность). В каждый момент времени подъема избыточное давление в полости сравнивается с прочностью среды на текущей глубине; при их равенстве происходит остановка подъема. Программный продукт находится на стадии апробации и накопления статистики, но предварительные расчеты показали его полную пригодность к получению корректных, близких к фактическим данным результатов. Расширение базы данных рассчитанных моделей с пошагово изменяющимися параметрами позволило вплотную подойти к выводу ряда полуэмпирических уравнений зависимости времени подъема и объема мигранта от глубины кровли камеры, скорости накопления в ней вещества, прочностного профиля внешней среды, разности плотностей ρ–d и многих других параметров. Необходимо особо отметить непрерывный расчет температуры и давления в каждом узле модельной сетки с течением времени на базе авторского программного комплекса Vladi Distat 4.0 [Васильев, 2012]. Эти данные являются входными для программного комплекса «Селектор» [Чудненко, 2010], с помощью которого можно на начальном этапе рассчитывать исходные равновесные минеральные ассоциации с водным раствором и газовой фазой во вмещающей среде, а в процессе моделирования подъема мигранта – их изменение с эволюцией P-T–условий и привносом вещества мигранта. Скорость подъема, объем и площадь поверхности полости, таким образом, будут контролировать долю вещества мигранта, вступающую в химическое взаимодействие с веществом внешней среды.

Литература:

Васильев В.И. Программный продукт DiStat 4.0 для расчета двумерных распределений физических свойств земной коры // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 2. – М.: ИФЗ РАН, 2012. – С. 373–376.

Васильев В.И., Чудненко К.В., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. Комплексное компьютерное моделирование геологических объектов на примере разреза зоны субдукции // Геоинформатика, 2009, №3. – С. 15–30.

Жатнуев Н.С. Динамика глубинных магм // Доклады РАН, 2010. Т.430. №6. – С. 787–791.

Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады РАН, 2005. Т.404. №3. – С. 380–384.

Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии. – Н.: ГЕО, 2010. – 287 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ В СИСТЕМЕ «РУДНИЧНЫЕ ВОДЫ – ПРИРОДНЫЕ ПОЧВЫ» ДЖИДИНСКОГО СУЛЬФИДНО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Васильева Е.В., Васильев В.И., Дорошкевич С.Г., Смирнова О.К.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, geovladi@yandex.ru

Разработана, численно реализована и исследована физико-химическая модель геохимических барьеров в системе «Рудничные воды → Природные почвы». Моделирование производилось по оригинальной методике [Васильев и др., 2009] с использованием программных комплексов «Селектор» [Чудненко, 2010] и «Гидротерм» (авторский, в стадии апробации). Целью моделирования являлись расчеты равновесных концентраций веществ в воде р. Рудничный для определения направления и масштаба, происходящих в настоящее время геохимических процессов. Модель представляет собой первый этап исследования мегасистемы (рис.).

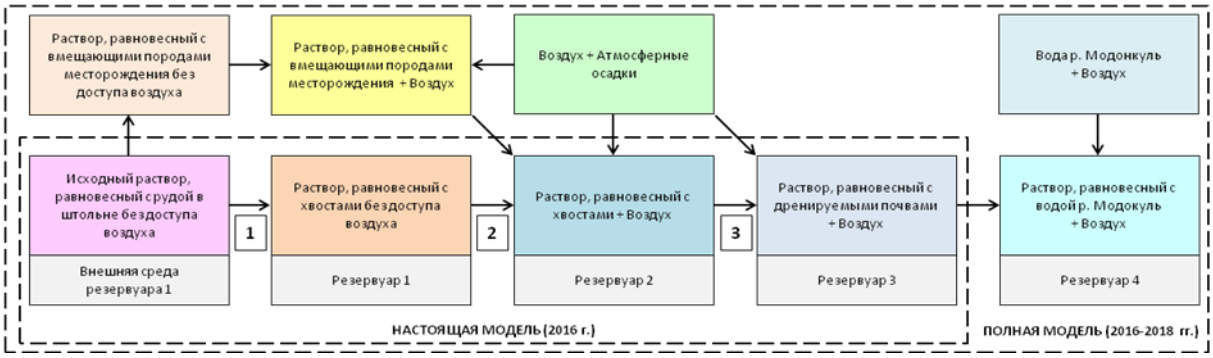


Рис. Схема возможной эволюции раствора Рудничного ручья, представленная в виде взаимодействия подсистем исследуемого проточного реактора «Рудничные воды → Хвосты штольни Западная → Дренируемые почвы → Воды р. Модонкуль».

Взаимодействие подсистем носит характер проточного реактора. Каждый блок модели характеризуется геохимическим барьером. При переходе (1) меняется состав исходных твердых фаз (руда/хвосты месторождения). Переход (2) характеризуется выходом на дневную поверхность, что влечет за собой доступ воздуха и атмосферных осадков, а также изменение ТР-условий и испарение. На переходе (3) среда хвостов месторождения сменяется природными почвами. Результирующий раствор 3-го резервуара является конечным в эволюции равновесным раствором, к составу которого стремится искомый состав природных вод ручья Рудничный, попадающий в р. Модонкуль.

Исследование модели показало, что состав исходного раствора, полученный в результате анализа проб рудничной воды в штольне, является неравновесным. При возможности отстаивания раствора (или при медленном просачивании) из него будут осаждаться сульфиды Fe, Cu, Co, Cd, Ni, As, Pb, Sb и Mo (пирит, ковеллин, каттиерит, гринокит, ваэсит, аурипигмент, галенит, антимонит, молибденит) в количествах, соответствующих исходным концентрациям компонентов в растворе. Водородный показатель pH будет уменьшаться от 3,17 (аналитика) до 1,58 (расчетное равновесие). Попадающий в хвосты месторождения раствор без доступа воздуха продолжает отлагать сульфиды Fe, Co, Sb, Cd, As, Ag и самородную серу (первый геохимический барьер). Материал хвостов перерабатывается в кварц-хлоритовую породу с гипсом, хиолитом ($Na_5Al_3F_{14}$), селлаитом, диоптазом, цинковым купоросом и алюминатом никеля ($NiAl_2O_4$). Раствор обогащается породообразующими компонентами, за счет чего pH при достижении равновесия возрастает до 4,73. Доступ воздуха с падением давления и незначительным подъемом температуры – второй геохимический барьер в изучаемой модельной системе. Азот практически не влияет на состав раствора, а кислород, напротив, позволяет переводить компоненты в раствор в виде оксид- и гидроксид-ионов, а также в виде ионов солей серной, мышьяковистой и кремниевых кислот. Сульфиды, таким образом, растворяются; в кварц-хлоритовой породе остаются сульфаты Pb и Sb, водные сульфаты Ca и Mg, оксиды Al, Ni, Mn, гидроксид Fe и хиолит. Раствор становится более кислым: pH достигает 3,25. Третий геохимический барьер характеризуется попаданием раствора в среду дренируемых почв, состав которых резко отличается от состава хвостов месторождения. В равновесной с раствором породе кварц ассоциирует с хлоритом, селадонитом и гипсом. Присутствуют селлаит, гидроксиды Fe и Cu, оксид марганца и силикат кобальта. Раствор обогащается щелочными (за исключением K), щелочноземельными металлами и железом. pH возрастает до 5,83. Расчеты показали, что литр результирующего равновесного раствора, попадающего в р. Модонкуль должен содержать Fe (10846,250 мг), S (615,89 мг), Zn (292,891 мг), Cd (5,543 мг), As (3,695 мг), F (1,198 мг), Cu (1,045 мг), Pb (0,341 мг), Co (0,062 мг). Содержания Ni, Sb, Mo пренебрежимо малы. Таким образом, расчетные концентрации загрязнителей в результирующем равновесном растворе превысили ПДК для железа – в 36 000 раз, для кадмия – в 5 000 раз, для As – в 74 раза, для Pb – в 11 раз. Концентрация Cu находится на уровне ПДК. Концентрация Co не превышает ПДК.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №16-05-01041).

Литература:
Васильев В.И., Чудненко К.В., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. Комплексное компьютерное моделирование геологических объектов на примере разреза зоны субдукции // Геоинформатика, 2009, №3. – С. 15–30.
Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии. – Н.: ГЕО, 2010. – 287 с.

ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ МОНОКРИСТАЛЛОВ BaClI:Eu^{2+}, ВЫРАЩЕННЫХ МЕТОДОМ СТОКБАРГЕРА

Васильковский А.О.[1], Русаков А.И.[1], Шендрик Р.Ю.[1, 2], Шалаев А.А.[1, 2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, avasilkovskiy@igc.irk.ru;
[2]Иркутский государственный университет, Иркутск

Неорганические сцинтилляторы используются для детектирования ионизирующего излучения и имеют широкий спектр применения в таких сферах как физика, медицина, геология и другие. Среди них щелочноземельные галоидные сцинтилляторы получили большое внимание в последние несколько лет, обусловленное их высоким световыходом близким к теоритическому пределу [Bourret-Courchesne, 2012; Gautam Gundiah, 2011]. В данной работе рассматриваются вопросы получения монокристаллов BaClI:Eu^{2+}, а так же изучения их сцинтилляционных свойств.

При выращивании кристаллов особое внимание уделялось подготовке сырья. Так как исходные соединения содержат воду, основным этапом перед ростом кристаллов была сушка сырья. Для удаления воды и гидроксильных групп сырье помещали в кварцевую ампулу и затем производился медленный нагрев при постоянном вакууме. Режимы сушки сырья выбирались согласно данным ДСК спектроскопии.

Кристаллы выращивались из расплава вертикальным методом Бриджмена в многозонной термической установке. Скорость роста 1 мм/ч и температурный градиент 10°С/см.

Из спектров фотолюминесценции и рентгенолюминесценции видно, что Eu входит в кристаллическую решетку BaClI в двухвалентном состоянии. Спектр свечения представляет собой широкую полосу с пиком в 412 нм, что по литературным данным соответствует свечению Eu^{2+}. Дальнейшие исследования будут направлены на улучшение оптических характеристик кристаллов и изучение влияния различных концентраций редкоземельных активаторов на сцинтилляционные характеристики кристаллов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 15-02-06514).

Литература:
Bourret-Courchesne E.D., «Crystal growth and characterization of alkali-earth halide scintillators», Journal of Crystal Growth 352 (2012) 78–83.
Gautam Gundiah, «Structure and scintillation of Eu^{2+}-activated solid solutions in the $BaBr_2$–BaI_2 system», Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A 652 (2011) 234–237

РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМ СИСТЕМНОГО РЕЦИКЛИНГА ТЕХНОГЕННЫХ ОТХОДОВ

Головных Н.В.[1], Бычинский В.А.[1], Чудненко К.В.[1], Шепелев И.И.[2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Golovnykh@igc.irk.ru;
[2]ООО «Эко-Инжиниринг», Ачинск

В Сибирском регионе, значительная часть отработанных материалов алюминиевой отрасли приходится на отходы глиноземного передела от переработки нефелинов и бокситов способом спекания руды (концентрата) с известняком и содой. Для размещения и обезвреживания отходов требуются дополнительные сооружения и установки, что ведет к росту производственных расходов. С отвальными шламами теряются ценные компоненты, а выбросы от улавливания и регенерации компонентов электролиза отличаются повышенным содержанием токсичных соединений. Отраслевые методики затрагивают переработку и утилизацию отдельных видов отходов или отходов отдельных предприятий, что не позволяет выявить наиболее важные закономерности преобразования техногенных веществ в ценные компоненты для использования в системе полного рециклинга. Не сокращен выход пустой породы, который приводит к вторичным образованиям, продолжают генерироваться дополнительные выбросы, имеет место сверхлимитные сбросы сточных вод.

Для повышения комплексности использования сырьевых материалов и добавок, а также минимизации незавершенных циклов нами предложен ряд технологических решений, позволяющих эффективно сокращать и перерабатывать отходы, получая из них дополнительную продукцию и снижая себестоимость металлов. Термодинамический анализ позволил уточнить технико-экономические показатели известных методов переработки и утилизации отходов, а также выявить новые перспективные направления рециклинга отходов, как внутри алюминиевой промышленности, так и в смежных отраслях. Были систематизированы группы отходов и техногенных компонентов для использования в качестве вторичных сырьевых ресурсов и

минеральных добавок (флюсов, цементов, коагулянтов и др.). Наиболее важные проблемно-фундаментальные вопросы системного рециклинга отходов алюминиевого производства протестированы на этапе создания базовых компьютерных моделей и проведения лабораторных экспериментов [Головных и др., 2012]. По ряду инженерно-технических решений, например, за счет введения природно-техногенных материалов в виде добавок в глиноземную шихту, а также в клинкерную смесь достигнуты положительные результаты в ходе проведения опытно-промышленных испытаний [Шепелев и др., 2015].

В целом, это позволяет повысить технико-экономические и экологические показатели при переработке первичного и вторичного сырья, в том числе: 1) выпускать дополнительную и попутную продукцию; 2) экономить сырьевые и рудные компоненты; 3) утилизировать ценные компоненты из выбросов и сточных вод; 4) снижать образование и площадь размещения отходов. Имеются неплохие эколого-технологические результаты по применению композиционных добавок в смежных отраслях (в сельском хозяйстве, дорожном строительстве) региональной экономики.

Литература:

Головных Н.В., Чудненко К.В., Бычинский В.А., Шепелев И.И. Геохимические задачи и основные методы их решения в процессе технологической переработки алюминиевого сырья. – Сборник докладов Международного конгресса. Цветные металлы – 2012. Под редакцией чл.корр. РАН Пашкова Г.П., проф. Полякова П.В. – Красноярск, Изд-во «Версо», 2012. – С. 482–486.

Шепелев И.И., Бочков Н.Н., Головных Н.В., Сахачев А.Ю. Химико-технологические особенности ресурсосберегающих процессов при утилизации твердых отходов металлургического производства. – Известия вузов. Химия и химическая технология. – 2015. Т 58(1). – С. 81–86.

ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ В СИСТЕМАХ Tl_2MoO_4–$R_2(MoO_4)_3$–$A(MoO_4)_2$ (R = Al, Cr, Fe; A = Zr, Hf) И СИНТЕЗ НОВЫХ ТРОЙНЫХ МОЛИБДАТОВ $Tl_5RA(MoO_4)_6$ и $TlRA_{0.5}(MoO_4)_3$

Гроссман В.Г.[1], Базаров Б.Г.[1, 2], Базарова Ж.Г.[1, 2]

[1]Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, grossmanv@mail.ru;
[2]Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ

Настоящее исследование является продолжением проводимых нами систематических исследований фазовых равновесий в системах, содержащих молибдаты одно-, трех- и четырехвалентных металлов. Тройные молибдаты привлекают внимание благодаря своим ионообменным свойствам и разнообразию их кристаллических структур.

В данной работе методом пересекающихся разрезов были исследованы фазовые равновесия в тройных солевых системах Tl_2MoO_4–$R_2(MoO_4)_3$–$A(MoO_4)_2$ (R = Al, Cr, Fe, A = Zr, Hf) в субсолидусной области (рис.).

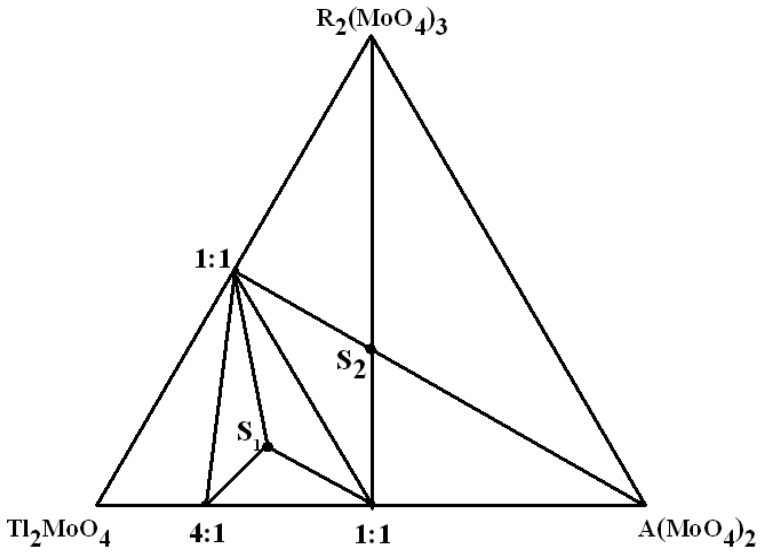


Рис. Субсолидусное строение фазовых диаграмм систем Tl_2MoO_4–$R_2(MoO_4)_3$–$A(MoO_4)_2$ (R = Al, Cr, Fe; A = Zr, Hf).), где S_1 −$Tl_5RA(MoO_4)_6$ (5:1:2); S_2 – $TlRA_{0.5}(MoO_4)_3$ (1:1:1)

Достижение равновесия контролировали рентгенографически на дифрактометре D8 Advance фирмы "Bruker", с использованием CuK_α-излучения. Выявлены и выделены в индивидуальном состоянии двенадцать тройных молибдатов составов $Tl_5RA(MoO_4)_6$, $TlRA_{0.5}(MoO_4)_3$ (R = Al, Cr; Fe; A = Zr, Hf). Раствор-расплавной кристаллизацией при спонтанном зародышеобразовании выращены кристаллы новых тройных молибдатов составов $TlFeHf_{0.5}(MoO_4)_3$ и $Tl_{4.86(1)}Fe_{0.83(1)}Hf_{1.17(1)}(MoO_4)_6$.

Индицирование рентгеновских порошкограмм синтезированных тройных молибдатов проведено по монокристальным данным изоструктурных соединений $TlFeHf_{0.5}(MoO_4)_3$ [Гроссман, 2012] и $Tl_{4.86(1)}Fe_{0.83(1)}Hf_{1.17(1)}(MoO_4)_6$ с использованием программы TOPAS-4.

Литература:
Гроссман В.Г., Базаров Б.Г., Клевцова Р.Ф. и др. // Изв. АН. Сер. хим. 2012. № 8. С. 1529−1532.

МЕТАСТАБИЛЬНЫЕ ПРИМЕСНЫЕ СОСТОЯНИЯ В ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ ФТОРИДАХ

Егранов А.В., Шендрик Р.Ю., Сизова Т.Ю.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, alegra@igc.irk.ru; Иркутский государственный университет, Иркутск

Среди примесных центров, имеющих метастабильные состояния, значительное внимание в течение многих лет привлекают DX-центры в полупроводниках, которые образуются в результате захвата на нейтральный донорный центр дополнительного электрона и сопутствующей этому процессу сильной пространственной перестройки центра – смещения центрообразующей примеси или ее лиганда в область ближайшего междоузлия. Подобный примесный центр имеет два состояния: основное двухэлектронное C_{3v}-симметрии и метастабильное одноэлектронное [Мукашев, 2000]. Однако до наших исследований подобные процессы не наблюдались в широкозонных ионных кристаллах. Нами показано, что для ряда примесей имеющих основное d состояние, которое локализовано в зоне проводимости, подобные процессы могут наблюдаться и в широкозонных ионных кристаллах щелочноземельных фторидах.

В предыдущих работах [Егранов, 2013, Егранов, 2015, Egranov, 2013, Egranov, 2016] нами была рассмотрена неустойчивость некоторых двухвалентных редкоземельных ионов (La, Ce, Gd, Tb, Lu и Y), имеющий небольшой третий потенциал ионизации. Для этих ионов было показано, что основное d^1 состояние этих ионов локализовано в зоне проводимости, что предполагает неустойчивость этих ионов в щелочноземельных фторидах. Было показано, что такая неустойчивость вследствие эффекта Яна-Теллера приводит к образованию около двухвалентного редкоземельного иона анионной вакансии, которая понижает основное состояние этого иона и делает его устойчивым в решетке щелочноземельных фторидов. При этом при локализации основного d^1 состояния в зоне проводимости эффект Яна-Теллера приводит к значительно более сильным искажениям решетки, чем обычно наблюдается при локализации вырожденных d состояний в запрещенной зоне.

Сильное Ян-Теллеровское искажение, приводящее к значительному внецентровому смещению примесного иона, наблюдается в щелочноземельных фторидах, активированных рядом ионов переходных металлов, имеющих также вырожденное d – основное состояние.

Позднее нами было показано [Егранов, 2017], что подобная неустойчивость возникает и для одновалентных ионов переходных металлов, имеющих вырожденное основное d состояние. Оценка положения основного состояния для всех одновалентных ионов переходных элементов от Ti до Cu показывает, что все они локализованы в зоне проводимости, что делает их состояние неустойчивым. Значительное внецентровое Ян-Теллеровское смещение некоторых из этих ионов уменьшает энергию Маделунга, что приводит к понижению основного состояния этих ионов относительно зоны проводимости, вследствие чего состояние этих ионов стабилизируется.

Кроме того, в данной работе приводятся новые экспериментальные данные, полученные с помощью оптических измерений и электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), подтверждающие, предложенные ранее модели искажения решетки около примесного иона, находящегося в метастабильном состоянии. В результате такого искажения могут создаваться собственные дефекты (в частности анионные вакансии), которые, захватывая электрон, образуют так называемый F–центр, который регистрируется с помощью ЭПР.

Литература:
Мукашев, Б.Н., Абдуллин, Х.А., & Горелкинский, Ю.В. Метастабильные и бистабильные дефекты в кремнии. Успехи физических наук, 170(2) (2000) 143–155
Егранов А.В., Сизова Т.Ю., Козловский В.В. "Неустойчивость одновалентных ионов переходных металлов в щелочноземельных фторидах: CaF2 и SrF2 , активированные Co2+ или Ni2+" Известия РАН. Серия физическая, том 81, No 9, (2017)
A.V. Egranov, T.Yu. Sizova, R.Yu. Shendrik, N.A. Smirnova Instability of some divalent rare earth ions and photochromic effect Journal of Physics and Chemistry of Solids Volume 90, (2016) Pages 7–15
А.В. Егранов, Т. Ю. Сизова, Р. Ю. Шендрик, Н. А. Смирнова. Влияние катионных примесей на радиационное дефектообразование в щелочноземельных фторидах Известия РАН. Серия физическая, том 79, No 2, с. 304–308, (2015)
A.V. Egranov, T.Yu. Sizova Configurational instability at the excited impurity ions in alkaline earth fluorites Journal of Physics and Chemistry of Solids Volume 74, Issue 3, March 2013, Pages 530–534
Егранов А.В., Сизова Т.Ю. Конфигурационная неустойчивость около некоторых примесных ионов в возбужденном состоянии в кристаллах щелочноземельных фторидов, Известия Вузов Физика, 56(2/2) (2013) 134

ВЛИЯНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ, ФЛЮИДНЫХ ПРИМЕСЕЙ И ТЕКСТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ НА ТЕХНОЛОГИЮ ПОЛУЧЕНИЯ КВАРЦЕВОГО КОНЦЕНТРАТА

Жабоедов А.П.[1, 2], Непомнящих А.И.[1, 2], Волкова М.Г.[1, 2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск; [2]Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск, rover2808@yandex.ru

Получение кварцевых концентратов из природного кварца в мировой практике в принципе происходит по сравнимым схемам подготовки и последующего обогащения. Однако в зависимости от типа исходного сырья, его качества, а также технологического потенциала производителя эти схемы могут существенно отличаться. Все процессы подготовки и обогащения кварца обусловлены его геологическими элементами неоднородности, которые в свою очередь определяются тремя разновидностями примесей: твердыми минеральными включениями, флюидными включениями и структурными примесями.

В работе представлены результаты изучения кварцитов Ока-Урикского участка (Восточного Саяна) и гранулированного кварца жилы 2821, отобранных на Анахчи-Чипикетском жильном поле Патомского нагорья. Определены условия получения кварцевого концентрата, установлено влияние термической обработки на глубину химического обогащения. Установлено, что высокотемпературная прокалка при температуре начала фазового перехода кварц-кристобалит, после стадии химического обогащения позволяет повысить эффективность обогащения [Жабоедов и др, 2015, 2016]. В таблице приведены массовые доли примесей в исходных образцах кварцевого материала, а также в кварцевых концентратах. Химическое обогащение (ХО) проводилось обработкой кварцевой крупки смесью кислот 20 % HCl: 10 % HF при соотношении 3:1.

Таблица

Массовые доли примесей в исходных образцах и в кварцевых концентратах, ppm.

Тип кварца	Элемент	Fe	Al	Ti	Ca	Mg	Cu	Mn	Na	K	Li	Σ10
Суперкварцит	Исходный	6	27	1,7	0,8	1	0,17	0,02	3,5	6,3	0,13	46,6
	После ХО	0,9	4,5	0,8	0,4	0,2	0,14	0,005	2,5	0,5	0,12	10,1
Мелкозернистый	Исходный	7,1	65,9	2,4	4,6	4,4	0,16	0,09	5,9	23,9	0,14	115
	После ХО	0,6	9,3	1,1	1,3	1,3	0,12	0,004	4	2,3	0,14	20,2
Сливной	Исходный	4,9	10,4	0,3	7,3	0,9	0,2	0,1	19,3	6,2	0,3	50
	После ХО	0,7	7,3	0,4	5,6	0,4	0,2	0	20,9	3,6	0,4	40
	Прокалка*	8,9	9,9	0,3	2,9	0,8	0,18	0,07	1,7	1,7	0,4	27
	Прокалка, ХО	6,9	5,3	0,2	2	0,5	0,11	0,05	1,1	0,9	0,4	17
Крупнозернистый северо-восточного участка	Исходный	5,08	62,6	1,5	2,7	3,0	0,06	0,01	4,1	24	0,04	103
	После ХО	1,6	9,9	0,8	2,1	0,6	0,04	0,004	1,8	2,5	0,02	19,9
Урэнгенур	Исходный	13,8	234	17,5	186	51	0,1	0,9	6,8	124	0,1	634
	После ХО	1,1	12,9	5,1	18,6	2,8	0,1	0,1	2,9	2,6	0,1	46
	HCl** и ХО	3,5	11,1	1,8	1,7	1,4	0,08	0,06	2,8	1,9	0,1	24
Гранулированный кварц (Чипикет)	Исходный	2,9	23,9	1,8	0,3	0,4	0,01	0,01	1,9	4	1,4	37
	После ХО	0,5	13,6	1,8	0,5	0,1	0,01	0,003	1,5	0,3	1,4	20

Примечания: *Прокалка кварцевой крупки сливного кварцита проведена в вакууме при температуре 1450°С в течении трех часов; **Перед химическим обогащением проведена обработка кварцевой крупки Уренгенурского кварцита соляной кислотой в течении трех часов.

Литература:

Жабоедов А.П., Непомнящих А.И., Середкин Е.А. Фазовые переходы в кварцитах месторождения Бурал-Сардык. // Известия вузов. Прикладная химия и биотехнология, 2015, № 4, стр.57-62.

Жабоедов А.П., Непомнящих А.И.,. Соломеин О.Н. Разработка технологии получения кварцевого концентрата из кварцитов Восточного Саяна. // Известия вузов. Прикладная химия и биотехнология, 2016, № 4, стр.92-99.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЩЕЛОЧНОСИЛИКАТНОГО РАСПЛАВА

Королева О.Н.[1], Штенберг М.В.[1], Тупицын А.А.[2], Бычинский В.А.[2]

[1]*Институт минералогии УрО РАН, Миасс, koroleva@mineralogy.ru;*
[2]*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, val@igc.irk.ru*

Формирование термодинамической модели подразумевает создание базы данных силикатов, согласование их термодинамических характеристик на основе экспериментальных результатов спектроскопии комбинационного рассеяния и возможность прогнозирования структурных особенностей расплавов в широком диапазоне составов и температур. Важной особенностью силикатных расплавов, является образование неупорядоченных полимеризованных анионов, из которых формируются структурные единицы расплавов, стекол и кристаллических силикатов. В данной системе это кремнекислородные тетраэдры, состоящие из центрального атома кремния и четырех атомов кислорода, объединяющиеся в анионные группировки. Экспериментальная информация о содержании структурных единиц стекол и расплавов, получаемая методами колебательной спектроскопии и ЯМР, представляет собой распределение структурных единиц Q^n – кремнекислородных тетраэдров с различным числом мостиковых атомов кислорода *n,* в зависимости от состава и температуры.

