

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

**ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ
ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ**

Материалы всероссийского совещания,
посвященного 50-летию лаборатории
петрологии, геохимии и рудогенеза ИЗК СО РАН

(6–9 октября 2015 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Иркутск
2015

УДК 550.4:551.2:553.2
ББК Д381 я431+Д330.01 я431+Д312.1
Ф73

Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы: Материалы всероссийского совещания (6–9 октября 2015 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. – 205 с.

В сборнике представлены труды Всероссийского совещания «Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы», посвященного 50-летию лаборатории петрологии, геохимии и рудогенеза ИЗК СО РАН.

Основная тематика совещания:

1. Глубинные флюидные системы.
2. Флюидный режим и процессы рудообразования.
3. Петрология и геохимия эндогенных флюидизированных систем.
4. Уравнения состояния и термодинамика минералов.
5. Флюидный режим разломных зон.
6. Экспериментальное моделирование процессов минералообразования.
7. Синергетика флюидных систем эндогенных процессов.

Материалы сборника представляют интерес для специалистов научных учреждений и производственных предприятий в области знаний наук о Земле.

Председатель оргкомитета совещания
академик РАН Ф.А. Летников (ответственный редактор)

Ученые секретари совещания
к.г.-м.н. Ю.В. Данилова, к.г.-м.н. Т.С. Соколова (составители сборника)

Проведение совещания и издание материалов осуществляются при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 15-05-20698).

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 6 от 10.09.2015 г.)

СОДЕРЖАНИЕ

Летников Ф.А. ГЛУБИННЫЕ ФЛЮИДЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ: ВСТУПЛЕНИЕ К СБОРНИКУ МАТЕРИАЛОВ СОВЕЩАНИЯ «ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ»	11
Абрамов Б.Н., Посохов В.Ф. ИЗОТОПЫ СТРОНЦИЯ В ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ МЕЗОЗОЙСКИХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	22
Авченко О.В., Вах А.С., Пахомова В.А., Чудненко К.В. О СОСТАВЕ И ПРИМЕРНЫХ ОБЪЕМАХ РАСТВОРОВ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД БЕРЕЗИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ, РОССИЯ)	24
Авченко О.В., Чудненко К.В., Бадрединов З.Г. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ГРАНУЛИТОВЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ОХОТСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА МЕТОДОМ МИНИМИЗАЦИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ГИББСА	25
Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Гаврюшкина О.А. ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СПОДУМЕНОВЫХ ГРАНИТ-ПОРФИРОВ АЛАХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)	27
Антошкина А.И., Рябинкина Н.Н. РОЛЬ ГАЗО-ФЛЮИДНЫХ ВЫСАЧИВАНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ НИЖНЕВИЗЕЙСКИХ КОНКРЕЦИЙ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ.....	29
Базарова Е.П. МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ХОЛОДНЫХ РАСТВОРОВ В ЕСТЕСТВЕННЫХ ПОДЗЕМНЫХ ПОЛОСТЯХ	31
Баскина В.А. ЛОКАЛЬНЫЙ ПОТОК ЩЕЛОЧНЫХ ФЛЮИДОВ И КОНЦЕНТРАЦИЯ БОРОСИЛИКАТНЫХ РУД ДАЛЬНЕГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ).....	33
Бычинский В.А., Тупицын А.А., Чудненко К.В. ОБ ОШИБОЧНОЙ ВЕЛИЧИНЕ СТАНДАРТНОЙ ЭНТРОПИИ ХИОЛИТА	35
Бычинский В.А., Тупицын А.А., Чудненко К.В. СОГЛАСОВАНИЕ ВЕЛИЧИН ТЕМПЕРАТУРЫ КИПЕНИЯ И КРИТИЧЕСКОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВЫСШИХ ГОМОЛОГОВ	37
Вещева С.В., Щетников А.А., Филинов И.А. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УСТЬ-ОДИНСКОГО ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА (ЮГ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ)	39

Вилор М.А., Вилор Н.В. ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ МЕТОДОМ ТЕПЛОВОЙ КОСМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ	41
Вилор Н.В. ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ КРУПНЫХ СОВРЕМЕННЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ	43
Вилор Н.В., Казьмин Л.А. МЕТАЛЛОНОСНЫЕ СУЛЬФОАРСЕНИДНЫЕ СИСТЕМЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КРУПНЕЙШИХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	46
Вишневская И.А. ВЛИЯНИЕ МАНТИЙНЫХ ФЛЮИДОВ НА ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ВОДЫ ОКЕАНА 560–550 МЛН ЛЕТ НАЗАД	48
Владимиров А.Г., Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Анникова И.Ю., Алексеев С.В., Волкова Н.И., Шварцев С.Л., Колпакова М.Н. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ ЛИТИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	51
Голубев В.А. ЭНЕРГИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО НАТЯЖЕНИЯ ПУЗЫРЬКОВ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ИХ ПРОМЫШЛЕННЫХ СКОПЛЕНИЙ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ	53
Гомболевский Г.И., Бычинский В.А., Чудненко К.В. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ В СИСТЕМЕ Si-Al-Ti-Ca-Mg-Fe-Na-K-O С УЧЕТОМ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ	55
Гора М.П., Шевко А.Я., Житова Л.М. ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА В ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	57
Данилова Ю.В., Шумилова Т.Г. РАСЧЕТ ТЕМПЕРАТУР ФЛЮИДОГЕННОЙ УГЛЕРОДИЗАЦИИ В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ	59
Дорогокупец П.И., Литасов К.Д., Соколова Т.С. УРАВНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ ЖИДКОЙ И ТВЕРДЫХ ФАЗ ЖЕЛЕЗА В ПРИЛОЖЕНИИ К ЯДРУ ЗЕМЛИ	61
Дымшиц А.М., Дорогокупец П.И., Шарыгин И.С., Литасов К.Д., Шацкий А.Ф., Рашенко С.В. ТЕРМОУПРУГИЕ СВОЙСТВА ОКСИДА ХРОМА Cr_2O_3 (ЭСКОЛАИТ) ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ	63
Егоров К.Н., Граханов С.А., Киселев А.И. ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ И АЛМАЗОНОСНОСТЬ НОВЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ ХОРБУСУОНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА АРКТИКИ	66

Жатнуев Н.С. ФЛЮИДНАЯ МОДЕЛЬ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ	68
Житова Л.М., Гора М.П., Шевко Е.П. МОДЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОСТОЯНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ФЛЮИДОВ ПЛАТРИФА, БУШВЕЛЬДСКИЙ КОМПЛЕКС, ЮАР	70
Жмодик С.М., Миронов А.Г., Белянин Д.К., Мороз Т.Н., Пономарчук В.А., Кириченко И.С., Айриянц Е.В., Киселева О.Н. ЗОНЫ УГЛЕРОДИЗАЦИИ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА	72
Журко З.Ф., Банушкина С.В., Сурков Н.В. ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРИЯ ГЛУБИННЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ФАЗОВОЙ ДИАГРАММЫ СИСТЕМЫ $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$	74
Иванова Л.А., Шумилова Т.Г., Медведев В.Я. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕРОДНОГО ВЕЩЕСТВА ИЗ ФЛЮИДОВ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА	76
Каримова Ф.Б., Зенкова С.О. МАГМАТОГЕННЫЕ ФЛЮИДИТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЛЫК-АНГРЕНСКОГО ГОРНО-РУДНОГО РАЙОНА (РЕСПУБЛИКА УЗБЕКИСТАН)	78
Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. ПРОРЫВ АЛМАЗОНОСНЫХ ПЛЮМОВ НА ПОВЕРХНОСТЬ	80
Кириченко И.С., Жмодик С.М., Лазарева Е.В. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРМАЛЬНОГО ОЗЕРА ФУМАРОЛЬНОЕ (КАМЧАТКА, УЗОН)	82
Кольцов А.Б., Крупенин М.Т. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАГНЕЗИТА ЮЖНОГО УРАЛА	84
Коновалова Е.В., Каллистов Г.А. ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ФЛЮИДА В ПОЛИХРОННЫХ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВАХ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА	86
Котельников А.Р., Котельникова З.А., Сук Н.И. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ МЕТАМОРФИЗМА ПАЛЕОВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	88
Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А. МИНЕРАЛЫ – ИНДИКАТОРЫ СОСТАВА ФЛЮИДА (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ)	89
Котельников А.Р., Филиппов М.М., Сук Н.И., Котельникова З.А. СОСТАВ ФЛЮИДОВ ШУНГИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ЗАОНЕЖЬЯ (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)	91

Левашова Е.В., Лупашко Т.Н., Ильченко Е.А., Скублов С.Г. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ОБРАЗОВАНИЯ ЯСТРЕБЕЦКОГО И АЗОВСКОГО РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА	92
Левин А.В. БОРНЫЕ И ФТОРНЫЕ ФЛЮИДНЫЕ ГРАНИТНЫЕ СИСТЕМЫ.....	94
Левицкий В.И., Сапожников А.Н., Суворова Л.В., Канева Е.В. ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ ЛАЗУРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЯ	97
Левицкий В.И., Солодилова В.В., Завадич Н.С., Павлова Л.А., Левицкий И.В. САМОРОДНЫЕ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ – ИНДИКАТОРЫ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ БОБРУЙСКОЙ СТРУКТУРЫ (РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ)	99
Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Вишневская И.А., Черкашина Т.Ю. ВЛИЯНИЕ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМ ВЕРХНЕЙ КОРЫ НА ОБРАЗОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАРГАНЦА, ФОСФОРА И БАРИЯ: ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ	101
Литасов К.Д., Шацкий А.Ф., Дорогокупец П.И. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СОСТАВЕ ЯДРА ЗЕМЛИ И ЕГО РОЛИ В ОБРАЗОВАНИИ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ	103
Лифшиц С.Х., Чалая О.Н. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ	105
Мазуров М.П., Гришина С.Н., Быкова В.Г., Титов А.Т., Шихова А.В. ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДОВ И РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ В КОНТАКТАХ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ С КАРБОНАТНО-СОЛЕНОСНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ	106
Марчук М.В., Медведев В.Я., Иванова Л.А. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЧАРОИТОВОГО СУБСТРАТА ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ФЛЮИДНЫХ РЕЖИМАХ НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ	108
Медведев В.Я., Иванова Л.А. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ФЛЮИДОВ СЛОЖНОГО СОСТАВА С ПОРОДАМИ И МИНЕРАЛАМИ	111
Минин Д.А., Шарыгин И.С., Литасов К.Д., Шарыгин В.В., Шацкий А.Ф. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ ДЖЕРФИШЕРИТА ПРИ УСЛОВИЯХ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ	113
Миронова О.Ф., Наумов В.Б. СОСТАВ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	115
Нуждаев А.А., Рычагов С.Н. КОШЕЛЕВСКАЯ ФЛЮИДНАЯ СИСТЕМА И РУДООБРАЗОВАНИЕ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)	117

Ощепкова А.В., Бычинский В.А. МОДЕЛИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА БАЙКАЛЬСКИХ ОСАДКОВ КАК МЕТОД ОЦЕНКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ РЕГИОНА.....	119
Перепечко Ю.В., Сорокин К.Э., Чудненко К.В., Шарапов В.Н. ДИНАМИКА ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА В КОМПАКТИРУЕМЫХ ПРОНИЦАЕМЫХ ЗОНАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ НАД АСТЕНОЛИНЗАМИ	121
Поляк Б.Г. ИЗОТОПНО-ГЕЛИЕВАЯ СИСТЕМАТИКА ПОДЗЕМНЫХ ФЛЮИДОВ	123
Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л. ГИДРОТЕРМЫ ЧУКОТКИ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА	125
Пономарчук В.А., Жмодик С.М., Пыряев А.Н., Мороз Т.Н., Белянин Д.К., Айриянц Е.В., Киселева О.Н., Миронов А.Г. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИРОДЫ ГЕТЕРОГЕННОСТИ БОТОГОЛЬСКОГО ГРАФИТА	127
Пономарчук В.А., Рябов В.В., Мороз Т.Н., Титов А.Т. ФЛЮИДЫ В ФОРМИРОВАНИИ ПРИРОДНОГО МИКРО- И НАНОСТРУКТУРИРОВАННОГО ГРАФИТА В МАГМАТИЧЕСКОЙ ПОРОДЕ	130
Похиленко Л.Н. ФЛОГОПИТ В МАНТИЙНЫХ ПОРОДАХ ИЗ ТРУБКИ УДАЧНАЯ (ЯКУТИЯ).....	132
Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д., Мальковец В.Г., Похиленко Л.Н. ТИПЫ, ИНТЕНСИВНОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАСОМАТОЗА ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЯЗИ С ПРОЯВЛЕНИЯМИ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА И УРОВНЕМ ЕГО АЛМАЗОНОСНОСТИ	134
Поцелуев А.А. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ И УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ	136
Пыряев А.Н., Титов А.Т., Мороз Т.Н., Пономарчук В.А., Владимиров А.Г., Михеев Е.И. НЕОБЫЧНАЯ МИКРОМОРФОЛОГИЯ И ГЕТЕРОГЕННОСТЬ $\delta^{13}\text{C}$ ГРАФИТА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПОСТМЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ТЕКТониКИ И ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА (НА ПРИМЕРЕ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)	138
Рампилова М.В., Рипп Г.С., Рампилов М.О. ИСТОЧНИКИ ФЛЮИДОВ, ФОРМИРОВАВШИХ НЕФРИТОВЫЕ ПОРОДЫ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА	141
Рассказов С.В., Чувашова И.С., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н. ПОДВИЖНОСТЬ УРАНА В ТЕКТОНИЧЕСКИ-АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЕ: ПЕРСПЕКТИВЫ РЕГИСТРАЦИИ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДНЫХ ВЫБРОСОВ В БАЙКАЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЕ	143

Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г. ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ: ГЛУБИННЫЕ ФЛЮИДНЫЕ СИСТЕМЫ (ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКАЯ АКТИВНАЯ ОКРАИНА)	145
Рипп Г.С., Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И. ИСТОЧНИКИ ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ ФТОР-БЕРИЛЛИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)	146
Розен О.М. ФЛЮИДИЗАЦИИ ПОДНИМАЮЩЕГОСЯ ПЛЮМА КАК ИСТОЧНИК КИМБЕРЛИТОВОЙ МАГМЫ	148
Ружич В.В., Медведев В.Я., Рассказов С.В., Иванова Л.А., Савельева В.Б. ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ СТРЕСС-МЕТАМОРФИЗМА НА СЕЙСМОФОКАЛЬНЫХ ГЛУБИНАХ РАЗЛОМОВ ПО ЗЕРКАЛАМ СКОЛЬЖЕНИЯ	150
Рыженко Б.Н., Коваленко Н.И. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ. КАКОВА СРЕДА РУДООБРАЗОВАНИЯ?	152
Рябинкин С.В. КОЭФФИЦИЕНТ ЛЕЙФМАНА–ВАССОЕВИЧА – НЕОБЫЧНЫЙ ИНДИКАТОР СПЕКАЕМОСТИ УГЛЕЙ	154
Рябов В.В. ИСТОЧНИКИ ФЛЮИДОВ В ТРАППАХ И РУДАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	156
Рябуха М.А., Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Хоменко М.О., Сазонов А.М. ФЛЮИДЫ БОГУНАЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГРАНУЛИТАХ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА	158
Савельева В.Б., Базарова Е.П. МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ БАЙКАЛЬСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА НА РУБЕЖЕ МЕЗО- И НЕОПРОТЕРОЗОЯ	160
Савина Ю.А., Самойленко А.Ю., Степанов А.Н., Чудненко К.В., Бычинский В.А. РАСЧЕТНЫЕ СИСТЕМЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ МОДЕЛИРОВАНИЯ В НЕФТЯНОЙ ОТРАСЛИ	162
Санжиев Г.Д., Жатнуев Н.С. О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ МИГРАЦИИ ФЛЮИДОВ В МАНТИИ (АНАЛОГОВЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ)	164
Симонов В.А., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ КОНДЕРСКОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО ПЛАТИНОНОСНОГО МАССИВА (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)	166
Скворцов В.А., Рогова В.П. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БОГАТЫХ ЗОЛОТЫХ РУД	167

Соколова Т.С., Дорогокупец П.И., Данилов Б.С., Литасов К.Д. ТЕРМОДИНАМИКА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ОКСИДОВ В УСЛОВИЯХ МАНТИИ ЗЕМЛИ	170
Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Калашникова Т.В. ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА КИМБЕРЛИТОВЫХ АЛМАЗОВ	171
Степанов А.Н., Савина Ю.А., Чудненко К.В., Бычинский В.А. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ	173
Сук Н.И. ВЛИЯНИЕ ВОДНОГО ФЛЮИДА НА ПРОЦЕССЫ ЖИДКОСТНОЙ НЕСМЕСИМОСТИ (ЭКСПЕРИМЕНТ)	175
Сурков Н.В. ЭВТЕКТИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ФАЗОВОЙ ДИАГРАММЫ СИСТЕМЫ $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$	177
Таусон В.Л. НЕИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОХИМИИ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ СОСТАВА ПАЛЕОФЛЮИДОВ	179
Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Похиленко Л.Н., Логвинова А.М., Рагозин А.Л. СОСТАВ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ И АЛМАЗАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ И РОССЫПЕЙ ЯКУТИИ	181
Хаустов А.П. СИНЕРГЕТИКА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ УГЛЕВОДОРОДОВ)	184
Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В. МАГМАТИЗМ, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И РУДОГЕНЕЗ НА ЭТАПАХ ЗАКРЫТИЯ ($\text{S}_2\text{-D}_1$ И $\text{D}_3\text{-C}_2$) УРАЛЬСКОГО ПАЛЕООКЕАНА И ФОРМИРОВАНИЯ ЭПИОКЕАНИЧЕСКОГО ОРОГЕНА	186
Хоменко М.О., Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Рябуха М.А. УГЛЕВОДОРОДЫ ВО ФЛЮИДАХ ЗОЛОТОРУДНОГО ШТОКВЕРКА ВАСИЛЬКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)	188
Черных Е.Н., Добрынина А.А. ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЕЙ ВОДЫ В ПЬЕЗОМЕТРАХ ИРКУТСКОЙ ГЭС В СВЯЗИ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ НА БАЙКАЛЕ	191
Шарапов В.Н., Кузнецов Г.В., Томиленко А.А., Чудненко К.В. РАЗВИТИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В ПОРОДАХ МАНТИЙНОГО КЛИНА НАД ОЧАГАМИ БАЗИТОВЫХ МАГМ	194
Шевко Е.П., Бортникова С.Б., Бортникова С.П., Панин Г.Л. ФОРМИРОВАНИЕ СОСТАВА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СТРОЕНИЯ ФЛЮИДОПРОВОДНИКОВ, НА ПРИМЕРЕ ВУЛКАНА ГОЛОВНИНА (ЮЖНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА, РОССИЯ)	196

Шумилова Т.Г. МНОГООБРАЗИЕ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕРОДНЫХ ФАЗ. ФЛЮИДОГЕННЫЕ АЛМАЗЫ	198
Яковлев И.В., Гришина С.Н., Мазуров М.П., Старикова А.Е. СОСТАВ СОЛЕВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ РАСПЛАВОВ-РАССОЛОВ В ФОРСТЕРИТЕ РУДНОГОРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	201
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	204

**ГЛУБИННЫЕ ФЛЮИДЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ:
ВСТУПЛЕНИЕ К СБОРНИКУ МАТЕРИАЛОВ СОВЕЩАНИЯ
«ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ»**

Летников Ф.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, letnikov@crust.irk.ru

Состояние проблемы. Прежде чем перейти к анализу эндогенных процессов в верхних частях литосферы, доступных для наблюдения, необходимо подчеркнуть уникальную особенность геологического развития планеты Земля. С одной стороны, она уже более 4 млрд лет формируется по законам самоорганизации, и этот процесс необратим. С другой стороны, как это было показано Ю.Н. Авсюком [1], наличие у Земли такого «весомого» спутника, как Луна, периодически создает ситуации, при которых центр масс системы Солнце – Земля – Луна, расположенный на расстоянии 0.8 земного радиуса от центра Земли, испытывает перемещение, создавая в верхней части мантии и земной коре тектонические напряжения общепланетарного характера. Иными словами, если рассматривать эту ситуацию опять же с позиций синергетики, то мы сталкиваемся со случаем, когда на самоорганизующуюся гиперсистему, каковой является планета Земля, накладываются внешние гравитационные силы, порожденные взаимодействием триады Солнце – Земля – Луна. Уникальность такой ситуации очевидна, ибо если процессы самоорганизации реализуются за счет внутреннего энергетического потенциала самой Земли, то внешнее гравитационное воздействие совершается за счет энергетического источника, лежащего за пределами Земли. То есть на самоорганизующуюся систему накладываются дискретные процессы организации, ибо, в отличие от явлений самоорганизации, процессы организации реализуются только при приложении сил извне. Таким образом, мы приходим к достаточно очевидному выводу: необратимый характер развития планеты Земля, включающий весь спектр геологических процессов, определяется ее внутренним энергетическим потенциалом. Нелинейность диссипации энергии из недр (ядра) планеты подчеркивалась многими исследователями. Если опираться на аргументацию Ю.Н. Авсюка [1], то причиной такой нелинейности диссипации внутренней энергии Земли как раз и являются внешние периодические воздействия. Поскольку именно эти два энергетических источника, внутренний и внешний, обуславливают весь спектр процессов тектонического характера, включая перемещение литосферных плит, террейнов, процессы метаморфизма, магматизма и т.д., насущной задачей глобального тектонического анализа можно считать определение вклада каждого из них в изучаемое явление.

В науках о Земле, особенно в механике сплошных сред и горных науках, широко рассматриваются проблемы неустойчивости, которые связаны с исследованиями теории катастроф. Если оперировать традиционными представлениями кибернетики и синергетики, то мы в геологических системах невольно входим в сферу определенных гносеологических противоречий, суть которых заключается в том, что геологические системы, как правило, это долгоживущие системы, в которых стадия внешнего воздействия может длиться миллионы лет, и для них характерна отрицательная обратная связь. Если в системе существует такая связь, то в ответ на внешнее воздействие система реагирует так, чтобы уменьшить это воздействие и сохранить состояние гомеостазиса, которое вовсе не адекватно понятию равновесия.

В геологии при анализе процессов происхождения в глубинах Земли очень важное значение приобретает один из тезисов синергетики – о важности выбора

начального состояния (в частности теорема КАМ – А.Н. Колмогорова, В.И. Арнольда, Ю. Мозера).

При анализе очень сложных многокомпонентных флюидных систем мы неизбежно сталкиваемся с оценкой степени их нелинейности хотя бы по набору управляющих параметров. При этом, как справедливо отмечает К. Майнцер [2, с. 29], при анализе систем подобного рода «сложность означает не только нелинейность, но и наличие огромного числа элементов со многими степенями свободы». Он делает очень важный для геологов вывод о том, что «поведение отдельных элементов в сложных системах с огромным числом степеней свободы нельзя ни предсказать, ни проследить вспять во времени. Детерминированное описание отдельных элементов должно быть заменено на эволюцию вероятностных распределений» [2].

Как нами было показано ранее, астеносферные слои, подстилающие литосферные блоки разной степени зрелости, имеют флюидную природу и являются следствием необратимого процесса дегазации верхней мантии [3].

Однонаправленный вынос из мантии флюидных и некогерентных компонентов приводит к ее истощению по этим компонентам и кристаллизации пород, что обуславливает «отжимание» перед фронтом кристаллизации флюидных и примесных компонентов и формирование астеносферы. В соответствии со зрелостью конкретной литосферы каждый астеносферный слой характеризуется своей рудно-геохимической специализацией.

Если астеносферные слои, подстилающие континентальные плиты, начали формироваться совместно с этими плитами, то по мере нарастания мощности литосферы они отступали на глубину и истощались по флюидной компоненте. Именно в силу этого обстоятельства тепловой поток на континентах значительно снижен по отношению к океаническим плитам, где астеносфера находится на глубинах в несколько десятков километров, в то время как на древних континентах с возрастом 3–4 млрд лет – на глубинах 140–200 км, а в некоторых архейских кратонах значительно утонена или даже не фиксируется вовсе. В последнем случае исчезновение астеносферного слоя обусловлено длительными процессами его истощения по флюидной составляющей, проявляющимися неоднократно в течение нескольких миллиардов лет [3].

Астеносферные флюидные слои в основании литосферных блоков, точно так же как протяженные по латерали зоны флюидизации в верхней мантии, устанавливаются на основании данных глубинной геофизики. В качестве одной из крупных обобщающих работ подобного рода отметим монографию Н.Н. Пузырева [4]. В ней на основании сейсмических глубинных исследований в верхней мантии выявлены протяженные (до нескольких тысяч километров) зоны флюидизации, которые могут быть питающими для эндогенных флюидных систем земной коры.

Результаты региональных глубинных геофизических исследований позволили создать томографический разрез с запада на восток более чем на 3000 км и до глубины 250 км [4]. Из полученных данных следует ряд важных выводов.

1. Выявленные в верхней мантии зоны пониженных скоростей (км/с) не что иное, как протяженные зоны реликтовой флюидизации, отражающие изначально неоднородную структуру латерального «отслоения» в коре и верхней мантии, в которых и были локализованы глубинные протофлюидные системы. Весьма характерно то, что максимальной мощности (более 80 км) зона пониженных скоростей достигает под Западно-Сибирской плитой, и именно эта ее часть характеризуется аномально высокой концентрацией нефти и углеводородных газов. Из полученных данных следует вывод о неоднократных «импульсах» поступления глубинных флюидов в земную кору и верхнюю мантию, когда каждый из них оставлял протяженные по латерали зоны флюидизированных пород, фиксируемых как зоны пониженных скоростей.

2. Именно такие зоны являлись флюидогенерирующими для последующих процессов концентрирования углеводородов и околонефтяных существенно водных флюидных систем. Уже по своей природе эти зоны должны отличаться по составу и набору флюидов.

На примере Сибирской низменности очевидно, что процесс формирования квазиплатформенных протяженных нефтегазоносных мега- и гиперсистем является длительным геологическим событием, завершенность процессов в таких системах является функцией многих переменных.

На Западно-Сибирской плите в результате глубокого бурения и детального изучения керна были выявлены структуры глобальной флюидизации земной коры [5, 6] с образованием рифтоподобных структур, сложенных опоковидными глинами и опоками. Механизм формирования таких протяженных рифтоподобных структур был рассмотрен Ф.А. Летниковым и Ю.Н. Авсюком [7]. Очередность процессов воздействия на земную кору такова: 1) система рифтов, базальты ~ 250 млн лет тому назад; 2) к концу триаса вулканогенная деятельность прекратилась; 3) начиная с нижнего мела и до неогена в течение 179–180 млн лет устойчивое погружение кристаллического основания плиты, которое достигло максимума в палеогене, то есть более чем 100 млн лет после завершения магматизма.

Детальный литологический анализ рифтоподобных структур и их минерального выполнения однозначно указывает на их флюидную природу.

Каждая зона глубинного разлома является самоорганизующейся геологической системой периодического действия, в которой каждый предшествующий этап подготавливает проявление последующего. Так, процессы расланцевания создают единую флюидопроводящую систему, что обуславливает широкое развитие метасоматических процессов. В свою очередь, метасоматические процессы выравнивают составы пород и подготавливают их для зарождения в них магматических очагов. В зависимости от сочетания различных факторов все эти три стадии развития глубинного разлома могут проявиться в разной степени, а третья стадия может и не проявиться вообще.

На Кокчетавской глыбе геофизики выделяют два типа разломов: 1) глубинные разломы, с ними связаны гранитогнейсовые купола, на базе которых сформировались крупные гранитные батолиты; 2) более поздние разломы, секущие как граниты, так и метаморфические породы. И если первые недоступны нашему изучению, то вторые, с которыми связаны разнообразные рудные месторождения, изучены достаточно хорошо. В своей преобладающей массе это универсальные флюидопроводники, к которым приурочены разнообразные месторождения, в том числе и единственное в мире месторождение тонкодисперсных алмазов Кумды-Куль, открытое А.А. Заячковским на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан). Судя по новейшим геофизическим и спутниковым данным, глубинные разломы, завершившие свое формирование сотни миллионов лет тому назад, продолжают функционировать как линейные протяженные зоны генерации электромагнитных волн [7].

Изучение бластомилонитов и других тектонитов однозначно указывает на то, что они являются путями универсального и интенсивного массопереноса флюидных, петрогенных и рудных компонентов по разрезу континентальной литосферы. Такой подход позволил объяснить роль глубинных разломов в транзитном переносе вещества из мантии к верхним горизонтам земной коры, при этом глубинный разлом, в терминологии Г.Л. Пospelова, является универсальным флюидопроводником [8].

В таком контексте внутриразломное пространство выступает как сообщество пород с разной степенью организации и анализ совокупности процессов во внутриразломном пространстве требует особого синергетического подхода. Внутриразломные ассоциации пород включают изохимические бластомилониты и

неизохимические синтетонические, главным образом слюдяные, метасоматиты, но прежде всего это протяженные на глубину и по латерали зоны пластических деформаций.

В работах, посвященных процессам, протекающим при пластической деформации горных пород, решающее значение имели эксперименты П. Бриджмена [9], затем с успехом продолженные в России школой Н.С. Ениколопяна [10, 11]. Суть явления «эффекта Бриджмена» заключалась в том, что в твердых телах, при сочетании высокого давления (в.д.) и деформации сдвига (д.с.), происходило резкое снижение барического барьера фазовых переходов и образование термодинамически несовместимых фаз. Этот эффект был использован нами ранее для объяснения образования тонкодисперсных алмазов в бластомилонитах месторождения Кумды-Куль [12, 13]. При реализации механизма «давление + сдвиг» установлено [10, 11]: 1) коэффициенты диффузии растут на 10–15 десятичных порядков по сравнению с таковыми в твердом теле без комбинирования давления и сдвига; 2) скорости химических реакций растут на 3–8 десятичных порядков по сравнению с жидкой фазой; 3) это эндотермические реакции, в которых вся необходимая для химического процесса энергия получалась непосредственно через механическую энергию, накопившуюся в веществе в процессе сжатия и деформации сдвига. И самое главное – в режиме в.д.+д.с. происходит образование термодинамически несовместимых фаз [11]. Если вдоль сланцеватости тектонитов одновременно будет происходить миграция восстановленных высокоуглеродистых флюидов, как это имело место при образовании графит-алмазного месторождения Кумды-Куль, то по рассмотренному механизму одновременно могут кристаллизоваться графит + тонкодисперсный алмаз, микровыделения коэсита, кварца и других минералов. С учетом проявления механизма в.д.+д.с. нет необходимости субдуцировать бластомилониты на глубины устойчивости алмаза 140–160 км, как это делают некоторые исследователи.

Такой синергетический подход к анализу совокупности процессов, протекающих в зонах пластических деформаций во внутриразломном пространстве, позволяет с принципиально новых позиций подойти к пониманию процессов формирования здесь сейсмических очагов. Сам процесс землетрясения рассматривается как отклик системы на накопление механической энергии в пределах «реологических ловушек» и переход механической энергии в тепловую по механизму реологического взрыва [7].

Физикохимия и термодинамика. В изучении флюидных природных систем во второй половине XX в. широкое развитие получили методы равновесной термодинамики, хотя Л. Больцман писал: «Второе начало термодинамики носит вероятностный характер, и беспорядочных состояний гораздо больше, чем состояний, соответствующих упорядоченности. Второй закон не носит абсолютного характера». В значительной мере это относится к эндогенным флюидным системам.

Под термодинамическим потенциалом понимается характеристическая функция, определяющая меру глубины и возможность протекания физико-химических процессов [14]. Полный термодинамический потенциал сложной макросистемы равен сумме термодинамических потенциалов иерархических подсистем. В подавляющем числе работ, посвященных физико-химическому анализу процессов природного минералообразования, для описания таких процессов применяются методы и приемы равновесной термодинамики, хотя в целом рассматриваются в разной степени неравновесные системы. С позиций современной физики Г.И. Менакер рассмотрел три основных класса термодинамических систем: равновесные, локально-равновесные (стационарные) и неравновесные [15]. Г.И. Менакер акцентирует внимание на выводе Л.Д. Ландау и Е.М. Лившица: «Особенно важно, что в одно и то же время по одним параметрам системы могут быть равновесными, по другим – сильно неравновесными»

[16]. Этот вывод имеет для анализа процессов исключительно важное значение, поскольку позволяет на длительном временном интервале существования родоначальных рудообразующих мегасистем выделять характерный для каждой из них набор минеральных парагенезисов.

Конец XX в. и особенно начало XXI в. ознаменовались притоком нового научного и фактического материала. Что же прибавил XXI в. к столь близкой нам, геологам, тематике? Я буду говорить о близкой мне тематике, освещенной в серии статей и моей монографии «Синергетика геологических систем» [17].

Синергетика. Почему синергетика быстро завоевала ведущие позиции уже к началу 80-х годов? Прежде всего потому, что она носит междисциплинарный характер. Создатель синергетики Г. Хакен [18] писал: «Синергетика занимается изучением систем, состоящих из многих подсистем самой различной природы... Синергетика рассматривает, каким образом взаимодействие подсистем приводит к возникновению пространственных, временных или пространственно-временных структур в макроскопических системах». Чем не геологическая постановка задачи изучения геологических процессов и их производных? Г. Хакен на симпозиуме по синергетике в Берлине в 1984 г. сказал: «Синергетику можно рассматривать как форум, на котором ученые разных дисциплин встретились друг с другом для того, чтобы обменяться своими идеями, как справиться с большими системами» [19]. Блестящее предисловие, прежде всего к изучению геологических систем.

Крупный ученый и специалист по нелинейным процессам Ю.А. Данилов [20] подчеркивал ряд особенностей синергетики:

- междисциплинарное (наддисциплинарное) научное направление;
- изучает системы, состоящие из большого числа взаимодействующих частей, компонентов или подсистем; слово «синергетика» означает «совместное действие», подчеркивая согласованность функционирования частей, отражающуюся в поведении системы как целого;
- наука о самоорганизации; рассмотрение чаще проводится на уровне, с которого процессы и структуры в системе видятся возникающими «сами собой», вследствие самоорганизации, без руководящей и направляющей «руки», действующей извне;
- выделяет немногочисленные параметры порядка, от которых зависят величины, характеризующие состояние системы, и которые, в свою очередь, могут влиять на параметры порядка;
- рассматривает эволюцию как череду сменяющих друг друга структур: при определенных условиях (значениях параметров порядка) структуры теряют устойчивость, разрушаются и заменяются новыми.

Остановимся на понятии «параметры порядка», или «моды». Поскольку мы в синергетике имеем дело с открытыми системами, которые обмениваются с окружающей средой веществом, энергией и информацией, для каждого состояния выделяются главные параметры. Но так как такие системы в каждом конкретном случае могут переходить из одного состояния в другое, выделяют немногочисленные параметры порядка, от которых зависят величины, характеризующие состояние системы, и которые, в свою очередь, могут влиять на параметры порядка.

Как было показано нами в наших многочисленных публикациях (в том числе в 17 монографиях), подготовленных на базе лаборатории петрологии, геохимии и рудогенеза Института земной коры СО РАН, для познания процессов формирования Земли как геологического тела огромное значение имеет познание флюидного режима эндогенных процессов, сформировавших внешние оболочки Земли. Эти работы с применением синергетики позволили с принципиально новых позиций подойти к пониманию явлений формирования планеты и особенно ее внешних оболочек.

При анализе процессов формирования геологических объектов необходимо четко разделять два природных явления – организацию, которая свершается за счет внешних воздействий, и самоорганизацию – за счет внутренней энергии рассматриваемой системы.

Проявления самоорганизации: нелинейность; неравновесность; обратная связь; неустойчивость стационарного состояния; стохастичность; управляющие параметры; естественный отбор мод.

Наиболее общей чертой нелинейных систем является нарушение в них принципа суперпозиции – аддитивность причин приводит к аддитивности следствий [21]. Наиболее характерная черта нелинейных систем – неадекватность между силой воздействия и откликом в системе на это воздействие, отсюда недетерминированность (многовариантность) путей их развития (стохастичность).

Динамическая система – открытая система в неравновесном стационарном состоянии, в которой параметры неизменны на рассматриваемом временном интервале. Такие системы могут последовательно проходить через несколько стационарных состояний (состояние подвижного равновесия) в условиях подвода к ним вещества и энергии.

На рубеже XX и XXI вв. в высокотемпературной химической технологии разделения сложных многокомпонентных смесей произошел качественный скачок. Суть нового подхода заключается в том, что ранее в таких системах выбирались термодинамически обособленные реакции, в которых состояние компонентов зависело от выбираемых часто произвольных пар: одни из них входили в состав исходного флюида, а другие – в состав продуктов реакции. Иными словами, произвольно выбирались химически активные пары в левой части такого линейного уравнения и продукты их взаимодействия в правой. Рассматриваемые реакции были автономны и не зависели от остальных компонентов флюида. Но ведь во многокомпонентных системах состояние их в целом определяется всей совокупностью компонентов данных систем. В химической технологии многокомпонентных флюидных систем, к числу которых в первую очередь относится нефть, на базе новейших компьютерных технологий был разработан принципиально новый подход [22–25], основанный на синергетическом анализе поведения многокомпонентных систем. В основе нового метода лежит подход к таким системам с позиций хорошо разработанной теории стационарных систем. Напомним, что каждая природная система, а в первую очередь флюидные рудоносные системы, находится какое-то время в стационарном состоянии, характеризуемом большим числом компонентов в различных физических формах, в наибольшей мере им отвечают рудоносные флюидные гидротермальные системы. А поскольку для таких систем свойствен переход из одного стационарного состояния в качественно иное, такие системы рассматриваются на фоне изменения управляющих параметров как полистационарные системы. По аналогии с процессом многоступенчатой переработки нефти, природные гидротермальные или просто флюидные системы по мере изменения управляющих параметров изменяются через каскад стационарных переходов от начальных до конечных.

Методы полистационарности находят широкое применение не только в химической технологии, но и при анализе любых многокомпонентных систем, на основе необходимых баз термодинамических данных, когда мегасистема рассматривается как единая стационарная система, состоящая из большого числа частей, компонентов или подсистем, взаимодействующих между собой.

Применение подходов и методов, разработанных в химической технологии для оценки поведения многокомпонентных систем с позиции полистационарности, представляется наиболее перспективным.

Экспериментальные исследования. В XX в. широкое распространение в России, США, Японии, Европе получили экспериментальные исследования по изучению при высоких T и P собственно флюидных, флюидно-силикатных, флюидно-карбонатных и флюидно-рудных систем. В настоящее время эти исследования продолжаются, хотя и в меньших масштабах. Экспериментаторы в каждом конкретном случае решали свои частные задачи, но всегда они служили общему делу изучения эндогенных процессов, протекающих с участием флюидов. Большинство этих экспериментов проводились в замкнутых сосудах высокого давления (автоклавы, бомбы высокого давления и т.п.), когда давление флюида определялось температурой эксперимента.

Физико-химическое моделирование на ЭВМ. Значительным шагом вперед в познании флюидных систем явилось внедрение в практику исследований методов физико-химического моделирования на ЭВМ, разработанных в Иркутске И.К. Карповым [26]. Им же в итоге таких исследований была создана компьютерная система «Селектор», которая с успехом была апробирована под руководством И.К. Карпова сотрудниками двух институтов: Института геохимии СО РАН и Института земной коры СО РАН (г. Иркутск). По программе «Селектор» проводилось моделирование чисто флюидных систем, но наиболее значительные результаты были получены методами компьютерного физико-химического моделирования сложных флюидно-породных (преимущественно силикатных) систем в широком P - T диапазоне. Главным условием применения программы «Селектор» является наличие базы данных термодинамических параметров как флюидных компонентов, так и минералов, слагающих изучаемую породную матрицу. Одно из преимуществ этой методики – возможность изучения флюидно-породной системы «шаг за шагом», с постепенным процентным изменением содержаний флюидных или петрогенных компонентов. При этом обнаружилась тесная связь изменения минерального состава и сопряженного с породной матрицей флюида, когда изменение минерального состава сразу же отражалось и на составе равновесного с породной матрицей флюида.

Спектр минеральных парагенезисов и взаимодействующих с минералами компонентов флюида определялся знанием термодинамических свойств как самих минералов, так и компонентов флюида. Для создания обширной термодинамической базы для программы «Селектор» потребовались усилия сотрудников обоих институтов. В настоящее время круг задач, решаемых на базе программы «Селектор», все расширяется, вплоть до объектов нефтяной геологии.

Газовая хроматография и изучение индивидуальных флюидных включений. Качественный скачок в изучении глубинных флюидов был сделан в лаборатории петрологии, геохимии и рудогенеза за счет разработки метода высокотемпературной газовой хроматографии минералов и горных пород [27, 31], что позволило в диапазоне до 1000 °C за счет нагрева выделять в потоке гелия компоненты флюида. Нагреву подвергались и экспериментальные образцы, которые выдерживались в автоклавах при фиксированных T и P . Сопоставление экспериментальных и природных образцов подтвердило высокую информативность методов газового хроматографического анализа.

В ходе изучения более 30000 проб на базе газовых хроматографических анализов выделяются два типа глубинных флюидных систем: глобальные и автономные. Глобальные – в преобладающей массе порообразующие мантийные глубинные высокотемпературные флюидные системы, под их воздействием в глобальных масштабах проходило выплавление значительных магматических масс, в мантии это преобладающие основные расплавы, например, траппы Сибирской платформы, а в коре – магмы гранитоидного ряда. Как правило, глобальные магматические производные занимают в коре значительные объемы; и они сами, и связанные с ними системы безрудны или слаборудоносны. Рудоносные флюидные

системы и флюидизированные магматические тела, как правило, связаны с наименее глубинными флюидными системами континентальной литосферы, которые мы, в отличие от глобальных флюидных систем, относим к автономным.

Наиболее распространенным методом изучения флюидных включений в кристаллах является исследование их под микроскопом. Этот метод сравнительно прост и доступен, но, с учетом гетерофазности эндогенных флюидов, он не дает общей картины, ибо каждое включение индивидуально и рядом в кристалле могут существовать отличающиеся по составу флюидные включения.

Определенный методический интерес представляют исследования по прямому изучению флюидных включений в метаморфических породах и сопоставлению полученных данных с результатами геотермобарометрии [28]. В породах нижнепротерозойского Ханкайского массива выделено несколько типов флюидных включений: жидкость, жидкость + газ, жидкость + кристаллы. Они разделяются на первичные (встречаются реже) и вторичные вдоль залеченных трещин, соотносимые с регрессивным этапом метаморфизма. Собственно газовые включения состоят из метана и азота, но преобладают чисто водные, они содержат растворы хлоридов Na, Ca, Mg и имеют температуру гомогенизации 105–411 °C. Краткие выводы по данной работе таковы:

1. Температуры гомогенизации флюидных включений существенно отличаются от температур минеральных равновесий, определенных по геотермометрам; соответственно 105–411 °C по включениям; 610–675 °C и 570–650 °C по геотермометрам.

2. Нагрев образцов приводит к вскрытию флюидных включений разных этапов минералообразования, когда раньше вскрываются более крупные включения, а позже более мелкие, что сказывается на результатах нагрева при 500 и 700 °C.

3. Наиболее полную картину по определению валового состава флюидов в метаморфических породах дают результаты газового хроматографического анализа.

4. Температура и давление, определенные по гранат-кордиеритовому и гранат-биотитовому равновесию, находящиеся в области T выше 600 °C и P более 4 кбар близки по величине к температуре и давлениям, определенным по плотностям первичных углекислотных включений; ниже 4 кбар – к параметрам, определенным по плотностям вторичных углекислотных включений, а в единичных случаях ниже 3 кбар – к определенным по водным включениям (с поправкой на давление).

Таким образом, поскольку среди надежно установленных первичных включений встречаются только включения жидкой углекислоты, для них определено давление флюида 4.5–7.4 кбар, приближающееся к усредненным значениям давлений, определенным по наиболее надежным геобарометрам, которые варьируются в пределах 9.4–7.4–5.6 кбар.

Следовательно, из полученных данных очевидно, что если сочетание результатов геотермобарометрии и индивидуальных углекислых флюидных включений может дать в первом приближении сопоставимые (в пределах порядка) результаты, то они резко отличаются от данных по гомогенизации водно-солевых включений, а данные по валовому составу флюидов могут быть получены только методами газовой хроматографии, которые отражают в основном усредненные составы первичных и вторичных включений в метаморфической породе, прошедшей стадии прогрессивного и регрессивного метаморфизма.

Как следует из экспериментов А.Р. Котельникова и З.А. Котельниковой, «...если в процессе опыта флюид достигает условий несмесимости и происходит гетерогенизация его на разные фазы, в синтезированных минералах (даже в одном зерне) можно встретить включения нескольких типов» [29].

Сопоставление результатов изучения индивидуальных флюидных включений, расплавных включений и данных газовой хроматографии по гранитизированным породам Ольхонского метаморфического комплекса [30] показало следующее.

1. Гомогенизация водных включений в метаморфических породах и гранитоидах характеризуется значительно более низкими значениями температур (220–450 °C), не отвечающими температурам их образования.

2. В расплавных включениях в гранитоидах зафиксированы температуры, близкие к реальным (720–830 °C).

3. Результаты газовых хроматографических анализов, проведенных в лаборатории петрологии, геохимии и рудогенеза Института земной коры СО РАН по разработанной нами методике [31], однозначно показали изменения восстановленности флюида от ранних к более поздним фазам гранитоидов и в породах гранулитового этапа, а также рост P_{H_2O} на втором этапе метаморфизма и гранитообразования.

Таким образом, наиболее информативными оказались результаты изучения расплавных включений и данные хроматографического анализа.