Для сопоставления результатов спектроскопических исследований с данными термодинамического моделирования предполагаем, что свободные энергии образования ($\Delta G_f°$) кристаллических силикатов могут использоваться для оценки термодинамических характеристик структурных единиц Q^n. В работе [Hess, 77] показано, что энергетика процессов взаимодействия в силикатных системах определяется ‘короткодействующими’ силами, следовательно, такое квазикристаллическое приближение может быть использовано для термодинамического описания силикатных расплавов. Поэтому в список вероятных компонентов модели включены силикаты, стехиометрически соответствующие структурным единицам Q^n. Для оценочной калибровки адекватности термодинамической модели использованы результаты высокотемпературной спектроскопии КР.

Вследствие особенностей способов обработки результатов калориметрии и методов оценки неизвестных термодинамических свойств, в справочниках и периодической научной литературе встречаются резко отличающиеся величины термодинамических потенциалов силикатов натрия, калия и лития. Поскольку согласование термодинамических величин следует выполнять на основе представительного количества изоструктурных веществ, расчеты проводились одновременно для силикатов калия, литии и натрия. Получены зависимости термодинамических свойств от типа структурных единиц, позволившие согласовать существенно различающиеся величины термодинамических потенциалов, а также рассчитать термодинамические свойства и оценить температуры плавления неисследованных ранее силикатов щелочных металлов методами, описанными в работе. В программном комплексе «Селектор» для расчета фазового состава систем, у которых температура плавления ниже температуры плавления чистых компонентов, предусмотрено раздельное описание твердого, жидкого и газообразного состояния индивидуальных веществ. Для этого используется вид представления термодинамических свойств, аналогичный применяемому в справочнике JANAF.

Результат обработки спектров комбинационного рассеяния представляет собой распределение структурных единиц Q^n в зависимости от температуры и состава. Исходя из предположения о квазикристалличности, термодинамические функции кремнекислородных тетраэдров Q^0-Q^3 приняты равными термодинамическим функциям M_2SiO_3, $0{,}5M_2Si_2O_5$, M_4SiO_4 и $0{,}5M_6Si_2O_7$, тогда как структурная единица Q^4 характеризуется термодинамическими функциями чистого SiO_2. База данных для силикатов щелочных металлов была создана на основе вышеописанных методов и встроена в *Селектор-С*. База включает в себя термодинамические характеристики силикатов лития, натрия и калия в диапазоне температур от 298,15 до 6000 K. Для формирования моделей рассматривалось влияние исходного химического состава (соотношения SiO_2/M_2O) и температуры на компонентный состав силикатного расплава. Состав расплава менялся от чистого кремнезема до ортосиликата натрия (67 мол. % M_2O), температурный диапазон задавался от 298,15 до 1473 K. В системе M – Si – O. Список потенциально возможных веществ в равновесии состоял из 25 зависимых компонентов.

В итоге, были сформированы база данных силикатов лития, натрия и калия и термодинамическая модель щелочно-силикатного расплава, работающая в области составов от 0 до 67 мол. % M_2O. Показано, что результаты моделирования процесса распределения структурных единиц расплава от его химического состава находятся в хорошем соответствии с результатами высокотемпературной спектроскопии КР. Для низкощелочных составов термодинамическая модель описывает влияние температуры на структуру расплава в пределах погрешности измерений. Для высокощелочных расплавов достигнуто качественное соответствие расчетных и экспериментально данных.

Работа выполнены при поддержке грантов РФФИ (№ 16-35-60045 и № 15-05-02216), а также гранта Президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых (МК-5863.2016.5).

О ТЕРМОЭФФЕКТАХ ПРИ ТВЕРДОФАЗНОМ СИНТЕЗЕ БЕРИЛЛИЕВОГО ИНДИАЛИТА ИЗ ЗОЛЬ-ГЕЛЬ ПРЕКУРСОРА

Мамонтова С.Г.[1], Михайлов М.А.[1], Козлов А.М.[2], Богданова Л.А.[1], Канева Е.В.[1], Белозёрова О.Ю.[1]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, svelta@igc.irk.ru;
[2]ИСЭ СО РАН, Иркутск

Конституционное наследование в минералах складывается из структурного и химического родства [Евзикова, 1983]. Установлено, что [Мамонтова и др., 2015] фазовые преобразования при синтезе бериллиевого индиалита из золь-гель прекурсора происходят путём реконструктивного перехода: фаза со структурой β-кварца (ФСКВ – формульный тип AO_2) → фаза со структурой петалита (ФСП – формульный тип ABC_4O_{10}) → бериллиевый индиалит (БИ – формульный тип $A_2BC_2D_6O_{18}$). Элементами структурного родства являются шестичленное кольцо Si_6O_{18} (в ФСКВ, ФСП и БИ) и рёберное объединение полиэдров (в ФСП и БИ). Химическое родство проявляется в идентичности реальных составов этих фаз (близких к стехиометрии БИ). При термообработке аквагеля БИ потеря массы образцом, выделение летучих компонентов и воды завершается до температуры 700°С.

Методом дифференциально-сканирующей калориметрии определены тепловые эффекты процесса формирования БИ в твердофазных реакциях. Эти данные сопоставлены с результатами рентгеновского фазового анализа. Исходный объект термического преобразования: аквагель с соотношением $Mg_2BeAl_2Si_6O_{18}$ (соответствующим идеальной стехиометрии БИ) и добавкой 0,5 мас. % Cr_2O_3. В высокотемпературной области 800–1450°С выделено четыре термических эффекта (рис. б). Первый, сильно размытый экзотермический эффект (9,5 ккал/моль) с наиболее выраженным максимумом ~ 915°С отвечает, вероятно, раскристаллизации геля и формированию ФСКВ. Второй – эндотермический – термоэффект с размытым максимумом ~ 1195°С (2,83 ккал/моль), коррелирует с температурным интервалом полного расходования ФСКВ (рис. а). Третий – эндотермический – эффект (3,55 ккал/моль) имеет чётко проявленный экстремум 1280°С, он соотнесён с исчезновением ФСП. Четвёртый, наиболее значительный эндотермический эффект (129,29 ккал/моль) с максимумом 1365°С, соответствует плавлению основной фазы – БИ.

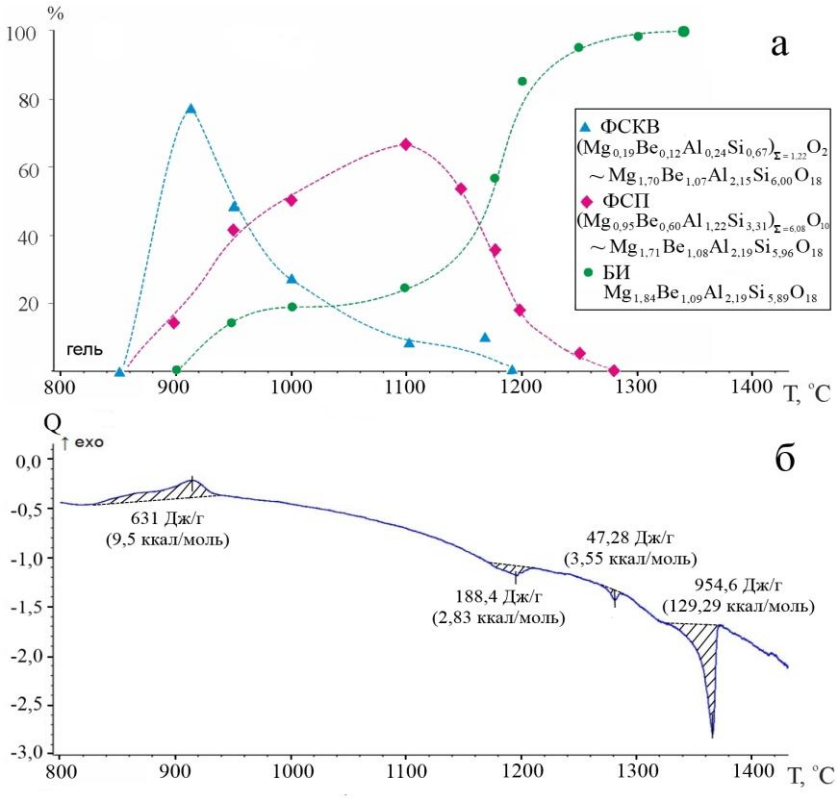


Рис. Исследование термообработки смеси в субсолидусной области: а – кинетические кривые фазообразования и реальный химический состав фаз, б – термогравиметрический анализ продуктов термообработки аквагеля.

Литература:
Евзикова Н.З. // Сб. Новые идеи в генетической минералогии. Л.: Наука. – 1983. – С. 12 – 21.
Мамонтова С.Г. и др. Кристаллохимический аспект преобразования вещества в ряду “аморфный гель – кристаллический Mg-Be-Al-силикат” в субсолидусных условиях // Кристаллография. – 2015. – Т. 60, №1. - С. 21 – 27.

ПРЯМОЙ МЕТОД ПОЛУЧЕНИЯ ФОТОНОПОДОБНЫХ СТРУКТУР ПИРОЛИЗОМ ЭТИЛОВОГО СПИРТА

Медведев В.Я.[1], Иванова Л.А.[1], Шумилова Т.Г.[2]

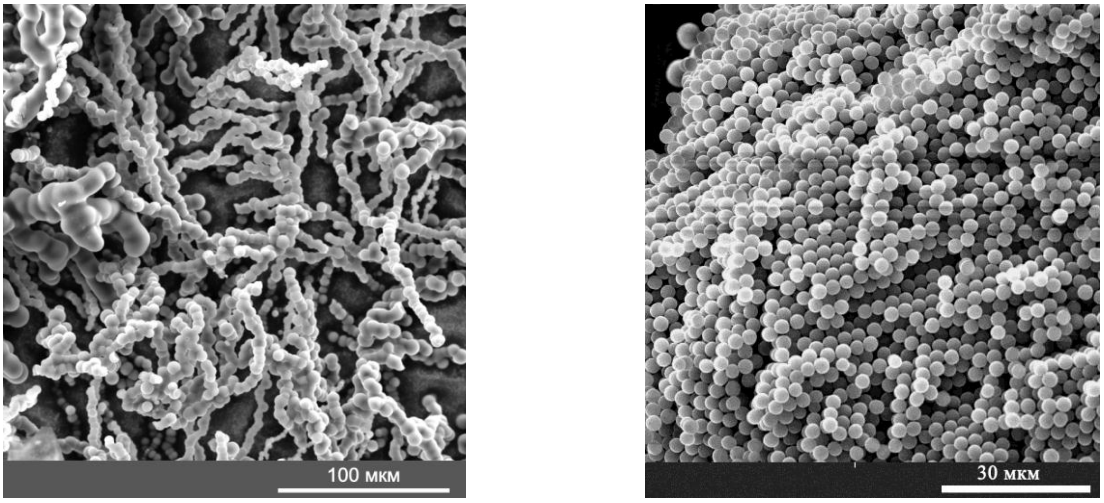
[1]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, liva@crust.irk.ru;*
[2]*ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, shumilova@geo.komisc.ru*

Пиролизу этилового спирта посвящено значительное число работ и этим методом получают разнообразные углеродсодержащие структуры. Однако структур фотонного типа прямым (одностадийным) методом ранее получено не было.

Сущность предлагаемого метода состоит в получении углеродных структур фотонного типа посредством пиролиза этанола при температуре 500–800°С под давлением 1000–4000 атм в присутствии платинового катализатора [Шумилова др., 2015 (1, 2)]. В платиновый реактор загружается этанол. Реактор заваривается и помещается в установку высокого давления, которая выводится на заданные параметры температуры и давления. Создается термоградиент между нижней и верхней частями реактора. Пиролиз производится в присутствии платинового катализатора продолжительностью до 72 часов.

По результатам исследования анализируется влияние на структурообразование углеродного вещества температуры и давления [Иванова и др., 2016], значимости введения в систему дополнительных компонентов: азота – нашатырного спирта, бора – борной кислоты, а также монокристаллов алмаза в качестве подложки.

Проведенное исследование позволило определить оптимальные величины температуры и давления процесса пиролиза и концентрации необходимых добавок [Шумилова и др., 2015 (1, 2)]. В процессе экспериментов были получены продукты, которые имеют потенциальное значение в качестве принципиально новых типов фотоноподобных материалов ИК-диапазона, представленных полнотелыми глобулярными одномерными и трехмерными структурами (рис.).



а **б**

Рис. Структуры фотонного типа, полученные в результате экспериментов: а-одномерные, б-трехмерные.
Данные сканирующей электронной микроскопии.

Результатом применения настоящего метода является стабильное получение одномерных и трехмерных углеродных структур фотонного типа с периодичностью в микрометровом диапазоне образованных закономерными срастаниями полнотелых монодисперсных углеродных глобул, посредством пиролиза этанола при повышенном давлении. Очевидными преимуществами способа является его одностадийность и полнотелый характер строения структурообразующих углеродных глобул. Полученные результаты позволили оформить заявки на патенты [Шумилова и др., 2015, №2015157396; Шумилова и др., 2015, №2015157466].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17–05–00819 и НИР ГР№ #115012130015.

Литература:

Шумилова Т. Г., Медведев В. Я., Иванова Л. А., Марчук М. В., Исаенко С. И., Шевчук С. С. Способ получения одномерных углеродных структур фотонного типа пиролизом этанола при повышенном давлении. Заявка на патент №2015157396 от 31.12.2015.

Шумилова Т. Г., Медведев В. Я., Иванова Л. А., Марчук М. В., Исаенко С. И., Шевчук С. С. Способ получения трехмерных углеродных структур фотонного типа пиролизом этанола при повышенном давлении. Заявка на патент №2015157466 от 31.12.2015.

Иванова Л.А., Шумилова Т.Г., Медведев В.Я., Марчук М.В., Исаенко С.И., Шевчук С.С. Экспериментальное моделирование процесса формирования самородного углерода из флюида в системе С-О-Н // ДАН, 2016, Т. 466, № 6. С. 704–706.

СТАБИЛЬНЫЕ И МЕТАСТАБИЛЬНЫЕ СИЛИКАТЫ В СУХИХ СИСТЕМАХ ПРИ АТМОСФЕРНОМ ДАВЛЕНИИ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

Михайлов М.А. Мамонтова С.Г., *Дёмина Т.В.*,, Белозёрова О.Ю. Богданова Л.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, mikmik@igc.irk.ru

Тема, вынесенная в заголовок, несомненно, актуальна для наук о Земле из-за широкого распространения природных пирогенных образований, включающих силикаты, сформировавшихся при пониженном (в т.ч. атмосферном) давлении, в условиях быстрого охлаждения при большой разнице температур расплава и вмещающих пород, имеющих повышенную теплопроводность, например [Соболев, 2017]. Это – современные излившиеся лавы, эффузивы, вулканиты, вулканоплутонические образования с тонкими внедрениями-апофизами, порфировые, пирокластические (в т.ч. горелые) горные породы со стекловатыми участками и витрофировыми структурами, раскристаллизованные вариолиты в стекловатой массе [Структуры и текстуры..., 1966]. Для этих образований характерно *наличие стекла* (закаленного расплава). Именно здесь наиболее вероятно *сосуществование стабильных и метастабильных* вариаций минералов.

В *эксперименте* ситуация с проявлением *метастабильных* модификаций веществ легко реализуется *направленной* кристаллизацией расплава заданного состава (например, методом Штебера). Для этого создается повышенный[1] отток тепла (и массы вещества) *поверхностным градиентом температуры* (Tºцентр поверхности тигля > Tºстенка тигля) в расплаве через высокопроводящую тепло химически инертную Pt/Rh-стенку тигля-кулька. Комбинирование этого потока с вертикальным прямым градиентом температуры вдоль оси тигля (Tºверх > Tºниз) приводит к естественно-конвективному потоку вещества по кольцу**:** *ось тигля – поверхность расплава – стенка тигля – дно тигля – ось тигля и т.д.* По мере перемещения изотермы кристаллизации от затравки к поверхности расплава послойно формируются кристаллические фазы. Закалка конечного слитка в случае расплава силиката приводит к фиксации *зонального* взаиморасположения слоев (сверху-вниз)**:** *«силикатный расплав (стекло) – метастабильные кристаллические силикатные фазы – стабильный кристаллический силикат»*. Введение в исходную шихту хромофора подчеркивает контраст этих слоев цветом. Слиток (с учетом его осесимметричности и послойности) детально изучается структурно и химически. Т.о. получают «фазовые портреты» [Михайлов, 2013] всех стадий образования слитка.

Пример. Опишем результаты кристаллизации слитка «БИК10-1» – расплава твердого раствора *бериллиевого индиалита Cr-БИ$_{тв.р\text{-}р}^{ТФС}$: (90 % минала идеального БИ[2], ($Mg_2BeAl_2Si_6O_{18}$) + 10 % минала идеального кордиерита (К[2], $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$) + 0,5 мас. % Cr_2O_3)* методом Штебера ($T_{пл.}$=1366 С, перегрев $T^{+}_{max.затр.}$=1415 С, ΔT=5 С/см) при повышенном охлаждении ($V_{охл}$=0,5ºº/ч; $V_{кр}$ = 1 мм/ч).

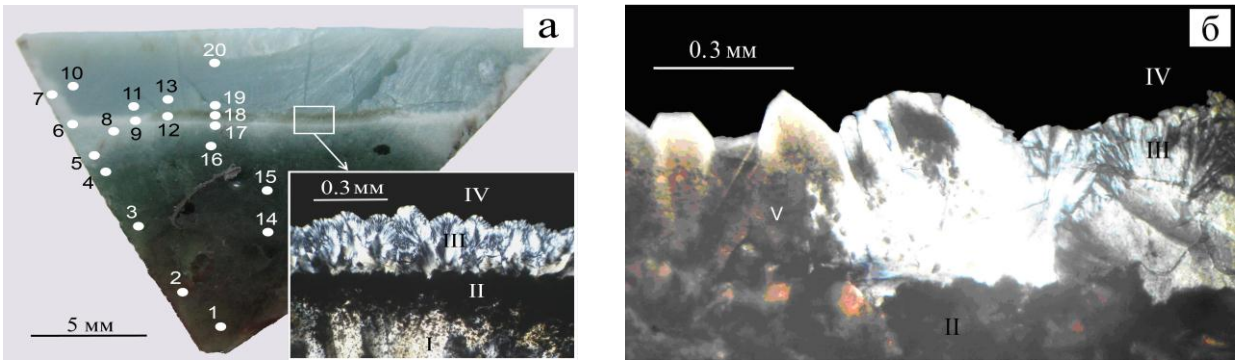


Рис. а) разрез всего слитка «БИК10-1» (фото: арабскими цифрами обозначены точки рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа, к которым «привязано» макроскопическое описание зон слитка в тексте); области детали оконтуренной части слитка (микроскоп, +): I – поликристаллический – Cr-БИ$_{тв.р\text{-}р}$ (бело-голубые цвета интерференции) *1-ой генерации* с включениями поликристаллического метастабильного ФСКВ (черное); II – слой поликристаллического ФСКВ *1-ой генерации*; III – веерообразные дендриты Cr-БИ$_{тв.р\text{-}р}$ = (бело-голубые цвета интерференции) *2-ой генерации* на поверхности кристаллической части слитка; IV – макроскопически голубовато-молочно-белое стекло (закаленный расплав); **б) контакт веерообразного стабильного БИ (III) и метастабильного остроугольного ФСКВ 2-ой генерации (V)** в области (•) 9, 12 на поверхности кристаллической части слитка (микроскоп, +); II и IV идентичны рис. (а).

Цвета зон слитка подчеркивают смену парагенезисов:

(•) 1, 2, 14, 15 – *стабильный* буровато-темно-зеленый *Cr-БИ$_{тв.р\text{-}р}$ 1-ой генерации* ($Mg_{1,80}Cr_{0,01}Fe_{0,04}Be_{0,88}Al_{2,73}Si_{5,58})O_{18}$ *(d: 2,995, 8,389, 3,354, 4,073, 3,118,)*, буроватость – за счет включений *метастабильной* розовой *Cr-шпинели* $(Mg_{0,82}\,Be_{0,18})^{IV}{}_{\Sigma=1.00}(Al_{1,35}Cr_{0,56}\,Mg_{0,10})^{VI}{}_{\Sigma=2,01}O_4$;

[1] - при «нормальной» скорости кристаллизации ($V_{кр}$) расплава выбранного состава образуется только стабильная модификация вещества, при повышенной $V_{кр}$ – метастабильные варианты.

[2] - БИ и К – соединения структурного типа берилла [Михайлов и др., 2009].

(•) 3, 4, 14–16 темно-зеленый *Cr-БИ$_{тв.р-р}$* $(Mg_{1,98}Cr_{0,01}Fe_{0,02}Be_{0,91}Al_{2,26}Si_{5,83})O_{18}$ *1-ой генерации* с включениями зеленого *метастабильного хризоберилла* $(Be_{0,83}Si_{0,10}Mg_{0,02})^{IV}{}_{\Sigma=0,95}(Al_{1,28}Cr_{0,68})^{VI}{}_{\Sigma=1,96}O_4$;

(•) 17 – слой *метастабильной поликристаллической фазы со структурой β-кварца (ФСКВ) 1-ой генерации* $(Si_{0,65}Be_{0,11}Al_{0,25}Mg_{0,21})_{\Sigma=1,22}O_2$ ~ $(Mg_{1,89}Cr_{0,01}Fe_{0,01}Be_{0,99}Al_{2,26}Si_{5,84})O_{18}$;

(•) 8, 9 – область *поликристаллической (ФСКВ+ФСП)* $(Si_{0.65}Be_{0.10}Al_{0.30}Mg_{0.22})_{\Sigma=1.27}O_2$ ~ $(Mg_{1,94}Cr_{0,01}Fe_{0,01}Be_{0,90}Al_{2,69}Si_{5,86})O_{18}$ *1-ой генерации (ФСКВ – d: 3,421, 8,389, 3,349, 3,311, 4,065; фаза со структурой петалита (ФСП) – d: 3,705, 3,630, 3,520)*;

(•) 12, 18 – слой болотно-зеленого *Cr-БИ$_{тв.р-р}$* $(Mg_{1,89}Cr_{0,01}Fe_{0,01}Be_{0,94}Al_{2,26}Si_{5,87})O_{18}$ *2-ой генерации*;

(•) 9 – *остроугольные ФСКВ* $(Si_{0,65}Be_{0,10}Al_{0,35}Mg_{0,21})_{\Sigma=1.21}O_2$ ~ $(Mg_{1,89}Cr_{0,01}Fe_{0,01}Be_{0,90}Al_{2,28}Si_{5,88})O_{18}$ *2-ой генерации*;

(•) 10, 11, 13, 19, 20 – голубоватый, опаловидный *расплав* состава $(Mg_{1,86}Cr_{0,01}Fe_{0,01}Be_{1,08}Al_{2,26}Si_{5,82})O_{18}$.

Таким образом, осуществлена последовательная кристаллизация *стабильного* БИ и его *метастабильных* модификаций, ФСКВ+ФСП, из расплава, подтверждающая ранее обнаруженный *реконструктивный* переход родственных химически близких соединений БИ→ФСКВ в расплаве *другого исходного* состава [Михайлов, 2016]. Этот процесс обратен твердофазному *реконструктивному* переходу ФСКВ→ФСП → БИ при золь-гель пробоподготовке [Мамонтова и др., 2015].

Литература:
Соболев // ДАН. 2017, Т. 472. № 1. С. 76-79.
Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород. Ч.2, Т.I. Изверженные породы. М.: Недра, 1966. 423 С.
Михайлов // Тез. докл. Мат-лы Всерос. совещ. «Современные проблемы геохимии», Иркутск- 2012. С. 288-291.
Михайлов // Кристаллографический альманах, Т. 1. С.-Пб: Санкт-Петербургский гос. ун-т – 2016 - С. 108-113.
Мамонтова и др. // Кристаллография, 2015, № 1, Т. 60, с. 21-27.
Михайлов М.А. и др.// Кристаллография, 2009, т. 54, № 2, с. 231-238.

БИБЛИОТЕКИ QPP ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ АТОМНОЙ СТРУКТУРЫ И ЭЛЕКТРОННЫХ СВОЙСТВ КОНДЕНСИРОВАННОГО ВЕЩЕСТВА

Мысовский А.С.[1, 2], Попов Н.В.[1, 2], Лазебных В.Ю.[2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, andrem@igc.irk.ru;
[2]Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск

В докладе будут представлены библиотеки QPP [Мысовский и др., 2015-2017], разрабатываемые нашей группой для моделирования атомной структуры и электронных свойств кристаллических и аморфных твердых тел, поверхностей, границ раздела различных сред, наночастиц. Библиотеки QPP в настоящий момент не является самостоятельным квантово-химическим пакетом программ, а скорее могут использоваться как вспомогательный набор инструментов для работы с таковыми. Библиотеки QPP написаны на языках программирования C++ и Python с использованием подходов объектно-ориентированного программирования. Все основные объекты и алгоритмы QPP реализованы на C++ и экспортированы в Python, позволяя легко и удобно манипулировать объектами QPP с помощью скриптов на языке Python.

QPP содержит наиболее общую реализацию групп симметрии, применимую, как к точечным симметриям, так и к кристаллическим группам симметрии, а также к специфическим типам симметрии (например, присущим нанотрубкам). Реализован универсальный алгоритм поиска неприводимых представлений и построения таблицы характеров. Таким образом, с помощью одной реализации симметрий можно работать как с деформацией молекулы (т. е. набором атомных смещений) при наличии точечной симметрии, так и, например, с блоховскими орбиталями кристалла.

QPP изначально содержит возможность многоуровневого описания системы, т. е. разбиения системы на области, каждая из которых описывается на своем уровне теории и рассчитывается своими вычислительными методами. Широко известные примеры таких подходов — это, например QM/MM или ONIOM. Таким образом, для QPP не составляет труда манипулирование данными, необходимыми для подобных расчетов.

Содержит QPP и реализации оригинальных методом и объектов, разрабатываемых нашей группой, которые не встречаются в других программных пакет и библиотеках. Например, реализована работа со структурными шаблонами. Структурным шаблоном мы называем набор данных, необходимый и достаточный для поиска в структуре вещества определенных фрагментов с учетом заранее заданного пространственного расположения атомов, длин связей и углов между ними, а также для анализа или модификации данных фрагментов. Выражаясь более конкретно, шаблон задает функциональную зависимость между координатами добавляемых, удаляемых или заменяемых атомов и координатами прочих атомов в их близкой окрестности, а также содержит критерий собственной применимости – т.е. позволяет определить те места в структуре, к которым этот шаблон должен применяться. Тем самым, структурные шаблоны могут применяться как для анализа имеющейся многоатомной структуры, так и для ее модификации.

Будут рассмотрены и другие концепции, объекты и методы QPP.

Литература:
Мысовский А.С., Попов Н.В., Лазебных В.Ю. / Библиотеки QPP [Электронный ресурс], 2015-2017. – Режим доступа: https://github.com/nvpopov/qpp, свободный. – Загл. с экрана.

АКТИВИРОВАННЫЕ ИОНАМИ EU^{2+} СЦИНТИЛЛЯТОРЫ НА ОСНОВЕ ДИГАЛОИДОВ БАРИЯ: НЕЭМПИРИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ

Мясникова А.С.[1], Шалаев А.С.[1, 2], Богданов А.И.[1, 3]

[1] Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, sasham@igc.irk.ru;
[2]Иркутский государственный университет, Иркутск; [3]Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, Иркутск

Интерес к ионам европия в качестве активаторов для сцинтилляционных сред стал более актуальным в настоящее время благодаря недавнему «переоткрытию» таких материалов как $SrI_2:Eu^{2+}$ и $BaBrI:Eu^{2+}$ с высоким световым выходом и энергетическим разрешением, сравнимым с $LaBr_3:Ce^{3+}$. Несмотря на то, что люминесценция ионов Eu^{2+} связана с разрешенными $4f^65d^1 \rightarrow 4f^75d^0$ переходами, время затухания достаточно велико и оценивается в пределах 400–1500 нс для разных матриц, что ограничивает применение таких активаторов в качестве ультрабыстрых сцинтилляторов (например, в медицинских томографах). Тем не менее, время затухания оказывается достаточным для применения активированных ионами европия сред в таких областях как национальная безопасность, нераспространение ядерного оружия и др.

В настоящей работе будут приведены результаты неэмпирических квантово-химических расчетов неорганических сцинтилляторов на основе дигалоидов бария и стронция (BaBrI, SrBrI, BaClIи др.), активированных двухвалентными ионами европия. Расчеты выполнялись в рамках теории функционала плотности с использованием программного комплекса VASP [Kresse and Hafner, 1993] на вычислительных кластерах «Академик В.А. Фок» [Иркутский суперкомпьютерный центр...] и «Академик В.М. Матросов» [Вычислительный кластер...]. Будет проведена оценка валентной зоны кристалла, оценка расположения 4f и 5d уровней Eu^{2+} относительно зоны проводимости и валентной зоны кристаллов, а также проведена оценка возможности применения новых материалов в качестве сцинтилляторов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 15-02-06514).

Литература:
Kresse G.and J.Hafner, Phys.Rev. B., 47, 558 (1993)
Иркутский суперкомпьютерный центр СО РАН (Электронный ресурс): сайт. – Иркутск: ИДСТУ СО РАН. – URL: http://hpc.icc.ru
Вычислительный кластер им. В.А. Фока (электронный ресурс): сайт. – Иркутск: НИ ИрГТУ. – URL: http://fock.istu.edu

КВАРЦИТЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА – НОВАЯ СЫРЬЕВАЯ БАЗА ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ОПТИЧЕСКОГО КВАРЦЕВОГО СТЕКЛА

Непомнящих А.И., Спиридонов А.М., Федоров А.М., Волкова М.Г.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, ainep@igc.irk.ru

В работах Института геохимии СО РАН показано, что кварциты Восточного Саяна, детально изученные на примере месторождения Бурал-Сардык [Воробьев, 2003; Федоров и др., 2012; Непомнящих и др., 2017], обладают высокой степенью однородности и высокой степенью чистоты. В докладе представлены результаты исследования четырех разновидностей высокочистых кварцитов Ока-Урикского блока, исходных кварцитов Уренгенурского блока Восточного Саяна и гранулированного кварца Патомского нагорья (жила 2821). Образцы представлены на рисунке.

Выделены текстурно-структурные особенности, минеральные и флюидные включения во всех типах кварцевого сырья. Высокочистые разновидности кварцитов месторождения Бурал-Сардык, названные ранее «суперкварциты» [Воробьев, 2003] (рис. а), 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. Мелкозернистые кварциты (рис. б) 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. Сливные кварциты (рис. в) 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. Крупно-зернистые кварциты северо-восточного участка (рис. г) 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 (рис. д) являются слабоизмененными исходными породами гарганской кварцитоносной провинции. Они представляют собой микрозернистые (<0,01 мм) породы слоистой, реже сланцеватой структуры с примесью карбоната и серицита (до 10 %). Гранулированный кварц Анахчи-Чипикетской группы жил (рис. е) сложен агрегатами гиганто-, крупно-, средне- и мелкозернистой размерности в соотношении 5/10/70/20 % породы. В качестве примесей встречаются серицит, рутил и окислы железа.

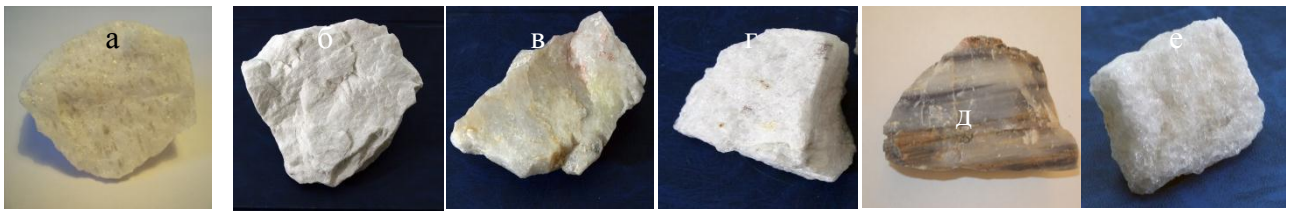


Рис. Образцы кварцевого материала: а – суперкварцит, б – мелкозернистый кварцит, в – сливной, г – крупнозернистый кварцит северо-восточного участка, д – кварцит участка Уренгенур, е - гранулированный кварц Анахчи-Чипикетской группы жил.

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 сверх-глубокого обогащения на основе суперкварцитов и сливного кварца.

Литература:
Воробьев Е.И. и др. Сверхчистые кварциты ВосточногоСаяна (Республика Бурятия, Россия) // ДАН. 2003. Т. 390. № 2. С. 219–223.
Федоров А.М. и др. Новые данные о геохимии и механизме формирования кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг (Восточный Саян) // ДАН, 2012. Т. 442. № 2 С. 244–249.
Непомнящих А.И. и др. Оптическое кварцевое стекло на основе суперкварцитов Восточного Саяна // Физика и химия стекла, 2017, т.43, № 3, стр. 288-295.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ КАЛЬЦИЙ АЛЮМОСИЛИКАТНОГО РАСПЛАВА С ВОДОЙ В РЕЖИМЕ ТЕРМОУДАРА

Павлов В.Ф., Шабанова О.В., Павлов М.В., Павлов И.В., Тарасова Л.С.

СКТБ «Наука» КНЦ СО РАН, Красноярск, Pavlov@akadem.ru

Целью данной работы является исследование взаимодействия обезжелезенного кальций алюмосиликатного расплава с водой в режиме резкого охлаждения (термоудар) [Павлов, 2015]. Обсуждается механизм вспенивания расплава при его взаимодействии с охладителем.

В работе приведены результаты дифференциального термического анализа с регистрацией выделяемых газов, дифрактограммы вспененных материалов. Графические материалы свидетельствуют о существовании температурной дифференциации кристаллизации вспененного материала при его термообработке. Обезжелезенный расплав из горных пород базальта и известняка состава мас. %: Na_2O – 0,73, MgO – 10,1, Al_2O_3 – 9,45, SiO_2 – 38,7, K_2O – 0,49, Cl – 0,45, CaO – 38,8, TiO_2 – 0,77, Fe_2O_3 – 0,17, SrO – 0,18 получен методом восстановительного плавления. Зависимость восстановления окисного железа до металла от времени восстановления в расплаве подчиняется степенной функции вида $y=4E+13x^{-6.016}$.

Обезжелезенный расплав вырабатывался в различные охладители: воду техническую, воду дистиллированную, 1 % и 0,5 % растворы серной кислоты, 0,1 % раствор перекиси водорода, 0,5 % раствор щёлочи (NaOH), 3 % раствор хлорида натрия. Интенсивность вспенивания расплава зависела от типа охладителя.

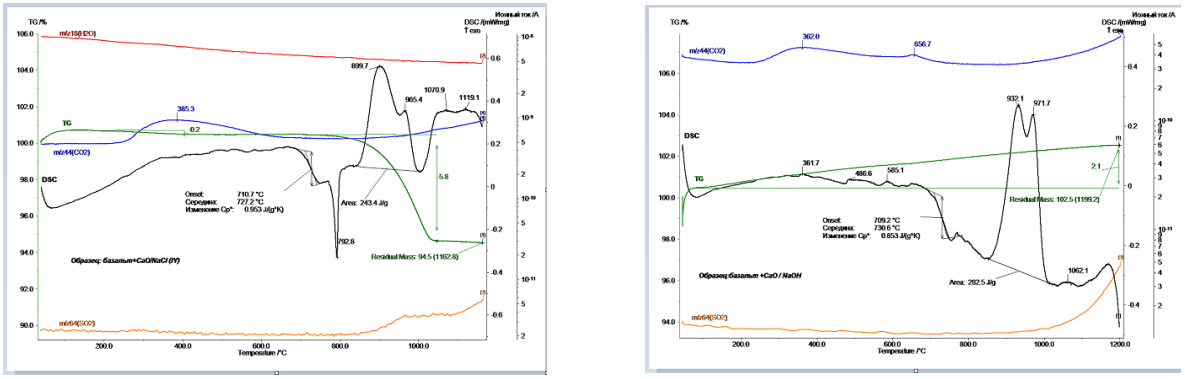
Было установлено, что при сливании расплава в разбавленный раствор серной кислоты и в раствор перекиси водорода продукты выщелачивания практически идентичны по элементному составу (таб.). Это объясняется тем, что перекись водорода взаимодействует с соединениями серы в кальций алюмосиликате и способствует выведению ее в воду с образованием серной или сернистой кислоты.

Таблица

Элемент, мг/л/ Раствор	S	Si	Ca	Al	Fe	Mg	Ti	Mn	Zn	Nb
Вода дист.	15,6	27,6	11,1	12,7	3,4		0,5	0,7	0,6	0,07
Вода техн.	49,2	56,8		24,4	2,7		4,9	0,5	0,5	0,05
1 % H_2SO_4	6028,8	2227,2	796,2	814,1	309,8		135,6	18,9	446,7	5,62
0,5 % H_2SO_4	2775,1	1480,0	380,4	737,8	92,5		52,1	14,5	27,2	1,8
0,1 % H_2O_2	32,0	274,8		85,2	32,4			9,1	5,5	1,3
3 % NaCl		270,1		306,0	26,7	122,2		11,8	11,3	
0,5 % NaOH		556,8	43,1	9,6	7,5			1,3	2,2	

Натрий замещает магний во вспененном кальций алюмосиликате, и Mg в виде растворимого хлорида переходит в водную фазу, при этом у конечного продукта снижается температура кристаллизации (рис.). Раствор щелочи не оказывает влияния на структуру вспенивающегося кальций алюмосиликата, что отражается на кристаллизации при термообработке (не снижается температура кристаллизации).

На рентгенограммах уверенно идентифицируются фазы аккерманита, геленита и незначительное содержание фазы авгита, присутствующие во всех образцах. Их кристаллизация наблюдается при разных температурах, что также подтверждается результатами ДСК (рис.).



a **b**

Рис. ДСК вспененного материала, выработанного: a – в раствор NaCl, b – в раствор NaOH

Полученный кальций алюмосиликат может быть использован для получения материалов с прогнозируемыми свойствами и в физико-химическом моделировании природных процессов.

Литература:
Павлов М.В., Павлов И.В., Павлов В.Ф., Шабанова О.В., Шабанов А.В. Особенности процессов пирометаллургической переработки полиметаллических руд Чуктуконского месторождения (Красноярский край) // Химия в интересах устойчивого развития. -2015. -№ 23.- С. 263-266.

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ АЛМАЗА

Пальянов Ю.Н.

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

Существующие модели генезиса алмаза базируются преимущественно на комплексном изучении алмазов различного генезиса и алмазсодержащих пород, а также данных термодинамического моделирования [Shirey et al., 2013]. Однако ряд ключевых вопросов, касающихся состава алмазообразующих сред, источников углерода алмазов, флюидного режима, механизмов кристаллизации и роста алмазов остаются дискуссионными и являются актуальными для экспериментальной минералогии алмаза.

Экспериментальные исследования алмазообразующих процессов при контролируемых P-T-fO_2-X параметрах с оценкой степени трансформации графита в алмаз проведены в силикатных, карбонатных, сульфидных, хлоридных и металлических расплавах, во флюидсодержащих средах и флюидах системы C-O-H-N-S. Установлено, что граничные условия кристаллизации алмаза или метастабильного графита в значительной степени зависят от состава среды и определяются P-T параметрами и кинетикой процессов. Экспериментально установлено, что при P-T параметрах литосферной мантии наиболее эффективными алмазообразующими

средами являются металлические (Fe, Ni) расплавы и ультращелочные карбонатные и карбонат-силикатные расплавы/флюиды, содержащие H_2O и CO_2.

На основе экспериментальных данных обоснованы доминирующие механизмы кристаллизации алмаза в различных средах и рассмотрены возможные сценарии образования углеродных фаз в результате эволюции состава и температурного режима. Экспериментально изучены механизмы редокс взаимодействия с участием карбонатов, силикатов, сульфидов, металлов и флюидов, моделирующих мантийные минералообразующие процессы, сопряженные с кристаллизацией алмаза.

Механизмы образования алмаза в ассоциации с минералами эклогитового и перидотитового парагенезисов экспериментально исследованы при генерации CO_2 флюида за счет реакций декарбонатизации с последующим восстановлением CO_2 до алмаза, например:

$$3MgCO_3+Al_2CO_3+3SiO_2 \leftrightarrow Mg_3Al_2Si_3O_{12}+3CO_2$$

$$CO_2+2H_2 \rightarrow 2H_2O+C$$

Кристаллизация алмаза осуществлялась из CO_2 флюида насыщенного углеродом, а в качестве восстанавливающих агентов действовали сульфиды, водород, железо. Редокс механизм образования алмаза, моделирующий взаимодействие субдуцированных карбонатов и металл-содержащих пород литосферной мантии, реализован в системе карбонат-железо. Разработана методика, позволяющая создавать в кристаллизационной ампуле градиент фугитивности кислорода порядка 4 логарифмических единиц и, соответственно, редокс фронт. Установлено два различных механизма образования алмаза: из металл-углеродного расплава за счет его частичного окисления и из карбонатно-магнезиовюститового расплава [Palyanov et al., 2013]. Источником углерода алмазов, полученных как впереди, так и позади редокс фронта является углерод исходного карбоната. Полученные данные позволяют обосновать гетерогенность природных алмазов по составу включений, содержанию азота и изотопному составу углерода. При использовании различных углеродных и углеродсодержащих фаз для кристаллизации алмаза (графит, карбиды, карбонаты и углеродсодержащие флюиды) обосновано, что в процессах генезиса природных алмазов наиболее вероятными источниками углерода являются CO_2 и карбонаты.

Другим важным направлением экспериментальной минералогии алмаза является рост кристаллов с заданным набором и концентрацией дефектно-примесных центров. В результате исследований получены крупные высококачественные монокристаллы алмаза массой до 6 карат, а также алмазы, легированные азотом, бором, водородом, фосфором, никелем, кремнием и германием. Доказана перспективность применения полученных алмазов в качестве элементов рентгеновской и инфракрасной оптики, алмазных скальпелей для офтальмологии и нейрохирургии, алмазных наковален и детекторов ионизирующих излучений. В ростовых системах на основе магния получены алмазы с оптически- и магнитно-активными SiV, GeV и NV центрами, представляющие интерес для квантовой информатики [Palyanov et al., 2015; Palyanov et al., 2016].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 14-27-00054.

Литература:

Palyanov Yu.N., Bataleva Yu.V., Sokol A.G., Borzdov Yu.M., Kupriyanov I.N., Reutsky V.N., Sobolev N.V. Mantle–slab interaction and redox mechanism of diamond formation // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. – 2013. – v. 110, № 51. – P. 20408–20413.

Palyanov Yu.N., Kupriyanov I.N., Borzdov Yu.M., Surovtsev N.V. Germanium: a new catalyst for diamond synthesis and a new optically active impurity in diamond // Sci. Rep. – 2015. – 5, 14789.

Palyanov Yu.N., Kupriyanov I.N., Borzdov Yu.M., Khokhryakov A.F., Surovtsev N.V. High-pressure synthesis and characterization of Ge-doped single crystal diamond // Crystal Growth & Design. – 2016. – V. 16. Iss. 6. – P. 3510–3518.

Shirey S.B., Cartigny P., Frost D. J., Keshav S., Nestola F., Nimis P., Pearson D.G., Sobolev N.V., Walter M.J. Diamonds and the geology of mantle carbon // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2013. – Т. 75. №. 1. – С. 355–421.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ШИРИНЫ ЗАПРЕЩЁННОЙ ЗОНЫ МОНОКРИСТАЛЛА В ТРАНСФОРМАЦИОННО-ИНВАРИАНТНОЙ МОДЕЛИ

Попов Н.В.

Институт Геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, nvpopov@100ways.tk

В данной работе мы представляем результаты моделирования ширины запрещённой зоны монокристаллов с помощью методов машинного обучения. Под термином “машинное обучение” подразумевается не прямое решение задачи, а обучение в процессе решения похожего набора задач. Машинное обучение можно применить для следующего ряда задач: кластеризация, классификация и регрессия. В своей работе мы использовали машинное обучение для решения задач регрессии и классификации.

Одной из проблем при постановке задач в данной области является непосредственное представление данных модели. Объект исследования в нашей работе – кристаллическая ячейка, т.е. набор атомов и векторов трансляции решётки. Прямое отображение данных в вектор признаков приводит к тому, что один объект может

быть описан разными способами в результате каких-либо унитарных преобразований. Для описания кристаллической решётки с атомами необходимо такое описание, которое явно не учитывает пространственную структуру, т.е. является как минимум поворотно и трансляционно-инвариантным.

Для решения данной проблемы мы используем следующие модели: стехиометрическая – информация только о количестве и типе атомов ячейки; парная – информация о парной функции распределения ячейки; комбинированная – комбинация из стехиометрической и парной.

Непосредственные задачи регрессии и классификации определяются следующим образом: задача регрессии – по информации о кристаллической ячейки определить ширину запрещённой зоны кристалла; задача о классификации – по информации о кристаллической ячейки определить класс величины ширины запрещённой зоны кристалла (метал, узко-, средне- и широкозонный).

Обучение производилось по данным из набора “OpenQuantumMaterialsDatabase” [SaalJ.E., 2013], в котором представлены результаты более 50 тысяч квантовохимических расчётов электронной структуры кристаллических структур. Основной алгоритм, использованный для обучения – градиентный бустинг над решающими деревьями [ChenT., 2016]. Мы также предприняли попытку использования глубинных нейронных сетей [CholletF., 2015] для решения задач регрессии и классификации наших моделей.

По результатам нашей работы можно однозначно сказать, что предсказания класса ширины запрещенной зоны кристалла с помощью комбинированной модели точны в 80 % случаев.

Литература:
Chen T., Guestrin C. Xgboost: A scalable tree boosting system //Proceedings of the 22Nd ACM SIGKDD International Conference on Knowledge Discovery and Data Mining. – ACM, 2016. – С. 785–794.
Chollet F. et al. Keras. – 2015.
Saal J. E. et al. Materials design and discovery with high-throughput density functional theory: the open quantum materials database (OQMD) //Jom. – 2013. – Т. 65. – №. 11. – С. 1501–1509.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПРИМЕСЕЙ В МУЛЬТИКРИСТАЛЛИЧЕСКОМ КРЕМНИИ НА ОСНОВЕ МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОГО КРЕМНИЯ ВЫСОКОЙ ЧИСТОТЫ

Пресняков Р.В.[1], Пещерова С.М.[1], Клушина Н.В.[2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, ropr@igc.irk.ru;
[2]Иркутский государственный университет, Иркутск

В условиях роста солнечной энергетики в мире мультикристаллический кремний (mc-Si) по-прежнему остаётся базовым материалом для солнечных элементов [Watson, 2017]. Основным фактором сдерживания роста солнечной энергетики является цена полупроводникового кремния. С этой точки зрения наиболее перспективным исходным сырьем для выращивания mc-Si является металлургический кремний с концентрациями основных примесей, сопоставимыми с областями существования их твёрдых растворов в кремнии [Nakajima, 2009]. Один из аспектов проблемы промышленного освоения этой технологии выражен в том, что конкретные значения предельно допустимых концентраций примесей не обоснованы при совокупном их рассмотрении в исходном кремнии. Более того, зависимость КПД фотоэлемента от чистоты полупроводника не является безусловной также из-за дефектности кристаллической структуры. В ходе формирования макро- и микроструктуры слитка при направленной кристаллизации такого кремния происходит удаление примесей с малыми равновесными коэффициентами распределения ($k_0<1$) в конечный слой mc-Si, подлежащий механическому отделению от основной части с условно заданными электрофизическими свойствами. Равновесный коэффициент распределения понятие исключительно термодинамическое, согласно которому, примесь при увеличении доли закристаллизовавшегося кремния должна либо непрерывно накапливаться в расплаве, либо непрерывно захватываться твёрдой фазой, убывая в расплаве. Эксперимент показал, что подобным образом ведёт себя лишь примесь Ge, образующая с кремнием непрерывный ряд твёрдых растворов. Результаты статистического анализа распределения остальных примесей в выращенных слитках в существенной мере обусловлены их характеристиками в твёрдом кремнии, приведёнными в табл. Не менее важную роль здесь также играет примерное равенство коэффициента диффузии этих примесей в расплаве кремния ($\sim 10^8$ м^2/с), обратно пропорциональное атомному радиусу примеси. Вместе с тем градиент теплового поля нагревателя и скорость кристаллизации не всегда оказывают ожидаемое влияние как на форму профиля распределения примеси, так и величину её эффективного коэффициента распределения k_{eff}. За k_{eff} мы приняли отношение наименьшей обнаруженной концентрации примеси в слитке к концентрации её в исходном сырье (в котором элемент также распределён неравномерно, особенно, когда $k_0<<1$).

Табл.

Концентрация некоторых элементов в исходной загрузке для выращивания слитков C_0, предельные растворимости примесей в кремнии C_{sol} (при температуре предельной растворимости), коэффициенты диффузии в твёрдом кремнии D_s [Nakajima, 2009], эффективные коэффициенты распределения примесей при выращивании mc-Si (в скобках скорость кристаллизации и градиент температуры).

Элемент	C_0, ppmw	C_{sol}, ppmw	C_{sol}/C_0	D_s, м^2/с (850 ^{0}C)	k_{eff}			
					КРС 69н (V=5 мм/ч, G=5 К/см)	КРС 71н (V=0,7 мм/ч, G=5 К/см)	КРС 77н (V=21 мм/ч, G=34 К/см)	КРС 79н (V=3,3 мм/ч, G=34 К/см)
Fe	7,82	0,7 (1623 К)	0,09	$1{,}2\cdot10^{-10}$	0,02	0,02	0,17	0,11
Ni	0,29	0,52 (1553 К)	1,79	$1{,}6\cdot10^{-9}$	0,04	0,008	0,021	0,017
V	0,3	0,01 (1673 К)	0,043	10^{-13}	0,0015	0,0005	0,0037	0,0047
Ge	0,01	–	–	$9\cdot10^{-20}$	0,53	0,57	0,65	0,62
Mn	0,06	0,78 (1543 К)	13	10^{-10}	0,01	0,035	0,133	0,133
Co	0,17	1,9 (1553 К)	11,18	$3{,}6\cdot10^{-12}$	0,001	0,001	0,0053	0,0059
Al	1,77	650 (1493 К)	364,2	$3{,}2\cdot10^{-14}$	0,32	0,12	0,43	0,51
Mg	1,22	303 (1403 К)	248,4	10^{-10}	0,44	0,082	0,26	0,197
Cr	0,051	0,28 (1613 К)	5,49	$4{,}7\cdot10^{-9}$	0,2	0,1	0,9	0,69

В докладе приводится полученные нами экспериментальные данные макро- и микросегрегации примесей, проводится их анализ на основе термодинамической модели и модели диффузии с движущейся границей. Рассматривается вопрос совершенствования экспериментальной модели процесса выращивания mc-Si на основе металлургического кремния высокой чистоты.

Работа проводится при поддержке гранта РФФИ №16-35-00140-мол_а.

Литература:

Watson J., Schmela M. Global Market Outlook for Solar Power / 2017-2021. (http://www.epia.org/)
Nakajima K., Usami N. Crystal growth of silicon for solar cells. – Springer Berlin Heidelberg. – 2009. – 259 p.

ПРОЦЕССЫ ИЗМЕНЕНИЯ ВАЛЕНТНОСТИ ЛАНТАНОИДОВ В КРИСТАЛЛАХ

Раджабов Е.А.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, eradzh@igc.irk.ru

Известно несколько способов изменения валентности ионов лантаноидов в кристаллах: облучение ионизирующим излучением (радиационное окрашивание) [McClure, 1963], нагрев в парах металла основы (аддитивное окрашивание) [Pohl, 1937], пропускание электрического тока через кристалл при повышенных температурах (электролитическое окрашивание) [Fong, 1964]., освещение вакуумным ультрафиолетом. Несмотря на то, что основные закономерности этих процессов известны достаточно давно, многие детали процессов изменения валентности остаются неизвестными. В настоящей работе исследуется изменение валентности лантаноидов RE^{3+} в кристаллах щелочноземельных фторидов CaF_2, SrF_2, BaF_2 и LaF_3 в процессе аддитивного или радиационного окрашивания.

В используемом нами способе аддитивное окрашивание кристаллов щелочноземельных фторидов при 700–800^{o}C начинается с попадания атомов кальция на поверхность. Металлический кальций находится в другом контейнере и перенос атомов Ca на поверхность кристалла осуществляется парами металла. Испарившиеся атомы кальция дрейфуют в вакууме от места его нахождения через область расположения кристаллов к верхним холодным стенкам автоклава, где конденсируются. Концентрация центров окраски пропорциональна массе заложенного металлического кальция [Раджабов, 2017]. Понижение валентности лантаноидов происходит при захвате дефектом Re^{3+}-F_i^- электрона и анионной вакансии с образованием кубического Re^{3+}.

Как сопутствующий процесс при аддитивном окрашивании кристаллов щелочноземельных фторидов в парах металлов (Ca, Sm) или в контакте с Al в автоклаве происходит образование водородной атмосферы. Далее атом водорода попадает в анионную вакансию кристаллов фторидов и захватывая электрон образует узельный ион водорода H^-_a, который мигрирует вглубь кристаллической решетки со скоростью существенно меньшей скорости продвижения анионных вакансий.

В процессе радиационного окрашивания кристаллов фторида лантана при комнатной температуре происходит образование дырочных центров (V_{kA} и/или F_3^-) и электронных F- центров, которые захватываются ионами RE^{3+}. Тип образованных электронных центров зависит от соотношения потенциалов ионизации RE^{2+} и F- центра. Редкие земли RE^{2+} (Sm, Eu, Tm, Yb) с потенциалом ионизации большим, чем у F- центра (глубокие

ловушки) образуют центры RE^{2+}- анионная вакансия. Другие редкоземельные ионы с меньшим потенциалом ионизации (Y, Pr, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Lu) образуют центры RE^{3+}-F, которые можно рассматривать как F- центры, возмущенные соседними ионами RE^{3+} [Раджабов, 2016].

Исследован механизм переноса электрона между ионами лантаноидов RE_1^{2+}- RE_2^{3+} разного сорта в аддитивно-окрашенных кристаллах BaF_2. Перезарядка ионов лантаноидов обусловлена выходом электрона с иона RE_1^{2+} (Eu, Sm, Yb) в зону проводимости при освещении ультрафиолетом, миграцией к иону RE_2^{3+} (Nd, Dy, Ho, Er, Tm) и захвате на нем. Обратный перенос происходит как при оптическом так и при термическом возбуждении и во многих случаях сопровождается люминесценцией.

Литература:
Fong, F.F. Electrolytic Reduction of Trivalent RareEarth Ions in AlkalineEarth Halides, 1964, 41, 2291–2296
McClure, D.S. Kiss Z., Survey of the spectra of the divalent rare-earth ions in cubic crystals, J.Chem.Phys., 1963, 19, 3251
Pohl R. W. ,Electron conductivity and photochemical processes in alkali halide crystals, Proc. of the Phys. Soc. 1937. V. 49. №. 4S. P. 3–31.
Раджабов Е. А., Егранов,А. В. Шендрик Р. Ю. Образование водородных H_a^- -центров при аддитивном окрашивании кристаллов щелочноземельных фторидов, Оптика и спектроскопия, 2017, том 122, № 6, с. 939–944
Раджабов Е. А. Радиолиз кристаллов LaF_3 с примесью редкоземельных элементов, Оптика и спектроскопия, 2016, том 121(4), с. 531–535

СЦИНТИЛЛЯЦИОННЫЕ МАТЕРИАЛЫ ТРОИНЫХ СМЕШАННЫХ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ ГАЛОГЕНИДОВ, АКТИВИРОВАННЫЕ ИОНАМИ Eu^{2+}

Русаков А.И., Васильковский А.О.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, rusakov@igc.irk.ru

В последние несколько десятилетий, значительные усилия направлены на поиск и изучение свойств новых сцинтилляционных материалов [Derenzo, 2008]. Эти усилия привели к открытию и улучшение ряда сцинтилляторов [Derenzo, 2010]. Исходя из литературных данных видно, что галогениды имеют больший световыход по сравнению с оксидными сцинтилляционными материалами [Derenzo, 2012].