Судя по экспериментам по залечиванию трещин в кварце [29], синтезированные включения сформировались при 500–800 °C и 1–2 кбар, и после охлаждения при стандартных условиях они были представлены гетерофазными включениями. В системе H_2O-CO_2-NaCl при $P = 1-2$ кбар и $T = 400-700$ °C были установлены факты расслоения флюида, когда концентрация $NaCl$ была выше 5–6 мол. %. С учетом механизма захвата флюида, когда флюид проникал в готовую трещину и там впоследствии консервировался, полученные результаты важны для сравнения результатов опытов, проведенных с гомогенным водно-солевым флюидом, с температурами захвата флюидов, которые были близки к температурам эксперимента в 800 °C.

Важным результатом этих экспериментов следует признать наличие в одном образце различных включений: жидко-газовых, газовой-жидких, трехфазных, газовых и включений с аномальным включением фаз [29, с. 86]. Иными словами, еще раз подтверждается тезис о том, что в минерализованных флюидах, каковыми и являются в своей подавляющей массе природные гидротермы, имеет место гетерогенизация флюида и растущие кристаллы захватывают отличающиеся по составу части флюида, заключая их затем в объем растущего кристалла. Следовательно, для природных образцов метод изучения индивидуальных включений может в лучшем случае дать информацию о их температурах ко времени захвата растущим кристаллом, но не о валовом составе всего флюида, при условии, что флюид присутствовал в достаточном объеме. Для определения валового состава флюида необходимо проанализировать какой-то оптимальный объем кристалла, в котором количество разнообразных включений достаточно для суждения о составе всего флюида.

На основании анализа широкого спектра данных наиболее информативными оказались результаты изучения расплавных включений и данные хроматографического анализа [29].

С учетом большого числа геологических объектов, подлежащих изучению, в методическом отношении использовался апробированный ранее метод детального исследования отдельных массивов, комплексов, свит, характеризующих типоморфный структурно-вещественный комплекс. Как правило, это ранее хорошо закартированные объекты с набором пород и проявленных в них процессов, что позволило оценить флюидный режим их формирования и потенциальную рудоносность на основе современных аналитических методов исследования. Для решения поставленной задачи необходимы современные методы исследования, успешно апробированные нашим коллективом.

1. Газовый хроматографический анализ флюидных компонентов (H_2O , CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , N_2 , H_2S и др.), заключенных в горных породах и минералах, разработан в лаборатории петрологии, геохимии и рудогенеза Института земной коры СО РАН и успешно апробирован на большом числе природных и экспериментальных объектов. За 30 лет проведения этого анализа накоплен уникальный банк данных по составу и содержанию флюидных компонентов в горных породах и минералах в возрастном диапазоне от архея до кайнозоя, в который входят образцы с территории не только России, но и других регионов мира.

2. Современные аналитические методы определения составов горных пород и минералов, включая микрозондовые и изотопные исследования главным образом по определению возраста пород.

3. Методы компьютерного физико-химического моделирования сложных многокомпонентных флюидных и флюидно-силикатных, в том числе и рудоносных, систем в Р-Т условиях земной коры и верхней мантии до глубины 600 км.

4. Термодинамические расчеты по определению энергетических характеристик флюидных систем, от жидкого ядра Земли и до верхних горизонтов земной коры.

5. Экспериментальные исследования флюидно-силикатных систем в установках высокого давления до 6–8 кбар и температуры до 1400 °С.

6. Создание синергетических моделей изучаемых систем и выявление режимов проявления процессов самоорганизации в открытых неравновесных динамических системах.

7. Изучение влияния на состав морских осадков подводных гидротерм, процессов апвеллинга.

Многолетние исследования эндогенных флюидов, заключенных в горных породах континентальной литосферы, позволили нам сделать следующие выводы: 1) массоемкость (и рудоносность) глубинного флюида определяется Р-Т условиями (глубинностью) его зарождения; 2) в восстановленных глубинных флюидах роль микрофаз и комплексных соединений в переносе рудного вещества является определяющей.

В изолированных автономных эндогенных флюидных системах (обычно это жильные образования или метасоматические зоны) устанавливаются явления инверсии флюидного режима, когда, например, на начальной стадии это восстановленные флюиды с высоким парциальным давлением CO , CH_4 , H_2 – из таких флюидов отлагается графит; затем в результате окисления флюида он уже представлен CO_2 и H_2O , а в минеральном выражении – это серпентин и карбонат; за счет связывания CO_2 и H_2O в минералах во флюиде возрастает концентрация H_2 и отлагаются в незначительных количествах оливин, диопсид, тремолит, и все это происходит на фоне падения температуры. Еще более контрастные явления инверсии флюида устанавливаются на Катугинском месторождении, когда в жилах в зальбандах отлагался флюорит, а в осевой части – пирит и марказит.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 13-05-12025-офи-м; № 14-05-00182-а и № 15-05-20698-г).

Литература

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М., 1996. 256 с.
2. Майнцер К. Сложно-системное мышление. М.: Книжный дом «Либроком», 2009. 464 с.
3. Летников Ф.А. Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 16–24.
4. Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1997. 229 с.

5. Сурков В.С., Смирнов Л.В., Жеро О.Г. Раннемезозойский рифтогенез и его влияние на структуру литосферы Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1987. № 9. С. 3–11.
6. Березовский газоносный район / Под ред. И.И. Нестерова. Тюмень: Изд-во ЗапСибНИГНИ, 1971. 253 с.
7. Летников Ф.А., Авсюк Ю.Н. К вопросу о природе глубинных сейсмических очагов // ДАН. 2008. Т. 420, № 3. С. 1–3.
8. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 335 с.
9. Bridgman P. The physics of high pressure. London: Bell and Sons, 1958. 308 p.
10. Ениколопан Н.С., Мхитарян А.А., Карагезян А.С. Сверхбыстрые реакции разложения в твердых телах под давлением // ДАН. 1986. Т. 288, № 3. С. 657–660.
11. Жорин В.А., Миронов Н.А., Никольский В.Г., Ениколопан Н.С. Исследование смесей ПЭ и ПП после воздействия высоких давлений, сочетаемых с деформациями сдвига, методом радиотермолюминесценции // ДАН СССР. 1979. Т. 244, № 5. С. 1153–1156.
12. Летников Ф.А. Образование алмазов в глубинных тектонических зонах // ДАН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 433–435.
13. Летников Ф.А., Звонкова Н.Г., Сизых Н.В., Данилов Б.С. Акцессорные минералы из эклогитов и алмазонасных пород месторождения Кумдыкуль // Записки ВМО. 1999. № 6. С. 16–27.
14. Феллер В. Введение в теорию вероятности. М.: Мир, 1984. 165 с.
15. Менакер Г.И. Стохастическая геохимия. Чикаго: Lulu Press, 2013. 458 с.
16. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Статистическая физика. Ч. 1. М.: Наука, 1976. 584 с.
17. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.
18. Хакен Г. Синергетика. М.: Мир, 1980. 404 с.
19. Хакен Г. Синергетика: иерархия неустойчивостей в самоорганизующихся устройствах. М.: Мир, 1985. 419 с.
20. Данилов Ю.А. Лекции по нелинейной динамике. М.: Постмаркет, 2001. 2-е изд. М.: Дом Книги, 2005. 304 с.
21. Гапонов-Грехов А.В., Рабинович М.И. Нелинейная физика. Стохастичность и структуры // Физика XX века. Развитие и перспективы. М., 1984. С. 228–280.
22. Холланд Ч.Д. Многокомпонентная ректификация. М.: Химия, 1969. 348 с.
23. Писаренко Ю.А., Аникина Е.А., Серафимов Л.А. Поиск множества стационарных состояний противоточных реакционно-массообменных процессов // Теоретические основы химической технологии. 1993. Т. 27, № 6. С. 586–590.
24. Самборская М.А., Кравцов А.В., Вольф А.В. Анализ полистационарности процессов фракционирования нефти и нефтепродуктов // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 320, № 3. С. 79–84.
25. Фролкова А.К., Хаин Л.А., Раева В.М. Полистационарность в дифференциальных процессах открытой равновесной дистилляции и равновесной конденсации // Теоретические основы химической технологии. 2008. Т. 42, № 6. С. 605–614.
26. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 246 с.
27. Летников Ф.А., Гантимурова Т.П. К проблеме информативности флюидных компонентов, заключенных в горных породах и минералах // Петрология флюидно-силикатных систем. Новосибирск: Наука, 1987. С. 4–22.
28. Котельникова З.А., Котельников А.Р., Самоваров Ю.В. Эволюция метаморфизма Ханкайского массива по данным изучения флюидных включений и геотермобарометрии // Геохимия. 1986. № 8. С. 1103–1112.
29. Котельников А.Р., Котельникова З.А. Экспериментальное изучение свойств гидротермального флюида // Эксперимент в минералогии. М.: Наука, 1988. С. 82–89.
30. Гантимурова Т.П., Макрыгина В.А., Петрова З.И., Прокофьев В.Ю. Геохимия летучих компонентов в процессах метаморфизма и гранитизации // Геохимия. 2002. Ч. 2. № 6. С. 590–600.

31. Летников Ф.А., Шкарупа Т.А. Методическое руководство по хроматографическому анализу воды и газов в горных породах и минералах. Иркутск: Институт земной коры СО АН СССР, 1977. 25 с.

ИЗОТОПЫ СТРОНЦИЯ В ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ МЕЗОЗОЙСКИХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Абрамов Б.Н.¹, Посохов В.Ф.²

¹Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, b_abramov@mail.ru

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, vitaf1@yandex.ru

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ широко используется в геохимических исследованиях для определения абсолютного возраста пород, генетических взаимоотношений между различными комплексами. Величина первичного отношения изотопов стронция дает информацию об источнике магматических расплавов. Эти данные используются для установления мантийной или коровой составляющей природы магматитов. Значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ менее 0.706 характерно для мантийных источников, более 0.706 – для коровых.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интрузивных образованиях мезозойских РМС Восточного Забайкалья

Порода	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Месторождение	Ссылка
Кыринский комплекс (J ₁₋₂)			
Гранит	0.70772	Хапчерангинское (Sn)	*
Гранит	0.70769	Хапчерангинское (Sn)	*
Гранит	0.70666	Хапчерангинское (Sn)	*
Гранит	0.70601	Хапчерангинское (Sn)	*
Акатуевский комплекс (J ₂₋₃)			
Монцонит	0.70699	Нойон-Тологой (Pb, Zn)	*
Монцонит	0.70711	Нойон-Тологой (Pb, Zn)	*
Монцонит	0.70684	Нойон-Тологой (Pb, Zn)	*
Амуджикано-шахтаминский комплекс (J ₂₋₃)			
Гранит	0.70669	Любавинское (Au)	*
Гранит	0.70785	Любавинское (Au)	*
Гранит	0.70666	Любавинское (Au)	*
Гранит	0.70647	Любавинское (Au)	*
Грорудит	0.70733	Карийское (Au)	[3]
Гранит-порфир	0.70642	Жирикенское (Mo)	[4]
Гранит-порфир	0.70575–0.70591	Дарасунское (Au)	[8]
Диоритовый порфирит	0.70743	Шахтаминское (Mo)	[5]
Гранит-порфир	0.70762	Шахтаминское (Mo)	[5]
Кукульбейский комплекс (J ₂₋₃)			
Гранит-порфир	0.703917	Шерловогорское (Sn)	[7]
Риолит	0.703198–0.704407	Шерловогорское (Sn)	[7]
Гранит	0.705000	Спокойнинское (Li, Ta, Nb, Sn, W)	[1]
Гранит	0.706000	Орловское (Li, Ta, Nb, Sn, W)	[1]
Гранит	0.708000	Этыкинское (Li, Ta, Nb, Sn, W)	[1]

Примечание. * – данные авторов.

Рассмотрим эти отношения для мезозойских рудно-магматических систем Восточного Забайкалья. В исследуемом регионе с мезозойскими рудно-магматическими системами (РМС) связано образование значительной части золоторудных, молибденовых, редкометалльных, олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений. Установлено, что потенциально рудоносными в Восточном Забайкалье являются гранитоиды латитового и андезитового ряда, палигенные граниты известково-щелочного ряда. Отмечается следующая последовательность магматизма: кыринский комплекс → акатуевский комплекс → амуджикано-шахтаминской комплекс → кукульбейский комплекс. С РМС кыринского комплекса (J_{1-2}) связывается образование оловянного и вольфрамового оруденения, с акатуевским комплексом (J_{2-3}) – образование полиметаллического оруденения, с амуджикано-шахтаминским комплексом (J_{2-3}) – золотого, молибденового и золото-полиметаллического оруденения, с кукульбейским комплексом (J_3) – редкометалльного и олово-полиметаллического оруденения. Во всех мезозойских месторождениях процессы рудообразования связаны с процессами формирования интрузий. Образование мезозойских интрузивных комплексов происходило в результате коллизионных процессов в позднем мезозое при столкновении Сибирского и Монголо-Китайского континентов.

В образовании всех магматических комплексов существует как мантийная, так и коровая компоненты. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируются от 0.7050 в породах латитовой серии до 0.7130 в породах известково-щелочной серии [2]. Рудоносные редкометалльные граниты удалены друг от друга на сотни километров, что предполагает глубинный источник их образования. Вероятнее всего, это вызвано плавлением коровых пород под воздействием мантийного плюма [9].

Анализ данных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в рудоносных мезозойских интрузиях указывает на их мантийный источник, с незначительным вкладом корового источника (таблица). О наличии мантийного источника в формировании мезозойских месторождений свидетельствуют также значения изотопов свинца в рудах некоторых месторождений (Карийское золоторудное, Акатуевское полиметаллическое), серы, сульфидов, близких к метеоритному стандарту (Дарасунское золоторудное) [6].

Литература

1. Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М. и др. Rb-Sr свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений, Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2004. № 9. С. 940–948.
2. Плюснин С.Г., Зорина Л.Д., Пахольченко Ю.А. и др. Изотопы стронция свинца и серы в процессах рудообразования в связи с латитовым магматизмом // Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1988. С. 193–211.
3. Плюснин Г.С., Спиридонов А.М., Литвинцев К.А. и др. Rb-Sr возраст жильных щелочных гранитов Карийского рудного узла // ДАН СССР. 1988. Т. 307, № 4. С. 967–971.
4. Пономарчук В.А., Сотников В.И., Берзина А.В. и др. Изотопно-геохронологическая неоднородность гранит-порфиров Жирекенского Cu-Mo-порфирового месторождения (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2004. № 6. С. 679–683.
5. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Травин А.В. и др. Возрастная последовательность проявления магматизма в Шахтаминском молибденовом рудном узле, Восточное Забайкалье (Ar-Ar, K-Ar, Rb-Sr) // ДАН. 1998. Т. 359, № 2. С. 242–244.
6. Спиридонов А.М., Зорина Н.А., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2006. 291 с.
7. Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С. и др. Вулкано-плутонические ассоциации кислых пород в пределах редкометалльных рудных узлов Забайкалья: геохимия пород и расплавов, возраст, P-T условия кристаллизации // Петрология. 2012. Т. 20, № 6. С. 622–648.

8. Чернышов И.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С. и др. Возраст гранодиорит-порфиров Дарасунского золоторудного поля (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 1. С. 3–18.
9. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.

О СОСТАВЕ И ПРИМЕРНЫХ ОБЪЕМАХ РАСТВОРОВ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД БЕРЕЗИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ, РОССИЯ)

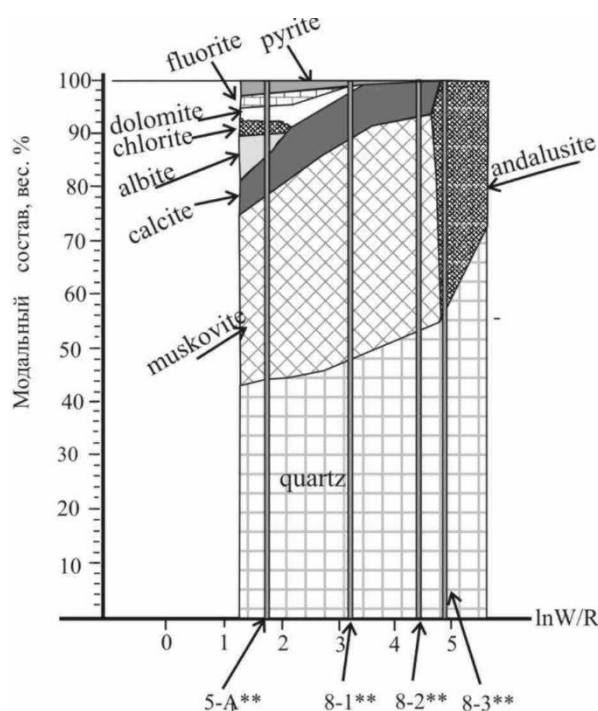
Авченко О.В.¹, Вах А.С.², Пахомова В.А.¹, Чудненко К.В.³

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, sirenevka@mail.ru

²Дальневосточный федеральный университет, Владивосток

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

Несмотря на более чем вековую историю изучения березитов, многие важные вопросы их образования остаются неясными. До сих пор, например, не было возможности подойти к оценке вероятных объемов березитизирующих растворов и детальному выяснению их элементного состава [1]. Это, в свою очередь, затрудняло понимание генезиса источника кислого флюида. На основе применения разнообразных методик к анализу метасоматитов Березитового месторождения, расположенного в северо-западной части Амурской области в бассейне нижнего течения р. Хайкта, крупного правого притока р. Большой Ольдой [2, 3], мы попытались оценить примерный состав, объемы и вероятный источник растворов, вызывающих процессы березитизации. Методом минимизации потенциала Гиббса построены модели



Модальный состав модельных метасоматических зон в зависимости от величины отношения флюид/порода ($\ln W/R$) при рН входного раствора 1.5. Каждая зона показана вертикальным столбиком.

образования березитоподобных ассоциаций, развивающихся по гранодиоритам. Показано полное соответствие образующихся модельных химических составов метасоматитов природным составам метасоматических зон (рисунок). Методом моделирования и изучением газовой-жидких включений в кварцах установлено, что флюид, производящий метасоматоз и реагирующий с гранодиоритами, имеет сложный состав, описываемый набором следующих компонентов: SiO_2 , K_2O , Na_2O , MnO , FeO , MgO , CaO , B_2O_3 , HF , HCl , H_2S , CH_4 , CO_2 , H_2O , Ba , Sr , Rb , As , S , Se , причем флюид должен быть насыщен SiO_2 . Отсюда следует, что состав входного раствора, вероятно, формировался при взаимодействии кислого флюида с гранодиоритом, что предполагает гранитную природу метасоматизирующего флюида. Модели березитов получены при

разной кислотности растворов, величина pH которых менялась от 1.5 до 4. Установлено, что формирование метасоматической зональности связано с величиной отношения флюид/порода (W/R). Кислые и довольно окисленные входящие растворы, производя метасоматоз, ощелачиваются и восстанавливаются в передовых зонах и становятся более кислыми и окисленными в тыловых. Уровень восстановленности флюидов в передовых зонах метасоматоза примерно отвечает восстановленности водного флюида, насыщенного углеродом. Величина pH реального флюида, до реакции его с гранодиоритом, была, скорее всего, в диапазоне 3.0–3.5 при температуре 320 °C, что дает оценку количества флюида 0.5–5.0 т на 1 кг гранодиорита.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-00809).

Литература

1. Жариков В.А., Русинов В.Л. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. 489 с.
2. Вах А.С., Авченко О.В., Сергеев С.А., Пресняков С.А. Первые U-Pb данные (SHRIMP_II) о возрасте цирконов из гранитоидов и рудоносных пород Березитового золото-полиметаллического месторождения // ДАН. 2011. Т. 438, № 5. С. 659–664.
3. Авченко О.В., Вах А.С., Чудненко К.В., Худоложкин В.О. Генезис гранатсодержащих пород Березитового месторождения (Верхнее Приамурье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 1. С. 19–40.

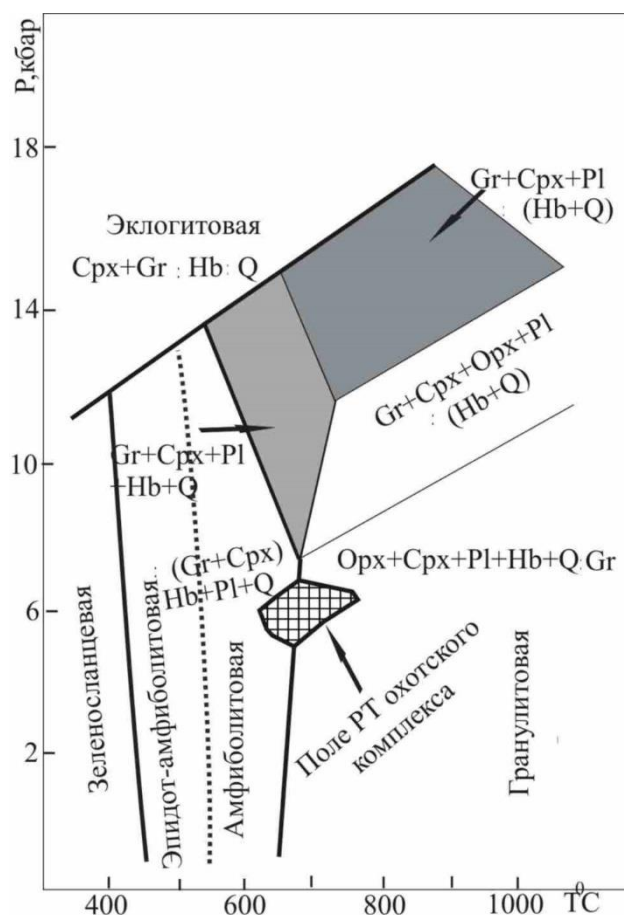
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ГРАНУЛИТОВЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ОХОТСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА МЕТОДОМ МИНИМИЗАЦИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ГИББСА

Авченко О.В.¹, Чудненко К.В.², Бадрединов З.Г.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, sirenevka@mail.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, chud@igh.irk.ru

Методом минимизации термодинамического потенциала Гиббса для метapelитов Охотского гранулитового комплекса решена задача моделирования реальных минеральных парагенезисов. Модельные минеральные ассоциации полностью воспроизводят состав минералов и их модальные количества в изученных породах. Этот фундаментальный факт является прямой верификацией решения поставленной задачи, что доказывает выполнение принципа локального равновесия в изученных ассоциациях и хорошую согласованность всех термодинамических данных, принятых при моделировании. Получаемое решение возможно только при вполне определенных Р-Т параметрах и составе флюида, и, таким образом, данный подход позволяет вычислить условия образования реальной минеральной ассоциации. Предлагаемый способ не предусматривает построение псевдосекций, реализованное в программе THERMOCALC [1], а представляет собой оригинальный метод оценки условий образования минеральных ассоциаций [2]. Улучшенная методология моделирования реальных минеральных ассоциаций позволяет получить новые результаты в отношении Р-Т условий, состава внешнего флюида и возможной величины отношения флюид/порода. Вероятные оценки Р-Т при метаморфизме гранулитов Охотского комплекса, полученные моделированием, определяются в 5.2–7.0 кбар и 620–770 °C, что соответствует приграничным условиям амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (рисунок). Модельные минеральные ассоциации, близкие по составу минералов и их модам реальным парагенезисам, могут быть



Р-Т поле условий образования метаморфических пород Охотского комплекса на диаграмме Паттисона [3].