Исследования тройных систем щелочноземельных галогенидов, активированных ионами редкоземельных элементов связаны с высоким световым выходом этих кристаллов, хорошим энергетическим разрешением и относительно быстрым временем затухания. На сегодняшний день наибольший световой выход наблюдается в кристаллах бромидов и йодидов, активированных ионами Eu^{2+} и Ce^{3+} [Gundiah, 2011]. Критерии отбора принимающей матрицы для Eu^{2+} активированных сцинтилляторов включают в себя высокую плотность, высокий эффективный атомный номер и относительно небольшую ширину запрещенной зоны. Также ионы Eu^{2+} должны встраиваться в решетку принимающего материала контролируемым образом.

В качестве принимающей матрицы для ионов Eu^{2+} были выбраны монокристаллы BaBrI и SrBrI. Монокристаллы BaBrI и SrBrI были выращены методом Бриджмена-Стокбаргера на многозонной термической установке, позволяющей задавать нужный температурный профиль. Точки плавления и кристаллизации были получены с помощью метода дифференциальной сканирующей калориметрии. Так как исходные соединения гигроскопичны и могут содержать воду, с помощью термогравиметрического анализа получены температурные полки, при которых соединения теряют воду. Кристаллы выращивались в кварцевых ампулах при постоянном вакуумировании. Получены кристаллы с широким концентрационным рядом европия, а также чистые (не активированные) кристаллы.

Для определения основных оптических свойств были измерены спектры фото- и рентгенолюминесценции. Спектры свечения подтверждают, что европий входит в решетку BaBrI и SrBrI в двухвалентном состоянии с характерными для него переходами 5d-4f [Dorenbos, 2003]. Спектры возбуждения и свечения кристаллов активированных различной концентрацией ионов Eu^{2+}, подтверждают, что с увеличением концентрации европия, интенсивность свечения возрастает и как следствие, увеличивается световыход.

Поглощение кристаллов BaBrI и SrBrI чистых и активированных, были впервые получены. В спектрах с низкой концентрацией европия наблюдается двойной пик связанный с fd возбуждением в Eu^{2+}.

В спектрах возбуждения под ВУФ (вакуумный ультрафиолет) в обоих кристаллах наблюдаются экситонные полосы.

После облучения кристаллов рентгеновским излучением при температуре 80 К и последующем линейном нагреве со скоростью 10 К/мин в исследуемых кристаллах наблюдались максимумы термолюминесценции. Пики ТСЛ в полосе 5d-4f свечения ионов Eu^{2+} при 112 К и 168 К в исследуемых кристаллах совпадают по положению и энергии активации с пиками ТСЛ, обнаруженными в кристаллах $BaFCl:Eu^{2+}$ и $BaFBr:Eu^{2+}$. Эти пики связаны с освобождением дырок из центров захвата. Низкотемпературный пик при 112 К связан с Vk центрами, то есть с локализованными дырками, а пик при 168 К связан с VkA и V'kA центрами, такой центр, по-видимому, представляет собой автолокализованную дырку, вблизи иона редкой земли.

На основании полученных результатов можно предложить возможные механизмы передачи энергии на центры люминесценции. В данных кристаллах, скорее всего, наблюдаются несколько механизмов, электронно-дырочный и резонансный механизмы.

Литература:
Derenzo S.E., M.S. Boswell, E. Bourret-Courchesne, R. Boutchko, T.F. Budinger, A. Can-ning, S.M. Hanrahan, M. Janecek, Qiyu Peng, Y. Porter-Chapman, J.D. Powell, C.A. Ramsey, S.E. Taylor, Lin-Wang Wang, M.J. Weber, D.S. Wilson, IEEE Transactions on Nuclear Science 55 (2008) 1458–1463.
Derenzo S.E., G. Bizarri, R. Borade, E. Bourret-Courchesne, R. Boutchko, A. Canning, A. Chaudhry, Y. Eagleman, G. Gundiah, S. Hanrahan, M. Janecek, M. Weber, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A, doi:10.1016/j.nima.2010.09.156. (n.d.).
Derenzo S.E. // Scintillation Properties Database. – 2012. – URL: http://scintillator.lbl.gov.
Dorenbos P.. // Journal of Luminescence. 2003. V. 104. P. 239.
Gundiah G., Bizarri G.. // IEEE Trans. Nucl. Sci. A. 2011. V. 652. P. 234.

РАДИАЦИОННЫЕ ЦЕНТРЫ В КРИСТАЛЛАХ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ ФТОРИДОВ, АКТИВИРОВАННЫХ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫМИ ИОНАМИ

Сизова Т.Ю.[1], Веслополова В.Ю.[2], Раджабов Е.А.[1, 2], Егранов А.В.[1, 2], Шендрик Р.Ю.[1, 2], Шалаев А.А.[1, 2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, sizova@igc.irk.ru;[2]Иркутский государственный университет, Иркутск

Оптические свойства кристаллических материалов, активированных редкоземельными ионами, определяются валентностью примесного иона. Влияние различный условий на стабильность валентности примесных ионов или на изменение их валентности при внешнем воздействии представляет не только прикладной, но и фундаментальный интерес. Кристаллы CaF_2, SrF_2, BaF_2 как чистые, так и активированные редкоземельными элементами, используются в качестве сцинтилляторов или высокостабильных голограмм, где важна радиационная стойкость материалов [Shcheulin, 2014]. При воздействии ионизирующего излучения на кристаллы щелочноземельных фторидов (CaF_2, SrF_2, BaF_2), активированных трехвалентными ионами редкоземельных элементов, наблюдается изменение валентности редкоземельных ионов [Meyer,2012]. Элементы Y, La, Ce, Gd, Tb, Lu, имеющие низкий третий потенциал ионизации, образуют фотохромные центры в радиационно- и аддитивно окрашенных кристаллах CaF_2, SrF_2 [Bugaenko, 2008; Sizova, 2012]. В настоящей работе представлены результаты исследования спектров поглощения в температурном диапазоне 80–900 К двухвалентных ионов Pr, Nd, Sm, Ho, Er, Tm, Yb в радиационно-окрашенных кристаллах CaF_2, SrF_2, BaF_2.

В спектрах поглощения исследуемых кристаллов наблюдаются полосы поглощения 4f-5d переходов ионов Pr^{2+}, Nd^{2+}, Sm^{2+}, Ho^{2+}, Er^{2+}, Tm^{2+} Yb^{2+}. Также радиационное окрашивание всех исследуемых кристаллов щелочноземельных ионов приводит к образованию дырочных F3- и $(F_2^-)_{ii}$ центров. Двухвалентные ионы самария в радиационно-окрашенных кристаллах ЩЗФ оказались наиболее термически устойчивыми. Температурная устойчивость двухвалентных RE ионов в кристаллах в радиационно-окрашенных CaF_2 коррелирует с химической стабильностью соединений с двухвалентными RE ионами.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН, при поддержке РФФИ (гранты № 15-02-06514 и 15-02-06666)

Литература:
Bugaenko(Sizova) T.,. Radzhabov E, and Ivashechkin V. Thermal Decay of Photochromic Color Centers in CaF2, SrF2, and BaF2 Crystals Doped by La and Y Impurities//Physics of the Solid State.– 2008.–V.50.– P.1671–1673
Meyer G. The divalent state in solid rare earth metal halides // David A. Atwood (Ed.) The Rare Earth Elements: Fundamentals and Applications, John Wiley & Sons, Ltd., Chichester. 2012. pp. 1–13
T. Sizova and E. Radzhabov Photochromism in Calcium and Strontium Fluoride Crystals doped with Rare-Earths Ions // IEEE Transactions on Nuclear Science. – 2012. – V. 59/5. – Part 2. – P. 2098–2101.
Shcheulin, Aleksandr S., et al. Holograms convertible by an incoherent photo-thermal treatment in CaF2 crystals with color centers // Journal of the Optical Society of America B. – .2014. – V. 31.2. – P. 248–254

НОВЫЕ ДВОЙНЫЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ БОРАТЫ В СИСТЕМАХ $Me_2O–R_2O_3–B_2O_3$ (*Me* = Rb, Cs)

Субанаков А.К.[1], Базаров Б.Г.[1, 2], Атучин В.В.[3], Базарова Ж.Г.[1, 2]

[1]Байкальский институт природопользования СО РАН, г. Улан-Удэ, subanakov@mail.ru;
[2]Институт физики полупроводников им. А.В. Ржанова СО РАН, Новосибирск;
[3]Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ

Интерес исследователей привлекают бораты трехвалентных элементов как перспективные материалы для использования в нелинейной оптике, в качестве люминофоров в плазменных дисплейных панелях и детекторов тепловых нейтронов [Yu, 2010; Zhang, 2010]. С целью поиска и синтеза новых боратов нами впервые изучены оксидные системы $Me_2O–R_2O_3–B_2O_3$ (Me = Rb, Cs; *R* = Nd, Eu, Yb) в субсолидусной области.

Методом «пересекающихся разрезов» с использованием литературных данных по двойным ограняющим системам изучено фазообразование в вышеуказанных системах и проведена их триангуляция. В системах выявлены и синтезированы новые бораты составов $Me_3RB_6O_{12}$ (Me = Rb, Cs; *R* = Nd, Eu, Yb) и $Rb_3R_2B_3O_9$ (*R* = Nd, Eu, Yb).

По порошковым данным методом Ритвельда уточнены кристаллические структуры $Rb_3RB_6O_{12}$ (R = Nd, Eu) по прототипу $K_3YB_6O_{12}$ [Zhao, 2012]. Соединения $Rb_3RB_6O_{12}$ (R = Nd, Eu) кристаллизуются в тригональной сингонии с пр. гр. R32, a = 13,5221(2) Å, c = 31,1211(5) Å, V = 4928,1(1) Å^3, Z = 3, R_p = 0,0541, R_{exp} = 0,0424, R_{wp} = 0,0712; a = 13,4604(2) Å, c = 30,7981(5) Å, V = 4832,5(1) Å^3, Z = 3, R_p = 0,0368, R_{exp} = 0,0504, R_{wp} = 0,0297, соответственно. Нецентросимметричность соединений подтверждена методом ГВГ. Синтезированные бораты имеют каркасную структуру, состоящую B_5O_{10} групп, которые соединены с помощью Nd–O многогранников. B_5O_{10} группы состоят из одного тетраэдра BO_4 и четырех треугольников BO_3, конденсированых в двойное кольцо через общий тетраэдр (рис.).

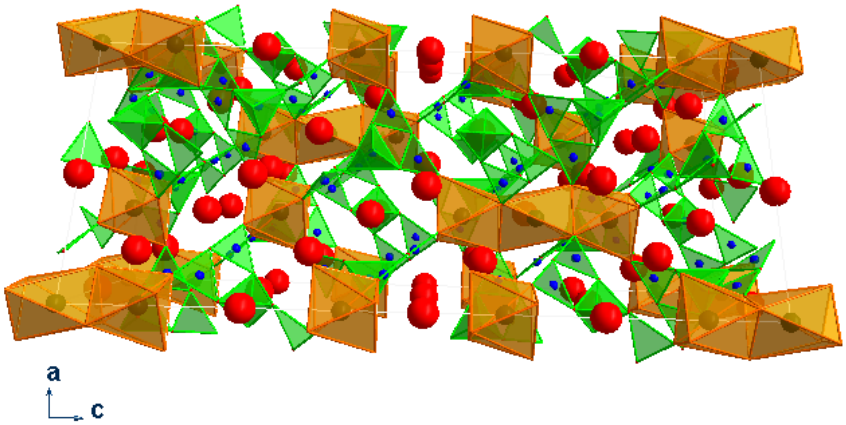


Рис. Кристаллическая структура $Rb_3NdB_6O_{12}$

Установлено образование соединений состава $Rb_3RB_6O_{12}$ для следующих редкоземельных элементов: от празеодима (Pr) до лютеция (Lu). Обнаружен морфотропный ряд в семействе двойных боратов $Rb_3RB_6O_{12}$, граница морфотропного перехода находится на редкоземельном элементе – тулии (Tm).

Методом дифференциально-сканирующей калориметрии определены температуры плавления соединений $Rb_3RB_6O_{12}$ (*R* = Pr – Lu). Соединения плавятся инконгруэнтно.

Литература:

Yu X., Yue Y., Yao J., Hu Z. $YAl_3(BO_3)_4$: Crystal growth and characterization // Journal of Crystal Growth. – 2010. – Vol. 312. – P. 3029–3033.

Zhang J., Wang G., Liu Z., et al. Growth and optical properties of a new nonlinear $Na_3La_9O_3(BO_3)_8$ crystal // Optics Express. – 2010. – Vol. 18. – P. 237–243.

Zhao S., Zhang G, Yao J., Wu Y. $K_3YB_6O_{12}$: A new nonlinear optical crystal with a short UV cutoff edge // Materials Research Bulletin. – 2012. – Vol. 47. – P. 3810–3813.

ФАЦИИ ПЛАВЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ ФАЗОВОЙ ДИАГРАММЫ СИСТЕМЫ CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 ПРИ ДАВЛЕНИЯХ ДО 4,0 ГПА

Сурков Н.В.

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

Согласно современным представлениям верхняя мантия Земли имеет ультраосновной состав. В тоже время, на поверхности Земли среди магматических пород доминируют породы гранитных серий. Очевидно, что процессе подъёма магматического расплава к поверхности происходит эволюция состава магматического расплава от ультраосновного к гранитному. Очевидно, что объяснение этому явлению имеет физико-химический характер. К настоящему времени физико-химические исследования в базовой модельной системе CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 позволили накопить достаточно материала для ответа на этот вопрос. Определены моновариантные реакции контролирующие плавление этой системы, выделены эвтектические тренды, определены фации глубинности главных типов мантийных парагенезисов.

Первичный ультраосновной магматический расплав формируется на глубинах более 600 км, и эволюция его состава до глубин около 100 км контролируется фундаментальной эвтектикой L=Fo+Cpx+Opx+Ga. На этом этапе подъём расплава при подъёме расплава к поверхности происходит осаждение и отделение оливина, а

состав остаточного расплава изменяется в сторону увеличения концентрации кремнезёма до области средних составов. При более низких давлениях, ниже 26–30 кбар эвтектический тип плавления сменяется на перитектический, вплоть до давления 15–16 кбар. В этом интервале давлений в процессе кристаллизационной дифференциации осаждаются магнезиошпинели, оливины и ортопироксены. Остаточный расплав обогащается кремнезёмом и кальциевым компонентом. При давлениях ниже 15–16 характер плавления снова меняется на эвтектический. В интервале давлений 8–15 кбар эволюция состава расплава контролируется эвтектикой L=An+Cpx+Opx+Sp, а при давлениях ниже 8 кбар эвтектической реакцией L=Fo+An+Cpx+Opx. В этом интервале давления в процессе кристаллизационной дифференциации происходит отделение плагиоклаза. Поскольку плагиоклаз представляет собой твёрдые растворы анортитового (тугоплавкого) и альбитового (низкоплавкого) компонентов, то процесс кристаллизационной дифференциации с участием плагиоклаза, обогащённого анортитом, смещает состав остаточного расплава в сторону повышенного содержания щелочных компонентов и кремнезёма. При высокой степени кристаллизационной дифференциации, остаточный расплав оказывается в области щелочных, кварцнормативных составов, близких, по своему характеру, к гранитам. В результате состав остаточного расплава попадает в область составов соответствующих гранитным эвтектикам. Застывание этого расплава позволяет получить породы гранитного типа. Таким образом, анализ фазовых взаимоотношений модельных систем даёт возможность преодолеть главные методические трудности, возникающие при попытке объяснить происхождение гранитных, кислых пород за счёт материала ультраосновной, оливиновой мантии.

Литература:
Сурков Н.В. Экспериментальное исследование устойчивости и плавления дивариантных ассоциаций в форстеритнормативной части системы CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 в связи с петрологией верхней мантии. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, Объединённый институт геологии, геофизики и минералогии, Российская академия наук, Сибирское отделение, труды, выпуск 832, Под ред. Н.В. Соболева, издательство Сибирского отделения РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, Новосибирск, 1995, т. 11, с. 27–43
Сурков Н. В., Гартвич Ю.Г. Физико-химическая модель для кристаллизации пород щелочноземельной серии. Геохимия, 2012, № 10, с. 891–908

МЕХАНИЗМЫ РОСТА КРИСТАЛЛОВ, РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И СЕГРЕГАЦИИ ПРИМЕСЕЙ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ; ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Таусон В.Л.[1], Липко С.В.[1], Смагунов Н.В.[1], Арсентьев К.Ю.[2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, vltauson@igc.irk.ru;
[2]Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, arskir@gmail.com

Влияние граничного слоя кристалл-среда на рост кристалла признавалось практически во всех теориях роста, о чем говорит и известное выражение для эффективного коэффициента распределения примеси [Burton et al., 1953]. Однако до сих пор этому слою отводилась только кинетическая роль, связанная с так называемым ростовым числом Пекле, куда этот параметр (толщина слоя) входит наряду со скоростью роста V и коэффициентом диффузии примеси D_i в поверхности: $Pe = V \cdot l / D_i$, где $l = \delta/2$, полуширина поверхностного слоя [Watson, 1996].

Мы установили принципиальное обстоятельство, заключающееся в том, что граничный слой растущего в гидротермальных условиях кристалла малорастворимого минерала химически модифицирован в неавтономную фазу (НФ). В этом качестве поверхностный слой принимает участие в ростовом процессе, осуществляя отбор компонентов при росте кристалла в многофазной ассоциации [Таусон и др. 2014]. Первопричина эффекта в том, что при кристаллизации в равновесии с раствором находится не объем кристалла, а его поверхностный слой. Равновесие понимается в смысле равенства химических потенциалов с учетом $\Delta\mu$, необходимого для роста, т.е. как вынужденное равновесие под действием внешнего вынуждающего фактора [Tauson, Akimov, 1997]. Этот слой структурно реконструирован и химически модифицирован в НФ, неотделимую от матричного кристалла. С увеличением его толщины наступает момент, когда теряется диффузионная связь прилегающих к матричной поверхности участков слоя с пересыщенным раствором, и тогда часть слоя трансформируется по типу когерентного или полукогерентного твердофазного превращения в структуру матричного кристалла. При этом примеси, с ним структурно несовместимые, обосабливаются в форме нано- и микровключений на дефектах, порах и других несовершенствах переходной зоны. В отдельных случаях превращение идет по гетерогенному механизму, с образованием нано-блочной переходной зоны. НФ имеет дополнительные возможности по аккомодации несовместимых элементов [Таусон, 2009], поэтому примесь частично остается в ее составе, но «избыточная» ее часть выводится из граничного слоя на поверхность, образуя собственные фазы. Подобный эффект имеет место при разделении изотопов простых ионов хорошо растворимых солей [Бочкарев и др., 2003], когда, казалось бы, нет препятствий для диффузионных процессов выравнивания состава. Но наиболее драматичным образом его действие сказывается на малорастворимых веществах и несовместимых примесях. Важно констатировать, что данное явление имеет термодинамическую, а не кинетическую природу, и

поверхностное обогащение примесью нельзя трактовать как зону диффузии, даже если примесный элемент образует широкую изоморфную смесь с матричным кристаллом.

Нами получены экспериментальные и натурные доказательства далеко идущих следствий данного явления. К ним относятся: 1) упомянутый выше механизм отбора компонентов при росте кристалла в многофазных ассоциациях; 2) феномен близости размеров кристаллов сосуществующих фаз с различной растворимостью; 3) устойчивость многофазных парагенезисов кристаллов минералов с разной растворимостью; 4) образование в минералах нано- и микровключений необычного состава; 5) двойственный характер коэффициентов распределения, вызванный разными K_p для объема и поверхностной фазы; 6) минералогические проявления механизма роста с участием НФ, такие как штриховка на кристаллах пирита и «запрещенные» микропарагенезисы; 7) концентрирование полезных компонентов, прежде всего благородных металлов (БМ), несовместимых в большинстве минеральных матриц, в поверхностном слое, и явление «скрытой» металлоносности, связанное с присутствием БМ в составе неавтономных фаз или, образующихся в результате их эволюции, поверхностных нано- и микровключений.

Работа поддерживается РФФИ (проекты №№ 15-05-00612, 16-05-00104, 15-05-05767, 16-35-00102) и СО РАН в рамках программы «Интеграция и развитие» (проект № II.2П/IX.130-5).

Литература:

Бочкарев А.В., Трефилова А.Н., Бобров М.Ф., Цурков Н.А. Разделение изотопов в процессе роста ионных кристаллов из раствора // Ж. физ. химии. – 2003. – Т. 77, № 11. – С. 2075–2080.

Таусон В.Л. Принцип непрерывности фазообразования на минеральных поверхностях // Доклады АН. - 2009.- Т. 425, № 5. - С. 668-673.

Таусон В.Л., Липко С.В., Смагунов Н.В., Арсентьев К.Ю., Логинов Б.А. Влияние поверхностных нанофаз на процессы образования кристаллов в многофазных минеральных системах // Доклады АН. – 2014. – Т. 455, № 2. – С. 210–215.

Burton J.A., Prim R.C., Slichter W.P. The distribution of solute in crystals grown from the melt. Part I. Theoretical // J. Chem. Phys. – 1953. – V. 21. – P. 1987–1991.

Tauson V.L., Akimov V.V. Introduction to the theory of forced equilibria: General principles, basic concepts, and definitions // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1997. – V. 61, № 23. – P. 4935–4943.

Watson E.B. Surface enrichment and trace-element uptake during crystal growth // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1996. – V. 60, № 24. – P. 5013–5020.

ПЕРЕХОДНАЯ ПЛЕНКА НА ГРАНИЦЕ ЛЕД – РАСТВОР ХЛОРИДА КАЛИЯ

Федосеева В.И.[1, 2], Бурнашева М.П.[2], Аянитова Т.М.[2]

[1]Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск;
[2]Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, vifgoreva@gmail.com

Значительная доля территории России представлена многолетнемерзлыми породами, основным компонентом которых является лед, часто мелкодисперсный. Характер их распространения и температура в них меняются в зависимости от региона. Однако, отрицательные температуры пород находятся в области значений, достаточно близких к температуре плавления льда. Известно, что все твердые тела вблизи температуры плавления имеют на поверхности кристаллов разупорядоченный слой. Лед не является исключением. Благодаря наличию такого слоя, подтвержденному различными методами, лед может проявлять себя в миграционных процессах, поэтому необходимо его изучение физико-химическими методами.

Разупорядоченный слой на поверхности льда был назван жидкоподобным. Подвижность молекул воды в этом слое оказалась достаточно близка к подвижности их в объемной воде. Поэтому предположение о проявлении растворяющих свойств этим слоем вполне правомерно. Это было показано нами экспериментально на примере изучения взаимодействия дисперсного льда с водорастворимыми органическими веществами, растворенными в гидрофобном органическом растворителе, граничащем со льдом. Степень сорбции веществ поверхностью льда коррелировала с величиной коэффициента их распределения между водой и гидрофобным растворителем.

В естественных условиях лед контактирует с водой, содержащей различные вещества. При понижении температуры вода растворов образует лед при резком сокращении объема жидкости и, соответственно, возрастании концентрации растворенных веществ. Существующие фазовые диаграммы для систем «вода - растворенное вещество» показывают взаимосвязь состава водного раствора, равновесного со льдом или твердой фазой вещества, с температурой. На границе раствора и льда должна существовать переходная пленка, которая, обладая растворяющими свойствами, может служить средой миграции химических веществ в гляциальных системах и мерзлых породах. В литературе имеются данные, указывающие на наличие в системах «вода – соль» жидкоподобного слоя даже при температурах ниже эвтектических.

В работе изучены свойства переходного слоя (жидкоподобной пленки) сорбционным методом. Водные растворы содержали фоновый электролит (KCl) и индикаторные по отношению к изменениям, происходящим с переходным слоем, ионы MoO_4^{2-}. Эксперимент заключался в выдерживании отмеренных объемов контрольного и исследуемого растворов при температуре исследования для достижения температурного равновесия, затем с добавленной льдинкой одинаковой массы в каждый из растворов для установления фазового равновесия. После этого в исследуемый раствор вносилась навеска дисперсного льда, представляющего собой образец

свежевыпавшего снега, отобранного за городом в конце обильного длительного снегопада с подветренной стороны.

В результате оказалось, что сорбция ионов MoO_4^{2-} возрастает при внесении в раствор структурирующих воду ионов OH^- и Mg^{2+}. Способные к структурированию воды молекулы этанола уменьшают сорбцию MoO_4^{2-}, по-видимому, вследствие адсорбции молекул на поверхности частиц льда с ориентированием гидрофобных этильных групп в сторону водного раствора, что могло ограничивать проникновение молибдат-анионов в переходную пленку. Частицы льда при этом агрегировались, в то время как при добавлении ионов гидроксила и магния они были разобщены.

Таким образом, миграция растворимых компонентов по жидкоподобной пленке льда возможна. Однако, степень ее зависит от свойств и концентрации сопутствующих компонентов. В чистом виде такой вид миграции веществ при благоприятном температурном режиме может осуществляться в снежном покрове при поступлении веществ из атмосферы или подстилающего субстрата. Вследствие этого мониторинг длительно залегающего снежного покрова можно применять для оценки интенсивности загрязнения территории, а также объема загрязняющих веществ, поступающих в поверхностные водоемы с талыми водами.

ВЛИЯНИЕ СУНГУЛИТА И ТЕРМОВЕРМИКУЛИТА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ ПО ФОРМАМ НАХОЖДЕНИЯ В ВЫСОКОЗАГРЯЗНЕННОМ ТОРФОПОДОБНОМ ГРУНТЕ

Федосеева В.И.[1, 2], Мосендз И.А.[3], Тимофеева М.Г.[4], Слуковская М.В.[3], Кременецкая И.П.[3]

[1]Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, vifgoreva@gmail.com; [2]Северо-восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск; [3]Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, kremen@chemy.kolasc.net.ru; [4]Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, marhim2003@mail.ru

Многолетний процесс поступления компонентов аэротехногенных выбросов на территорию в зоне влияния металлургических комбинатов приводит к глубокой деградации биогеосистем с образованием депрессивных зон, где самовосстановление невозможно даже при условии закрытия предприятия. В условиях техногенной пустоши вблизи г. Мончегорск (Мурманская обл.) техногенно загрязненный ландшафт оказывает негативное влияние на прилегающие гидрологические системы, обуславливая хроническое загрязнение оз. Имандра – рыбохозяйственный водоем высшей категории и источник питьевого водоснабжения крупного населенного пункта – г. Апатиты. Задача снижения геохимической подвижности металлов может быть решена с применением технологии хемофитостабилизации с применением горнопромышленных отходов, содержащих сорбционно активные минералы, например вермикулит-сунгулитовые отходы, заскладированные в г. Ковдор (Мурманская обл.).

Наиболее загрязненные участки пустоши сложены торфоподобным грунтом с высоким содержанием меди и никеля. Исследовано распределение металлов по формам нахождения (водорастворимые, биодоступные, кислоторастворимые). Показано влияние изменения pH и Eh на выщелачивание токсичных компонентов. Установлено, что сунгулит и вермикулит снижают содержание водорастворимых и биодоступных форм.

В широком диапазоне концентраций исследован процесс извлечения меди и никеля из сульфатных растворов сунгулитом и термовермикулитом. В полученном осадке определены формы нахождения металлов, содержание которых обычно используется для анализа загрязненных почв – концентрация подвижных форм, которые могут усваиваться растениями (с выделением водорастворимых форм), и кислоторастворимых форм, их относят к категории потенциального загрязнения. Рассчитано также содержание остаточной формы (компоненты, входящие в структуру минеральных фаз). Результаты, полученные при осаждении металлов из растворов с исходной концентрацией 10 мг/л, представлены на рисунке.