получены на ПК «Селектор» с одинаковым успехом в условиях инертного и вполне подвижного поведения воды. Определен состав внешнего метаморфогенного флюида и примерное весовое отношение флюид/порода (W/R). Величина окислительного потенциала этого флюида близка к величине потенциала кислорода на буфере $C-CO-CO_2$, при величине W/R , равной 0.03–0.30, и низком парциальном давлении воды, изменяющемся в пределах 1.80–0.35 кбар. Охотский метаморфический комплекс не является аналогом гранулитов юга Алданского щита, поскольку для последних установлены значительно более высокие параметры Р-Т [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-0080).

Литература

1. Powell R., Holland T., Worley B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 577–588.
2. Чудненко К.В., Авченко О.В. Оценка условий формирования метаморфических пород методом термодинамического моделирования // Геоинформатика. 2013. № 2. С. 37–43.
3. Pattison D.R.M. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase $\pm$ quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies // J. Metamorph. Geol. 2003. V. 21. P. 21–34.
4. Perchuk L.L., Aranovich L.Ya., Podlesski K.K., Lavrent'eva I.V., Gerasimov V.Yu., Fed'kin V.V., Kitsul V.I., Karsakov L.P., Berdnikov N.V. Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR // J. Metamorph. Geol. 1985. V. 3. P. 265–310.

ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СПОДУМЕНОВЫХ ГРАНИТ-ПОРФИРОВ АЛАХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Анникова И.Ю.^{1,2}, Владимиров А.Г.^{1,2,3}, Смирнов С.З.^{1,2,3}, Гаврюшкина О.А.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
iyuannikova@mail.ru

²Томский государственный университет, Томск, labspm@ggf.tsu.ru

³Новосибирский государственный университет, Новосибирск, vladimir@igm.nsc.ru

Алахинское месторождение на Южном Алтае (Россия), представленное штоком сподуменсодержащих гранит-порфиров, является специфическим геологическим объектом, резко отличающимся от классических месторождений сподуменных пегматитов Сибири, Казахстана и Китая по возрасту (T_3 - J_1) и по текстурно-структурным особенностям руд [1, 2]. Судя по прогнозным оценкам, это месторождение можно считать не вскрытым эрозией аналогом крупного пегматитового тела, например, жилы № 3 сподуменных пегматитов месторождения Коктогай (Северо-Восточный Китай) [3], как по размерам, так и по средним содержаниям ценных компонентов (Li_2O – 0.98 мас. % и Ta – 114 г/т), однако рудогенерирующий потенциал этого месторождения пока недостаточно изучен и не востребован. В подготовленной статье [4] и в настоящей работе предпринята попытка восполнить этот пробел детальными минералогическими исследованиями, впервые проведенными для данного объекта и способными внести вклад в понимание механизма кристаллизации литиевых кремнекислых магм и характера перераспределения компонентов в ходе магматических и постмагматических процессов.

Геологическая позиция, внутреннее строение и возраст. Алахинское литий-танталовое месторождение локализовано в пределах уникального по протяженности (более 1000 км) Калба-Нарым-Коктогайского Li-Ta редкометалльно-гранитного пояса, входящего в состав Алтайской аккреционно-коллизонной системы, формирование которой произошло в результате взаимодействия Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов и закрытия Чарского палеоокеана [5]. Алахинский шток сподуменных гранит-порфиров прорывает граниты главной фазы чиндагатуйского комплекса (T_3 - J_1) в северной части одноименного массива и на современном эрозионном срезе представлен двумя выходами, которые отвечают прикровельным фациям и, вероятнее всего, являются частями одного крупного тела, большая часть которого расположена ниже современного эрозионного среза. Основной объем Алахинского штока сложен мусковит-сподумен-калишпат-альбитовыми гранит-порфирами, в апикальной части постепенно переходящими в практически мономинеральные альбититы. По данным Rb-Sr- изотопного датирования, возраст сподуменных гранит-порфиров Алахинского штока – 198.6 ± 1.1 млн лет [6].

Петрография и минералогия. Мусковит-сподумен-калишпат-альбитовые гранит-порфиры светло-серые, кремново-серые или почти белые породы с порфировидной структурой. Вкрапленники, размером до 1 см, на долю которых приходится от 25 до 40 об. %, представлены «горошковидным» кварцем (до 50 об. %), таблитчатыми кристаллами калиевого полевого шпата (до 20 об. %), пластинками мусковита (до 10 об. %) и призматическим сподуменом (до 20 об. %). Мелко-среднезернистая основная масса сложена альбитом (до 45 об. %), кварцем (до 35 об. %) и калиевым полевым шпатом (до 10 об. %). *Плагиоклазы* сподуменсодержащих гранит-порфиров по составу отвечают альбиту (99 % альбитового минала). Главными примесями в них являются Rb_2O (в среднем 0.12 мас. %), CaO , варьирующийся в очень широких пределах (0.04–0.73 мас. %) и P_2O_5 (в среднем 0.14 мас. %). Составы *сподуменов* близки

к стехиометрическим, главными примесями являются FeO (в среднем 0.28 мас. %), MnO (в среднем 0.11 мас. %), Na₂O (в среднем 0.13 мас. %) и Rb₂O (в среднем 0.10 мас. %). Акцессорная минерализация сподуменсодержащих гранит-порфиров представлена пиритом, фторапатитом, цирконом, минералами рода танталит-колумбита, уранмикролитом, триплитом. *Anatim*, микровключения которого встречаются в обоих полевых шпатах и мусковите, по химическому составу является Mn-F-апатитом. Микровключения *триплита* диагностированы в сподумене. *Танталит-колумбит*, проявленный в виде микровключений во всех породообразующих минералах, по особенностям химического состава отвечает манган-танталиту и манган-колумбиту. Зафиксирована зональность танталит-колумбитов, проявленная в обогащении внешних зон кристаллов Ta₂O₅ в сравнении с внутренними. *Микролит*, представленный микровключениями в альбите и сподумене, обогащен UO₂ (до 18.5 мас. %). Диагностирован собственный минерал урана – *уранинит*. *Циркон* в виде идиоморфных кристаллов включен в зерна породообразующих минералов – кварца, альбита и сподумена. В составе цирконов отмечаются повышенные содержания HfO₂ (до 11.6 мас. %) и UO₂ (до 1.9 мас. %).

Оценка физико-химических параметров формирования. Предшествующие результаты исследования включений минералообразующих сред во вкрапленниках сподуменсодержащих гранит-порфиров Алахинского штока однозначно свидетельствуют о магматическом происхождении этих пород [2]. Наличие во вкрапленниках кварца водных и углекислотных флюидных включений, сингенетичных с расплавленными [7], указывает на то, что, по крайней мере, на стадии кристаллизации кварца магматический очаг был гетерогенным и, помимо силикатного расплава, содержал флюидную фазу. Порфировая структура пород предполагает кристаллизацию в малоглубинном магматическом очаге. В то же время наличие сподумена в породах предполагает относительно высокое давление при их образовании. По аналогии со сподуменсодержащими аплитами Кунгурджаринского массива (Горный Алтай), параметры кристаллизации сподуменсодержащих гранит-порфиров Алахинского штока оцениваются в 530–550 °C и 3.2–3.6 кбар [7], что ниже ликвидуса системы LiAlSiO₄-SiO₂-H₂O [8]. Полученные нами данные по составу породообразующих и акцессорных минералов редкометалльных пород Алахинского штока, сравнение минералогических характеристик сподуменсодержащих гранит-порфиров и альбититов Алахинского штока между собой и со сподуменовыми пегматитами ряда месторождений мира, а также предложенная на основе онтогенетических наблюдений схема последовательности минералообразования подтверждают флюидно-магматическую модель формирования Алахинского штока [4].

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

Литература

1. Кудрин В.С., Ставров О.Д., Шурига Т.Н. Новый сподуменовый тип танталоносных редкометалльных гранитов // Петрология. 1994. Т. 2, № 1. С. 88–95.
2. Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В. и др. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 7. С. 901–916.
3. Zhu Y.-F., Yishan Zeng, Libing Gu. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China // J. Asian Earth Sciences. 2006. V. 27. P. 61–77.

4. Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Гаврюшкина О.А. Геология и минералогия Алахинского месторождения сподуменовых гранит-порфиров (Горный Алтай, Россия) // Геология рудных месторождений (в печати).
5. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 621–636.
6. Kostitsyn Y.A., Vystavnoy S.A., Vladimirov A.G. Age and genesis of the spodumene-bearing granites of the SW Altai (Russia): an isotopic and geochemical study // Acta Universitatis Carolinae. Geologica. 1998. V. 42, No 1. P. 60–63.
7. Титов А.В., Шведенков Г.Ю., Выставной С.А. Параметры кристаллизации и эволюции редкометалльных гранитных магм Южного Алтая (результаты изучения включений в минералах) // ДАН. 1999. Т. 368, № 5. С. 671–675.
8. London D., Burt D.M. Experimental phase equilibria in the system $\text{LiAlSiO}_4\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$: a petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites // American Mineralogist. 1984. V. 69. P. 995–1004.

РОЛЬ ГАЗО-ФЛЮИДНЫХ ВЫСАЧИВАНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ НИЖНЕВИЗЕЙСКИХ КОНКРЕЦИЙ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Антошкина А.И., Рябинкина Н.Н.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, nrryabinkina@gmail.com

В турнейско-визейской глинистой толще мощностью 187 м на р. Кожиме Приполярного Урала А.А. Чумаковым [1] установлены и описаны разнообразные по форме и строению сидеритовые конкреции и пласты. Среди конкреций М.В. Багдасаровой [2] выделено четыре морфотипа: плотные однородного строения, септариевые, с гониатитовыми фоссилиями в ядре и в виде псевдоморфоз по бурым водорослям. Вмещающие аргиллиты отнесены к продуктам переотложенных кор выветривания по субстрату основных пород [3]. Применение современных микроскопических и спектроскопических методов исследования позволяет уточнить или пересмотреть природу этих геологических объектов. Здесь излагаются результаты исследований авторов, представляющих новый взгляд на генезис конкреций нижнего карбона.

В изученных аргиллитах каолинитового со значительной примесью хлорита и иллита состава содержание $C_{\text{орг}}$ достигает 1–1.5 %. Газовая хроматография показала низкие значения (от 0.0066 до 0.0030) битумоидов в метаново-нафтенной фракции, что свидетельствует о их остаточном характере. В нижних слоях толщи присутствие в составе ОВ аргиллитов *n*-пентадекана (*n*-C₁₅) и максимум распределения *n*-гептадекана (*n*-C₁₇) характеризуют первичный источник ОВ как цианобактерии и, возможно, зеленые водоросли. Отношение *Pr/Ph* (0.71–0.86) отражает слабовосстановительные условия накопления исходного ОВ. Выше по разрезу в аргиллитах характерны четные среднемолекулярные углеводы C₁₈, свидетельствующие об усилении бактериальной активности [4], а отношение *Pr/Ph* (1.02–1.04) отражает уже окислительные условия. ОВ аргиллитов верхней части толщи характеризуется максимумом *n*-C₁₇, отношение *Pr/Ph* вновь составляет меньше 1 (0.65–0.82), а присутствие алканов в высокомолекулярной области (до *n*-C₃₁) говорит о терригенном привносе. Исследование структуры ОВ методом рамановской спектроскопии в конкрециях показало, что на спектрах первичная органика в основном характеризуется невысокой степенью преобразованности. Спектр из области нитей нитчатой цианобактериальной структуры фиксирует наличие кальцитового компонента (пики 341, 381 и 433) и органической составляющей, а пики 1342 и 1660 отражают неупорядоченную структуру ОВ.

При электронно-микроскопическом изучении «водорослевых» конкреций выявлены типичные бактериоморфные структуры [5]. Для конкреций других типов также характерно обилие микрокристаллического кремнезема и микрофрамбоидов пиритов ($<1\text{--}5\text{ }\mu\text{m}$), различающихся по форме, размеру и по ориентировке кристаллитов внутри них, что могло определяться структурой, размерами и видами бактериальных колоний. Интересно, что наиболее микроскопические фрамбоиды присутствуют в пустотах, оставшихся после выпадения крупных идиоморфных кристаллов, что позволяет предположить образование крупнокристаллических (до $10\text{ }\mu\text{m}$) как индивидов более поздних стадий формирования бактериальных микрофрамбоидов. Наноразмерные фрамбоиды пирита, как установлено в ископаемых и современных глинистых породах и илах [6, 7], свидетельствуют об эвксинных условиях придонных вод. Микронзондовый анализ конкреций показал многообразие минерального мира в них. Наряду с сидеритом, кварцем, пиритом, марказитом, гематитом, флюоритом, цирконом, рутилом, апатитом, слюдами (калиевые) и глинистыми (каолинит, иллит, хлорит) минералами присутствуют типичные гидротермальные минералы, такие как шамеанит $[(\text{Cu},\text{Fe})_4\text{As}(\text{Se},\text{S})_4]$, цумоит $[\text{BiTe}]$, фаузерит $[\text{MnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}]$ и барит (с изоморфной примесью Zn и Ni), а также халькопирит, сфалерит, редко пирротин. Содержание сфалерита колеблется от 160 до 930 г/т, в качестве примесей в нем присутствуют Cu, Ni, Cr, Ti, V, Ag [3]. В конкрециях с остатками гониатитов отмечено заполнение их полостей сфалеритом, а в септариевых конкрециях сфалерит присутствует в трещинах вместе с кальцитом, сидеритом и апатитом. Изотопный состав углерода ($-14.2\text{...}1.4\text{ ‰}$) указывает на близповерхностное осаждение, вызванное бактериальным окислением ОВ. Значения $\delta^{18}\text{O}$ ($22.1\text{...}28.7\text{ ‰}$) свидетельствуют об образовании конкреций во внутрипоровых водах пресноводных до нормально-морских бассейнов [8].

Полученные данные позволяют предположить, что на формирование сидеритовых стяжений разных типов оказали влияние придонные газо-флюидные высачивания, способствующие накоплению в осадках метаногенного углерода и обильному появлению бактериальных сообществ. Бактерии использовали глинистый субстрат из переотложенных минеральных компонентов кор выветривания, обогащенных железом и марганцем, в качестве донора электронов. Сидерит образовывался в процессе алкофильной железоредукции и одновременно протекавшего процесса окисления ОВ до уголекислоты [9]. Возникновение окислительной обстановки накопления исходного ОВ могло быть связано с появлением аэробных бактерий, окисляющих ОВ до уголекислого газа и воды, и окислением двухвалентных железа и марганца, а также других элементов, присутствовавших в осадке. Кроме того, окисление могло быть вызвано присоединением газообразного водорода из воды в результате придонных газовых высачиваний типа грязевых вулканов озера Байкал и процессами метаногенеза [10]. В бассейне с нормально-морской фауной это приводило к локальному распреснению вод и сероводородному заражению, гибели организмов, распространению элементоспецифических бактерий и формированию в конкрециях своеобразных гидротермальных минералов, обилию фрамбоидальных пиритов и разнообразных сидеритовых бактериолитов.

Литература

1. Чумаков А.А. Нижнекаменноугольные сидериты р. Кожим (Приполярный Урал). Петрозаводск, 1948. 52 с. (Учен. зап. Карело-Финского ун-та, т. 11, вып. 2).
2. Багдасарова М.В. К минералогии терригенных отложений нижнего карбона Приполярного Урала // Фации и условия формирования нефтегазопроизводящих свит. М.: Наука, 1966. С. 64–92.

3. Геохимия опорных разрезов нижнего карбона и перми на р. Кожиме (Приполярный Урал) / Я.Э. Юдович, Т.В. Майдль, Г.И. Андреев и др. Сыктывкар, 1979. С. 3–36 (Тр. ИГ Коми филиала АН СССР; вып. 28).
4. Хант Дж. Геология и геохимия нефти и газа. М.: Мир, 1982. 704 с.
5. Антошкина А.И., Рябинкина Н.Н. Сидериты как продукт бактериальной деструкции глинистых осадков (на примере нижнего карбона Приполярного Урала) // Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию Л.Б. Рухина, Т. П. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2012. С. 206–208.
6. Hawkins S., Rimmer M. Pyrite framboid size and size distribution: Indicators of anoxia during deposition of Devonian-Mississippian black shales // The Society for Organic Petrology (TSOP), Department 18th Annual Meeting Abstracts and Program, 2001.
7. Wilkinson M., Haszeldine R.S., Fallick A.E., Osborne M.J. Siderite zonation within the Brent Group: microbial influence or aquifer flow? // Clay Minerals. 2000. V. 35. P. 111–121.
8. Christensen N.B. Stable isotope geochemistry of siderite concretions from Jurassic sedimentary rocks on Bornholm (Denmark) // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1995. V. 42. P. 47–56.
9. Наймарк Е.Б., Ерошев-Шак В.А., Чижикова Н.П., Компанцева Е.И. Взаимодействие глинистых минералов с микроорганизмами: обзор экспериментальных данных // Журнал общей биологии. 2009. Т. 70, № 2. С. 155–167.
10. Крылов А.А., Хлыстов О.М., Земская Т.И. и др. Формирование аутигенных карбонатов в грязевых вулканах озера Байкал // Геохимия. 2008. Т. 10. С. 1051–1062.

МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ХОЛОДНЫХ РАСТВОРОВ В ЕСТЕСТВЕННЫХ ПОДЗЕМНЫХ ПОЛОСТЯХ

Базарова Е.П.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, bazarova@crust.irk.ru

Процессы минералообразования под воздействием растворов в условиях подземных полостей широко распространены в карстовых районах, в отдельных случаях в объемах, переводящих полость в разряд проявления полезного ископаемого (добыча кальцитового алебаstra в пещерах Туркменистана). Вторичное пещерное минералообразование может вызываться холодными и горячими (гидротермальными) растворами. Частным случаем минералообразования из холодных растворов можно считать криогенез (кристаллизация вещества в процессе замерзания водного раствора).

Пещеры, в которых действуют или действовали гидротермальные растворы, менее распространены по сравнению с пещерами холодного карста, но отличаются крупными и эффектными кристаллами вторичных минералов (кальцит, кварц, гипс). Наиболее известным примером такой полости является Пещера кристаллов (Cueva de los Cristales) в Мексике, вскрытая при работах в шахтовом комплексе Найка. В пещере были обнаружены кристаллы гипса-селенита длиной до 11 м и шириной до 4 м. Формирование таких крупных кристаллов связывают с их ростом в течение длительного времени в стабильных условиях в полости, заполненной горячим (около 58 °С) раствором. В пещере Кап-Кутан (Туркменистан) были обнаружены кристаллы кальцита размером до 2 м с температурой образования 150–200 °С [1]. В России гидротермокарстовые полости находятся в Крыму, и в них можно наблюдать кальцитовые жилы и крупные кристаллы исландского шпата [3].

Гораздо более распространено минералообразование в подземных полостях под воздействием холодных растворов. Автором в рамках совместной работы по исследованию карстовых ландшафтов с Московским государственным университетом им. М.В. Ломоносова была собрана коллекция вторичных минеральных образований из пещер Сибири, Северного Урала, Киргизии и Западного Кавказа. Целью данной работы является обобщение сведений о вторичном минералообразовании в данных пещерах,

температура растворов в которых обычно 1–4 °С (исключением является относительно теплая пещера Кан-и-Гут в Киргизии).

Все исследованные нами пещеры, за исключением п. Кан-и-Гут, заложены в известняках и доломитах без каких-либо значительных примесей (за исключением иногда встречающейся пиритовой вкрапленности и прожилков гипса), и вторичные минералы в них представлены кальцитом, арагонитом, моногидрокарбонатом, Mg- и Sr-содержащим кальцитом, доломитом, гидромагнезитом, гетитом, баритом, гипсом и целестином. При этом наиболее богаты вторичными минералами пещеры, не имеющие крупных водотоков и водоемов либо имеющие удаленные от реки сухие этажи. В таких пещерах наблюдается большое разнообразие минеральных агрегатов – от класса гравитационных до класса антолитовых кор по классификации Степанова и Мальцева [1, 2]. Что касается обводненных пещер, то в них преобладает химически чистый кальцит, образующий агрегаты класса гравитационных (сталактиты, сталагмиты), субаквальных (гуры, обрамления водоемов) и в подчиненной степени кораллитовых кор (кораллиты).

Пещера-рудник Кан-и-Гут представляет собой естественные и искусственные полости, выработанные в известняках и доломитах, включающих сульфидные залежи, жилы и вкрапления. Вследствие такого состава вмещающих пород в пещере, кроме кальцита, Sr-содержащего кальцита, арагонита и гипса наблюдаются водные сульфаты железа и магния, окислы железа и марганца. Особенностью пещеры является широкое развитие рыхлых вторичных минеральных образований в виде высыпок, состоящих из ярозита, фиброферрита, копиапита и сепиолита на стенах или на обломочном материале на полу. Пещера теплая (температура воздуха 15 °С) и практически безводная, вследствие чего минеральные агрегаты представлены преимущественно классами кораллитовых и антолитовых кор. Гравитационные и субаквальные коры, состоящие из кальцита и арагонита, можно наблюдать только в местах слабых водотоков.



Кальцит-арагонит-гидромагнезитовые спелеотемы
в п. Снежная-Меженного-Иллюзия (Западный Кавказ).

Как уже было сказано выше, частным случаем минералообразования из холодных растворов является криогенез. Этот механизм минералообразования широко распространен в пещерах, имеющих сезонные или многолетние льды. В исследованных нами пещерах были найдены древние и современные криогенные минеральные образования. Древние образования отличаются крупными размерами (конкреции и кристаллические сростки размером до 3 см) и состоят из кальцита; современные образования в большинстве случаев представлены мелкими, не более нескольких миллиметров, кристаллами кальцита, икаита и лансфордита.

Таким образом, основной объем минералов в подземных полостях отлагается под воздействием холодных растворов, состав которых зависит от состава вмещающих пород. Кроме состава раствора, большую роль в минералообразовании играет объем и скорость его движения. Из быстротекущих потоков и капли формируются крупные кальцитовые спелеотемы, тогда как из медленно движущихся пленок образуются полиминеральные агрегаты (кальцит-арагонит-гидромагнезитовые спелеотемы в п. Снежная-Меженного-Иллюзия на рисунке). Это объясняет разнообразие состава вторичных минеральных образований в верхних сухих этажах пещер. Для криогенного минералообразования имеет значение скорость замерзания раствора. При медленном замерзании формируются крупные конкреции, быстрое замерзание приводит к образованию мелкокристаллической минеральной «пудры» на поверхности льда.

Литература

1. Мальцев В.А. Минералы системы карстовых пещер Кап-Кутан (юго-восток Туркменистана) // Мир камня (World of Stones). 1993. № 2. vl-maltsev.narod.ru.
2. Степанов В.И. Периодичность процессов кристаллизации в карстовых пещерах // Труды минералогического музея им. Ферсмана. Вып. 20. М., 1971. С. 161–171.
3. Тищенко А.И. Минералогическая изученность карстовых полостей Крыма // Спелеология и карстология. 2008. № 1. С. 81–84.