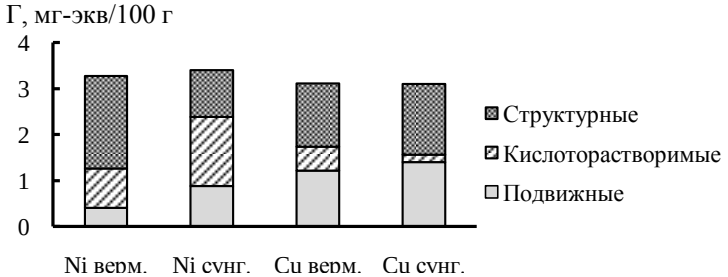


Рис. Распределение металлов в осадке, полученном в результате взаимодействия с природными сорбентами, по формам геохимической миграции

Установлено, что снижение подвижности металлов происходит за счет вхождения металлов в структуру минералов (остаточные формы) и образования прочных связей с активными центрами (кислоторастворимые формы). Отношение прочно связанных форм (сумма структурных и кислоторастворимых) к суммарному содержанию металлов осадке, полученном в результате взаимодействия с природными сорбентами, уменьшается в ряду Ni (вермикулит) – Ni (сунгулит) – Cu (вермикулит) – Cu (сунгулит).

Полученные результаты показали, что сунгулит и термовермикулит могут быть использованы для снижения геохимической подвижности меди и никеля в технологиях фиторемедиации техногенно загрязненных территорий.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 16-35-60022, и Президиума РАН, программа «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации», проект № 67.

ВЛИЯНИЕ ПОВЫШЕНИЯ ДАВЛЕНИЯ НА КОНЦЕНТРИРОВАНИЕ Pb В ПОЛЕВЫХ ШПАТАХ, КРИСТАЛЛИЗУЮЩИХСЯ ИЗ ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Чевычелов В.Ю.

Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, chev@iem.ac.ru

В процессе кристаллизации гранитного расплава происходит распределение компонентов между тремя и более фазами: выделяющимся флюидом, образующимися кристаллическими фазами (их несколько) и остаточным расплавом. При экспериментальном изучении этого явления мы столкнулись с серьезными трудностями, связанными с тем, что при температуре выше солидуса кристаллизация кислого расплава протекает крайне медленно, вследствие высокой вязкости расплава. Поэтому эксперименты проводились в субсолидусной, но близсолидусной области при давлении не ниже 250 МПа. В этих условиях нами получена достаточно высокая степень раскристаллизации гранитного расплава (более ~50 об. %) и выделяющийся в процессе кристаллизации флюид был близок к равновесию с кристаллическими фазами и остаточным расплавом.

В ходе подготовки экспериментов столбик водонасыщенного стекла (~1 г), предварительно наплавленного из гранита массива Акчатау и содержавшего по ~0,4–0,5 мас. % PbO и ZnO, помещали в заваренную Pt ампулу. Кристаллизация проводилась путем медленного понижения температуры при двух давлениях (P ~270 и ~510 МПа): T=630→580°C, P=285→255 МПа и T=600→550°C, P=520→500 МПа. Эксперименты проводились на экзоклавной гидротермальной установке при величине f_{O2}, близкой к буферу Ni-NiO. Для извлечения, выделившегося при кристаллизации флюида из межкристаллических пор, применялась изохорическая закалка, при которой с уменьшением температуры давление сбрасывалось с такой скоростью, чтобы поддерживался максимально допустимый свободный объем ампулы. После опыта основная часть раствора находилась в свободной от образца части ампулы и легко извлекалась под действием внутреннего давления при осторожном прокалывании стенки ампулы тонкой иглой.

После опыта в центральной части штабиков закалочных образцов наблюдалось образование больших полостей, стенки которых были сложены достаточно крупными кристаллами полевых шпатов и кварца, размером до 50–100 мкм. Химический состав кристаллических фаз и закалочного стекла определяли с помощью микрозондового анализа в два этапа: вначале с помощью системы Link определяли общий валовый состав фазы, а затем в этой же точке (размер зонда около 5 мкм), используя кристалл-дифракционный спектрометр, более точно определяли содержания Pb и Zn. Кристаллизующиеся в системе твердые фазы представлены кварцем и полевыми шпатами: альбитом (*Ab*), олигоклазом (*Olg*), анортоклазом (*Ancl*) и обогащенным K_2O полевым шпатом неопределенного нами вида (*Kfs*). В кварце примеси свинца и цинка не обнаружены. В остаточном расплаве содержания полиметаллов уменьшаются до 0,2–0,3 мас. % PbO и ZnO.

Установлено существенное влияние давления на распределение полиметаллов между выделяющимся из гранитного расплава флюидом и кристаллизующимися полевыми шпатами. Так при P ~250 МПа цинк предпочтительнее концентрируется во флюиде, чем в кристаллических фазах, за исключением *Kfs*; а свинец равномерно входит в разные фазы – коэффициенты его распределения близки к единице. При P ~500 МПа содержания полиметаллов во флюиде уменьшаются более чем на порядок, одновременно содержания свинца в *Olg* и *Kfs* существенно (в 6–7 раз) увеличиваются. При таком давлении полиметаллы начинают концентрироваться, главным образом, в полевых шпатах (за исключением Zn в *Ab*), причем в большей степени в *Olg* и *Kfs*. Можно отметить отрицательную корреляцию между содержаниями PbO (ZnO) и SiO_2 в составе полевых шпатов, которая, вероятно, отражает изменение содержания анортитового компонента.

По-видимому, в наших экспериментах свинец может присутствовать в структуре полевых шпатов в виде «свинцового анортитового» комплекса-минала ($PbAl_2Si_2O_8$), либо заменяя два атома калия с образованием одной катионной вакансии в *Kfs* ($PbAl_2Si_6O_{16}$). Цинк в этих условиях скорее остается в расплаве или в *Olg*,

минимально входя в *Ab*. Экспериментально полученные результаты хорошо согласуются с природными геохимическими данными, которые свидетельствуют, что при кристаллизации кислых магматических пород полевые шпаты концентрируют Pb лучше других минералов, в то время как Zn при этом преимущественно накапливается в слюдах и амфиболах, замещая двухвалентные магний и железо.

Можно предположить, что кристаллизация гранитных массивов на разных глубинах при прочих равных условиях будет продуцировать магматогенный флюид с разной степенью потенциальной рудоносности. Большую потенциальную продуктивность в отношении полиметаллов (Pb, Zn) будут иметь менее глубинные (~250 МПа) тела. В условиях глубинной (~500 МПа) кристаллизации магмы, в зоне ее образования, Pb практически не будет уходить во флюид, концентрируясь в *Pl* и *Kfs*, которые в результате дальнейшего взаимодействия с флюидами и перекристаллизации могут также служить источником рудного вещества на постмагматическом этапе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 15-05-03393-а и программы ОНЗ РАН «Комплексные исследования по актуальным проблемам наук о Земле».

КОНЦЕНТРАЦИИ НАСЫЩЕНИЯ Ta И Nb ПРИ РАСТВОРЕНИИ ТАНТАЛИТА-КОЛУМБИТА В ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВАХ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Чевычелов В.Ю.

Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, chev@iem.ac.ru

Представлены экспериментальные данные по растворимости танталита-колумбита в водонасыщенных гранитоидных расплавах с различным содержанием глинозема и щелочей при T=650–850°C и P=100 МПа. Эксперименты были проведены по методике растворения минерала в алюмосиликатном расплаве и последующем микрозондовом изучении диффузионных профилей содержания компонентов минерала в приконтактовой зоне. Опыты проводились в заваренных Au ампулах на установке высокого газового давления с внутренним нагревом. Их длительность составляла 3–7 сут. в зависимости от температуры. Длительность подбиралась таким образом, чтобы в алюмосиликатном стекле от границы с минералом можно было измерять достаточно хорошо выраженные диффузионные профили растворения Ta и Nb. При снаряжении опытов на дно ампулы заливали совсем немного 0,2*н* HF раствора, чтобы расплав в условиях эксперимента оставался водонасыщенным. Весовое соотношение раствор/(стекло+минерал) составляло 0,03–0,07. Затем засыпали порошок стекла, внутри которого помещали кусок танталита-колумбита, как бы делая «сэндвич»: стекло-минерал-стекло. В процессе опыта порошок стекла плавился, и минерал диффузионным путем растворялся в алюмосиликатном расплаве. В продуктах опытов с помощью микрозондового анализа, используя волновые спектрометры, были измерены концентрационные (диффузионные) профили содержаний Ta, Nb, Fe и Mn в гранитном стекле в приконтактовой зоне перпендикулярно границе кристалла танталита-колумбита. Полученные профили были аппроксимированы с помощью экспоненциальных уравнений, и были рассчитаны предельные концентрации Ta, Nb, Mn и Fe в стекле непосредственно на границе с минералом, которые соответствуют концентрациям насыщения этих металлов в расплаве.

В результате проведенных экспериментальных исследований установлено, что изменение щелочности и глиноземистости расплава наиболее значимо влияет на концентрации насыщения (эффективные растворимости) Ta и Nb в расплавах. В щелочном расплаве эти концентрации максимальны. В расплаве субглиноземистого состава содержания Ta и Nb существенно уменьшаются (на порядок и более) и, наконец, в обогащенном глиноземом расплаве эти концентрации снижаются еще в несколько раз. При этом уменьшается Nb/Ta отношение, так как содержание Nb снижается быстрее Ta.

При всех изученных составах расплава и температуре концентрации насыщения Ta в расплаве выше концентраций Nb, поэтому Nb/Ta отношение в расплаве всегда меньше единицы и изменяется от ~0,8–0,7 до ~0,1. При пониженной до 650°C температуре Nb/Ta отношение в обогащенном Al_2O_3 расплаве уменьшается до минимума ~0,1. Поэтому, вероятно, что именно в глиноземистых гранитных расплавах понижение температуры может приводить к существенному разделению Ta и Nb. При этом в процессе кристаллизации Nb будет уходить в минеральные фазы, а Ta до последнего оставаться в расплаве. Как известно, танталовые месторождения связаны с подобными плюмазитовыми гранитами.

Температурные зависимости концентраций насыщения Ta и Nb положительные, но выражены более слабо, по сравнению с зависимостями от щелочности и глиноземистости расплава. С понижением температуры от 850 до 650°C содержание Ta уменьшается в 2–3 раза, а Nb в глиноземистых расплавах уменьшается до 6–10 раз. Лучше всего снижение концентраций Ta и Nb проявлено в субглиноземистом расплаве.

Показано, что концентрации насыщения Ta в расплаве практически не зависят от состава растворяемого минерала в ряду колумбит – танталит-колумбит – танталит. При этом концентрации насыщения Nb изменяются существенно; так при растворении колумбита содержание Nb в расплаве всегда выше (в случае одинаковой щелочности - глиноземистости расплава), чем при растворении танталита-колумбита.

Впервые получены данные о скорости диффузионного переноса Ta и Nb в гранитоидных магматических расплавах с различным содержанием щелочей и глинозема в широком диапазоне температуры и давления (T=650–980°C и P=30–400 МПа), которые позволяют оценивать процессы транспорта этих металлов и возможной кристаллизации тантало-ниобиевых минералов на магматическом этапе, в связи с рудообразованием в редкометальных Li-F гранитах. Установлено сильное влияние давления на диффузию этих металлов в гранитоидных расплавах, особенно для щелочного состава, в то время как влияние давления на концентрации насыщения Ta и Nb в расплаве является менее заметным.

Новые данные по концентрациям насыщения (эффективной растворимости), распределению и диффузии Ta и Nb в кислых и щелочных гранитоидных расплавах, а также сопоставление этих данных с результатами исследования природных месторождений позволяют оценивать физико-химические условия образования танталового и ниобиевого оруденения на магматическом этапе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 15-05-03393-а и программы ОНЗ РАН «Комплексные исследования по актуальным проблемам наук о Земле».

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОДИНГИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТАЯ ГОРА (КАРАБАШСКИЙ МАССИВ, Ю. УРАЛ)

Чудненко К.В.[1], Мурзин В.В.[2], Пальянова Г.А.[3]

[1]Институт геохимии СО РАН, Иркутск, chud@igc.irk.ru; [2]Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, murzin@igg.uran.ru; [3]Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, palyan@igm.nsc.ru

Медно-золотое месторождение Золотая гора в Карабашском массиве офиолитовых ультраосновных пород на Южном Урале является одним из уникальных природных объектов, в которых коммерческая концентрация золота привязана к благороднометалльным родингитам [Берзон, 1983; Ложечкин, 1935; Мурзин и др. 2006; Переляев, 1948; Спиридонов и Плетнев, 2002]. Решение проблем генезиса месторождения выполнено на основе термодинамического моделирования условий формирования минеральных парагенезисов родингитов, включая образование бинарных, тройных и четвертичных твердых растворов и интерметаллидов в системе Au-Ag-Cu-Hg с помощью программного комплекса «Селектор» [Чудненко, 2010].

Изучены два модельных сценария: 1) гидротермальный – результат однократной разгрузки в открытом пространстве глубоководного золотоносного флюида с соотношениями компонентов, соответствующих родингиту, с учетом его взаимодействия с вмещающими серпентинитами; 2) метасоматический – глубоководный золотоносный флюид (W), поднимающийся на поверхность, взаимодействует с породой (R) при разных соотношениях (W/R). T, P-условия моделирования: 450°C, 3 кбар; 350°C, 2 кбар; 250°C, 1 кбар.

Золотоносный восстановленный низкоуглекислотный водно-хлоридный состав глубинного флюида мог быть сгенерирован: 1) при декомпрессии и автометаморфизме глубинного ультрабазитового материала, поднятого восходящим тектоническим потоком корово-мантийной смеси в рамках геотектонической модели становления Карабашского массива [Кисин и др., 2016] или 2) при дегидратации океанических серпентинитов в основании выдвигающегося к поверхности блока меланократовых пород в рамках другой геотектонической модели [Мурзин и др., 2006]. Источником воды, золота и других компонентов (Ca, Al, Ti, Cu, Ni, REE, P и др.) во флюиде могли быть метаморфизующиеся, преимущественно базит-гипербазитовые породы, а область разгрузки флюида определялась фактором высокой синтектонической проницаемости этих пород на более высоком гипсометрическом уровне.

Модели показали разную степень сходства природной и теоретической модели формирования минеральной ассоциации родингитов. Термодинамическими расчётами доказана принципиальная возможность образования равновесных ассоциаций минералов родингитов с минералами золота при участии водно-хлоридного низкоуглекислотного глубинного раствора. При его разгрузке как по механизму формирования гидротермальных жил, так и при его метасоматизирующем воздействии на ранее сформированные родингиты, возможно образование серебросодержащих золото-медных и медьсодержащих золото-серебряных твердых растворов, а также интерметаллических соединений аурикуприд ($AuCu_3$), тетрааурикуприд (AuCu) и Au_3Cu. Обе модели объясняет образование Au-носных родингитов и могут быть использованы для прогноза золотоносности других сходных объектов.

Литература:

Берзон Р.О. Золоторудные гипербазиты. М.: ВИЭМС. – 1983. – 72 с.

Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Притчин М.Е. Тектоническая позиция золотого оруденения горы Карабаш (Южный Урал): по результатам изучения малых структурных форм // Литосфера. – 2016. № 4. – С. 79-91.

Ложечкин М.П. Карабашское месторождение медистого золота // Труды УФАН СССР. Вып. 4. Свердловск. – 1935. – С. 35-44.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Варламов Д.А., Шанина С.Н. Золотое оруденение в родингитах массивов альпинотипных гипербазитов // Литосфера. – 2006. – № 1. – С. 113-134.

Переляев А.П. Месторождение Золотая Гора // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР. – 1948. – С. 285-295.
Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о золото-родингитовой формации). М.: Научный мир. – 2002. – 220 с.
Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Академическое из-во «Гео». – 2010. – 287 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ МЕТОДОМ МОЛЕКУЛЯРНОЙ ДИНАМИКИ ИЗ ПЕРВЫХ ПРИНЦИПОВ АВТОЛОКАЛИЗОВАННОЙ ДЫРКИ И ЭКСИТОНА ВО ФТОРИДАХ

Чуклина Н.Г.[1, 2], Мысовский А.С.[1, 2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, nchuklinan@gmail.com;
[2]Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск

Моделирование автолокализованной дырки и экситона (V_k-центра и АЛЭ) во фторидных кристаллах методом молекулярной динамики из первых принципов обеспечивает надежный способ прямого изучения создания, диффузии и преобразования дефектов. Однако, метод функционала плотности в приближении LDA и GGA не подходит для описания дырочных дефектов во фторидных кристаллах в связи с неспособностью этого метода описать ион F^-. Для преодоления этой трудности подбирался функционал. На рисунке 1 представлены значения энергии для свободного иона F^{2-}, рассчитанные с использованием функционалов PBE и PBESol. Как видно из графика, значение энергии связи мало, особенно для PBE, а так же существует барьер для создания связей.

В данной работе мы предлагаем метод моделирования автолокализованной дырки и экситона во фторидных кристаллах, который вычислительно не сильно затратен и подходит для использования с молекулярной динамикой. Теория функционала плотности в приближении DFT+U с обменно-корреляционным функционалом PBESol и значениями U = 11 и J = 3 для p — орбиталей фтора обеспечивают качественно правильное описание локализованного состояния V_k — центра. Мы применили этот метод для изучения V_k-центров и АЛЭ в кристаллах CaF_2, BaF_2 и LaF_3. V_k-центр во всех кристаллах имеет аналогичное расстояние F-F, около 1,95 Å. В молекулярной динамике для CaF_2 с автолокализованной дыркой при постоянном нагреве от 50 до 450 К было выявлено два типа диффузии: скачки вдоль оси дефекта и с переориентацией на 90^0. В аналогичной молекулярной динамике, только с автолокализованным экситоном мы получили скачки между тремя симметричными эквивалентными конфигурациями с энергией активации 0,03 эВ и частотным коэффициентом $6{,}6 * 10^{-12}$ c^{-1} (рис. 2).

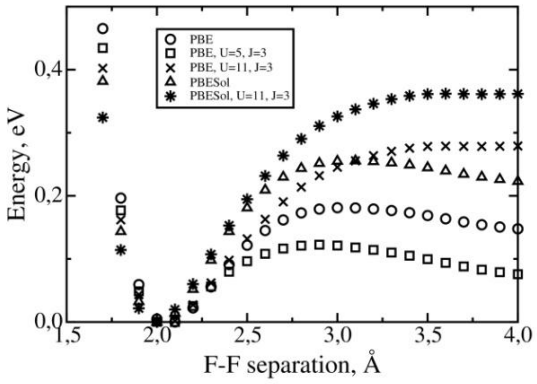


Рис. 1

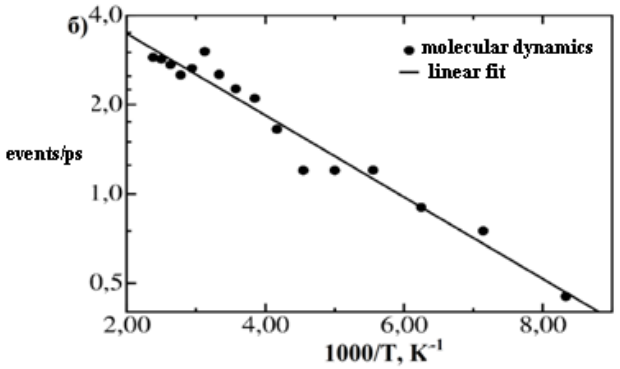


Рис. 2

КИНЕТИКА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ СТЕКЛА, ПОЛУЧЕННОГО ИЗ КВАРЦИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРАЛ-САРДЫК

Шалаев А.А., Непомнящих А.И., Сизова Т.Ю., Паклин А.С., Сапожников А.Н.

Институт геохимии им. А.П. Вингродавоа СО РАН, Иркутск, alshal@igc.irk.ru

В работе приводятся результаты комплексного исследования кварцевого стекла, полученного из высокочистых кварцитов (суперкварцитов) месторождения Бурал-Сардык на устойчивость к кристаллизации при термических испытаниях.

Наплав стекла осуществлялся как в вакууме, так и вакуумно-компрессионным методом (с давлением до 6 атмосфер в аргоне) на специально модифицированных промышленных установках для выращивания монокристаллов «РЕДМЕТ 10-М» и «РЕДМЕД 8».

В ходе исследования сравнивались стекла, полученные из химически обогащённой крупки двух типов: прошедшую процесс кристобалитизации (осуществлялась выдержка крупки при температуре 1450°С в течении 6 часов) и из крупки, не прошедшей такую процедуру.

Оптическое качество стекол, полученных из кварцевых концентратов суперкварцита и кристобалита суперкварцита в вакууме практически одинаково – прозрачное, но с наличием мелких пузырей (мошки), от которых практически полностью можно избавиться при наплаве стекла вакуумно-компрессионным методом. Однако, визуально видно, что образцы стекла, полученные из суперкварцита, прошедшего кристобалитизацию содержат меньше мошки, чем образцы, полученные из концентратов, не прошедших такую процедуру.

Испытания на устойчивость к кристаллизации проводились следующим образом: пластинки кварцевого стекла толщиной 3 мм ступенчато нагревали в интервале температур от 1000 до 1250°С в муфельной печи на воздухе на подложке из кварцевой керамики. Скорость нагрева пластинок 180°С/ч. Выдержка при заданной температуре составляла 2 часа, после чего пластинки охлаждали со скоростью 300°С/ч. Для исследований использовались как полированные, так и не полированные пластинки (для исключения заражения поверхности элементами абразивов).

Методами рентгенофазового анализа, оптической и электронно-зондовой микроскопии установлено, что образцы кварцевого стекла, полученные из крупки суперкварцита и кристобалита суперкварцита различаются по своей структуре. Температура начала кристаллизации обеих типов стекла практически одинаковая – 1150°С, но стекло, полученное из крупки кристобалита суперкварцита более стойкое к кристаллизации. При визуальной оценке пластин наблюдаются отдельные области кристаллизации и количество таких областей меньше, чем на поверхности стекла изготовленного из крупки суперкварцита.

По данным электронно-зондовой микроскопии установлено, что центрами кристаллизации могут служить микровключения.

Показано, что кристаллизация пластин после отжига при температурах до 1700°С в течении 2 часов, является поверхностной. Кроме того, образование кристобалита на поверхности стекла при нагреве выше 1150°С происходит только на воздухе.

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ЛЮМИНОФОРЫ НА ОСНОВЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЦИРКОН-ТИТАНОВЫХ МОЛИБДАТОВ И ВОЛЬФРАМАТОВ

Шендрик Р.[1], Софич Д.[1], Чимитова О.Д.[2], Базаров Б.Г.[2], Доржиева С.Г.[2], Тушинова Ю.Л.[2], Базарова Ж.Г.[2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, r.shendrik@gmail.com;
[2]БИП СО РАН, Улан-Удэ

Молибдаты и вольфраматы редкоземельных металлов являются перспективными материалами для применения в качестве лазерных сред, сцинтилляторов и люминофоров для светоизлучающих диодов белого света. Для разработки люминесцентных ламп, не содержащих ртуть, требуются новые люминофоры, свечение которых возбуждается в области ультрафиолета и вакуумного ультрафиолета. Одним из способов повышения эффективности таких фосфоров основан на эффекте quantum cutting, когда один фотон ВУФ/УФ излучения преобразуется в один или более фотон видимого или инфракрасного излучения. Gd-Tb и Gd-Eu, Tb-Yb, и Eu-Yb являются перспективными парами ионов, в которых эффект quantum cuting наблюдался [Wegh, 1999]. Квантовая эффективность люминофоров, легированных такими парами редкоземельных ионов, может достигать 200% в ортосиликатах [Song et al., 2015]. Бораты, вольфраматы и молибдаты также являются перспективными матрицами для эффективных процессов quantum cutting в видимой и ближней инфракрасной области спектра [Zhang et al., 2007].

В данном докладе будут представлены результаты исследования оптических характеристик матриц редкоземельных молибдатов и вольфраматов составов $R_2Zr(WO_4)_5$ и $R_2Zr(MoO_4)_5$, где R= Dy, Ho, Er, Tb, Eu, Yb, $Ln_2Zr_3(MoO_4)_9$ (Ln= Nd, Eu, Tb), а также составов с двойной активацией $Cs_2R_{0.5}Ln_{0.5}ZrTi(MoO_4)_{6.5}$ (R=Dy, Tb, Eu; Ln=Gd,Yb). Рассматриваются процессы кросс-релаксации и переноса энергии на редкоземельные ионы, а также перспективы практического применения таких люминофоров.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 16-32-00198 мол_а).

Литература:
Wegh, R. T. Science (1999), 283, 663
Song K. et al J. Phys. Chem. C (2015), 119, 24558
Zhang Q. et al Appl. Phys. Lett. (2007) 91, 051903

ФОРМИРОВАНИЕ БАЗЫ ДАННЫХ ДЛЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНОГО СИЛИКАТНОГО РАСПЛАВА

Штенберг М.В.[1], Бычинский В.А.[2], Тупицын А.А.[2], Королева О.Н.[1], Чудненко К.В.[2]

[1]Институт минералогии УрО РАН, Миасс, shtenberg@mineralogy.ru;
[2]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Физико-химическое моделирование природных и промышленных процессов является сложной задачей и предъявляет большие требования к исходным данным. Во-первых, термодинамические данные компонентов должны быть, по возможности, иметь хорошее экспериментальное обоснование, расчетные величины основываться на общеизвестных соотношениях и закономерностях. Вторым критерием является взаимная согласованность термодинамических свойств веществ участвующих в моделировании. Зачастую данные из разных литературных источников имеют существенные различия, что вносит большую неопределенность в результаты расчетов.

Силикаты являются основным классом соединений слагающих земную кору и мантию. Моделирование структуры и свойств расплавов является важнейшей задачей для понимания процессов кристаллизации. Экспериментальные исследования расплавов зачастую дорогостоящие и труднореализуемые. Целью данной работы была подготовка базы данных для последующего физико-химического моделирования строения силикатного расплава различного состава.

Сбор и анализ литературных данных по термодинамическим свойствам веществ является первым и наиболее важным этапом работы. Вследствие особенностей способов обработки результатов калориметрии и методов оценки термодинамические свойства, силикатов щелочных металлов (Li, Na, K) приведенные в справочниках [Медведев и др., 1981; Гурвич и др., 1982; Chase et al., 1985], отличаются между собой. При этом нет надежного критерия выбора достоверной величины, учитывая при этом, что приводимые погрешности величин зачастую занижены [Тупицын и др., 2009]. Кроме того, термодинамические свойства для многих вещества были получены достаточно давно, в начале прошлого века, вследствие чего имеют невысокую точность, а для некоторых веществ и вовсе нет экспериментальных данных. Как следствие в работу по формированию данных для моделирования необходимо включать результаты расчета термодинамических свойств веществ не изученных экспериментально.

Нами использовался регрессионный анализ на основе классического аддитивного метода Неймана-Коппа, связывающего значения термодинамического потенциала и состав соединения:

$$F(\mathrm{A}_n\mathrm{B}_m) = nF(\mathrm{A}) + mF(\mathrm{B}), \quad (1)$$

где, F – произвольный термодинамический или термохимический потенциал; A и B – структурные единицы (элементы, ионы, оксиды и т. д.), на которые могут быть разложены исследуемые вещества; n и m – количество структурных единиц.

Регрессионный анализ позволил получить зависимость значений функций (энтропии, энтальпии, теплоемкости) от состава. Кроме того, были определены погрешности рассчитанных значений, отклонения от литературных данных [Koroleva et al., 2017]. Ниже для примера представлено уравнения для расчета стандартной энтропии щелочных силикатов:

$$S^\circ(x\mathrm{Me_2O}\cdot x\mathrm{SiO_2};\ \text{к};\ 298.15) = 43.153\cdot x(\mathrm{SiO_2}) + 38.366\cdot x(\mathrm{Li_2O}) + \\ + 73.796\cdot x(\mathrm{Na_2O}) + 103.426\cdot x(\mathrm{K_2O})\ \text{Дж}\cdot\text{К}^{-1}\cdot\text{моль}^{-1}. \quad (2)$$

Следующим шагом является создание формуляров соединений и внесение их в программный комплекс «Селектор». В нашем случае оценивалось содержание Q^n-единиц и производилась корректировка с учетом данных высокотемпературной рамановской спектроскопии [Королева и др., 2015].

Таким образом, учет всех изложенных выше факторов позволяет сформировать согласованную базу данных и повысить качество физико-химического моделирования.

Работа выполнены при поддержке грантов РФФИ (№ 16-35-60045 и № 15-05-02216), а также гранта Президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых (МК-5863.2016.5).

Литература:

Chase M.W., Davies C.A., Downey J.R. et al. JANAF Thermochemical Tables. – Third ed. – Washington, D.C.: Am. Chem. Soc.; N.Y.: Am. Inst. Phys. for the Natl. Bureau of Standards, 1985. – 929 p.

Koroleva O.N., Shtenberg M.V., Bychinsky V.A., Tupitsyn A.A., Chudnenko K.V. Methods for calculating and matching thermodynamic properties of silicate and borate compounds // Вестник ЮУргУ. Серия «Химия». – 2017. – Т. 9, № 1. – С. 39–48.

Гурвич Л.В., Вейц И.В., Медведев В.А. и др. Термодинамические свойства индивидуальных веществ. Справочное издание под ред. В.П. Глушко: В 4-х т. 3-е изд., перераб. и расширен. – М.: Наука, 1982. – 623 с.

Королева О.Н., Бычинский В.А., Тупицын А.А., Штенберг М.В., Кренев В.А., Фомичев С.В. Физико-химическая модель как метод расчета и согласования термодинамических свойств структурных единиц щелочно-силикатных расплавов // Журнал Неорганической химии. – 2015. – Т. 60, № 9. – С. 1211–1217.

Медведев В.А., Бергман Г.А., Васильев В.П. и др. Термические константы веществ. Справочное издание под ред. В.П. Глушко: в 10-и т. Вып. 10, ч. 1. – М.: ВИНИТИ, 1981. – 299 с.

Тупицын А.А., Мухетдинова А.В., Бычинский В.А. Подготовка термодинамических свойств индивидуальных веществ к физико-химическому моделированию высокотемпературных технологических процессов. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2009. – 303 с.

ПОИСК АТОМНОЙ СТРУКТУРЫ МЕЖЗЕРЕННЫХ ГРАНИЦ В КРЕМНИИ С ПОМОЩЬЮ СТРУКТУРНЫХ ШАБЛОНОВ.

Юрьев М.Ю.[1], Мысовский А.С.[1, 2]

[1]Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, mixailyu2012@yandex.ru; *[2]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, mysovsky@gmail.com*

В данной работе представлен, разработанный авторами, шаблонный метод поиска структуры.

Шаблонный метод поиска структуры – это метод, который осуществляет поиск и построение сложной структуры с помощью «структурных шаблонов». Новому методу можно дать английское название PatternAssistedStructureSearch (PASS).

Структурным шаблоном называется набор данных, необходимый и достаточный для поиска в структуре вещества определенных фрагментов с учетом заранее заданного пространственного расположения атомов, длин связей и углов между ними, а также для анализа или модификации данных фрагментов. Выражаясь более конкретно, шаблон задает функциональную зависимость между координатами добавляемых, удаляемых или заменяемых атомов и координатами прочих атомов в их близкой окрестности, а также содержит критерий собственной применимости – т.е. позволяет определить те места в структуре, к которым этот шаблон должен применяться.

Основная идея PASS состоит в том, что отдаленные атомы и фрагменты в структуре не взаимодействуют напрямую. Можно сделать вывод, что энергия структуры (независимо от того, имеется ввиду полная или свободная энергия) не содержит вклады, зависящие от координат удаленных атомов. Вместо того чтобы сразу оптимизировать всю структуру целиком, новый метод состоит из операции «поиск и замена», которая применяется к некоторым фрагментам большой структуры.

Будут показаны межзеренные границы в кремнии, построенные с помощью нового метода PASS.

PHASE TRANSITIONS IN FLUORIDES WITH ELPASOLITE-LIKE STRUCTURES – RAMAN SCATTERING STUDY

Vtyurin A.N., Krylov A.S., Voronov V.N., Goryainov S.V., Oreshonkov A.S., Krylova S.N.

Kirensky Institute of Physics, Krasnoyarsk, vtyurin@iph.krasn.ru

Crystals of fluoride-containing elpasolites with a common formula A_2BMeF_6 (space group of the high-symmetry G_0 phase $Fm3m$, Z=4) belong to perovskite-like structures which have intensively been studied in the last decades. This interest is, on one hand, due to the variety of their structures and extremely wide variety of their phase transitions observed [Alexandrov, 1997]; on the other hand, they represent a perspective class of optical materials: they possess a wider range of optical transparency as compared with traditional oxides and their spectral properties can easily be varied by a partial or full substitution of the Me^{3+} ions. Phase transitions in the perovskite-like structures are usually associated with the lattice instability to the displacement of the central ion in the MeX_6 octahedron or with the rotation of these octahedra induced by «soft» phonon condensation. By decades such softening of lattice modes has been observed in bromine-, chlorine- and oxygen-containing elpasolites (see, for example, [Buhrer, 1987; Knudsen, 1984; Prokert, 1984; Baldinozzi, 1990]), while very rarely in fluorides [Vtyurin, 2001]. Here we present results of such investigations for a series of such fluorides.

The spectral studies of the phase transitions in fluoride-containing elpasolites are usually hindered by high temperatures of these transitions. The samples for the investigations (2x2x4 mm^3), synthesized as described in [Vtyurin, 2001; Flerov, 1992], were cut along the crystallographic axes of the cubic phase. The samples were transparent and did not have any colored defects or inclusions visible under the microscope. The back-scattered Raman spectra were acquired using a Jobin Yvon – Horiba T-64000 spectrometer equipped with a liquid nitrogen-cooled CCD detector. To reduce the elastic scattering wing, low frequency spectra were taken in the subtractive dispersion mode with cutting frequencies below 8 cm^{-1}; a higher frequency part of the spectrum was acquired with the additive dispersion mode. The spectral width of the scattering matrix element was equal to 650/1024 cm^{-1} for the subtractive dispersion and 220/1024 cm^{-1} – for the additive one. The spectrum accumulation time was 600 sec. The spectrum was excited by the Ar+ laser line (at 514,5 nm, 500 mW). The temperature stabilization during the spectrum accumulation was either equal to or higher than 0.1 Å.

High pressure spectra were obtained from non-oriented microsamples in a diamond anvil cell (see, for example, [Munro, 1985]) using the mixture of ethyl and methyl alcohols (4:1) as a pressure-transmitting medium and a ruby luminescence doublet as a pressure indicator (the accuracy of the pressure recording was 0,05 GPa).

Higher temperature phase of all studied crystals Rb_2KHoF_6, Rb_2KDyF_6, Rb_2KScF_6, Rb_2KInF_6 and Rb_2NaYF_6 belong to the cubic elpasolite group. Observed structural phase transitions are induced by the condensation of soft phonon modes and are not connected with any lattice ordering processes. The critical soft modes are associated with the

rotations of the octahedral groups and belongs to the low-lying flat phonon branch in the direction Γ–X. According to the results of the spectroscopy of hard high frequency modes the behavior of the main order parameter is typical for the transitions of the second kind or those of the first kind close to the tricritical point. In the low frequency area, a strong interaction of the fluctuations of the main order parameter with the uncritical hard low frequency modes was found. Raman spectra measurements under high (up to 10 GPa) hydrostatic pressure have been made as well. Phase transitions from the cubic phase *Fm*3*m* to a lower-symmetry phase under pressure of 1GPa were observed in the Rb_2KScF_6 crystal and under pressure of about 0,9 GPa in the Rb_2KInF_6 crystal. The analysis of the changes in the spectral parameters allows one to argue that the transitions to the distorted phase in these crystals are accompanied by the increase (more likely, by two times) of the primitive cell volume of the initial phase. The calculated spectra of the lattice vibrations are in good agreement with the experimental results. Numerical simulations of lattice dynamics show that lattice instabilities in these crystals are associated with the rotations of the octahedral groups, and probable high pressure phase belong the space group *C*2/*m*. Investigations of other studied crystals under high pressure reveal the absence of changes in the spectra due to phase transitions, and lattice dynamics simulations confirm stability of their lattices up to 10 GPa.

This work has been supported by RFBR grant no. 16-02-00102.

References:

Alexandrov K. S., Beznosikov B. V. *Perovskite-like crystals.* – Novosibirsk: Nauka, 1997. – 320 p.

Buhrer W., Gudel H. U. J. Soft Rotatory Mode and Structural Phase Transition in the Rare-Earth Bromo-Elpasolites $Cs_2NaReBr_6$ // Phys. C. – 1987. – V. 20. P. 3809–3827.

Knudsen G. P. Soft Mode and Structural Phase Transition in the Cubic Elpasolite $Cs_2NaNdCl_6$ // Solid State Commun. – 1984. – V. 49. – P. 1045–1047.

Prokert F., Aleksandrov K. Neutron Scattering Studies on the Phase Transition and Phonon Dispersion in $Cs_2NaBiCl_6$ // Phys. Stat. Sol. – 1984. -Vol. b24, no 2. – P. 503–515.

Baldinozzi G., Sciau Ph., Bulou A. Raman Study of the Structural Phase Transition in the Ordered Perovskite Pb_2MgWCl_6 // J. Phys. Condens. Matter. – 1995. – Vol. 7, no 10. – P. 8109–8117.

Vtyurin A. N., Krylov A. S., Voronov B. N., Bulou A. Soft-Mode Condensation in Raman Spectra of the Rb_2KScF_6 Elpasolite // Phys. Solid State – 2001. – Vol. 43, no 11. – P. 2154–2157.

Flerov I. N., Gorev M. V., Melnikova S. V., Misul S. V., Voronov V. N., Aleksandrov K.S. Phase Transitions in Eplasolite Rb_2KScF_6. // Phys. Solid State – 1992. – Vol 34, no 11. – P. 2185–2193.

Munro R. G., Piermarini G. J., Block S., Holzapfel W. B. Model Line-Shape Analysis for the Ruby R Lines Used for Pressure Measurement // J. Appl. Phys. – 1985. – Vol. 57, no 2. – P. 165–169.

VI. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЕОХИМИИ

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНЫМ МЕТОДОМ В ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДЛЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Амосова А.А., Чубаров В.М., Канева Е.В.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, alena_amosova@mail.ru

Торфяники современных болот играют важнейшую роль в изучении современной и длительной динамики глобального цикла углерода и глобальных климатических изменений и широко используются как важные и перспективные архивы переноса атмосферной пыльцы. Результаты геохимического изучения неорганической фракции торфа позволяют получать очень чувствительные индикаторы изменения природной среды, как в региональном, так и в глобальном масштабе [Borren, 2004]. Поскольку для получения данных об изменениях окружающей среды и климата с высоким временным разрешением требуется деление исследуемого керна на короткие отрезки, масса анализируемого материала часто составляет менее 500 мг. Методика количественного рентгенофлуоресцентного определения основных породообразующих оксидов (Na_2O, MgO, Al_2O_3, SiO_2, P_2O_5, K_2O, CaO, TiO_2, MnO, Fe_2O_3) из навесок массой 110 мг с гомогенизацией сплавлением была ранее применена при анализе изверженных горных пород и донных отложений озера Баунт [Амосова, 2015, Амосова 2017]. Навески прокаленных образцов при 950°С в течение 4 часов массой 110 мг сплавляли с 1,1 г метабората лития (Acros, 99 % мас., для анализа) с добавлением 7 капель 4 % мас. раствора LiBr в платиновых тиглях в электропечи TheOX (Claisse, Канада) при температуре 1050°С. Полученный расплав выливали на платиновые подложки, что позволило получить стеклянные диски диаметром 10–12 мм и толщиной 3–5 мм, для измерения которых спектрометр S8 Tiger оснащен коллиматорной маской 8 мм. В данной работе исследована возможность применения разработанной методики для анализа керна торфяных отложений Окинского плоскогорья, расположенного в районе, где в отсутствии источников постоянного антропогенного воздействия, преобладают ненарушенные экосистемы. Керн длиной 61 см, пробуренный в долине р. Сенца, содержит до 70 % органической составляющей, что может препятствовать гомогенизации образца при сплавлении. Поэтому была также исследована возможность анализа порошковых проб, спрессованных на подложке из борной кислоты.

Измерения были выполнены на волноводисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS, Германия), оснащенном рентгенооптической схемой по Соллеру. Для возбуждения флуоресцентного излучения используется рентгеновская трубка с родиевым анодом. Градуировочные уравнения были построены с использованием стандартных образцов континентальных рыхлых отложений, речных и морских илов и глин (СГХМ-1, СГХМ-2, СГХМ-3, СГХМ-4, СГХ-1, СГХ-3, СГХ-5, СДО-1, СДО-2, СДО-8, СДО-9, СН-1 (GeoPT-10), UoK Loess (GeoPT-13) и SdAR-1 (GeoPT-31). Поскольку стандартные образцы торфяников с аттестованным содержанием породообразующих элементов отсутствуют, точность полученных данных была проверена сопоставлением с результатами анализа методами пламенной фотометрии, спектрофотометрии и атомной абсорбции. В большинстве случаев анализ сплавленных проб обеспечивал точность, соответствующую 3 категории количественного химического анализа. Анализ гомогенизированных проб обеспечивает лучшую точность по сравнению с анализом прессованных образцов.

Исследования выполнены с использованием оборудования Центров коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН, «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации. Рентгенофлуоресцентный анализ проведен при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10079). Буровые экспедиции и анализ методам рентгеновской дифракции проведены при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проекты № 16-35-00235 и №15-05-01644а).

Литература:

Амосова А.А., Пантеева С.В., Татаринов В.В., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л. Рентгенофлуоресцентное определение основных породообразующих элементов из образцов массой 50 и 110 мг // Аналитика и контроль. - 2015. - Т. 19, №2. - С. 130-138.

Амосова А.А., Чубаров В.М., Канева Е.В., Финкельштейн А.Л. Определение основных породообразующих элементов, стронция и циркония рентгенофлуоресцентным методом для геохимической характеристики донных отложений // Аналитика и контроль. - 2017. - Т. 27, №1. - С. 16-24.

Borren W., Bleuten W., Lapshina E.D. Holocene peat and carbon accumulation tares in the southern taiga of Western Siberia // Quaternary Research. - 2004. - V. 61. - P. 42-51.

ИССЛЕДОВАНИЕ СОСУЩЕСТВУЮЩИХ СТАБИЛЬНОЙ И МЕТАСТАБИЛЬНЫХ (КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ И АМОРФНОЙ) ФАЗ Mg-Al-Be СИЛИКАТОВ МЕТОДАМИ РСМА, РСФА И КРИСТАЛЛООПТИКИ

Белозерова О.Ю., Михайлов М.А., Мамонтова С.Г., Демина Т.В., Богданова Л.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, obel@igc.irk.ru

Изучение процессов кристаллизации и эволюции структуры силикатных расплавов через образованные ими модификации стабильных и метастабильных (кристаллических и рентгеноаморфных) фаз невозможно без комплексного исследования структуры и состава вещества [Евзикова, 1983] на локальном уровне в сочетании с другими аналитическими методами. С этой точки зрения, в настоящей работе рассмотрена перспективность применения метода рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа (РСМА) в комплексе с рентгеноструктурным фазовым (РСФА) и кристаллооптическим анализами.

Объектом исследования являлся стабильный твердый раствор бериллиевого индиалита (БИ (Cr) тв. р-р) и его метастабильные кристаллические и рентгеноаморфная фазы, полученные из силикатного расплава [БИ(Cr) твердый раствор^{ТФС}], предварительно синтезированного методом твердофазного взаимодействия оксидов MgO, BeO, Al_2O_3, SiO_2. Для синтеза использован исходный состав смеси: [90 % минала бериллиевого индиалита (БИ, идеальный состав $Mg_2BeAl_2Si_6O_{18}$,) + 10% минала кордиерита (К, идеальный состав $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$) + 0,5 мас.% (Cr_2O_3)].

Для проведения исследований на рентгеноспектральном микроанализаторе Superprobe JXA-8200 (JEOL Ltd, Япония) с помощью энергодисперсионного и волновых спектрометров разработана методика РСМА Be-содержащих силикатных соединений: кристаллов и закаленных расплавов (стекол). Оптимальные условия возбуждения и регистрации аналитического сигнала подобраны с учётом зависимостей интенсивности аналитических линий и пределов обнаружения определяемых элементов от ускоряющего напряжения, тока зонда и времени измерения. В рамках методики подобраны способ подготовки образцов к анализу и образцы сравнения минералов известного состава, использующиеся в качестве стандартных образцов. Специально разработан стандартный образец состава Be-содержащего силикатного стекла, синтезированного авторами [Belozerova, 2017]. Предварительно изучена стабильность этого стекла к локальному нагреву под действием электронного пучка, оценена однородность на макро- и микроуровнях, а также возможность его использования как стандартного образца при РСМА Be-содержащих силикатных материалов. Характер распределения элементов по поверхности исследуемого образца, размеры и формы выделения минеральных фаз по основной матрице расплава оценены в режиме растрового электронного микроскопа во вторичных, обратно рассеянных электронах и в рентгеновских лучах характеристического излучения элементов. Количественные определения химического состава силикатного расплава БИ и выделяющихся минеральных фаз проведены с помощью волновых дисперсионных спектрометров. Расчет поправочных факторов на матричные эффекты и содержаний определяемых элементов выполнен ZAF-методом по программе количественного анализа программного обеспечения микроанализатора.

Методики кристаллооптического анализа и РСФА подробно описаны в работе [Михайлов, 2017].

Результаты комплексного исследования (кристаллизация + РСМА + РСФА + кристалооптика) позволили оценить фазовое преобразование силикатного расплава состава [БИ(Cr) твердый раствор^{ТФС}] от затравки (кордиерита, $Mg_{1,79}Fe_{0,23}Al_{4,03}Si_{4,96}O_{18}$ $Na_{0,02}$) до поверхности расплава с послойным образованием фаз и их генераций: буровато-темно-зеленый БИ (Cr) тв. р-р *I генерации* ($Mg_{1,80}Cr_{0,01}Fe_{0,04}Al_{2,73}Be_{0,88}Si_{5,58}O_{18}$) + включения Cr-шпинели $(Mg_{0,92}Be_{0,18})(Al_{1,35}Cr_{0,56}Mg_{0,10}Fe_{0,03})O_4$ → темно-зеленый БИ (Cr) тв. р-р *II генерации* ($Mg_{1,85}Cr_{0,01}Fe_{0,02}Be_{0,91}Al_{2,49}Si_{5,73}O_{18}$) + включения Cr-шпинели ($Mg_{0,97}Be_{0,03}Al_{1,31}Cr_{0,67}Fe_{0,03}O_4$) и Cr-хризоберилла $(Be_{0,83}Si_{0,10}Mg_{0,02})(Al_{1,28}Cr_{0,68})O_4$ → ассоциация белых поликристаллических метастабильных фаз [со структурами β-кварца (ФСКВ) и петалита (ФСП)] *I генерации* $(Si_{0,65}Al_{0,25}Mg_{0,21}Be_{0,11})O_2$ ~ $(Mg_{1,89}Cr_{0,01}Fe_{0,01}Al_{2,26}Be_{0,99}Si_{5,84})O_{18}$ → болотно-зеленый БИ (Cr) тв. р-р *III генерации* ($Mg_{1,89}Cr_{0,01}Fe_{0,01}Al_{2,26}Be_{0,94}Si_{5,87}O_{18}$) → белая метастабильная остроугольная фаза ФСКВ *II генерации* $(Si_{0,65}Al_{0,25}Mg_{0,21}Be_{0,10})O_2$ ~ $(Mg_{1,89}Cr_{0,01}Fe_{0,01}Al_{2,28}Be_{0,90}Si_{5,88})O_{18}$ → белая метастабильная вееробразная фаза ФСКВ *III генерации* $(Si_{0,64}Al_{0,25}Mg_{0,20}Be_{0,14})O_2$ ~ $(Mg_{1,80}Cr_{0,01}Fe_{0,01}Al_{2,23}Be_{1,27}Si_{5,78})O_{18}$ → голубовато-белый опаловидный расплав ($Mg_{1,86}Cr_{0,01}Be_{1,08}Al_{2,26}Si_{5,82}O_{18}$).

Таким образом, с помощью комплекса методов детально изучена эволюция химического состава и структуры Mg-Al-Be силикатного расплава и образованных им химически близких различных генераций стабильного кристаллического БИ, метастабильных кристаллических фаз со стуктурами β-кварца и петалита, а также закаленного расплава (стекла).

Литература:

Belozerova O.Yu. et al. // Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy. – 2017. – V. 127. – P. 34–41.

Евзикова Н.З. Новые идеи в генетической минералогии. Л.: Наука. – 1983. – С. 12–21.

Михайлов М.А. и др. // Кристаллография. – 2017. – Т. 62. (в печати).

ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ МЕТОДА ИСП-МС ДЛЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЗАДАЧ (ПОДГОТОВКА ПРОБ К АНАЛИЗУ, ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАСС-СПЕКТРОМЕТРОВ РАЗНОГО ТИПА)

Бычкова Я.В.[1], Николаева И.Ю.[1], Бугаев И.А.[2]

[1]*Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова*, Москва, *yanab66@yandex.ru;*
[2]*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, iliabougaev@gmail.com*

Метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой занял важное место для анализа геологических образцов благодаря широкому спектру анализируемых элементов и высокой инструментальной чувствительности. Горные породы – это сложные химические соединения с высокой концентрацией матричных элементов, а их подготовка к анализу (разложение) зачастую требует индивидуального подхода к разным типам пород. Целью данной работы было протестировать наиболее универсальные методы пробоподготовки для разных типов пород и определить корректность получаемых данных на масс-спектрометрах различного типа.

Основной проблемой при разложении и переведении образца в раствор остается полнота экстрагирования аналитов. Авторами для разложения пород использовались два метода – микроволновое кислотное разложение (МКР) и спекание с содой [Бычкова, 2016]. Для апробирования использовались международные стандартные образцы силикатных горных пород различного состава – DTS-1b (дунит), BHVO-2 (базальт), GSP-2 (гранодиорит), SY-2 (сиенит), СГ-3 (гранит), ГСО 8042-94 (кимберлит).

МКР хорошо работает, если в породах отсутствуют циркон, шпинели, топаз, берилл, рутил, графит. Эти минералы в нерастворенном виде остаются в осадке. Однако даже в визуально полностью разложенных образцах для средних и кислых пород наблюдается дефицит Zr, Hf, Nb, Ta, что свидетельствует об их неполном переходе в раствор. Для остальных пород отмечен дефицит Zn, B, Se, As, которые были утрачены в процессе многократного выпаривания. Метод спекания в большинстве пород позволяет эффективно разложить такие минералы, как циркон, хромшпинель, а также органическую составляющую донных отложений и позволяет сохранить в растворе Zn, As, B, однако иногда наблюдается дефицит Cu. Для кимберлитов происходит неполный переход в раствор Zr, Hf, Nb и Ta, в то время, как для гранодиоритов и гранитов метод оказался весьма эффективным. Авторы рекомендуют для дунитов, гранодиоритов и гранитов использовать метод спекания, а для кимберлитов – МКР. Пробоподготовку базальтов можно проводить обоими методами.

Помимо сложной пробоподготовки существуют проблемы при анализе образцов. Главными ограничениями метода являются полиатомные интерференции и матричный эффект [Карандашев, 2007]. Матричный эффект возможно уменьшить, разбавив анализируемые растворы. Чувствительность современных масс-спектрометров позволяет доводить конечное разбавление до 50–90 тысяч раз. Контроль стабильности интенсивности сигнала, на который влияет матричный эффект, осуществляется использованием одного или нескольких внутренних стандартов. Производители масс-спектрометров рекомендуют использовать специализированные распылители и распылительные камеры, которые существенно снижают матричный эффект, удаляя ионы матрицы.

Для проведения мультиэлементного анализа производителями представлены два типа масс-спектрометров – квадрупольные масс-спектрометры (КМС) - наиболее популярные, простые в использовании и относительно дешевые; и высокого разрешения с двойной фокусировкой. Сравнение КМС X-Series II (базовой комплектации) и масс-спектрометра высокого разрешения Element-2 (для морской воды такая работа проводилась [Rodushkin, 1998]) показало, что в измерениях на КМС искажены концентрации для Sc*, Yb, Er, Eu, Gd, Ni, Co*, Cu, Zn, Ga, Ge, Pd, Rh*, Ag, Au*, As*, P*, Cs* (* – моноизотопные элементы). На Element-2 с высокой точностью определяются концентрации практически всех элементов, т.к потоки интерферирующих ионов разделяются на среднем и высоком разрешениях. Для избавления от интерференций последние модели КМС оснащены дополнительной комплектацией реакционными ячейками с использованием различных газов (в основном, He). Интерференции также можно корректировать измерением разных изотопов одного элемента, введением поправочных коэффициентов на основе параллельных измерений другим методом и т.д. [Карандашев, 2007].

Литература:

Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестник Московского университета, 2016, Серия 4. Геология. № 6. с. 56-63.

В. К. Карандашев, А. Н. Туранов, Т. А. Орлова, А. Е. Лежнев, С. В. Носенко, Н. И. Золотарева, И. Р. Москвина. Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды // Заводская лаборатория. 2007. Т. 73, № 1, с. 12-22

Ilia Rodushkin, Thomas Ruthb and Dennis Klockareb. Non-spectral interferences caused by a saline water matrix in quadrupole and high resolution inductively coupled plasma mass spectrometry // Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 1998, Vol. 13, p. 159-166

НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ АТОМНО-ЭМИССИОННОГО СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Заякина С.Б., Шавекин А.С.

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

С развитием *геохимических исследований* основная задача геоаналитиков сводится к разработке методик *спектрального анализа*, обеспечивающих *высокую производительность*, требуемую *точность* при одновременном определении большого числа элементов в пробах переменного состава с *пределами обнаружения* на уровне *кларковых концентраций.* 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 аналитиками-геохимиками. Для целей геохимии и исследований, связанных с различными проблемами *окружающей среды*, значительный интерес вызывают установки, позволяющие проводить *элементный анализ* непосредственно в твердой фазе [Аношин, 2012].

В лаборатории геохимии благородных и редких элементов и экогеохимии ИГМ СО РАН атомно-эмиссионный спектральный анализ реализован на двух автоматизированных установках: «Гранд-Поток» для анализа порошковых проб методом «просыпка-вдувание» и установке с дуговым двухструйным плазмотроном [Шавекин, 2017]. Установки производятся компанией «ВМК-Оптоэлектроника», г. Новосибирск. Обе установки позволяют проводить атомно-эмиссионный спектральный анализ как в обычном, интегральном режиме, так и в сцинтилляционном режиме, при этом базовая экспозиция составляет 4 мс. Одновременная регистрация спектра пробы двумя способами дает мощный инструмент геохимикам не только для определения количественного содержания аналитов в пробе, но и информацию о распределении элементов и формы их нахождения в пробе [Заякина, 2012].

Перспективность применения современных установок для атомно-эмиссионного спектрального анализа продемонстрирована для различных твердофазных дисперсных объектов. 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 «суперэкотоксикантов» 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 Re 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. Разрабатывается методика определения редкоземельных элементов в пробах Томторского месторождения.

Работа подержана Грантом РФФИ №17 – 45- 540063 р/а

Литература:

Аношин Г. Н., Заякина С. Б. Современный атомно-эмиссионный спектральный анализ в геологии и геохимии: учебное пособие – Новосибирск: Новосиб. гос. ун-т, ИГМ СО РАН, 2011 – 200с.

Заякина С.Б., Аношин Г.Н., Путьмаков А.Н., Веряскин А.Ф. Возможности и перспективы кинетического спектрального метода для изучения распределения благородных металлов в горных породах и рудах. / Заводская лаборатория. Диагностика материалов – 2012 – Т. 78, № 1 часть II – С. 50–53

Шавекин А.С.,Купцов А.В., Заякина С.Б., Аношин Г.Н. Сравнение результатов сцинтилляционного атомно-эмиссионного анализа, полученных с использованием установки «Поток» и дугового двухструйного плазмотрона «Факел»//Заводская лаборатория. Диагностика материалов. – 2017 – №1. Т.83 – С.97–100.