ЛОКАЛЬНЫЙ ПОТОК ЩЕЛОЧНЫХ ФЛЮИДОВ И КОНЦЕНТРАЦИЯ БОРОСИЛИКАТНЫХ РУД ДАЛЬНЕГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)

Баскина В.А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, baskinav@mail.ru

Дальнегорский рудный район Приморья известен скоплением значительных месторождений свинца, цинка, серебра. Особое место в этом ряду занимает разновозрастное с ними палеогеновое скарново-боросиликатное Дальнегорское месторождение (44° 34' с.ш. и 135° 37' в.д.), отличающееся типом руд, их громадными запасами, составом магматических образований. Среди последних доминируют мезозойские щелочные базиты. Они принадлежат к широко распространенным в регионе образованиям меймечит-пикрит-щелочно-базальтового комплекса [1]. Такие тела ограничены в своем распространении блоками аллохтонных раннемезозойских осадочных образований и не встречены в перекрывающих поздне меловых и палеогеновых осадочных и вулканических толщах. Тела щелочных базитов нарушены, имеют на современном срезе крутое залегание.

По возрасту и условиям залегания вскрытые на боросиликатном месторождении щелочные базиты не могут рассматриваться в качестве магматического источника борной минерализации. В то же время многоэтапный процесс скарно- и рудообразования в позднем мелу – палеогене сопровождался там активностью

щелочных флюидов, поток которых был локализован в небольшом по площади ареале. К числу признаков такой активности относятся, в частности, петрогеохимические отличия изверженных пород от их региональных аналогов, появление фаций керсутитовых лампрофиров, образование специфических высококалиевых апобазальтов.

Так, в центре боросиликатного месторождения, в тектоническом узле поперечником 2–3 км, тела щелочных базитов и габброидов отличаются от фоновых разностей щелочно-базитового комплекса. Они представлены калиевыми разностями. Наименее измененные оливиновые долериты датируются концом раннего мела (115–109 млн лет). Преобладают на месторождении калиевые щелочные долериты, шонкиниты, лампрофиры с повышенными содержаниями Nb, Th, LREE, K, Ba. Иные, чем в фоновых породах, корреляции типоморфных акцессорных элементов приводят к выводу о проработке умеренно щелочных базитовых расплавов в локальном очаге флюидами, обогащенными K, Ba, La, Nb, Th. Для всех изверженных пород этого ареала и сопровождающих их роговиков характерны безбиотитовые, бескварцевые, пироксен-калишпатовые парагенезисы.

В щелочно-габброидных телах имеются фациальные обособления керсутитовых лампрофиров, поперечником от первых метров до десятков сантиметров. Выходы лампрофиров наблюдались лишь в центральной части Дальнегорского месторождения, где они были вскрыты карьером в устье кл. Хрустального. Во многих обособлениях лампрофиров сохраняются реликты в большей или меньшей мере разложенных клинопироксенов. Среди вкрапленников керсутит составляет от 30 до 90 %. Кристаллы часто «скелетные», с расщепленными окончаниями. По сравнению с остальными породами в ареале месторождения лампрофиры наиболее обогащены LILE и HFSE (K_2O 6.1–8.0 %; Ba 1100–4500 г/т; Zr 230–390 г/т; Nb 110–246 г/т; Th 16–18 г/т; La_n 500–700, La/Lu 22–80). Содержания титана и магния падают от центров к краям зерен и далее к керсутитам лейст в связующей массе, а концентрации стронция растут, что указывает на начало кристаллизации керсутитов на пике концентраций щелочей и воды. Накопление «сетевых» компонентов: P, B, F, H_2O , приводило к образованию скелетных и коробчатых форм кристаллов керсутита и резкому сокращению нуклеации полевых шпатов. LREE накапливаются в керсутитах. Содержание редких земель в апатитах более 1 %. Ar-Ar датировки керсутитов 69–70 млн лет.

Появление лампрофиров свидетельствует об активности флюидов, богатых водой и щелочными элементами. Лампрофиры не обладают признаками первичных мантийных выплавов (содержания Cr и Ni 16–20 г/т; магниевое число ниже 50), их появление связано с флюидной активностью на позднемагматической стадии становления шонкинитов. Керсутиты в лампрофирах лишены опацитовых кайм и следов объемного разложения, то есть не несут признаков декомпрессии, что также указывает на их кристаллизацию в камерах становления. Зерна керсутита были проанализированы на лазерном масс-спектрометре ЛАММА 1000 в ОАО «ИНСТИТУТ МЕХАНОБР» в г. Санкт-Петербурге. По этим данным в керсутитах содержится до 0.2–0.5 % B, Ba, Sr, Li и более 100 г/т La. Это подтверждает, что щелочные флюиды, активные на позднемагматической стадии становления калиевых габброидов и долеритов, обеспечивали наряду с другими компонентами подвижность и накопление бора.

Позже другой интенсивный импульс активности щелочных флюидов сопровождал отложение датолитовых руд. Взаимодействие калиевых флюидов с расплавами палеогеновых базальтов, формирующих серии до- и внутрирудных даек в пределах месторождения, привело к появлению специфического комплекса высококалиевых латитов (апобазальтов) [2]. Такие тела распространены среди

оруденелых скарнов на площади 1.8 х 0.9 км и ассоциированы с залежами продуктивных руд. Изотопные Ag-Ag и K-Ag датировки латитов (по валу), ортоклазов в них и ортоклазов из датолит-кварц-ортоклазовых руд в скарнах отвечают интервалу 58–57 млн лет. Латитовые тела сохраняют устойчивый валовой химический состав на протяжении сотен метров по падению. Высококалиевые латиты – результат воздействия метеогенных гидротерм, обогащенных K, B, Ba, на базальтовые расплавы. Наличие свежих ортоклазов и титанистых авгитов типично для этих пород на всех вертикальных уровнях и свидетельствует об условиях высокой щелочности в проводящих структурах в скарново-рудной залежи.

Вне Дальнегорского месторождения палеогеновые базальты даек, судя по облегченным $\delta^{18}\text{O}$ в породах, также испытали влияние метеогенных растворов. В отличие от процессов на боросиликатном месторождении, это не приводило к метаматматическим изменениям расплавов и/или пород с обогащением их K, B, Ba [3].

Сказанное позволяет предполагать в ареале Дальнегорского боросиликатного месторождения существование вплоть до эоцена нескрытого, локального щелочно-базальтового очага – источника щелочных флюидов. Близкая точка зрения была ранее высказана И.Н. Говоровым [4].

Автор полагает, что фокусированный поток щелочных флюидов, участвуя в мобилизации метаморфогенного и осадочного бора, явился одним из наиболее важных факторов высокой концентрации руд бора на Дальнегорском месторождении.

Литература

1. Баскина В.А. Меймечит-пикрит-щелочнобазальтовый комплекс Таухинского террейна, Приморье // Материалы второго Всероссийского симпозиума «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы». Иркутск, 2013. С. 74–76.
2. Дубинина Е.О., Баскина В.А., Авдеенко А.С. Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопно-геохимические корреляции вмещающих пород // ГРМ. 2011. № 1. С. 65–83.
3. Баскина В.А. Гидротермальный метаморфизм базальтовых даек в рудных районах Приморья // Процессы рудообразования и прикладная геохимия. К 100-летию Л.Н. Овчинникова. М.: ИМГРЭ, 2013. С. 81–93.
4. Говоров И.Н. Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегорского района Приморья // ДАН. 1976. Т. 230, № 1. С. 186–189.

ОБ ОШИБОЧНОЙ ВЕЛИЧИНЕ СТАНДАРТНОЙ ЭНТРОПИИ ХИОЛИТА

Бычинский В.А., Тупицын А.А., Чудненко К.В.

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

Современные генетические теории процесса образования пегматитов и алюминиевых руд требуют надежной информации о термодинамических свойствах минералов, сосуществующих в этих породах. Однако такие данные имеются для ограниченного списка минералов: криолита, топаза, флюорита и хиолита.

Единственное измерение низкотемпературной теплоемкости $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$ выполнено на образце синтетического хиолита в интервале температур 5.83...315.75 К методом адиабатической калориметрии. Приводятся «... результаты компьютерного сглаживания и расчета связанных термодинамических свойств ...» [1], в том числе величина стандартной энтропии $115.57 \pm 0.2 \text{ калК}^{-1}\text{моль}^{-1} = 483.545 \pm 0.84 \text{ ДжК}^{-1}\text{моль}^{-1}$.

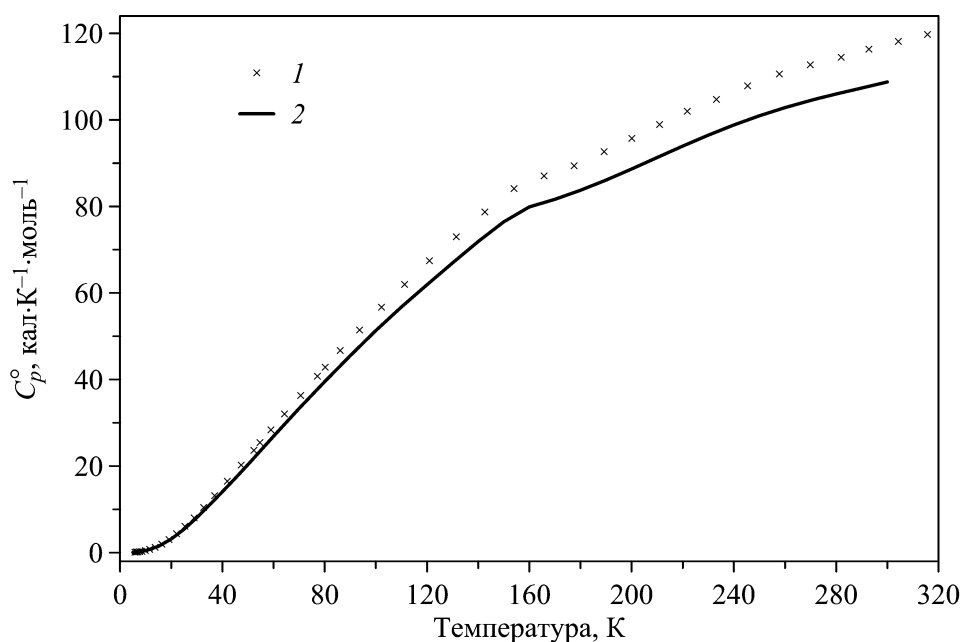
В фундаментальном справочном издании [2] величина стандартной энтропии хиолита $515.2 \pm 1 \text{ ДжК}^{-1}\text{моль}^{-1}$ получена графическим интегрированием теплоемкости хиолита [1] в интервале температур 0...298.15 К. Имеются сведения [3], что авторы [1]

впоследствии исправили величину стандартной энтропии хиолита на $123.15 \pm 0.2 \text{ кал} \cdot \text{К}^{-1} \cdot \text{моль}^{-1} = 515.25 \pm 0.84 \text{ Дж} \cdot \text{К}^{-1} \cdot \text{моль}^{-1}$. Однако в американском справочнике JANAF [4] по-прежнему приводится величина, заимствованная из [1].

При детальном анализе работы [1] обнаружена еще одна грубая ошибка обработки экспериментальных данных. В [1, табл. 1] приводятся результаты измерений низкотемпературной теплоемкости в интервале температур 5.83...315.75 К, в [1, табл. 2] – рекомендуемые величины теплоемкости и энтропии в интервале температур 5...300 К. На рисунке показаны зависимости теплоемкости от температуры хиолита, построенные по данным этих таблиц. В работе [1] нет объяснения представленной картине. Очевидно, что в результате «компьютерной» обработки в величины теплоемкости внесена ошибка, увеличивающаяся с ростом температуры. Подобная картина не наблюдается ни в одной экспериментальной работе, посвященной низкотемпературной калориметрии индивидуальных веществ. Следует также отметить, что «... незначительная неровность ...» зависимости теплоемкости от температуры, наблюдаемая в интервале температур 160...200 К, при отсутствии аномалий теплоемкости нетипична для низкотемпературной теплоемкости большинства изученных веществ и, вероятно, вызвана погрешностями измерений или недостаточной чистотой исследуемых образцов. Поскольку в [1] приводятся результаты одной серии измерений, достоверность этих величин вызывает сомнения.

Интегрирование измеренной в [1] зависимости теплоемкости от температуры хиолита дает (с учетом экстраполяции к 0 К) величину энтропии $556.044 \text{ Дж} \cdot \text{К}^{-1} \cdot \text{моль}^{-1}$. Отличие от рекомендуемой в [2] величины составляет 7.9 %, что может привести к серьезным ошибкам расчета равновесий с участием хиолита.

Корректность величин стандартной энтропии хиолита может быть проверена в физико-химической модели системы NaF–AlF₃. В расчетах должны быть получены соответствующие экспериментальным данным параметры гомогенной области хиолита (37.5 % мольных NaF), перитектическое равновесие $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}(\kappa) = \text{Na}_3\text{AlF}_6(\kappa) + \text{ж}$, а также гомогенная область тетрафторалюмина натрия (50 % мольных NaF) и температурный интервал его диспропорционирования.



Низкотемпературная теплоемкость $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}(\kappa)$ по данным [1]: 1 – измеренные величины; 2 – рекомендуемые величины (результат «компьютерной» обработки).

Результаты физико-химического моделирования показывают, что в пределах достоверных вариаций величины стандартной энтальпии образования хиолита из простых веществ указанные равновесия адекватно экспериментальным данным реализуются при использовании величины стандартной энтропии хиолита $556.044 \text{ ДжК}^{-1}\text{моль}^{-1}$. Величина, рекомендуемая в [2], приводит к замещению $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}(\text{к})$ на $\text{NaAlF}_4(\text{к})$ при концентрациях трифторида алюминия выше 25 % (мол.). Гомогенная область $\text{NaAlF}_4(\text{к})$ существует при температурах ниже 476 К, что также противоречит экспериментальным данным.

Таким образом, величина стандартной энтропии хиолита, полученная интегрированием измеренной в [1] зависимости теплоемкости от температуры, имеет лучшую достоверность, чем рекомендованные в [1] и [2].

Следует отметить, что вариации стандартной энтальпии образования хиолита из простых веществ, надежная и достоверная величина которой рекомендована в [2], оказывают влияние на температурные интервалы равновесий в физико-химической модели системы $\text{NaF}-\text{AlF}_3$. В результате вычисленную нами величину невозможно считать однозначно достоверной. Для окончательного решения вопроса необходимо выполнить повторные измерения низкотемпературной теплоемкости как синтетического, так и природного хиолита высокой чистоты.

Литература

1. Stuve J.M., Ferrante M.J. Low-temperature heat capacities and high-temperature enthalpies of chiolite ($\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$) // Report of investigation N 8442. Washington: U.S. Dept. of the Interior, Bureau of Mines, 1980. 8 p.
2. Термодинамические свойства индивидуальных веществ. Справочное издание: В 4-х т. / Л.В. Гурвич, И.В. Вейц, В.А. Медведев и др. 3-е изд., перераб. и расширен. Т. IV. Кн. 1. М.: Наука, 1982. 623 с.
3. Огородова Л.П., Киселева И.А. Калориметрическое изучение минерала хиолита $\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$ // Журнал физической химии. 1991. Т. 65, Вып. 12. С. 3189–3193.
4. Chase M.W. NIST-JANAF Thermochemical Tables. Part I, Al–Co. – 4th ed. // J. Phys. and Chem. Ref. Data. N. Y., 1999. 958 p.

СОГЛАСОВАНИЕ ВЕЛИЧИН ТЕМПЕРАТУРЫ КИПЕНИЯ И КРИТИЧЕСКОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВЫСШИХ ГОМОЛОГОВ

Бычинский В.А., Тупицын А.А., Чудненко К.В.

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

Изучение фазового и компонентного состава углеводородных систем представляет собой актуальную задачу в связи с высокими температурами эндогенных процессов, длительным временем установления равновесия в системах, где одновременно сосуществуют расплавы, твердые фазы и сложные флюиды в широком интервале температур и давлений.

Расчеты физико-химических равновесий систем при давлениях, отличных от стандартного, основанные на теории соответственных состояний, лучше согласуются с экспериментальными данными, чем расчеты, основанные на специальных уравнениях состояния [1]. Одним из наиболее результативных уравнений, описывающих соотношения между PVT -параметрами реальных газов, является уравнение Ли-Кеслера. Для его составления для каждого газа используется температура нормального кипения ($T_{\text{кип}}$), критическая температура ($T_{\text{к}}$), давление ($P_{\text{к}}$) и объем ($V_{\text{к}}$), на основании которых рассчитываются критическая сжимаемость ($z_{\text{к}}$) и фактор ацентричности молекулы (ω).

Критические постоянные и температура нормального кипения в гомологических рядах углеводородов имеют высокую степень корреляции с числом атомов углерода (n_C) в молекуле. Однако даже небольшая осцилляция $T_{\text{кип}} = f(n_C)$, $T_K = f(n_C)$ и $P_K = f(n_C)$ приводит к значительной осцилляции $z_K = f(n_C)$ и $\omega = f(n_C)$ (рис. 1). Причины этого: экспериментальное определение критических постоянных на веществах невысокой чистоты, невысокая точность измерений для тяжелых углеводородов, обусловленная большим количеством изомеров и сложностью разделения их смесей.

Оценки величин критических постоянных для высших гомологов строятся, как правило, на экспоненциальных зависимостях $T_{\text{кип}}$, T_K и P_K от n_C , устанавливаемых на основе величин, экспериментально определенных для низших гомологов. Такие зависимости с удовлетворительной точностью описывают экспериментальные данные и за счет их сглаживания позволяют решить проблему осцилляции зависимости критических постоянных от n_C . Оценка критических постоянных и $T_{\text{кип}}$ для высших гомологов во многих случаях носит «гипотетический» характер, так как они не обладают такими свойствами, как нормальное кипение, и не существуют в «гипотетической» критической точке, то есть распадаются при более низких температурах. Таким образом, для высших гомологов критические постоянные и $T_{\text{кип}}$ представляют собой критерии термодинамического подобия, позволяющие сравнивать эти соединения с легкими членами гомологического ряда.

При оценке величин $T_{\text{кип}}$, T_K и P_K возникает проблема определения асимптот для $n_C \rightarrow \infty$. Приводимые в литературе величины асимптот часто являются причиной некорректного вида $z_K = f(n_C)$ и $\omega = f(n_C)$.

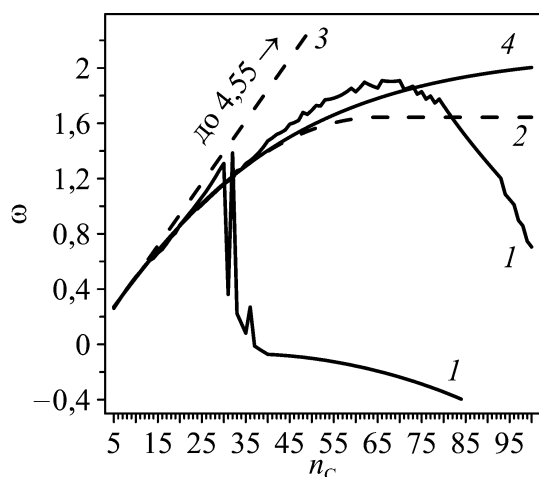


Рис. 1. Экстраполяция в область высших гомологов $\omega = f(n_C)$ в ряду n -алканов:
1 – расчет по различным литературным данным; 2 – по условию $\omega = \text{const}$;
3 – линейная на основе $\omega(C_5H_{12}; C_6H_{14})$;
4 – по рекуррентным соотношениям.

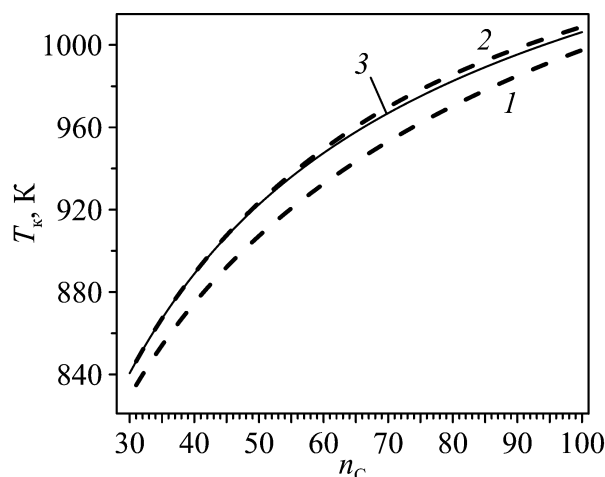


Рис. 2. Зависимости $T_K = f(n_C)$ в ряду n -алканов, полученные решением обратной задачи на основе экстраполяции:
1 – линейной на основе $\omega(C_5H_{12}; C_6H_{14})$;
2 – по условию $\omega = \text{const}$;
3 – по рекуррентным соотношениям.

Так, например, сходимость $T_{\text{кип}} = f(n_C)$ и $T_K = f(n_C)$ приводит к резкому увеличению величин ω для высших гомологов. Следует отметить, что для этого нет физических и термодинамических предпосылок, поскольку вклад в свойства веществ гомологического ряда каждой новой структурной единицы меньше, чем предыдущих. При равенстве $T_{\text{кип}}$ и T_K для ω наступает неопределенность вида $1/0$, при $T_{\text{кип}} > T_K$ величины ω отрицательны (рис. 1), что противоречит физическому смыслу фактора

ацентричности молекул тяжелых углеводородов. Таким образом, в данном случае имеет место математическая проблема экстраполяции, решить которую представляется возможным с помощью решения обратной задачи определения корректной формы $T_{\text{кип}} = f(n_C)$ и $T_k = f(n_C)$ на основании корректного представления $\omega = f(n_C)$.

Возможности и пределы корректировки величин T_k решением обратной задачи рассмотрим на примере корректировки $T_k = f(n_C)$ нормальных алканов. На рис. 1 штриховыми линиями показаны «крайние» линейные варианты возможных экстраполяций $\omega = f(n_C)$ в область высших гомологов до n -гектана ($C_{100}H_{202}$), на рис. 2 (кривые 1, 2) – результаты определения $T_k = f(n_C)$, выполненного на основании этих экстраполяций. Из сопоставления рис. 1 и 2 видно, что небольшие вариации T_k приводят к весьма значительным вариациям ω , поэтому важно согласование критических постоянных веществ в гомологическом ряду с целью обеспечения их корректных соотношений. Корректный вид $\omega = f(n_C)$ (рис. 1, кривая 4) можно получить с помощью разработанных И.Г. Зенкевичем [2] рекуррентных соотношений свойств органических соединений с использованием величин ω , рассчитанных на основе свойств хорошо изученного ряда n -алканов $C_{10}H_{22} \dots C_{36}H_{74}$. Скорректированная $T_k = f(n_C)$ представлена на рис. 2, кривая 3.