СРЕДНЯЯ СТРУКТУРА КУБИЧЕСКОГО ЛАЗУРИТА ДО И ПОСЛЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО ОТЖИГА

Канева Е.В., Сапожников А.Н., Суворова Л.Ф., Таусон В.Л.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, kev604@mail.ru

Лазурит отличается многообразием структурных модуляций, которые, предположительно, определяются одновременным присутствием в его составе в разных соотношениях различных сульфатных, сульфидных и, возможно, тиосульфатных комплексов. Для детального изучения характера модуляции и уточнения модуляционных параметров с учетом сателлитных составляющих дифракционной картины минерала первоначальной задачей является тщательное исследование его средней (базисной) структуры. Ранее выполненные эксперименты и исследование порошковых образцов из Похабинского месторождения выявили то, что после прокаливания лазурита на воздухе при температуре выше 800°С сателлиты на ренгенограммах сначала исчезают, при этом интенсивность основных рефлексов не изменяется, а при дальнейшем отжиге (в течение 2,5 часов) на дифрактограммах появляются линии новой соразмерной модуляции [Сапожников и др., 1994]. Целью данной работы является сравнительное рентгеноструктурное исследование монокристалла лазурита из Малобыстринского месторождения до и поле отжига образца при 800°С.

Исследование средней структуры выполнялось на монокристальном дифрактометре AXS D8 VENTURE Bruker, оснащенном двумя источниками излучения и чувствительным детектором Photon 100. Расшифровка и уточнение структур произведена с помощью программы CRYSTALS [Betteridge et al., 2003]. Химический состав синтезированных кристаллов исследовался на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 Jeol, снабженном растровым электронным микроскопом высокого разрешения, энергодисперсионным спектрометром (EDS) с SiLi детектором и пятью спектрометрами с волновой дисперсией (WDS). Эксперименты по прокаливанию образца проводились в кварцевых ампулах в шахтной печи в течении 1 суток, после чего ампулы охлаждались на воздухе.

Структура изучаемого образца кубического лазурита уточнялась с применением двух пространственных групп – $P\bar{4}3n$ и $P23$. Сравнительный анализ результатов показал, что модель в группе $P23$ является более структурно информативной. Параметры элементарной ячейки образца до и после отжига, соответственно, составили: a = 9,064(1) и 9,0635(5) Å, V = 744,6(1) и 744,54(1) Å^3, то есть, не изменились в пределах погрешности. Фактор сходимости R_1 уточняемых структурных моделей составил 2,9 % и 4,0 % – до и после прокаливания.

Химическая формула образца, рассчитанная по результатам электронно-зондового микроанализа и рентгеноструктурного анализа: $(Na_{6,57}Ca_{1,21})[Al_{5,89}Si_{6,11}O_{24}](Sn,SO_4)^{2-}{}_{1,90}Cl_{0,14}$.

Уточнение структуры исходного образца выявило возникновение явления разупорядочения некоторых положений атомов: атом О расщепляется на два положения, заселяя их на 70 и 30 %, соответственно; внекаркасный атом натрия распределяется практически поровну по двум положениям – Na1 и Na2, а второе катионное положение помимо того, что расщеплено на две практически эквивалентные по заселенности позиции Na3 и Na4, также содержит некоторое количество кальция в позиции Na4. Таким образом, позиция 4 на 0,27 заселена Na и на 0,25 – Ca. Al и Si статистически заселяют в структуре две частных позиции в отношении 1:1. Сера находится в сульфидной и сульфатной формах. В одной из содалитовых полостей преобладает сульфатная сера в виде SO_4, однако имеются и положения серы в виде сульфидного полианиона. Другая полость, скорее всего, содержит кластеры сульфидной серы.

Предварительные результаты показывают, что в структуре образца после отжига произошли некоторые изменения. Замечается миграция атомов щелочных и щелочно-земельных металлов: так, вместо четырех позиций катионов в структуре насчитывается шесть положений, заселенных атомами Na и Ca. Каркас структуры также претерпевает разупорядочение: помимо расщепленного в исходном образце атома кислорода O2 (на O21 и O22), в структуре претерпевшего отжиг образца атом O1 также расщепляется на две новые позиции O11 и O12; при этом отношение заселенности двух позиций у обоих положений атомов примерно соответствует 1:1. Содержание и форма нахождения серы в одной из полостей (SO_4 + сульфидная сера) остается практически без изменений, тогда как в другой полости образуются новые положения атомов, которые неоднозначно идентифицируются и трактуются на данном этапе изучения.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП "Изотопно-геохимических исследований" ИГХ СО РАН и "Анализа органического вещества" ИрИХ СО РАН. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00137 мол_а

Литература:

Сапожников А.Н., Медведев А.Я., Иванов В.Г., Таусон В.Л., Матвеева Л.Н. О поведении модулированной структуры Прибайкальского лазурита при высокотемпературном отжиге // ЗВМО. – 1994. – №2. – С. 82-88.

Betteridge P.W., Carruthers J.R., Cooper R.I., Prout K., Watkin D.J. Crystals version 12: software for guided crystal structure analysis // Journal of Applied Crystallography. – 2003. – V. 36. – P. 1487.

УТОЧНЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ НОВОГО СИНТЕЗИРОВАННОГО KTm-СИЛИКАТА

Канева Е.В.[1], Суворова Л.Ф.[1], Таусон В.Л.[1], Кашаев А.А.[2]

[1]*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, kev604@mail.ru;* [2]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск*

С использованием смеси оксидов SiO_2–Al_2O_3–Tm_2O_3 во флюиде KOH–H_2O В.К. Тароевым были синтезированы кристаллы KTm-силиката. Гидротермальный синтез производился в автоклаве с вкладышем из меди, герметизированным аргонодуговой сваркой. Поддерживать кислородный потенциал на постоянном уровне позволило использование в синтезе оксида меди. Эксперимент проводился при общем давлении 100 МПа (1 кбар), температуре 500°C (±5°C), продолжительность опыта – 45 суток. После выдержки в стационарных условиях автоклав охлаждался в холодной проточной воде. Кристалл был проанализирован на монокристальном дифрактометре AXS D8 VENTURE Bruker с двумя источниками излучения и детектором Photon 100 под монохроматизированным Mo*Kα* излучением. Химический состав исследовался на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 Jeol, снабженном растровым электронным микроскопом высокого разрешения, энергодисперсионным спектрометром (EDS) с SiLi детектором и пятью спектрометрами с волновой дисперсией (WDS). По результатам электронно-зондового микроанализа (среднее из 10 анализов) получены следующие содержания компонентов (мас %): SiO_2 57,3(8), Al_2O_3 0,54(6), Tm_2O_3 28,3(3), K_2O 13,5(6), сумма 99,64. Анализ данных монокристального анализа показал, что изучаемый KTm-силикат имеет орторомбическую симметрию и кристаллизуются в пространственной группе *Pbam*. Параметры элементарной ячейки: a = 14,8496(6) Å, b = 15,8988(6) Å, c = 7,2424(3) Å, V = 1709,9(1) Å^3. Уточнение структуры было выполнено в программе CRYSTALS [Betteridge et al., 2003] с использованием 5120 независимых рефлексов, в анизотропном приближении R_1 фактор составил 4,8 %.

Структура исследуемого соединения основана на (Si_2O_5)-слоях, устроенных таким образом, что все SiO_4-тетраэдры соединяются по трем вершинам с соседними тетраэдрами, а четвертый атом кислорода является также вершиной полиэдра – Tm или K. Слои из (Si_2O_5) вытянуты вдоль направления *b* и, прикрепляясь к полиэдрам Tm, образуют каналы в структуре, простирающихся вдоль *c*. Внутри них локализуются атомы K и молекулы воды. KTm-силикат топологически изоструктурен KNd- и KEu- силикатам [Пущаровский и др., 1977; Haile and Wuensch, 2000; Расцветаева и др., 2010]. Значения межатомных расстояний <Si–O> варьируют от 1,612(4) до 1,615(5) Å, а средние расстояние Tm–O в двух независимых октаэдрах составляют 2,310(6) и 2,317(6) Å. Суммы валентных усилий двух позиций атомов тулия по результатам анализа локального баланса, рассчитанного по методике Brese и O'Keeffe, 1991, равны 2,60 и 2,55 v.u. (valent units). Полученная модель кристаллической структуры исследуемого соединения дает основание предположить, что тулий входит в структуру в двух формах: двух- и трехвалентной. На это указывают значения валентных усилий обоих положений атомов Tm (2<v.u.<3) и межатомных расстояний Tm–O в октаэдрах. Идеальные расстояния до атомов кислорода, рассчитанные по Shannon, 1976: для Tm^{2+} в [6]-координации = 2,39 Å, для Tm^{3+} в [6]-координации = 2,24 Å. Значения, полученные для KTm-силиката, лежат точно посередине этих пределов. Средние расстояния калий–кислород равняются 2,92(1), 2,98(1) и 3,02(1) Å для трёх независимых положений атомов K с заселенностью 0,70(1), 1,04(1) и 0,97(1). Сумма валентных усилий этих позиций – 0,99, 0,73 и 0,43; пониженное значение последних двух, скорее всего, обусловлено большим размером структурных полостей, в которых дислоцируются катионы. Расчет суммы валентных усилий атомов кислорода показал, что атомы, являющиеся общими для SiO_4-тетраэдров и TmO_6-октаэдров, частично замещаются OH-группой (1<v.u.<2).

Таким образом, формула синтезированного KTm-силиката, выведенная на основании анализа результатов рентгеноструктурного анализа: $K_{2,71}(Tm^{2+},Tm^{3+})_{0,98}[Si_6(O,OH)_{15}]\cdot 0,82H_2O$.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП "Изотопно-геохимических исследований" ИГХ СО РАН и "Анализа органического вещества" ИрИХ СО РАН. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-05-00392 А.

Betteridge P.W., Carruthers J.R., Cooper R.I., Prout K., Watkin D.J. Crystals version 12: software for guided crystal structure analysis // Journal of Applied Crystallography. – 2003. – V. 36. – P. 1487.

Brese N.E., O'Keeffe M. Bond-valence parameters for solids // Acta Crystallographica. 1991. B47. P. 192–197.

Haile S.M., Wuensch B.J. Structure, phase transitions and ionic conductivity of $K_3NdSi_6O_{15}\cdot 2H_2O$. I. α-$K_3NdSi_6O_{15}\cdot 2H_2O$ and its polymorphs // Acta Crystallographica. – 2000. – B56. – P. 335-348.

Shannon, R.D. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides // Acta Crystallographica. – 1976. – A32. – P. 751–767.

Пущаровский Д.Ю., Карпов О.Г., Победимская Е.А., Белов Н.В. Кристаллическая структура $K_3NdSi_6O_{15}$ // Доклады Академии наук СССР. – 1977. – Т. 234. – № 6. – С. 1323-1325.

Расцветаева Р.К., Аксенов С.М., Тароев В.К. Кристаллические структуры эндотаксических фаз в силикате европия и калия с ячейкой пеллиита // Кристаллография. – 2010. – Т. 55. № 6. – С. 1101-1108.

ТВЕРДОФАЗНАЯ МИКРОЭКСТРАКЦИЯ (ТФМЭ) В СОЧЕТАНИИ С ГАЗОВОЙ ХРОМАТОГРАФИЕЙ/МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЕЙ С ИЗОТОПНЫМ РАЗБАВЛЕНИЕМ – ПЕРСПЕКТИВНЫЙ МЕТОД ПРОГНОЗИРОВАНИЯ НЕФТЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЁМКИ ПО СНЕЖНОМУ ПОКРОВУ

Лопушанская Е.М.[1], Будко А.Г.[1], Харитонов С.Г.[1], Крылов А.И.[1], Скопенко Н.Ф.[2], Гончаров А.В.[2], Зуйкова Ю.Л.[2]

[1]ВНИИМ им. Д.И. Менделеева, Санкт-Петербург, akrylov@b10.vniim.ru;
[2]ЗАО Координационный центр «РОСГЕОФИЗИКА», Санкт-Петербург

Среди геохимических методов поисков нефти и газа (ГПНГ) атмогеохимический и битуминологический являются основными. Их развитие в значительной степени зависит от возможностей применяемого аппаратурного комплекса. Газовая хроматография, лежащая в основе атмогеохимического метода, уже в конце прошлого столетия достигла уровня, достаточного для решения поисковых задач. Поэтому на сегодняшний день повышение эффективности ГПНГ связано, в первую очередь, с развитием битуминологического метода. Применяемые для ГПНГ современные синтетические сорбенты в сочетании с техникой, так называемого пассивного пробоотбора, позволяют проводить определение углеводородов (УВ) в диапазоне С3-С40. Однако этот метод имеет ряд своих ограничений, обусловленных режимами выполнения пробоотбора, дополнительными затратами за счет разнесенных по времени процедур установки и извлечения пробоотборников на местности и др.

В этой связи представляет несомненный интерес направление, связанное с использованием в качестве материала для исследования естественных (природных) сорбентов. На сегодняшний день УВ аналитически определяется лишь в минеральных и органических средах. При этом в наиболее доступных и широко опробуемых в практике ГПНГ естественных сорбентах, таких, как снег, до настоящего времени регистрировались лишь некоторые представители класса УВ (C_1-C_5, бензол, толуол, ксилолы). Основная причина столь ограниченного опыта связана с практически полным отсутствием подходящей методологии и методического обеспечения, позволяющих на должном уровне точности и чувствительности проводить измерения широкого спектра УВ в снеге или талой воде.

Для решения всего комплекса возникающих аналитических задач нами было проведено исследование возможностей использования техники твердофазной микроэкстракции (ТФМЭ) и установлено, что этот метод не уступает по чувствительности методу с пассивным пробоотбором. Для достижения сопоставимости результатов и большей точности количественного определения, при обработке результатов применяли метод внутреннего стандарта. В качестве внутренних стандартов использовали дейтерированные аналоги для разных классов аналитов: бензол D6, о-ксилол D10, нафталин D8, антрацен D10, фенантрен D10, октан D18, пентадекан D32, эйкозан D42.

Таким образом, на основании проведенных исследований во ФГУП «ВНИИМ им. Д.И. Менделеева» был разработан метод, основанный на твердофазной микроэкстракции (ТФМЭ) в сочетании с газовой хроматографией/масс-спектрометрией с изотопным разбавлением. Метод был апробирован в поисковых работах ЗАО КЦ «РОСГЕОФИЗИКА» (заказчик ЗАО «Ханты-Мансийский нефтегазовый союз»). Всего было отобрано и проанализировано около 500 проб снега в нефтегазоносном регионе Западной Сибири.

Предварительную экстракцию аналитов из проб талой воды, полученной из отобранного снега, осуществляли с помощью шприца для ТФМЭ, последующий анализ проводили методом газовой хроматографии/масс-спектрометрии. В пробах зарегистрировано более 200 органических соединений различных классов, из которых выбрали 74 соединения, традиционно используемых в практике ГПНГ. Нижний предел количественного обнаружения (мкг/л) составил от 0,002 до 0,01 для ароматических УВ; от 0,005 до 0,01 для предельных УВ; от 0,007 до 0,01 для непредельных УВ; 0,006 для фенантрена и антрацена; 0,005 для нафталина; 0,001 для алкил замещённых нафталинов.

Предлагаемый методико-аналитический комплекс выводит съемку по снежному покрову на уровень эффективности методов пассивной сорбции (патент США №5235863, GORE & ASS (US), МПК: G01V 9/00), но при этом она становится гораздо более экономичной.

ИЗВЛЕЧЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ПРИ АНАЛИЗЕ СИЛИКАТНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД МЕТОДОМ ИСП-МС С ПОЛУЧЕНИЕМ РАСТВОРОВ ОТКРЫТЫМ КИСЛОТНЫМ РАЗЛОЖЕНИЕМ ПРОБ И ДОПЛАВЛЕНИЕМ НЕРАСТВОРИМОГО ОСТАТКА

Меньшиков В.И., Власова В.Н., Сокольникова Ю.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, mensh@igc.irk.ru

При определении элементов платиновой группы (ЭПГ) особенно важным является вопрос полноты перевода элементов в анализируемый раствор. Так ранее при определении ЭПГ методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) с использованием кислотного разложения (HNO_3+HCl) проб в автоклавах, например, в трубках Кариуса, обычно не растворившуюся силикатную часть отделяли от раствора и не анализировали, считая, что она не содержит ЭПГ. Позднее было показано, что извлечение ЭПГ возрастает более чем на 20 %, если проводить разложение проб фтористоводородной кислотой в открытых системах с удалением Si и последующей деструкцией остатка пробы с помощью «обратной царской водки»в автоклаве [Dale, 2012].

Другим способом, обеспечивающим полное переведение образцов в раствор, является разложение проб (1 г) в открытых системах смесью HF-HNO_3-$HClO_4$ с удалением Si, обработкой HCl+HNO_3, последующим доплавлением нерастворившегося остатка с NH_4F и обработкой HCl остатка [Меньшиков, 2016].

В настоящей работе представлены данные по степени извлечения ЭПГ (Ru, Rh, Pd, Ir, Pt и Re) в раствор по методике с доплавлением нерастворимого остатка [Меньшиков, 2016].

При открытом разложении проб избытком кислот в «типичных» температурных условиях наблюдалось образование нерастворимого остатка, доля которого зависела от состава пробы и составляла от ее общей массы для силикатных горных пород: 5–17 % для перидотитов, 1–4 % для базальтов и 0,2–1,5 % для сульфидных руд (хромовые руды исключены из списка из-за необходимости вскрытия в особых условиях).

Распределение доли платиновых металлов в нерастворившемся остатке до сплавления носит дифференциальный характер и может составлять для иридия 30 %, для рутения до 17 %, для родия до 8 % (представлены в таблице), тогда как для Pt, Pd и Re доля аналита в остатке не превышает 5 %.

Таблица

Распределение Rh, Ir и Ru при кислотном разложении проб и после доплавления остатка (в пересчете на навеску 1 г)

Проба	Rh			Ir			Ru		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
	(нг/г)	(нг/г)	%	(нг/г)	(нг/г)	%	(нг/г)	(нг/г)	%
Ультраосновная порода № 21	11,7	0,4	3	13,4	0,8	5,6	28,5	1,3	4
Ультраосновная порода № 67	1,1	0,1	8	1, 7	0,4	19	3,1	0,6	17
Руда № 1520-В	303	10,6	3,4	273	109	28	2169	77,7	3,4
ГСО руды сульфидной медно-никелевой Ж-3	662	4	0,6	58,4	1,8	3	59	1,8	3
ГСО руды пирротиновой сплошной РП-1	1031	14,5	1,4	108	8,6	7,4	323	11,3	3,4

Примечание: 1 – содержание аналита после кислотного разложения пробы (нг/г); 2 – содержание аналита после доплавления нерастворимого остатка (нг/г); 3 – доля аналита в остатке (%)

Чистые металлы элементов не реагируют (Ir) и слабо реагируют (Rh и Ru) с «царской водкой», но находясь в пробе в тонкодисперсном состоянии и в присутствии других элементов, являются химически активными. Методика обеспечивает полное растворение пробы, без остатка.

Литература:

Dale C.W., Macpherson C.G., Pearson D.G., Hammond S.J., Arculus R.J. Inter-element fractionation of highly siderophile elements in the Tonga Arc due to flux melting of a depleted source // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2012. – V. 89. – P. 202-225.

Меньшиков В.И., Власова В.Н., Ложкин В.И., Сокольникова Ю.В. Определение элементов платиновой группы в горных породах методом ИСП-МС с внешней градуировкой после отделения матричных элементов на катионите КУ-2-8 // Аналитика и контроль. – 2016. – Т. 20, № 3. – С. 190-201.

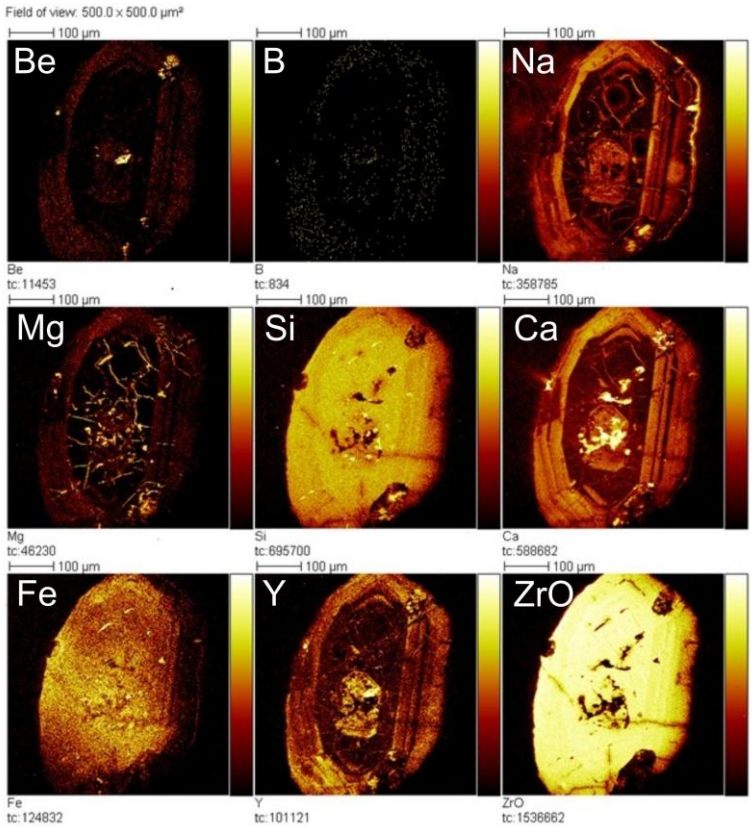
ВРЕМЯПРОЛЕТНАЯ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЯ (TOF-SIMS) – НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ГЕОХИМИИ МИНЕРАЛОВ *IN-SITU*

Скублов С.Г., Левашова Е.В., Мельник А.Е., Симакин С.Г.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург;
Ярославский филиал Физико-Технологического института РАН, skublov@yandex.ru

Времяпролетная масс-спектрометрия (TOF-SIMS) в настоящее время крайне ограниченно используется в области минералогии и геохимии. Метод TOF-SIMS позволяет картировать распределение целого ряда элементов, включая главные, редкие и редкоземельные, по всей площади минерала. Соотношение размера первичного пучка на уровне первых микрон и разрешения дает возможность получать карту распределения элементов с относительной шкалой содержания с локальностью субмикронного уровня и порогом чувствительности не хуже 1 ppm. Полученная в результате карта распределения редких элементов в минерале не принципиально отличается от результатов картирования методом nanoSIMS и существенно дополняет результаты локального точечного исследования геохимии минералов методами SIMS и LA-ICP-MS.

Ниже приведен пример картирования методом TOF-SIMS зерна циркона из Ястребецкого Zr-REE месторождения (Украинский щит, [Левашова и др., 2016]). Подтверждена гетерогенность внутреннего строения циркона и систематическое отличие по составу каймы от его центральной части (рисунок). Карты распределения всех элементов, за исключением бора, содержание которого в кайме незначительно превышает порог чувствительности времяпролетного масс-спектрометра, не только отражают обогащенность каймы циркона широким спектром редких элементов, а также подчеркивают некоторую «полосчатость» строения каймы.



Литература:
Левашова Е.В., Скублов С.Г., Ли С.-Х. и др. Геохимия и U-Pb возраст циркона из редкометалльных месторождений безнефелиновых сиенитов Украинского щита // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 56. № 3. С. 267-291.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОБНОСТИ ТОНКОДИСПЕРСНОГО САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В МАТРИЦЕ АРСЕНОПИРИТА МЕТОДОМ РЕНТГЕНОСПЕКТРАЛЬНОГО ЭЛЕКТРОННО-ЗОНДОВОГО МИКРОАНАЛИЗА

Татаринов В.В., Финкельштейн А.Л., Павлова Л.А., Кравцова Р.Г.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, tatarinov@igc.irk.ru

При изучении условий формирования золоторудных месторождений особое внимание уделяется проблеме микро- и тонкодисперсного золота в сульфидных минералах. Наиболее интересны в этом отношении арсенопирит и пирит – основные минералы-концентраторы золота [Таусон и др, 2014]. Метод рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа (РСМА) позволяет не только диагностировать эти минералы и приуроченные к ним включения, содержащие золото, но определять их количественный состав. Однако существующие в настоящее время методики РСМА и методы матричной коррекции не дают возможности достоверно определять содержание золота в зёрнах включений, размер которых меньше области генерации рентгеновского излучения в мишени, то есть в объектах размером менее 3–5 мкм (таких как, например, на рисунке а).

Для оценки влияния состава матрицы на интенсивность аналитического сигнала были проведены статистические расчёты траекторий электронов методом Монте-Карло на основе двумерного аналога трёхмерной модели [Лав, Кокс, Скотт, 1977]. Расчётные траектории электронов для случая частицы золота квадратного сечения, находящейся в матрице арсенопирита, при электронном зонде диаметром 1 мкм представлены на рисунке б.

Оценка минимально возможного диаметра электронного зонда для микроанализатора JXA-8200 Superprobe (JEOL Ltd., Япония), на котором выполнялись исследования, проводилась эмпирическим путём по разнице ширины контуров микровключений золота на картах распределения интенсивности элементов в рентгеновских лучах и изображениях в обратно-рассеянных электронах. Было установлено, что область неопределённости диаметра зонда находится в диапазоне от 0,7 до 1,5 мкм в зависимости от типа включений.

По результатам моделирования были построены линейные тренды, аппроксимирующие зависимость интенсивности излучения золота и элементов матрицы. Экспериментальная проверка предложенного способа оценки была проведена на образце пирита с напылённым слоем чистого золота шириной около 1 мкм. Результаты РСМА показали, что построенные по измеренным интенсивностям тренды находятся в согласии с расчётными данными.

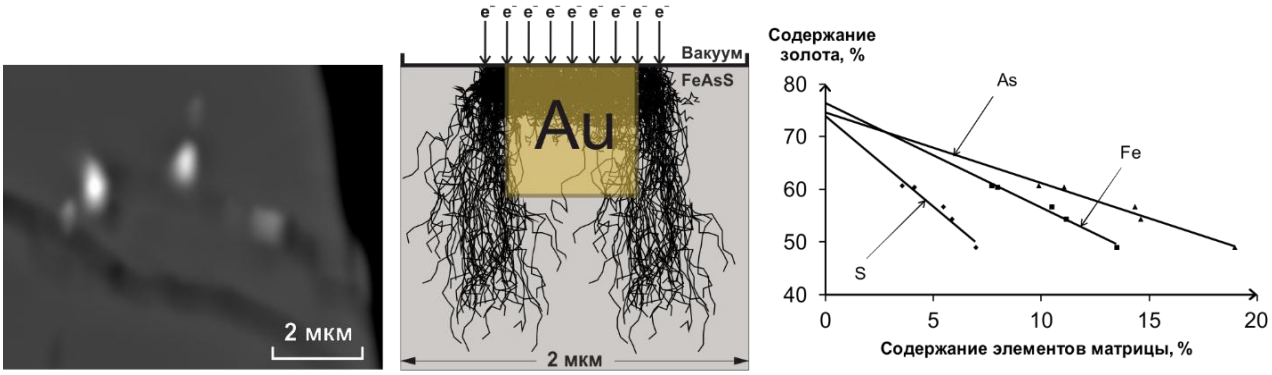


Рис. Изображение включений самородного золота в матрице арсенопирита в обратно-рассеянных электронах (а); модель процесса проведения РСМА тонкодисперсного включения золота в арсенопирите (б); тренды содержания золота в сравнении с содержанием элементов матрицы арсенопирита (в).

Предложенный способ позволил оценить основной состав тонкодисперсного золота в арсенопирите Наталкинского золоторудного месторождения (Магаданская область). По результатам РСМА различных микровключений самородного золота пробностью 750–800‰ были построены тренды, приведённые на рисунке в. Таким образом, оценка пробности тонкодисперсных включений золота может проводиться при помощи экстраполяции тренда содержаний в область, где содержание элемента матрицы стремится к нулю.

Исследования выполнены при поддержкегранта РФФИ № 17-05-00095.

Литература:

Love G., Cox M. G. C., Scott V. D. A simple Monte Carlo method for simulating electron-solid interactions and its application to electron probe microanalysis //Journal of Physics D: Applied Physics. 1977. V. 10, № 1. P. 7–23.

Таусон В.Л. и др. Структурное и поверхностно-связанное золото в пиритах месторождений разных генетических типов // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 350-369.

LA-ICP-MS МЕТОД ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, khubanov@mail.ru

U-Pb изотопное датирование урансодержащих минеральных фаз является одним из наиболее важных методов геохронологии, главным образом, благодаря возможности расчета возраста по нескольким системам изотопных отношений, что значительно повышает достоверность возрастных определений. U-Pb изотопный LA-ICP-MS метод представляется доступным и простым в пробоподготовке, он обладает высокой пропускной способностью, а по пространственному разрешению (диаметр анализируемой поверхности 15–40 мкм) и точности не намного уступает SIMS методу.

В ГИН СО РАН U-Pb изотопный LA-ICP-MS метод датирования цирконовреализован на базе лазерной абляции UP-213 (NewWaveResearch) и одноколлекторном магнитно-секторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Element XR (ThermoScientific).

На примере U-Pb изотопного датирования эталонных цирконов показано, что достоверные оценки возраста получаются по $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{235}U$ изотопным отношениям. Прецизионность определения $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{235}U$ отношений составляет 1–3 %, а правильность определения конкордатного U-Pb возраста находится в приделах 2 % ошибки от аттестованного значения.

Показано, что некорректность определения возрастов по $^{207}Pb/^{206}Pb$ для фанерозойских цирконов, по-видимому, обусловлена относительно низким содержанием радиогенных свинцов и высокой степенью зависимости от правильности определения данного отношения, поскольку даже незначительное отклонение изотопного отношения от истинного значения приводит к существенному искажению возраста. Тогда как основные сложности использования $^{208}Pb/^{232}Th$ отношения для датирования цирконов обусловлены большой летучестью тория.

Сопоставление U-Pb изотопных LA-ICP-SF-MS и SIMS датировок цирконов из позднепалеозойско-мезозойских магматических объектов Западного Забайкалья, показало их хорошую сходимость.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ № 14-05-00498, 17-05-00275).

МНОГОЭЛЕМЕНТНЫЙ ИСП-МС АНАЛИЗ В ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ НА БАЙКАЛЕ

Чебыкин Е.П., Дамбинов Ю.А., Дамбинова Е.Л.

Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, cheb@lin.irk.ru

Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) – современный инструментальный высокочувствительный экспрессный метод, который позволяет определять содержание химических элементов и их изотопный состав в водных и твёрдых образцах любого происхождения. Достоинством метода является возможность *одновременного* определения широкого спектра химических элементов (около 70) в большом диапазоне концентраций (до 10 порядков). Для экологических исследований использовался квадрупольный масс-спектрометр Agilent 7500 ce (ЦКП «Ультрамикроанализ», ЛИН СО РАН), который характеризуется большой скоростью измерений (несколько минут на все элементы), низкими пределами обнаружения (1 ppb для главных элементов и до 0,1 ppt для следовых), небольшим количеством пробы для анализа (2 мл водных проб, 50 мг твёрдых). Масс-спектрометр относительно недорогой (350 тыс. $США), экономичен и прост в обслуживании. Были разработаны экспрессные методики пробоподготовки для многоэлементного анализа водных, растительных и геологических проб [Пецуха и др, 2008; Oyunchimeg and Chebykin, 2009; Чебыкин и др., 2012; Грачёв и др. 2013; Chebykin et al., 2015], что позволило эффективно проводить исследования объектов окружающей среды для экологических целей.

Использование ИСП-МС метода в снежной съёмке позволило значительно расширить круг анализируемых элементов и выявить потенциальные источники загрязнения в береговой зоне п. Листвянка (Южный Байкал) [Чебыкин и др., 2017]. Исследованы все крупные реки и речки Южного Байкала для оценки антропогенного влияния на них городов и посёлков (пробы брали выше населённых пунктов, в самих пунктах и в устьях рек, интерстициальную воду из лунок в заплесковой зоне и прибрежную воду озера). Установлено, что большинство населённых пунктов не оказывает влияния на элементный состав открытых водотоков и на само оз. Байкал, за исключением промплощадки БЦБК (протечки из загрязнённого купола подземных вод), г. Слюдянка (слив неочищенных стоков в р. Похабиха) и п. Листвянка (плотная застройка русел рек и активная туристическая деятельность в прибрежной зоне). Исследование прибрежных почв в Южном Байкале показало, что они (в силу низкого содержания гумуса и глинистой фракции) не являются геохимическими барьерами и позволяют проникать загрязнениям с грунтовым водами. Так, были обнаружены протечки из отстойников БЦБК после несанкционированно сброса «зёлёного щёлока» и его перелива через край карты.

По анализу подземных вод в скважинах выявлены протечки золо-шлако-шламоотстойника (ЗШШО) Селенгинского СЦКК, определены площадь и направление распространения загрязнённых подземных вод. Установлено, что протечки не влияют на обрамляющие ЗШШО реки (рр. Вилюйка, Чернушка). Предложена сеть перехватывающих скважин, которая решает проблему распространения загрязнённых стоков и восполняет водный дефицит замкнутого водооборота СЦКК.

Исследован элементный состав шламлигнина и золы в накопительных картах БЦБК, проведены лабораторные геохимические и биологические эксперименты, на основании которых разработана дешёвая и эффективная технология переработки накопленных отходов БЦБК [Патент, 2012].

В составе комплексных исследований ИСП-МС метод был использован для выявления причин экологического стресса в литоральной зоне в п. Листвянка (Южный Байкал). По результатам исследования рек, подземных вод (скважины в прибрежной зоне), интерстициальных вод, поверхностных и придонных вод по трансектам в литоральной зоне установлено, что происходит химическое и микробиологическое загрязнение поверхностных и подземных вод. Интенсификация подземных миграционных потоков связаны с ростом в период 2010–2016 гг. числа гостиниц и кафе. Субаквальная разгрузка загрязнённых стоков вызывает экологический стресс в литоральной зоне: к этим зонам приурочены участки массового развития нитчатых водорослей, происходит гибель губок [Сутурин и др. 2016].

Литература:

Грачев А.М., Ваганов Е.А., Левитт С.У., Панюшкина И.П., Чебыкин Е.П., Шишов В.В., Жученко Н.А., Кнорре А.А., Хьюз М.К., Наурзбаев М.М. Методология получения 600-летней многоэлементной летописи на основе годичных колец лиственницы с полуострова Таймыр, Россия // Журнал Сибирского федерального университета. Серия: Биология. 2013. Т. 6. № 1. С. 61–72.

Патент на изобретение № 2526983. Способы рекультивации карт-шламонакопителей предприятий по производству белёной сульфатной целлюлозы (заявка № 2012148449, приоритет изобретения 14 ноября 2012 г.).

Пецуха В.С., Чебыкин Е.П., Федосеева Г.М. Изучение элементного состава крапивы коноплевой // Сибирский медицинский журнал (г. Иркутск), 2008, № 6, с. 88–90.

Сутурин А.Н., Чебыкин Е.П., Мальник В.В., Ханаев И.В., Минаев А.В., Минаев В.В. Роль антропогенных факторов в развитии экологического стресса в литорали оз. Байкал (акватория пос. Листвянка) // География и природные ресурсы, 2016, №. 6, С. 43–54.

Чебыкин Е.П., Сороковикова Л.М., Томберг И.В., Воднева Е.Н., Рассказов С.В., Ходжер Т.В., Грачёв М.А. Современное состояние вод р. Селенги на территории России по главным компонентам и следовым элементам // Химия в интересах устойчивого развития, 2012, Т. 20, № 5, С. 613–631.

Чебыкин Е.П., Дамбинов Ю.А., Хахураев О.А., Сутурин А.Н. Источники поступления химических элементов в снежный покров береговой зоны п. Листвянка (оз. Байкал) // География и природные ресурсы, 2017, (в печати).

Chebykin E.P., Gorbarenko S.A., Stepanova O.G., Panov V.S., Goldberg E.L. Geochemical multielement signatures of glacial and interglacial facies of the Okhotsk Sea deepwater sediments during the past 350kyr: A response to global climate changes at the orbital and millennial scales // Paleoceanography, 2015, V. 30, p. 303-316, doi:10.1002/ 2014PA002718.

Oyunchimeg Ts. Chebykin E.P. High-performance technique on the base of ICP-MS for obtaining high-resolution records of climate-sensitive elements in bottom sediments of Lake Hovsgol (Mongolia) // Химия в интересах устойчивого развития, 2009, т. 17, № 1, с. 97–110.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНЫЙ АНАЛИЗ ЖЕЛЕЗНЫХ, МАРГАНЦЕВЫХ И ХРОМОВЫХ РУД

Чубаров В.М, Амосова А.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, master-17@rambler.ru

Проблема эффективного и безопасного природопользования при промышленных разработках месторождений металлов становится все более актуальной, особенно в случаях их ограниченных запасов в Российской Федерации, а также при разведке и оценке альтернативных источников металлов, таких как месторождений железомарганцевых конкреций в океанах, которые, кроме железа и марганца, являются источниками таких важных металлов как кобальт и никель. Необходимым этапом оценки перспективности разработки месторождений является экспрессная и точная оценка их фазового и химического состава. Руды, содержащие металлы в разных формах (оксидной, силикатной, карбонатной, гидроксидной, сульфидной), зачастую требуют различных методов переработки, поэтому сведения о валентном состоянии и форме вхождения элементов также имеет существенное значение при планировании и выполнении обогащения [Волков, 2014]. Использование комплексного метода анализа, который позволяет не только количественно оценивать содержания петрогенных и микроэлементов, но и оценивать формы вхождения и валентное состояние элементов, является необходимым этапом при планировании эффективного и безопасного процесса выработки руд. Классические методики химического анализа, традиционно используемые при определении содержаний компонентов руд, конкреций и корок, являются достаточно трудоемкими, поскольку часто включают в себя длительный этап разложения проб. Экспрессным и сравнительно простым в реализации методом анализа, широко используемым при анализе геологических объектов, является метод рентгенофлуоресцентного анализа, который позволяет количественно определять как основные компоненты руд (железо, марганец, хром), так и другие элементы в широких диапазонах содержаний [Алов, 2010]. Рентгенофлуоресцентный метод также обладает принципиальной возможностью оценки форм вхождения и валентного состояния элементов [Чубаров, 2009, Chubarov, 2015].

В рамках данной работы была изучена возможность использования для гомогенизации образцов железных, марганцевых и хромовых руд методикой сплавления, ранее успешно использованной при анализе изверженных и осадочных горных пород [Амосова, 2015]. Предварительно прокаленные образцы массой 500 мг были сплавлены с 7,5 г смеси метабората и тетрабората лития с добавлением 7 капель 4 % раствора LiBr. В случае, когда содержание определяемых элементов превышало 30 мас. %, навеска была уменьшена до 250 мг.

Градуировочные уравнения для определения петрогенных элементов (Na_2O, MgO, Al_2O_3, SiO_2, P_2O_5, K_2O, CaO, TiO_2, MnO, Fe_2O_3) некоторых микроэлементов (V, Co, Ni, Cu, Zn, Ba, Sr, Zr) и валентных форм элементов построили с помощью стандартных образцов железных руд (4Б, 3Д-1, ТТН, СО-20, ОСО-181-89, ОСО-183-89, ОСО-184-89, 5403-90, Р7г, Р9б, НФС 28), марганцевых руд (ОСО-185-89, ОСО-186-89, ОСО 275-95, 5404-90, 5406-90, 5407-90, СО-21, MnH), хромовых руд (ХХХ, ХБ-1, К-2, 166-В), железомарганцевых конкреций (СДО-4, СДО-5, СДО-6, СДО-7, ЖМК-1, ЖМК-2) и кобальтомарганцевых корок (КМК-1, КМК-2). Для оценки точности рентгенофлуоресцентного анализа полученные результаты были сопоставлены с данными анализа методами атомной абсорбции, спектрофотометрии, пламенной фотометрии, гравиметрии и титриметрии. Для большинства анализируемых элементов метод рентгенофлуоресцентного анализа обеспечивает точность, сопоставимую с классическими методиками химического анализа и может быть использован для рутинного анализа железных, марганцевых, хромовых руд, железомарганцевых конкреций и кобальтомарганцевых корок.

Исследования выполнены с использованием оборудования Центров коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН и «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН.

Литература:

Волков А.И., Осипов К.Б., Серегин А.Н., Жданов П.А., Серегина И.Ф., Большов М.А. Определение степени окисления и форм соединений марганца в Улу-Телякской окисленной руде // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. – 2014. - Т. 80., №5. – С. 10-18.

Алов Н.В., Волков А.И., Ушеров А.И., Ишметьев Е.Н., Ушерова Е.В. Непрерывный рентгенофлуоресцентный анализ железорудных смесей в производстве агломерата // Журнал аналитической химии. - 2010. - Т. 65. № 2. - С. 173-177.

Амосова А.А., Пантеева С.В., Татаринов В.В., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л. Рентгенофлуоресцентное определение основных породообразующих элементов из образцов массой 50 и 110 мг // Аналитика и контроль. - 2015. - Т. 19, №2. - С. 130-138.

Chubarov V.M., Suvorova D.S., Mukhetdinova A.V., Finkelshtein A.L. X-ray fluorescence determination of the manganese valence state and speciation in manganese ores // X-Ray Spectrometry. - 2015. - V. 44, № 6. - P. 436-441.

Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л., Амиржанов А.А.Определение отношения $FeO/Fe_2O_3^{tot}$ в железных рудах по эмиссионным линиям К-серии рентгеновского флуоресцентного спектра // Аналитика и контроль. - 2009. - Т. 13, №3. - С. 141-146.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Агеева Е.В. *108*
Адильбаева Т.Е. *103*
Айсуева Т.С. *109*
Алексеева Н.В. *115*
Алехин Ю.В. *133*
Алымова Н.В. *76*
Амосова А.А. *178, 189*
Андрулайтис Л.Д. *133*
Антипин В.С. *63*
Анфилогов В.Н. *140*
Арбузов В.А. *143*
Арбузов Э.В. *143*
Ариунбилэг С. *104*
Арсентьев К.Ю. *166*
Артеменко Г.В. *47*
Арынова Ш.Ж. *97*
Астраханцева О.Ю. *105, 106*
Атучин В.В. *164*
Ащепков И.В. *16*
Аянитова Т.М. *167*
Бабанский А.Д. *52, 71*
Бабушкина С.А. *16*
Бадмацыренова Р.А. *26*
Бадминов П.С. *81*
Базаров Б.Г. *149, 164, 173*
Базарова Ж.Г. *141, 149, 164, 173*
Базарова Ц.Т. *141*
Бакаева Е.А. *107*
Барановская Н.В. *108*
Бат-Ульзий Д. *41*
Баттушиг А. *104*
Безрукова Е.В. *109*
Белан Б.Д. *129*
Белкина Н.А. *110*
Белозерова О.Ю. *153, 155, 179*
Белозерцева И.А. *106*
Белошейкина А.В. *111*
Бельков Д.А. *59*
Беляев В.А. *54, 65*
Бердников В.С. *17, 142, 143, 144*
Бобров В.А. *112, 120*
Богданов А.И. *145, 157*
Богданова Л.А. *153, 155, 179*
Борисенко А.С. *99*
Бородулина Г.С. *110*
Боролдоева В.В. *65*
Брюханова Н.Н. *77*
Брянский Н.В. *42*
Бугаев И.А. *180*
Будко А.Г. *184*
Будяк А.Е. *50, 68, 70, 77, 78*
Бурмакина Г.Н. *40*
Бурнашева М.П. *167*
Буянтуев М.Д. *40, 188*
Бычинский В.А. *148, 152, 174*
Бычков А.Ю. *79*
Бычкова Я.В. *79, 180*
Вализер П.М. *140*
Васильев В.И. *145, 147*
Васильев Ю.Р. *36*
Васильева Е.В. *145, 147*
Васильковский А.О. *148, 163*
Вахрушева Н.В. *80*
Велиев А.А. *60*
Верниковская А.Е. *48*
Верниковский В.А. *48*
Веслополова В.Ю. *164*
Вах А.С. *99*
Вилор М.А. *49, 81*
Вилор Н.В. *50, 51, 81*
Винокуров В.А. *142*
Винокуров В.В. *142*
Владимиров А.Г. *104*
Владимиров В.Г. *40*
Владыкин Н.В. *16, 76*
Власова В.Н. *93, 185*
Волкова Г.Д. *43*
Волкова М.Г. *151, 157*
Володина Д.А. *130*
Волынец А.О. *52*
Воронцов А.А. *18, 53*
Восель Ю.С. *122*

Галушкина Д.Н. *113*
Ганина Н.И. *95*
Гасангулиева М.Я. *60*
Гаськова О.Л. *104*
Гвоздев В.И. *99*
Гильманова Г.З. *58*
Гладкочуб Д.П. *19*
Глазунов О.М. *93*
Головных Н.В. *148*
Гончаров А.В. *184*
Гордиенко И.В. *82*
Горнова М.А. *54, 65*
Горячев Н.А. *87, 99*
Гракова О.В. *55*
Гребенщикова В.И. *114*
Гришков В.А. *17, 143*
Гроссман В.Г. *149*
Гуров В.В. *21*
Гусельникова О.О. *17*
Густайтис М.А. *122*
Давыденко Ю.А. *81*
Давыдова В.О. *42*
Давыдова М.Ю. *56*
Дамбинов Ю.А., *188*
Дамбинова Е.Л. *188*
Дамдинов Б.Б. *83*
Дамдинова Л.Б. *83*
Данилов Б.С. *50*
Денисова Ю.В. *84*
Дербеко И. М. *57*
Демина Т.В. *155, 179*
Диденко А.Н. *58*
Дмитриева А.С. *85*
Докучиц Э.Ю. *86*
Донская Т.В. *19*
Доржиева С.Г. *173*
Дорошкевич С.Г. *147*
Дриль С.И. *28, 59*
Дубнищев Ю.Н. *143*
Дундуков Н.Н. *123*
Егранов А.В. *150, 164*
Ербаева М.А. *115*
Еремейшвили А.В. *107*
Ефременко Н.А. *110*
Ефремов С.В. *87*
Жабоедов А.П. *151*
Жатнуев Н.С. *145*
Загорулько Н.А. *114*
Заякина С.Б. *181*
Земская Т.И. *125*
Золотухина К.А. *122*
Зорина Л.Д. *88, 94, 99*
Зуйкова Ю.Л. *184*
Иванов А.С. *16*
Иванов Е.В. *109*
Иванова В.В. *115*
Иванова Л.А. *154*
Имамвердиев Н.А, Imamverdiyev N.A. *60, 101*
Кадильников П.И. *48*
Канева Е.В. *51, 153, 178, 182, 183*
Калашникова Т.В. *20*
Калинкина Н.М. *110*
Каримов А.А. *54, 65*
Кармышева И.В. *40*
Кашаев А.А. *183*
Кербер Е.В. *109*
Киммель А.В. *145*
Кирдяшкин А.А. *21*
Кирдяшкин А.Г. *21*
Кислицын С.А. *143*
Китаев Н.А. *88*
Клушина Н.В. *161*
Коваленкер В.А. *94*
Козлов А.М. *153*
Козлова Е.Н. *66*
Колотилина Т.Б. *89*
Кондрашов И.А. *43*
Королева О.Н. *152, 174*
Костровицкий С.И. *20, 22*
Котляров А.В. *36*
Кравцова Р.Г. *187*
Крайнов М.А. *109*
Краснобаев А.А. *140*
Кременецкая И.П. *168*
Крук Н.Н. *53*

Крылов А.И. *184*
Кузнецова Л.Г. *61*
Кузьменкова О.Ф. *43*
Кузьмин М.И. *22*
Кулагина Н.В. *109*
Кулик Н.В. *110*
Куликова В.В. *25*
Кущ Л.В. *62*
Лаврик С.Н. *29*
Лазебных В.Ю. *156*
Лапцевич А.Г. *43*
Левашова Е.В. *186*
Левина О.В. *109*
Леонова Г.А. *116, 120*
Летунова П.П. *109*
Липко С.В. *166*
Литау В.В. *130*
Логвинова А.М. *16*
Лопушанская Е.М. *184*
Лохов К.И., Lokhov K.I. *30, 31*
Лыхин Д.А. *90*
Ляпина Е.Е. *132*
Мазукабзов А.М. *19*
Макагон В.М. *63, 91*
Макаров В.Н., Makarov V.N. *117, 119*
Макрыгина В.А. *63, 68*
Маликова И.Н. *127*
Малиновский А.И. *64*
Мальцев А.Е. *116, 120*
Мамонтова С.Г. *153, 155, 179*
Мансуров Р.Х. *121*
Марков В.А. *143*
Мартынов Ю.А. *56*
Матушкин Н.Ю. *48*
Медведев А.Я. *54, 65*
Медведев В.Я. *154*
Меленевский В.Н. *116*
Мелёхина О.С. *143*
Мельгунов М.С. *122*
Мельник А.Е. *186*
Меньшиков В.И. *185*
Мехоношин А.С. *26, 65, 89*
Микляева Е.П. *79*
Мирошниченко Л.В. *116*
Митин К.А. *17, 144*
Михайлов А.В. *143*
Михайлов М.А. *153, 155, 179*
Мосендз И.А. *168*
Мурзин В.В. *171*
Мысовский А.С. *145, 156, 172, 175*
Мясников А.А. *123*
Мясникова А.С. *157*
Наумов В.Б. *71*
Некрасов Э.В. *124*
Непогодина Ю.М. *21*
Непомнящих А.И. *68, 151, 157, 172*
Никулина Е.А. *130, 132*
Николаева И.Ю. *180*
Ноздрачев С.А. *29*
Носкова Ю.В. *59*
Носова А.А. *43*
Носырев М.Ю. *58*
Овчинникова М.Н. *123*
Одгэрэл Д. *41*
Орсоев Д.А. *26*
Орхонселенге А. *104*
Осипова Н.А. *130*
Остроухов С.Б. *67*
Павлов В.Ф. *158*
Павлов И.В. *158*
Павлов М.В. *158*
Павлова Л.А. *50, 51, 89, 187*
Павлова Л.М. *124*
Паклин А.С. *172*
Палкин О.Ю. *106*
Пальянов Ю.Н. *159*
Пальянова Г.А. *171*
Панов В.С. *109*
Пастухов М.В. *134*
Певзнер М.М. *52*
Перепелов А.Б. *27, 41, 42*
Перетяжко И.С. *28, 85*
Перфилова О.Ю. *53*
Пещерова С.М. *161*

Пилюгин С.М *66*
Плотникова И.Н. *67*
Погодаева Т.В. *125*
Полетаева В.И. *134*
Пономарева Т.В. *133*
Попов В.К. *29, 73*
Попов Н.В. *156, 160*
Пресняков Р.В. *161*
Прокофьев В.Ю., Prokofiev V. *94, 101*
Пронин Н.В. *67*
Проскурнин В.Ф., Proskurnin V.F. *30, 31*
Пузанков М.Ю. *27, 42*
Проскурнина М.А., Proskurnina M.A. *30, 31*
Раджабов Е.А. *162, 164*
Радомская В.И. *124*
Радомская Т.А. *68, 93*
Раков Л.Т. *94*
Рассказов С.В., Rasskazov S.V., *32, 33, 34, 35*
Рекун М.Л. *95*
Ремизов Д.Н., Remizov D.N. *30, 31*
Реутский В.Н. *36*
Рихванов Л.П., Rikhvanov L.P. *96, 97, 108, 113, 137*
Романько А.Е., Romanko A. *60, 101*
Рубанов М.В. *122*
Русаков А.И. *148, 163*
Рыжков В.М. *140*
Савельев Д.П. *69*
Савина Е.А. *28, 85*
Сазонова Л.В. *43*
Салтанов В.А., Saltanov V.A. *30, 31*
Сапожников А.Н. *172, 182*
Сафонов Ю.Г. *96*
Сизова Т.Ю. *150, 164, 172*
Симакин С.Г. *186*
Симоненков Д.В. *129*
Симонов В.А. *36*
Скляров Е.В. *126*
Скопенко Н.Ф. *184*
Скублов С.Г. *186*
Слуковская М.В. *168*
Смагунов Н.В. *166*
Смирнова О.К. *147*
Смирнова Ю.Н. *37*
Соловьева Л.В. *20*
Солотчин П.А. *126*
Солотчина Э.П. *126*
Сокольникова Ю.В. *185*
Сокторев Б.Р. *97*
Софич Д. *173*
Специус З.В. *16*
Спиридонов А.М. *50, 87, 88, 99, 157*
Степченко В.А. *70, 78*
Страховенко В.Д. *110, 126, 127*
Субанаков А.К. *164*
Суворова Л.Ф. *63, 182, 183*
Сурков Н.В. *165*
Сутурин А.Н. *128*
Тайсаев Т.Т. *129*
Таловская А.В. *103, 111, 129, 130, 132, 135*
Тарасова Л.С. *158*
Тарасова Ю.И. *70*
Тарасюк А.С. *18*
Тарнопольская М.Е. *133*
Татаринов В.В. *187*
Таусон В.Л. *166, 182, 183*
Тентюков М.П. *129*
Тимофеева М.Г. *168*
Ткаченко Л.Л. *109*
Толстых М.Л. *52, 71*
Торосян Е.С. *130, 132*
Трунилина В.А. *38*
Тупицын А.А. *152, 174*
Тушинова Ю.Л. *141, 173*
Удачин В.Н. *133*
Уляшева Н.С. *72*
Федосеева В.И. *167, 168*
Фёдоров А.М. *68, 157*
Филимоненко Е.А. *130*
Филимонова Л.М. *114*

Филинов И.А. *109, 115*
Филиппова К.А. *133*
Финкельштейн А.Л. *187*
Фяйзуллина Р.В. *133*
Ханчук А.И. *39*
Хари К.Р., Hari K.R. *34, 35*
Харитонов С.Г. *184*
Холодова М.С. *134*
Хубанов В.Б. *40, 188*
Цыганков А.А. *40*
Цыпукова С.С. *41, 42*
Чащин А.А. *29, 73*
Чащин С.А. *73*
Чебыкин Е.П. *188*
Чевычелов В.Ю. *169, 170*
Чимитова О.Д. *173*
Чубаров В.М. *178, 189*
Чувашова И.С., Chuvashova I.S *32, 33, 34, 35*
Чудненко К.В. *148, 171, 174*
Чуклина Н.Г. *172*
Чупарина Е.В. *51*
Шабанова О.В. *158*
Шавекин А.С. *181*
Шалаев А.А. *148, 157, 164, 172*
Шарова О.Г. *109*
Шахова Т.С. *130, 135*
Шендрик Р.Ю. *148, 150, 164, 173*
Шепелев И.И. *148*
Шептякова Н.В. *62*
Шишикин А.С. *133*
Шкиря М.С. *81*
Штенберг М.В. *152, 174*
Шулик Л.С. *95*
Шумилова Т.Г. *154*
Щербаков Ю.Д. *42*
Щербов Б.Л. *122, 127*
Щетников А.А. *109, 115*
Энхбат Д.-Э. *41*
Юдин Д.С. *16*
Юрьев М.Ю. *175*
Юткина Е.В. *43*
Язиков Е.Г. *103, 111, 129, 130, 132, 135*
Яковлев Д.А. *22*
Ясныгина Т.А., Yasnygina T.A. *34, 35*
Altansukh N. *136, 137*
Batulzii D. *44*
Batzorig D. *136*
Davaagatan T. *137*
Goryainov S.V. *175*
Heidari M. *101*
Krylov A.S. *175*
Krylova S.N *175*
Ochir Gerel *100*
Oreshonkov A.S. *175*
Orkhonselenge A. *136, 137*
Rashidi B. *101*
Savichev A. *101*
Uuganzaya M. *136, 137*
Vikentiev I. *101*
Voronov V.N. *175*
Vtyurin A.N. *175*
Wang N. *137*
Zlobina A.N. *137*

Научное издание

СОВРЕМЕННЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОХИМИИ

Материалы Всероссийской конференции
с международным участием,
посвященной 60-летию Института геохимии СО РАН
и 100-летию со дня рождения академика Л. В. Таусона

18–23 сентября 2017 г.
г. Иркутск

Издательство «Оттиск».
ЛицензияЛР № 066064 от 10.08.1998.
Подписано в печать 11.09.2017 г.
Формат 60х84 1/8.

Отпечатано в типографии «Оттиск»
Гарнитура Тип Таймс.
Печать трафаретная. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 20,47. Уч.-изд. л. 22,32.
Тираж 125 экз. Заказ № 309.
664025, г. Иркутск, ул. 5-й Армии, 26.
Тел./ факс: (3952) 34-32-34, 241-242.
E-mail: ottisk@irmail.ru
www.ottisk-irk.ru