Представленный метод позволяет скорректировать зависимости критических постоянных от числа атомов углерода в других гомологических рядах, а следовательно, становится возможным создание базы данных термодинамических свойств газообразных и жидких углеводородов (в том числе высокомолекулярных) разных классов и неорганических газов – основы термодинамического моделирования высокотемпературных технологических и природных процессов, протекающих в геотермобарометрических условиях верхней мантии и земной коры.

Литература

1. Walas S.M. Phase equilibria in chemical engineering. Butterworth Publishers, 1985. 671 p.
2. Зенкевич И.Г. Общие закономерности физико-химических свойств органических соединений в гомологических рядах // Журнал органической химии. 2006. Т. 42. Вып. 1. С. 9–20.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УСТЬ-ОДИНСКОГО ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА (ЮГ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ)

Вещева С.В., Щетников А.А., Филинов И.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, veshcheva@gmail.com

Наиболее полные несубаквальные разрезы верхнего квартара Прибайкалья приурочены к нижнему ярусу террасового комплекса магистральных рек региона. Именно в уступах террас высотой 20–30 м вскрываются отложения с непрерывной стратиграфической последовательностью доголоценового времени формирования в объеме верхнего неоплейстоцена. Одним из таких примеров является Усть-Одинский разрез, где фиксируется стратиграфическая последовательность отложений всех изотопных стадий верхнего неоплейстоцена. Этот разрез расположен на юге Иркутско-Черемховской равнины Сибирской платформы, на правом берегу приустьевой части р. Китой, в районе впадения в нее р. Ода. Усть-Одинское обнажение вскрывает строение 25-метровой цокольной террасы р. Китой и залегает на размытой субгоризонтальной поверхности юрских угленосных песчаников.

Стратиграфическая схема верхнеплейстоценовых отложений Усть-Одинского разреза выглядит следующим образом. Под профилем голоценовой почвы здесь залегают отложения сартанского криохрона (OIS 2). Их подстилают отложения каргинского возраста (OIS 3) с двумя хорошо выраженными погребенными почвенными горизонтами. Погребенные почвы, залегающие на глубине 4 м, были продатированы радиоуглеродным методом. Полученные ^{14}C даты (некалиброванные) 34190 ± 1510 лет и 35480 ± 820 лет [1], что соответствует каргинскому (OIS 3) возрасту почв. А полученные нами, но уже по костям ископаемых млекопитающих, обнаруженных в этом слое, две близкие ^{14}C даты 34600 ± 600 лет (AMS, OxA-25677, некалиброванная) и > 29700 лет (ЛЮ 6676) укрепили геохронологическую характеристику Усть-Одинского разреза. Под отложениями каргинского времени залегают пески, супеси и суглинки муруктинского похолодания (OIS4), подстилаемые гидроморфными почвами и аллювием казанцевского времени (OIS 5) с ИК OSL возрастом 97100 ± 11900 лет RLQG 2165-053.

Терригенные отложения Усть-Одинского разреза содержат от 49.5 до 69 % SiO_2 при незначительных вариациях Al_2O_3 . Следует отметить повышенные концентрации MgO , CaO и CO_2 на глубине от 6 до 2.8 м – сартанский горизонт (OIS 2) и верхний горизонт каргинской погребенной почвы (OIS 3), что свидетельствует о присутствии карбонатных минералов в цементе или обломочной части породы. Использование классификационных петрохимических диаграмм Ф. Петтиджона и М.М. Хирона [2] показало, что рассматриваемый разрез сложен преимущественно лититами. Это означает преобладание натриевых минералов над калиевыми, что характеризует источники сноса как породы среднего или основного состава, при незначительном вкладе гранитного обломочного материала. Распределение TiO_2 по разрезу неравномерное – от 0.38 до 0.79 %. Отметим высокие концентрации железа в нижней и верхней части разреза и его вариации в средней части. Концентрации MnO и P_2O_5 не превышают 0.2 % и достаточно равномерно распределены во всех типах пород. При общем сходстве петрохимического состава всех изученных обломочных пород Усть-Одинского разреза можно выделить горизонт в нижней части разреза (17.5 м) с наименьшим содержанием SiO_2 , минимальным количеством карбонатной составляющей и суммой щелочей при максимальных Al_2O_3 , FeO общ., MgO , TiO_2 . Преобладание в породе глинистых минералов над полевыми шпатами свидетельствует о протекании процессов выветривания в теплом гумидном климате и находит отражение в отрицательных пиках щелочного модуля и модуля нормативной щелочности.

Расчет геохимических индикаторов – CIA, CIW, ICV – показал, что в выделенных почвенных горизонтах наблюдается закономерное увеличение индекса CIW и уменьшение индекса ICV, что свидетельствует о существенной роли глинистого материала в процессе образования осадков. Следует отметить общую тенденцию уменьшения значений CIW и увеличения ICV вверх по разрезу, что говорит о похолодании во время формирования осадков в средней и верхней части разреза. Редкие экскурсы этих индексов свидетельствуют о незначительных периодах потепления в средней части Усть-Одинского разреза. Согласно данным индексам существенное потепление климата отмечается в кровле разреза (2.6–0 м), где терригенные отложения характеризуются более высокими значениями CIW и низкими ICV.

Для отложений верхнего неоплейстоцена Сибирской платформы источниками сноса служили породы ее фундамента и чехла. Вариации геохимических характеристик терригенных отложений при постоянстве источников сноса обусловлены изменениями палеоклимата. В периоды похолодания преобладало физическое выветривание, при гумидизации климата в зоне гипергенеза происходит интенсивное изменение

минерального состава отложений. Это связано с химическим выветриванием, сопровождаемым образованием большого объема глинистого материала.

Полученные геохимические данные из отложений изученного разреза отражают региональные вариации палеоклимата на различных этапах седиментации. Таким образом, геохимические характеристики отложений Усть-Одинского разреза представляют собой вариации палеоклимата в верхнем неоплейстоцене и могут быть использованы при корреляциях немых и/или слабо охарактеризованных геохронологически толщ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-35-20293).

Литература

1. Арсланов Х.А., Бердникова Н.Е., Воробьева Г.А., Енущенко И.В., Кобылкин Д.В., Максимов Ф.Е., Рыжов Ю.В., Старикова А.А., Чернов С.Б. Каргинский мегаинтерстадиал Прибайкалья: геохронология и палеогеография // Квартер во всем его многообразии: Мат. конф. Апатиты: Изд-во ГИ КНЦ РАН, 2011. Т. 1. С. 39–42.
2. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕПЛООВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ МЕТОДОМ ТЕПЛОВОЙ КОСМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

Вилор М.А.¹, Вилор Н.В.²

¹Иркутский государственный университет, Иркутск, mvilor@rambler.ru

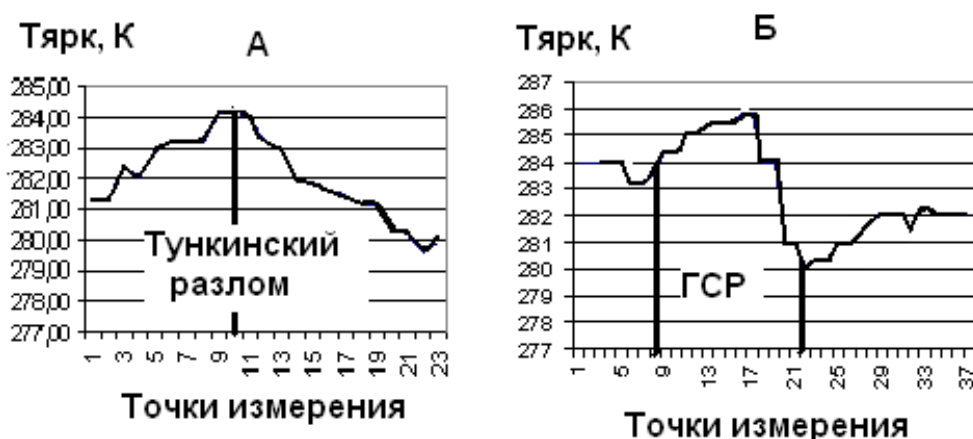
²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Аномальные повышения глубинных температур в структуре Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) между массивами Сибирской и Амурской платформ [3] обусловлены повышенным тепловым потоком, который вблизи поверхности трансформируется в формы, доступные для оценки и использования в жизнеобеспечении техносферы и влияющие на качество актуального полезного ископаемого – первичной тепловой энергии. Главными структурными элементами, влияющими на распределение теплового потока, являются региональные разломы, в том числе сейсмоактивные, термоактивные [7]. Выделяются 44 термоактивных разлома. На 28 разломах фиксируется повышение поверхностного теплового потока (ПТП). Региональный тепловой поток БРЗ превышает 60 мВт/м². В Южном Приангарье он составляет 40 и более мВт/м². Байкальский регион располагает месторождениями природных горячих минеральных вод [4–6] с неисчерпаемым потенциалом первичной тепловой энергии в их геотермальных ресурсах (ГР). В связи с необходимостью применения альтернативных источников энергии конкретными потребителями проводятся поиски ГР в Южном Прибайкалье Иркутской области на перспективных площадях с подземными геотермальными резервуарами. Целью статьи является изучение и оценка ГР с привлечением методов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), таких как тепловая космическая съемка (ТКС) [1] по данным искусственных спутников Земли (ИС) в комплексе с геолого-геохимическими и геофизическими электромагнитными исследованиями.

При дистанционных измерениях уходящего поверхностного теплового потока использованы данные радиометров MODIS с ИС системы EOS. Сцены для определения радиационной температуры T получены из базы данных станции приема спутниковой информации Восточно-Сибирского научно-исследовательского института геологии,

геофизики и минерального сырья (ВСНИИГГиМС) Федерального государственного унитарного научно-производственного геологического предприятия «Иркутскгеофизика». Применялись спутниковые изображения интенсивности собственного уходящего ИК излучения земной поверхности за период с октября 2012 г. по декабрь 2013 г., полученные в безоблачные ночные, предутренние часы позднего осеннего и зимнего сезонов в спектральной области 8.4 мкм по профилям, ориентированным вкострости простираания главных элементов геологической структуры на перспективной площади Муринско-Выдринской депрессии южного побережья оз. Байкал. На сценах-изображениях ИК интенсивностей по программе ENVI 4.4 определен яркостный поток L уходящего ИК излучения в точках с шагом 0.5 минуты. Результаты представлены значениями радиационной, яркостной температуры T (К), вычисленными из зависимости T от яркости L по формуле Планка [2], и расчетом поверхностного теплового потока F . Дистанционные определения яркостной температуры 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 °С.

Линейными аномалиями поверхностного ИК излучения выделяются региональные сейсмоактивные, термоактивные разломы, контурные разломы рифтогенных впадин, тектонически напряженные блоки на границе платформы и складчатого обрамления. Ареальная разновидность ИК эмиссии связана с изменчивостью гидрогеологической обстановки, геотермальными проявлениями и некоторыми литологическими комплексами. Поверхностному ИК излучению БРЗ свойственно нормальное распределение величин яркостных потоков и яркостных температур разломов на их поперечных сечениях при корреляции с тепловыми потоками водных масс, с рельефом разломных зон и выходами радоновых эманаций. В Саяно-Байкало-Патомском регионе измеренные величины ИК потоков соответствуют четырем основным интервалам значений распределения величин потока и яркостных температур: 1) 50–60, 2) 60–70, 3) 70–80, 4) 80–90 мВт/м².ср.мкм, ср – стерадиан, мкм – длина волны.



Аномалии яркостной температуры поверхностного уходящего ИК излучения на сейсмоактивных разломах БРЗ. А – Тункинский разлом; Б – ГСР (Главный Саянский разлом).

Графики значений интенсивности ИК излучения характеризуются положительными экстремумами с отчетливыми краевой, диффузной и осевой частями термомаксимумов. Отношение ширины диффузной и осевой части уменьшается в ряду основных морфологических разновидностей:

	линейная	контурная	полосовидная
	2–3.75	1.3–4.5	0.43–1
среднее	3	2.8	0.75

Ширина диффузной части асимметрична у линейных и полосовидных яркостных аномалий. Так, на яркостной полосе Тункинского разлома (Аршанская аномалия) южная половина диффузной части более широкая с яркостной температурой 279–282 К (рисунок). Быстринская аномалия, связанная с Главным Саянским разломом, характеризуется более широкой северной диффузной частью. На южном контуре Тункинской впадины с продолжением в предгорную часть передового хребта Хамар-Дабан региональная аномалия уходящего поверхностного ИК излучения совмещена с выходом сместителя Южно-Байкальского разлома (ЮБР). В зоне аномальной интенсивности уходящего поверхностного ИК излучения расположены проявления сейсмической активности ЮБР – новейшие сейсмодислокации. Яркостные температуры поверхности по данным ИС EOS измерены на участке выхода ущелья р. Снежной и на передовом склоне Хамар-Дабана. Точки измерения расположены на семи профилях в количестве от 17 до 24 через 30" по 140 измерений на каждой сцене. На участке повышения грунтовых температур, совмещенном с пересечением ЮБР и Снежинского сброса, проведены поиски с применением электромагнитных методов ЗСБ МПП и ЭМЗ ВП. Обнаруженный геотермальный объект связан с аномалией поверхностного уходящего ИК излучения на трассе сейсмоактивного, термоактивного ЮБР. Рассчитанные прогнозные геотермальные ресурсы резервуара термальной воды с температурой 30 °С составляют: 853125 м³. Определения интенсивности аномального ИК излучения методами ДЗЗ в комплексе с расчетом геохимических потоков и геофизическими измерениями открывают перспективы поисков геотермальных резервуаров со скрытыми геотермальными полями для обеспечения запасов геотермальных ресурсов, остродефицитных в Южном Прибайкалье Иркутской области.

Литература

1. Горный В.И., Шилин Б.В., Ясинский Г.И. Тепловая, аэрокосмическая съемка. М.: Недра, 1993. 128 с.
2. Госсорг Ж. Инфракрасная термография. М.: Мир, 1988. 399 с.
3. Дучков А.Д., Соколова Л.С. Атлас геотермических карт Сибири. Новосибирск. ОИГТГиМ СО РАН, 2000.
4. Кустов Ю.И., Лысак С.В. Термальные воды юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 6. С. 880–895.
5. Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 166 с.
6. Лысак С.В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М.: Наука, 1968. 120 с.
7. Лысак С.В. Тепловой поток в зонах активных разломов на юге Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 8. С. 791–803.

ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ КРУПНЫХ СОВРЕМЕННЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ

Вилор Н.В.

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

Диссипация механической энергии на современных крупных сейсмоактивных разломах сопровождается электромагнитным излучением в спектре от теплового, ИК

до радиоволн и тепломассопереносом. Распределение эндогенной энергии, канализированное по мощным тектоническим нарушениям, приобретает формы преобразований реологических, геофизических, теплофизических параметров геологической среды, локализованных в зонах динамического влияния разломов (ЗДВР). В крупных региональных разломах, проникающих на глубины до 5–10 км и более, с их деформациями и дислокациями различного ранга, создаются области градиентов термодинамических параметров состояния, устойчивые в интервалах геологического времени. Современный тепломассоперенос по крупным региональным сейсмо- и термоактивным разломам охватывает верхнюю часть земной коры от зоны свободного водообмена до глубин формирования состава геотермальных растворов на верхней кромке уровня размещения гипоцентров мелкофокусных землетрясений. Фундаментальными свойствами, определяющими интенсивность физических и химических процессов в доминирующих открытых системах, являются потоки энергии и массы. Минеральный и химический состав горных пород в пространстве ЗДВР вследствие тепломассопереноса преобразуется под воздействием тепловых и геохимических потоков. Формы теплообмена и вещественного переноса зависят от геодинамической ситуации и геотермобарических условий, изменяющихся в зависимости от глубины расположения сечений ЗДВР. Цель исследования заключается в изучении тепловых и геохимических потоков в поверхностной части сейсмо- и термоактивных разломов, где расположены геотермальные ресурсы, технически доступные и экономически актуальные при использовании в техносфере. Для достижения результатов решались задачи определения поверхностных тепловых потоков, геохимических потоков подвижных рудных элементов, анализировалась приуроченность и образование геотермальных систем на крупных разломах современных континентальных областей с высокой геодинамической активностью. Использован комплексный подход привлечения методов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) в формате тепловой космической съемки (ТКС), геохимическое опробование ЗДВ современных сейсмо- и термоактивных разломов Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), гидрохимическое изучение поверхностных, грунтовых и термальных вод, дренирующих приразломное пространство, геофизические электромагнитные методы для изучения подземной приповерхностной структуры формирования приразломных геотермальных полей (ГП). На них доля конвективного теплообмена в балансе геотермального потенциала вычислялась методом физико-химического моделирования с привлечением ПК «Селектор».

На юге Восточной Сибири, где важнейшим геоструктурным элементом является взаимодействие Сибирской платформы и Амурской плиты с «шовным» расположением БРЗ, последняя выделяется как интенсивная региональная тепловая аномалия в зоне кайнозойского рифтинга, примыкающая к западно- и центрально-забайкальской тепловой аномалии, охватывающей область верхнемезозойского рифтогенеза. ТКС с использованием данных искусственных спутников (ИС NOAA и EOS) установлены аномалии интенсивности уходящего поверхностного ИК излучения, «прослеживающие» крупнейшие сейсмо- и термоактивные разломы геодинамически активных тектонических зон. Увеличение глубинного теплового потока на краевых структурах проецируется повышенной интенсивностью уходящего поверхностного ИК излучения. С наибольшим контрастом ИК излучение экспонирует региональные сейсмо- и термоактивные разломы БРЗ и разломы краевого шва Сибирской платформы. На континентальных рифтах в контуры ИК аномалий разломов включены все известные крупные геотермальные поля. Распределение ГП вдоль термоактивных разломов дискретно и соответствует «шагу» 20–30 до 40 км в зависимости от пересечений основного контролирующего разлома с сопутствующими сбросами. Как следствие приразломного конвективного теплообмена, с интенсивностью, оцениваемой

как прямыми расчетами, так и по данным ТКС, в ЗДВР формируются геохимические потоки подвижных рудных элементов, в том числе ртути, мышьяка, таллия, молибдена, серебра, германия. В приразломных ГП, главным фактором возникновения которых являются локальные вариации распределения напоров, подземные геотермальные резервуары приобретают граничные контуры, отличающиеся от пластовых.

Геохимические потоки подвижных рудных элементов
в поверхностных отложениях крупных ЗДВР

Разлом	Геохимический поток, кг/км ² ·год			*ПТП, мВт	F _{гл} , мВт
	As	Tl	Hg		
Тункинский	3.252	0.226	0.020	707.84	323.37
Баргузинский	0.879	0.139	0.013	587.19	362.14
Краевой шов Сибирской платформы	1.671	0.229	0.037 0.055	708.09	289.62
Южно-Байкальский	2.273	0.275	0.007	371	Не опред.

Примечание. * – по данным ТКС от системы ИС NOAA.

Уходящий поверхностный ИК поток F , фиксируемый ТКС, соответствует доле тепла из верхней коры за исключением расхода на взаимодействие с атмосферой и зависит от теплопереноса в излучающий слой из подстилающего корового субстрата: $F = \varepsilon \cdot F_{\text{пл}} \cdot F_{\text{ис}}$, где ε – коэффициент излучения, $F_{\text{пл}}$ – теплоток излучающего слоя, $F_{\text{ис}}$ – теплоток подстилающего субстрата. Уходящий поток F положительно коррелирует с тепловым потоком в верхней части коры, дифференцируя структуры Сибирской платформы, БРЗ и зоны мезозойского рифтогенеза в Забайкалье. Яркостные контрасты ИК излучения локальных элементов геоструктуры с участием термоактивных региональных разломов обусловлены высокой теплопроводностью пород ЗДВР с участием водно(растворо)-газового конвективного теплопереноса относительно тектонически неактивных блоков. На региональных профилях от юго-восточного фланга БРЗ на краевую депрессию Сибирской платформы яркостный контраст между передовым разломом и депрессией равен 0.0442 мВт и 11 К по яркостной температуре. Измеренный кондуктивный теплоток по ЗДВР в 5.3 раза превышает теплоток в породах депрессии. В поверхностной части ЗДВР конвективный теплоперенос существенно преобладает, особенно на восходящей ветви конвективного цикла. Приразломные геохимические потоки подвижных рудных элементов сопровождают конвективный тепломассоперенос (таблица). Геохимический поток ртути, прямо пропорциональный поверхностному теплоток разломов, определяется уровнем сейсмичности. Крупные месторождения термальных вод, пространственно ассоциированные с региональными аномалиями уходящего поверхностного ИК излучения протяженностью в сотни километров, располагаются вдоль контролирующих разломов с некоторым регулярным «шагом». Горячие источники, редко сосредоточенные в одном выходе, представлены несколькими разветвлениями-дериватами, создающими ГП. Локализованные на пересечениях контролирующих разломов с поперечными сбросами, ГП тяготеют к трассам главных сместителей, объединяясь по параметру удаления от них в три статистические группы: не далее 0.2–0.5 (для большинства) и 0.6–1.5 км, реже они размещаются на расстоянии до 6 км. При отсутствии локальных теплоисточников на глубинных уровнях ЗДВР, конфигурации квазистационарного теплового поля, связанные с тепломассопереносом, изменяются вследствие минеральных и фильтрационно-теплофизических преобразований дислоцированных пород. Распределение термально-тепловой ячеистости в приразломных низкоскоростных диссипативных системах зависит от структурного

фактора, регулирующего на приповерхностной части размещение термальных вод в объемных коллекторах – геотермальных резервуарах. С учетом насыщенности современных континентальных подвижных зон активными разломами тектогенный уровень планетарного выноса верхнекорового тепла в виде поверхностного ИК излучения оценивается в 423.2 ГВт. Привнос подвижных рудных элементов группы As, Tl, Hg по разломам в наземную гидросферу и атмосферу приближается к 0.5 млн т/год.

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ СУЛЬФОАРСЕНИДНЫЕ СИСТЕМЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КРУПНЕЙШИХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вилор Н.В., Казьмин Л.А.

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

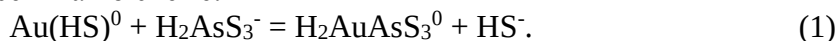
Широко распространенный парагенезис свободного и связанного тонкодисперсного золота с железосульфидными мышьяковистыми фазами в низко- и среднетемпературном интервале рудоотложения наиболее вероятно обусловлен совместным переносом Au и As в составе сернисто-мышьяковистых, сульфоарсенидных полиядерных комплексов, находящихся в гидротермальном растворе совместно с гидросульфидными комплексами Au. Наличие рудно-минералогических признаков на месторождениях и экспериментальных работ, отражающих значительную вероятность появления сульфоарсенидов золота в гидротермальных растворах, актуализирует теоретическое рассмотрение условий образования таких комплексов в их соотношениях с сернистыми комплексами Au, применяя метод решения задач физико-химического моделирования (ФХМ) на основе вычислительных мощностей программного комплекса «Селектор». Целью данной работы является установление вероятного состава сульфоарсенидных комплексов золота при компьютерном анализе результатов изучения растворимости Au в присутствии аурипигмента и $py + asr$ парагенезисов на важнейших золоторудных объектах с крупнейшими запасами кварцево-жильного и кварц-сульфидно-прожилкового пирит-арсенопиритового минерального типа, где пирит py и арсенопирит asr – главные концентраторы золота в присутствии меньшего количества других сульфидов.

Изучение геохимии рудогенеза на гидротермальных месторождениях золота связано с использованием вычислительной техники, дополненным непротиворечивыми базами данных по основным параметрам состояния и компонентам состава. Термодинамический анализ и численная имитация минералообразования в системе $Au-Fe-As-S-Cl-Na-H_2O$, формирующей $asr + py$ парагенезисы и сульфоарсенидные комплексы золота, проведены с применением ПК «Селектор». Химическое взаимодействие в рудной системе воспроизводится на основе минимизации изобарно-изотермического потенциала – энергии Гиббса $G(T, P)$. Открытая мультисистема при формировании жильно-вкрапленного оруденения имитирована способом проточных реакторов и резервуаров с последовательностью входа раствора из внешней среды в первый резервуар и выходом во внешнюю среду из последнего резервуара с изменением состава. Рассмотрены варианты взаимодействия раствора с asr и py на жильных и жильно-вкрапленных золоторудных месторождениях в динамических режимах просачивания–перколяции, растекания и всасывания. Применялись базы термодинамических данных, адаптированные к ПК «Селектор», и согласование констант по алгоритму последовательных зондирований и тестирования.

При взаимодействии asr с насыщенным раствором собственно $asr + py$ парагенезис сменяет asr в присутствии избытка сульфидной серы ниже 200 °С,

охватывая интервал pH от 4 до 10, а около 150–100 °C с добавлением сульфидов As с $\text{pH} \leq 2.5$. Мономинеральный *asp* устойчив в наиболее типичном слабокислотном – близнейтральном продуктивном интервале 200–350 °C, сменяясь на *asp* + *py* ниже 200 °C. Взаимодействие сульфоарсенидного раствора с пиритовой матрицей дает устойчивость *py* при 300 до 175–200 °C в сопровождении мышьяковистого пирита As-*py*. В расчете взаимодействия *py* матрицы ранних рудных стадий и сульфоарсенидного раствора воспроизведена колонка минералообразования для системы Fe–As–S–Na–Cl–H₂O с формированием составов *asp*, содержащих парагенезисов в зависимости от баланса раствор: твердые фазы, температуры и кислотности – щелочности. По шкале pH располагаются противостоящие ассоциации метасоматической колонки с As_{nat} + *asp* во фронтальной кислотной части и *asp* + *lo* в щелочной с присутствием *mg* на переходной зоне, *py* и As-*py* в тыловой. *Asp* и его ассоциации образуются во фронтальной, флюидо(растворо)доминирующей зоне с замещением пиритовой основы независимо от способа просачивания раствора. Наиболее значимым параметром является баланс отношения порода/раствор (п/р) и стехиометрическое отношение концентраций As и Fe, равное или близкое к 1. По *py* матрице при взаимодействии со слабокислотными или подщелоченными растворами в переходной зоне формируется мышьяковистый пирит As-*py*, преимущественно от 300 °C и ниже. Образование фазы твердого раствора As-*py* термодинамически обусловлено. Но при этом его количество и состав, очевидно, регулируются ограничениями мольного объема *py* основы в соответствии с P-T условиями. Фактором гидротермального переноса As являются тиоарсениты: тиомышьяковистая кислота, ее диссоциаты, а также другие арсениты. Значение гидросульфидов, мышьяковистой кислоты и гидроксокомплексов не более 0.02–0.13 мол. %. Но при 300 °C роль мышьяковистых кислот (As III) с диссоциатами возрастает почти до 55 мол. % в близнейтральной и щелочной ситуации и со снижением п/р. Малым п/р на высокой щелочности сопутствует доминанта гидрооксокомплекса As(OH)₄⁻. Хлоридно-кислотные гидротермальные растворы – среда активного выщелачивания железа. Концентрации Fe уменьшаются со снижением температуры, lgп/р и ростом pH с изменением состава форм переноса. Повышенная кислотность растворов (pH=1.85) способствует появлению сложных Fe–As арсенит-гидросульфидных комплексов в количестве почти до 20 мол. %, частично ответственных за совместный перенос обоих элементов в кислотных рудных гидротермальных растворах. Между зоной выделения *asp* и переходной зоной As-*py* + *py* состава возникает разность электрохимических потенциалов, увеличивающаяся на фоне снижения температуры и с ростом щелочности.

Экспериментальные данные И.Я. Некрасова и др. (1988, 1991), по которым изучена вероятность появления сульфоарсенидов золота в гидротермальных растворах, использованы при расчете их констант образования методом решения обратных задач ФХМ с привлечением ПК «Селектор». При компьютерном анализе результатов экспериментов растворимости Au в присутствии аурипигмента установлен вероятный состав сульфоарсенидных комплексов золота. Использованы как базы исходных термодинамических данных ПК, так и уточненные характеристики комплексов мышьяка, железа и сосуществующих с ними твердых фаз – сульфидов и оксидов этих элементов. Преобладающий сульфоарсенидный комплекс $\text{H}_2\text{AuAsS}_3^0$ образуется по структурному подобию с гетерополиядерными золотосурьмянистыми комплексами, которые, как показал Tossell (1996), присутствуют в гидротермальных растворах, содержащих Sb. Сульфоарсенидный комплекс золота создается на основе гидросульфида Au и тиоарсенита по схеме:



Зависимость экспериментальных определений и рассчитанных концентраций Au_{p-p} от содержания As в системе дается корреляционными уравнениями 4-й степени, для 200 °C:

$$-\lg m Au = -0.7996 \cdot (\lg m As)^4 - 11.464 \cdot (\lg m As)^3 - 60.613 \cdot (\lg m As)^2 - 139.5 \cdot (\lg m As) - 123.91, \quad (2)$$

и для 300 °C:

$$-\lg m Au = -0.2658 \cdot (\lg m As)^4 - 3.8789 \cdot (\lg m As)^3 - 20.65 \cdot (\lg m As)^2 - 46.899 \cdot (\lg m As) - 43.862. \quad (3)$$

Корреляционные уравнения (2–3) с общей схемой:

$$-\lg m Au = -e \cdot (\lg m As)^4 - d \cdot (\lg m As)^3 - c \cdot (\lg m As)^2 - b \cdot \lg m As - a \quad (4)$$

включают член с коэффициентом a , соответствующий концентрациям Au в водных и гидросульфидных комплексах. Значения величин $\lg m As$ при коэффициентах b и d определяются мышьяковистыми комплексами Au: $H_2AuAsS_3^0$ и $AuAsS_2^0$ соответственно, а при c и e они связаны с воздействием на растворимость Au дополнительного понижающего фактора и образованием теоарсенитов. В кислотных сернисто-мышьяковистых гидротермальных растворах устойчивость сульфоарсенидного комплекса $H_2AuAsS_3^0$ зависит от концентрации мышьяка, так же как и количественное соотношение сульфоарсенидных и гидросульфидных комплексов золота. С повышением щелочности растворов сосуществование гидросульфидов и сульфоарсенидов золота не нарушается, но концентрации последних, возможно, снижаются на 1–2 порядка. В рудообразующих гидротермальных системах с As при участии сульфоарсенидов золота отлагаются металлоносные генерации фаз пирит-арсенопиритового парагенезиса.

ВЛИЯНИЕ МАНТИЙНЫХ ФЛЮИДОВ НА ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ВОДЫ ОКЕАНА 560–550 МЛН ЛЕТ НАЗАД

Вишневская И.А.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
Новосибирский государственный университет, Новосибирск, vishia@igm.nsc.ru

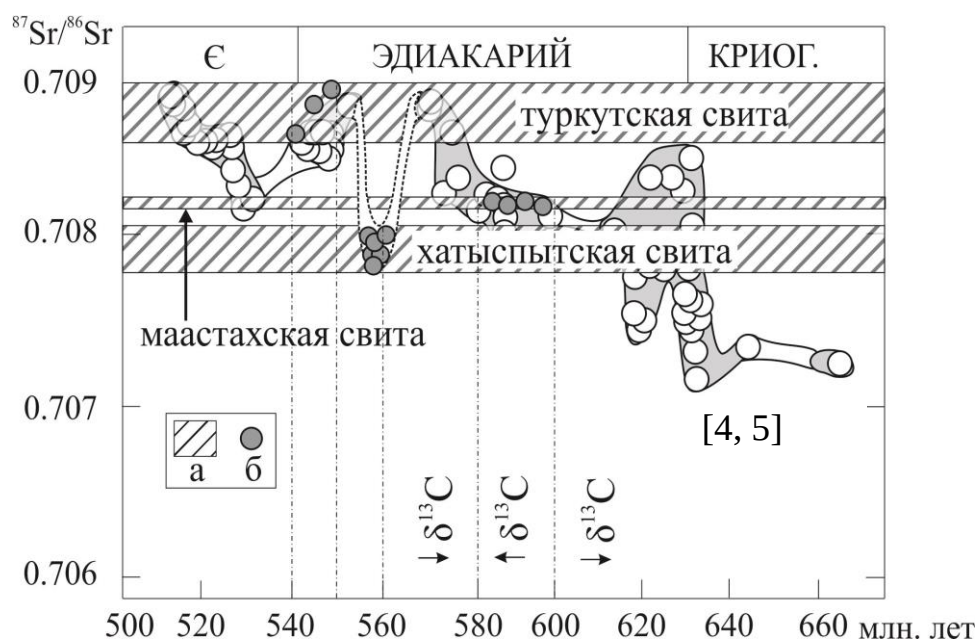
В северо-восточной краевой части Сибирской платформы неопротерозой представлен своим верхним, эдиакарским отделом, отложения которого развиты на Оленекском поднятии. Карбонатные отложения хорбусуонской серии Оленекского поднятия расчленяются на маастахскую, хатыспытскую и туркутскую свиты общей мощностью порядка 500 м. Ранее установлено, что породы хатыспытской свиты накапливались 560–550 млн лет назад [1, 2]. Исследование обломочных цирконов, выделенных из песчаников подстилающей маастахской свиты, показало наличие наиболее молодых обломков возрастом 611 ± 3 млн лет (Kochnev et al., 2015, in press). Верхняя граница осадконакопления этой серии определяется U-Pb SHRIMP датировкой по цирконам 543.9 ± 0.3 млн лет из туфобрекчий [3].

Изотопный состав Sr Мирового океана формируется благодаря смешению различных по изотопному составу потоков стронция: континентального потока, в котором преобладает радиогенный ^{87}Sr изотоп и изотопно-легкого ^{86}Sr , который поступает из гидротермальных ячеек срединно-океанических хребтов. Также значительный вклад вносит стронций, выделяющийся при разрушении и перекристаллизации осадочных карбонатов. Поскольку уравнивание изотопного состава стронция происходит достаточно быстро, отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в определенный момент времени во всем объеме океана одинаково. Изменяется это отношение под

влиянием факторов глобального характера: движений тектонических плит, масштабных оледенений и т.п.

Исследование изотопного состава стронция наименее измененных пород хорбусуонской серии выявило интересную особенность. Значение изотопного состава Sr доломитов маастахской свиты варьируется в интервале от 0.70821 до 0.70825. Карбонаты туркутской свиты показывают широкий интервал вариаций 0.70854 до 0.70914. Эти значения можно считать лишь изотопной меткой данных отложений, т.е. истинный изотопный состав Sr в момент седиментации был 0.70854 или ниже. Для известняков хатыспытской свиты характерны широкие вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения от 0.70783 до 0.70826, при этом большая часть ложится в интервал до 0.70806. При сравнении полученных данных с кривой вариаций изотопного состава стронция в позднедокембрийском океане можно увидеть, что значения, полученные для пород маастахской свиты, соответствуют ранневендским; изотопный состав стронция туркутских карбонатов отвечает границе венда–кембрия. Известняки хатыспытской свиты имеют весьма выдержанные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ без отчетливых трендов их изменения по разрезу, что может указывать на относительно короткое время их накопления. Подобные значения этого отношения характерны для карбонатных отложений с возрастом от 650 до 580 млн лет. Однако палеонтологические исследования указывают на то, что породы хатыспытской свиты накапливались 560–550 млн лет назад.

Следует отметить, что на существующих на сегодняшний день кривых вариаций изменения изотопного состава Sr в позднедокембрийском палеоокеане временной интервал 560–550 млн лет назад практически не охарактеризован точными данными (рисунок) [4, 5]. Таким образом, совокупность данных по биостратиграфии и изотопии углерода дает возможность утверждать, что полученные нами изотопные Sr-характеристики карбонатных отложений хатыспытской свиты ~0.7078–0.7081 являются показателями изотопного состава Sr в воде океана 560–550 млн лет назад.



Сопоставление вариаций изотопного состава Sr в водах палеоокеана (по [4, 5]) в позднем докембрии и карбонатных отложениях хорбусуонской серии. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных образцах карбонатных пород: а – в виде интервала, б – в виде точек на кривой; € – кембрий, КРИОГ. – криогений.

Причиной столь резкого понижения изотопного состава стронция в воде океана может быть лишь привнос мантийного изотопно-легкого стронция. Локальный характер этого события мы исключаем поскольку: 1) литологические и геохимические признаки указывают на то, что палеобассейн накопления хатыспытских отложений имел сообщение с Мировым океаном; следовательно, обменивался с ним водными массами и его нельзя считать замкнутым водоемом с локальным источником сноса; 2) отсутствие в разрезе свиты пеплового материала и следов гидротермальной проработки осадочной толщи говорит также против локального привноса мантийного стронция; 3) исследование изотопных характеристик туфобрекчий, обнаруженных в основании кессюсинской свиты, показало отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на уровне 0.70868, а значение $\epsilon\text{Nd} = -12$. Эти данные однозначно показывают коровый источник магм и невозможность понизить значение изотопного состава стронция карбонатных пород.

Источником мантийного изотопно-легкого стронция мог послужить раскрывающийся океан Япетус. В результате распада суперконтинента Родиния между Балтикой и Лаврентией появился новый океанический бассейн [6]. Расширение его пространства на начальных этапах происходило медленно и равномерно. В конце эдиакария 565(~570)–550 млн лет назад произошло быстрое перемещение Лаврентии из южных полярных широт в приэкваториальные [7]. Очевидно, что такое перемещение происходило с увеличением океанической коры и, следовательно, повышением доли мантийного материала, приносимым в морскую воду. Именно такое событие могло кардинально понизить изотопное отношение стронция в воде океана 560–550 млн лет назад.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 15-05-05095 и № 15-35-20516).

Литература

1. Grazhdankin D. Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // *Paleontology*. 2014. Т. 88, № 2. С. 269–283.
2. Вишневецкая И.А., Кочнев Б.Б., Летникова Е.Ф., Киселева В.Ю., Писарева Н.И. Sr-изотопные характеристики хорбусуонской серии венда Оленекского поднятия (Северо-Восток Сибирской платформы) // *ДАН*. 2013. Т. 449, №. 3. С. 317–321.
3. Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E. et al. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // *Science*. 1993. V. 261. P. 1293–1298.
4. Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for 'blind dating' // *Terra Nova*. 2001. V. 13, No. 1. P. 1–11.
5. Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // *Precambrian Res.* 2010. V. 182. P. 337–350.
6. Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // *Earth-Science Rev.* 2007. V. 82. P. 29–74.
7. McCausland P.J.A., Van der Voo R., Hall C.M. Circum-Iapetus paleogeography of the Precambrian–Cambrian transition with a new paleomagnetic constraint from Laurentia // *Precambrian Res.* 2007. V. 156. P. 125–152.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ ЛИТИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Владимиров А.Г.^{1,2,3}, Загорский В.Е.⁴, Макагон В.М.⁴, Кузнецова Л.Г.⁴,
Смирнов С.З.^{1,2,3}, Анникова И.Ю.^{1,2}, Алексеев С.В.⁵, Волкова Н.И.^{1,2},
Шварцев С.Л.⁶, Колпакова М.Н.^{1,6}**

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

²Томский государственный университет, Томск, labspm@ggf.tsu.ru

³Новосибирский государственный университет, Новосибирск

⁴Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

⁵Институт земной коры СО РАН, Иркутск

⁶Томский филиал института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

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

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

Анализ геологических условий формирования соляных озер Южной Америки, Тибета и Монголии [2, 3, 7–9] позволяет сделать вывод о том, что содержания лития в водах конечных водоемов стока определяются литиеносностью питающих наземных и подземных вод, степенью минерализации рассолов, тектоновулканической активностью районов и климатическим режимом, который мог приводить к неоднократной садке легкорастворимых солей и, соответственно, обогащению литием остаточной рапы. Например, сарар де Атакама (Чили) приурочен к впадинам тектонического происхождения, слагающим котловины – естественные

геоморфологические и структурные ловушки, в которых идет аккумуляция легкоподвижных и легкорастворимых компонентов, включая литий, при этом щелочные металлы поступают из действующих вулканов, сложенных шошонит-латит-К-риолитовой серией пород и их гидротермами.

Литиевые месторождения на глубинных уровнях земной коры представляют собой автономные очаговые ареалы, для которых предполагается связь с мантийно-коровым магматизмом и сдвигово-раздвиговыми деформациями литосферы, дренирующими весь разрез земной коры, вплоть до верхней мантии. На дневной поверхности литиевые месторождения представлены саларами, образующимися за счет кислотного выщелачивания вулканических пород шошонит-латит-К-риолитовых серий, имеющих мантийно-коровое происхождение. Динамика формирования гигантских месторождений лития, вероятнее всего, обусловлена двумя факторами: 1) концентрированием лития в редкометалльных гранитно-пегматитовых расплавах и метасоматитах на глубинных уровнях земной коры; 2) привнесом лития из мантии на дневную поверхность в составе контрастных субщелочных рудномагматических систем (через гидротермы и травертины).

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

Литература

1. Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Исупов В.П., Белозёров И.М., Уваров А.Н., Гусев Г.С., Юсупов Т.С., Анникова И.Ю., Бескин С.М., Шокальский С.П., Михеев Е.И., Котлер П.Д., Мороз Е.Н., Гаврюшкина О.А. Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т. 20, № 1. С. 3–20.
2. Романюк Т.В., Ткачев А.В. Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых неоген-четвертичных бор-литиеносных провинций. М.: Светоч Плюс, 2010. 304 с.
3. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Вахромеев А.Г., Владимиров А.Г., Волкова Н.И. Литиевые подземные воды Иркутской области и Западной Якутии // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т. 20, № 1. С. 27–33.
4. Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизийных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2014. № 2. С. 237–251.
5. Владимиров А.Г., Загорский В.Е., Волкова Н.И., Смирнов С.З., Макагон В.В., Кузнецова Л.Г., Исупов В.П., Гертнер И.Ф., Кармышева И.В., Мороз Е.Н., Гаврюшкина О.А. Литиевые металлогенические провинции и их взаимосвязь с плюмовой активностью в литосфере // Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии: Материалы IV Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 40-летию Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ, 26–31 августа 2013 г.). Улан-Удэ: Экос, 2013. С. 68–72.
6. Летников Ф.А., Данилов Б.С., Дорогокупец П.И. Энергетические параметры глубинных флюидных систем // ДАН. 2011. Т. 437, № 6. С. 824–827.
7. Шварцев С.Л., Исупов В.П., Владимиров А.Г., Колпакова М.Н., Ариунбилэг С., Шацкая С.С., Мороз Е.Н. Литий и уран в бессточных озёрах Западной Монголии // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т. 20, № 1. С. 43–49.
8. Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Исупов В.П., Мороз Е.Н. Литиевые соляные озера Южной Америки и Центральной Азии // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т. 20, № 1. С. 21–27.

9. Zheng M., Liu X. Hydrochemistry of salt lakes of the Qinghai-Tibet Plateau, China // Aquatic Geochemistry. 2009. V. 15. P. 293–320.

ЭНЕРГИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО НАТЯЖЕНИЯ ПУЗЫРЬКОВ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ИХ ПРОМЫШЛЕННЫХ СКОПЛЕНИЙ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

Голубев В.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, golubev@crust.irk.ru

Месторождения углеводородов часто обнаруживаются в районах с повышенными величинами теплового потока и пластового давления [1]. Природа этой взаимосвязи изучена слабо. Согласно современным представлениям, углеводородные газы изначально находятся в водорастворенном, близком к насыщению, состоянии. Переход их в пузырьковую фазу происходит при изменении пластовых P - T параметров, например при сбросе давления. В последующем в результате объединения (коалесценции) пузырьков их размеры растут и свободный газ, в виде разнообразных макровключений, собирается в проницаемых пластах-коллекторах, образуя его промышленно значимые скопления. При давлении десятки МПа минимальный диаметр газовых пузырьков, способных противостоять силам поверхностного натяжения их стенок и, следовательно, способных существовать в поровом пространстве осадков, составляет около 5 нм ($5 \cdot 10^{-9}$ м) [2]. Удельная поверхность таких пузырьков составляет сотни и тысячи $\text{м}^2/\text{г}$, а их энергия поверхностного натяжения может достигать сотен Дж/г. По мере коалесценции таких пузырьков их механическая поверхностная энергия переходит в тепловую энергию, что приводит к разогреву пластов-коллекторов и появлению соответствующих геотермических аномалий [3].

Внутреннее давление P на стенку пузырька обусловлено давлением находящегося в нем газа. Оно складывается из двух составляющих:

$$P = P_0 + P_{\text{г.л}}, \quad (1)$$

где P_0 – давление газа, равное давлению поровых вод за пределами пузырька, $P_{\text{г.л}}$ – давление газа, противодействующее лапласовскому давлению натяжения поверхности пузырька $P_{\text{л}}$. Последнее зависит от радиуса пузырька r и коэффициента поверхностного натяжения граничащей с ним жидкости σ :

$$P_{\text{л}} = 2\sigma/r. \quad (2)$$

Давления $P_{\text{л}}$ и $P_{\text{г.л}}$ равны по величине и направлены в противоположные стороны. С этими давлениями связана поверхностная $E_{\text{пов}}$ и внутренняя $E_{\text{вну}}$ энергии пузырька [3]:

$$E_{\text{пов}} = S\sigma = 4\pi r^2\sigma, \quad (3)$$

$$E_{\text{вну}} = (3/2)P_{\text{г.л}}V. \quad (4)$$

В этих выражениях S – площадь поверхности пузырька, V – его объем. Поскольку величины $P_{\text{г.л}}$ и $P_{\text{л}}$ по модулю равны, а объем пузырька $V = (4\pi r^3)/3$, из этих двух уравнений следует:

$$E_{\text{вну}} = E_{\text{пов}} = 4\pi r^2\sigma. \quad (5)$$

Это выражение констатирует, что поверхностная энергия пузырька $E_{\text{пов}}$ и его внутренняя энергия $E_{\text{вну}}$ по величине равны и обусловлены одним и тем же явлением – поверхностным натяжением пузырька σ [3]. Переходя к величине концентрации в пузырьках молекул газа n (размерность $1/\text{м}^3$), создающих в нем соответствующие давления P_0 и $P_{\text{г.л}}$, и используя основное соотношение физики идеального газа $P = nkT$, получим искомое выражение для удельной поверхностной и внутренней энергии пузырьков, содержащих один грамм того или иного газа [3]:

$$E_{y \text{ пов}} = E_{y \text{ вну}} = 3kT N_{\text{Ав}} \epsilon \{1/[M(2\epsilon + rP_0)]\}. \quad (6)$$

В этом уравнении $k = 1.38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К – постоянная Больцмана, T – температура Кельвина, $N_{\text{Ав}} = 6.03 \cdot 10^{23}$ – число Авогадро, M – масса одного грамм-моля газа. По этой формуле мы выполнили расчеты величин $E_{y \text{ пов}}$ и $E_{y \text{ вну}}$ для пузырьков метана диаметром 5 нм при значениях параметров P_0 , T и ϵ , характерных для пластовых условий, существующих на глубинах 0.01, 0.1, 0.5 и 3 км. Из них следует, что при объединении таких пузырьков на указанных глубинах выделяется, соответственно, 177, 208, 211 и 213 Дж/г тепловой энергии, которая будет расходоваться на нагрев пласта-коллектора. Если коалесценция пузырьков протекает достаточно быстро, то это тепло не успеет распространиться за пределы пласта. В случае, например, если 20 % объема пласта при этом занято газом, удельное тепловыделение должно составлять $5.58 \cdot 10^6$ Дж/м³, а соответствующее повышение температуры в пласте (ΔT) должно составлять 2.79 °С. Однако фактически наблюдаемые на некоторых нефтегазовых месторождениях величины ΔT достигают 20–30 °С [1], что на порядок превосходит полученное нами значение. Но и столь большие ΔT могут оказаться следствием обсуждаемого явления, если оно повторяется в пласте многократно. В этом случае поровый объем пласта должен периодически заполняться поровыми водами с содержащимися в них пузырьками газа, которые, объединяясь, оставляют в пласте свою поверхностную энергию в виде тепла и затем покидают пласт, собираясь в связанные с ним газовые резервуары. Периодический, например десятикратный, повтор такого тепловыделения может привести к разогреву пласта на 20–30 °С.

При объединении пузырьков их внутреннее давление быстро снижается вплоть до окружающего порового давления P_0 , а занимаемый ими объем, соответственно, растет. При этом $E_{y \text{ вну}}$, так же как $E_{y \text{ пов}}$, снижается до нуля. Но на этом их сходство, по-видимому, кончается, так как $E_{y \text{ пов}}$ трансформируется в тепло, а $E_{y \text{ вну}}$ расходуется на расширение пузырьков – совершение ими работы против внешнего порового давления. Расчеты показывают, что суммарное давление $P = P_0 + P_{\text{г л}}$ в пузырьках диаметром 5, 50 и 500 нм превышает давление P_0 в 2.57, 1.08 и 1.02 раза, соответственно. Как видим, избыточное давление в них быстро снижается и у пузырьков диаметром 500 нм оно составляет лишь 2 % от величины окружающего порового давления. Если каркас твердых частиц, заключающих в себе поровое пространство пласта-коллектора, несжимаем, то можно считать, что занимаемый пузырьками удельный объем меняется как величина, обратная этим значениям. Следовательно, в качестве первого приближения можно ожидать, что к концу процесса объединения пузырьков их удельный объем должен увеличиться в 2.57, 108 и 1.02 раза, соответственно. Несомненно, это ведет к росту пластового давления, что может являться одной из причин его аномального высокого значения в районах нефтегазовых скоплений.

Поверхностная и внутренняя энергия микропузырьков углеводородных газов может являться причиной термобарических аномалий в районах природных газовых скоплений, а следовательно, и важным фактором их формирования.

Литература

1. Курчиков А.Р., Ставицкий Б.П. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. М.: Недра, 1987. 134 с.
2. Mogollan J.M., Lheureux I., Dale A.W., Regnier R. Methane gas-phase dynamics in marine sediments: a model study // American Journal of Science. 2009. V. 309. P. 189–220.
3. Голубев В.А. Поверхностная и внутренняя энергия пузырьков углеводородных газов как фактор формирования газовых скоплений и связанных с ними тепловых аномалий // ДАН. 2015. Т. 464, № 3. С. 433–436.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ В СИСТЕМЕ Si-Al-Ti-Ca-Mg-Fe-Na-K-O С УЧЕТОМ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ

Гомболевский Г.И., Бычинский В.А., Чудненко К.В.

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

Изучение преобразования расплава системы Si-Al-Ti-Ca-Mg-Fe-Na-K-O – трудная задача, поскольку процессы происходят в течение длительного времени в условиях одновременной кристаллизации нескольких фаз в широком температурном диапазоне.

Современные возможности химической термодинамики позволяют дать оценку фазового состава системы в целом и вероятностного направления преобразования расплава практически любого состава. Благодаря мощной вычислительной технике и термохимическим базам данных возможно оперативным способом получить количественную информацию о процессах плавления в многокомпонентных системах.

Главный недостаток применяемого ранее подхода – использование стехиометрически идеальных фаз, в то время как в природных объектах минералы существуют как твердые растворы переменного состава. В связи с этим цель настоящей работы – усовершенствовать метод расчета минерального состава кристаллизующихся из расплава твердых фаз, основываясь на физико-химических моделях, учитывающих образование неидеальных твердых растворов.

Возможность расчета минерального состава базальтов методом физико-химического моделирования тестировалась на основе данных, приведенных в монографии [1], в которой подробно описаны результаты химического анализа и минеральный состав различных базальтов. Также выполнено сравнение результатов определения минеральных составов лунных базальтов, доставленных экспедицией Apollo-12 [2], с океаническими базальтами.

Таблица 1. Компоненты модели с твердыми растворами

Ортопироксены		Клинопироксены	
Энстатит	Mg ₂ Si ₂ O ₆	Диопсид	CaMgSi ₂ O ₆
Ферросилит	Fe ₂ Si ₂ O ₆	Геденбергит	CaFeSi ₂ O ₆
Mg-чермакит	MgAl ₂ SiO ₆	Ca, Al-пироксен	CaAl ₂ SiO ₆
Fe, Mg-пироксен	FeMgSi ₂ O ₆	Жадеит	NaAlSi ₂ O ₆
Плаггиоклаз		Оливин	
Альбит	NaAlSi ₃ O ₈	Форстерит	Mg ₂ SiO ₄
Анорит	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	Фаялит	Fe ₂ SiO ₄
Калиевый полевой шпат		Ильменит-гематит	
Альбит	NaAlSi ₃ O ₈	Ильменит	FeTiO ₃
Санидин	KAlSi ₃ O ₈	Гематит	Fe ₂ O ₃
Железо Fe		Пирофанит	MnTiO ₃
Кварц SiO ₂		Гейкелит	MgTiO ₃
Эсколоит Cr ₂ O ₃			

Физико-химическая модель расчета минерального состава базальтов по данным [1] была построена на основе термодинамической базы данных [3] и включала газовую фазу (H₂, O₂, H₂O), твердые однокомпонентные фазы (кварц, альбит, анорит, ортоклаз, нефелин, магнетит, ильменит, диопсид), а также два твердых раствора: гиперстен и оливин. В расчете лунных базальтов использовалась модель, созданная с привлечением термодинамических данных из [4], включавшая компоненты, приведенные в таблице 1.

На основе сведений [1], в интервале 900–1200 °С (1173–1473 К) выполнены термодинамические расчеты, показавшие, что условия полного равновесия в изливающихся лавах не достигаются [1]. Более того, авторы [1] придерживаются априорного предположения о сухой природе магмы, поэтому в расчет не был включен гидроксилapatит. Это также обусловлено и тем, что в [1] не приводится содержание водорода.

Результаты расчетов, полученные с помощью созданной нами модели, имеют расхождения с экспериментальными данными (табл. 2). Причины отличий следующие. Во-первых, в расчете в отличие от эксперимента учитывается состав равновесной газовой фазы. Во-вторых, интервал температур, в котором образовались базальты, достаточно широк (1173–1473 К), следовательно, ход кристаллизации твердых растворов может привести к существенным различиям в минеральном составе.

Таблица 2. Сравнение результатов расчета минерального состава базальтов с данными, полученными экспериментально [2]

Минералы	Образец 12040		Образец 12012	
	эксперимент	модель	эксперимент	модель
Ol	22.7	25.3	21.6	20.8
Chr	1.2	0.7	0.7	0.7
Py	51.5	49.0	53.5	53.2
Fs	21.6	19.4	19.0	20.3
Op	3.7	5.0	4.1	4.9

Примечание. Ol – оливин, Chr – хромит, Py – пироксены, Fs – полевые шпаты, Op – темноцветные минералы.

С учетом твердых растворов при температуре 1273 К равновесный состав системы наиболее близок к экспериментальным данным. Следовательно, минеральный состав, рассчитанный с учетом твердых растворов, количественно соответствует химическому составу, а качественно отвечает экспериментально определенному.

Несмотря на ряд допущений, предложенный способ определения минеральных составов на основе физико-химического моделирования может быть использован для оценки широкого спектра свойств ксенолитов, чтобы в дальнейшем с помощью минералогических термометров и барометров оценить РТ-параметры формирования мантийных пород.

Литература

1. Йодер Г.С., Тили К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
2. Neal C.R., Hacker M.D., Snyder G.A. et al. Basalt generation at the Apollo 12 site, part 1: new data, classification, and re-evaluation // Meteoritics. 1994. V. 29, No 3. P. 334–348.
3. Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂ // Petrology. 1988. V. 29, № 2. P. 455–522.
4. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16, № 3. P. 309–343.

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА В ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Гора М.П.¹, Шевко А.Я.¹, Житова Л.М.^{1,2}

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

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, zhitova@igm.nsc.ru

Находки самородного железа известны практически во всех типах земных пород, но представляют в основном интерес для минералогов. Крупные скопления самородного железа в земных породах крайне редки и привлекают внимание специалистов не только своей уникальностью, но и приуроченностью к ним Pt-Fe-металльного оруденения [1, 2]. На Сибирской платформе крупные скопления самородного железа приурочены к трапповым интрузивам: Джалтульскому, Хунгтукунскому, Маймечинскому и Хининдинскому. Все эти интрузивы характеризуются дифференцированным строением и составом пород, близким к среднему траппу с несколько повышенным содержанием магния.

Самородное железо проявляется в виде мелкой сыпи или желваков размером от первых сантиметров до первых метров. Желваки имеют вкрапленную и сидеронитовую, реже сливную текстуру. Металлическая фаза самородков представлена преимущественно ферритом. В сростании с ним присутствуют камасит, когенит, самородная медь, тэнит, аварунит, а также рутил, ильменит и армолколит. Армолколит, как и рутил, образует округлые удлинённые зерна в самородном железе и призматические кристаллы в силикатах (пироксене и плагиоклазе) (рисунок). Вокруг самородного железа образуются вюститовые и магнетитовые каймы. Характерно наличие графита в виде каемок и пластинок. Часто встречаются сульфиды. Силикатная составляющая желваков представлена плагиоклазом, пироксеном, оливином, изредка отмечаются калишпат и кварц.

Существует много точек зрения на генезис крупных скоплений самородного железа в связи с основными породами. Часть авторов связывают образование самородного железа с процессами ферритизации или металлизации магматического расплава в мантийных или коровых очагах. Другие считают, что выделение самородного железа происходит в ходе эволюции магматического расплава в современной камере. Во всех этих моделях основная роль отводится восстановительным флюидам. Источником флюидов могут быть как мантийные газовые струи, так и осадочные породы платформенного чехла.

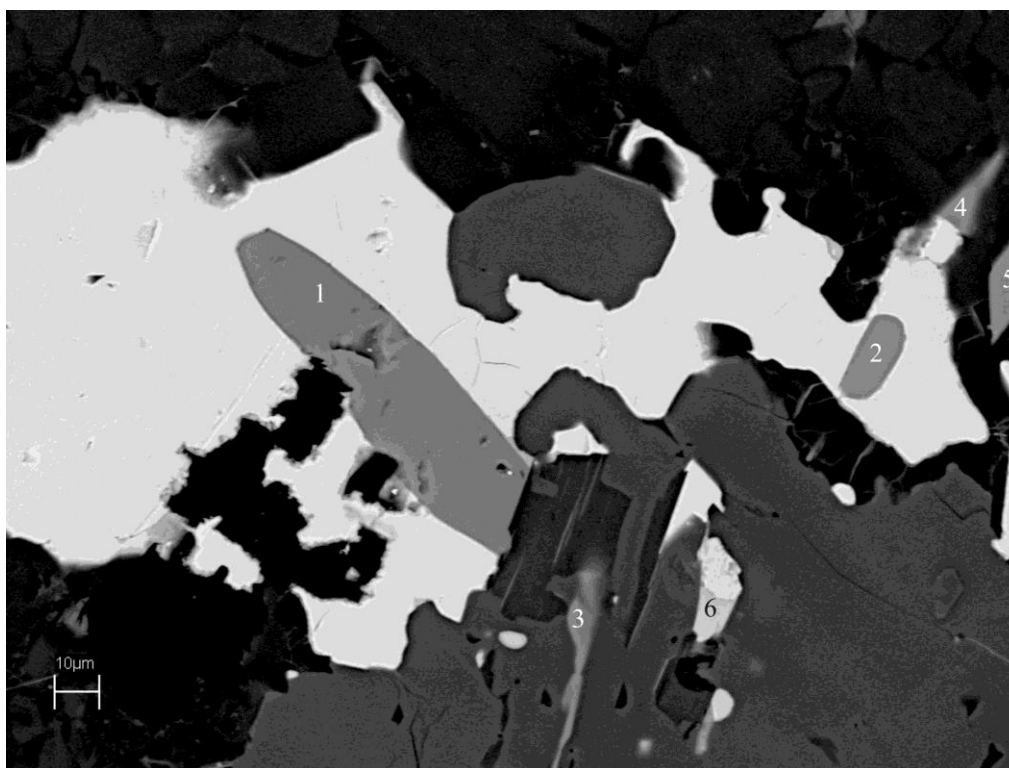
Нами рассматривается термодинамическая модель, когда процесс рудообразования обусловлен миграцией восстановительного (существенно углеводородного) флюида через разрез габбро-долеритов в близповерхностной магматической камере с образованием самородного железа. Численные эксперименты проводились с использованием программного комплекса «Селектор» [3].

Состав газа, определенный в силикатной и металлической фракциях габбро-долеритов Джалтульского массива [4], принят в качестве исходного в предлагаемой модели (моль. %: H₂ 77; CH₄ 12; N₂ 3; CO 4; CO₂ 4). Преобладает в составе водород, имеющий наиболее сильные восстановительные свойства.

Разделение силикатного расплава в магматических очагах на силикатную и металлическую составляющие, с последующей кристаллизацией самородного железа из расплава достаточно аргументированно для трапповых интрузивов Сибирской платформы [1, 5]. Каплевидные формы его выделения свидетельствуют о ликвационном генезисе. Именно эти факты – извлечение железа из вмещающих траппов и кристаллизация его совместно с силикатами – определяют начальные

параметры модели: для расчетов взят средний состав габбро-долеритов разреза в восточном борту Джалтульского интрузива, а начальная температура принята 1100 °С. В ходе численного эксперимента температура понижается до 600 °С, имитируя постепенное остывание пород. Давление задано постоянным – 1000 бар, соответствующим гипабиссальным условиям проявления трапповых интрузивов. Флюид, поступая в резервуар с габбро-долеритом, на каждом шаге расчета реагирует с породой. Условное время составляет 100 шагов.

В результате численного эксперимента в процессе взаимодействия флюида с габбро-долеритом происходит смена минеральных парагенезисов в породе, а также изменение состава газа. Флюид окисляется и в нем появляется вода. Этот процесс в экспериментальных исследованиях [6] приводит к тому, что не все железо восстанавливается до Fe^0 , тогда как в численном эксперименте, где флюид присутствует в избыточном количестве, все железо в системе переходит в самородное состояние.



Выделение самородного железа в габбро-долеритах Джалтульского массива. Обр. ОЗ-01-4.

Микрофотография выполнена на сканирующем электронном микроскопе в режиме обратнорассеянных электронов. Округлые зерна рутила (1) и армоколита (2) в самородном железе (белое). В силикатах (черное) рутил (3) и армоколит (4, 5) образуют призматические кристаллы. Светло-серое (6) – пирротин.

При заданном составе газовой фазы состав модельной породы в целом удовлетворительно соответствует набору силикатных минералов, но при этом не образуется ни когенит, ни графит – минералы, характерные для природных ассоциаций.

При изменении состава флюида (увеличение доли углерода в нем) получены графит и когенит. Эти минералы в малых количествах появляются при соотношении водорода и углерода, равном пяти ($H/C = 5$).

Численное моделирование показало, что образование самородного железа и ассоциации минералов, наиболее близкой к наблюдаемым в природных объектах, происходит при отношении водорода к углероду во флюиде меньше 5 ($H/C < 5$). Такой

состав газовой фазы отвечает смеси легких углеводородов, в которых преобладает метан.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации.

Литература

1. Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. Самородное железо сибирских трапов на примере Хунгтукунского месторождения. Новосибирск: Наука, 1985. 148 с.
2. Ryabov V.V., Lapkovsky A.A. Native iron (-platinum) ores from the Siberian Platform trap intrusions // Australian J. Earth Sciences. 2010. V. 57, № 6. P. 707–736.
3. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Изд-во «ГЕО», 2010. 287 с.
4. Округин А.В., Иевлев А.А., Зуева И.Н. Антраксолит в самородном железе трапов Сибирской платформы // Тезисы докладов Всесоюзной конференции «Самородное металлообразование в магматическом процессе». Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 9–17.
5. Kamenetsky V.S., Charlier B., Zhitova L., Sharygin V., Davidson P., Feig S. Magma chamber-scale liquid immiscibility in the Siberian Traps represented by melt pools in native iron // Geology. 2013. V. 41, № 10. P.1091–1094. doi: 10.1130/G34638.1.
6. Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Польский С.Ф. Экспериментальное исследование процесса взаимодействия H_2 и CH_4 с магматическими расплавами // Тезисы докладов Всесоюзной конференции «Самородные металлы в изверженных породах». Якутск, 1985. С. 14–15.

РАСЧЕТ ТЕМПЕРАТУР ФЛЮИДОГЕННОЙ УГЛЕРОДИЗАЦИИ В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ

Данилова Ю.В.¹, Шумилова Т.Г.²

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, jdan@crust.irk.ru

²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, shumilova@geo.komisc.ru

Степень организации углеродных материалов известна как надежный индикатор пиковых условий метаморфизма [1, 2]. Используя рамановские спектры углеродных веществ (УВ) из нескольких метаморфизованных геологических разрезов, О. Бейссак с соавторами разработали геотермометр максимальных температурных условий, достигнутых при региональном метаморфизме [1]. Температура может быть оценена с точностью до ± 50 °С в диапазоне 330–650 °С.

Нами предпринята попытка применения данного термометра для оценки температур углеродизации в зонах глубинных разломов при участии мантийных флюидов. Для исследований отобрано УВ из жил углеродистых метасоматитов в ультрабазитах Оспинско-Китойского массива, из углистых карбонатно-силикатных сланцев оспинской толщи, вмещающих ультрабазитовый комплекс, из жил углеродистых апокарбонатных метасоматитов Тункинского разлома и углистых сланцев силикатно-карбонатной толтинской метаморфической толщи, имеющей выходы у западного окончания Тункинской впадины (Восточный Саян). Углеродистые жилы в зонах разломов, как и вмещающие их углистые сланцы метаморфитов по минеральным ассоциациям отвечают условиям зеленосланцевой фации метаморфизма. Это позволило вовлечь в процедуру расчета интересующий нас материал.

О. Бейссак с соавторами [1], используя рамановские спектры (спектры КР), оценили степень организации УВ с помощью величины R_2 . В исследованном нами материале степень организации УВ также оценивалась с помощью величины

$R2 = D1/(G+D1+D2)$, которая соответствует отношению интегральных интенсивностей соответствующих рамановских полос (площадей пиков) в спектрах в области первого порядка ($1100\text{--}1800\text{ см}^{-1}$). Полоса G (1582 см^{-1}) характерна для рамановских спектров графита и соответствует E_{2g}(2) моде – колебаниям в плоскости (002) графита. Полоса D1 (1350 см^{-1}) характеризует степень разупорядочения углерода, а полоса D2 (1620 см^{-1}), проявляющаяся в виде малоинтенсивного плеча D-полосы, относится к внутрислоевым дефектам [1–3]. Для характеристики степени организации УВ также учитывались: полоса D3 (1500 см^{-1}), которая появляется в спектрах КР слабоупорядоченных и аморфных УВ; параметр FWHM_G – полная ширина полосы G на ее полувысоте; размер кристаллитов L_a.

Рамановские спектры образцов, отобранных непосредственно из углеродистых жил, подвергшихся интенсивной флюидной проработке в зонах разломов, соответствуют более или менее упорядоченной структуре УВ. Полоса G находится в положении 1582 см^{-1} , а ее параметр FWHM_G в целом варьируется в широком диапазоне – от 16 до 40 см^{-1} . Полоса D1 прогрессивно уменьшается по величине интегральной интенсивности по мере упорядочения графитовых структур. Появление D2-полосы в виде плеча у G-полосы в спектре КР связывают с внутрислоевыми дефектами в УВ вследствие присутствия гетероатомов (предположительно O, H, N) и с ростом степени структурного упорядочения вещества в процессе графитизации. Эта полоса выявляется в спектрах КР при малом размере кристаллитов (L_a) и зависит от ориентировки частиц по отношению к лазерному лучу и плоскости его поляризации. В результате упорядочения графитовых структур происходит увеличение размеров кристаллитов в УВ. При этом интенсивность D1 и D2-полос в спектрах КР первого порядка стремится к нулю, в случае высококристаллического графита размер кристаллитов корректнее оценивать по FWHM_G [2, 4, 5]. Полоса D3 отмечена примерно в половине спектров, что указывает на присутствие в УВ аморфной фазы наряду с хорошо упорядоченной. Для большинства исследованных образцов из этой группы, за исключением относительно крупных частиц графита, рассчитанная величина R2 составляет 0.28–0.45. Некоторым образцам из разломов соответствует значение $R2 > 0.45$. Варьирующиеся значения R2 указывают на неоднородность в структурном состоянии УВ.

При анализе рамановских спектров образцов, отобранных из углистых сланцев, удаленных от разломов, отмечено, что в основном спектры характеризуются интенсивной и широкой G-полосой в области 1600 см^{-1} . Параметр FWHM_G близок к 100 см^{-1} . Полоса D1 интенсивная и в большинстве случаев широкая. На спектрах, зарегистрированных от слабоупорядоченных частиц углерода, между полосами D и G также выделяется D3-полоса в положении около 1500 см^{-1} . Ее относят к межплоскостным дефектам и связывают с аморфным углеродом. Рассчитанная величина R2 в образцах с таким типом спектров составляет 0.45–0.68. Перечисленные параметры характерны для всех образцов углистых сланцев толтинской свиты, пространственно удаленных от разлома, и углистых сланцев оспинской свиты, вмещающих углеродизированные тела в ультрабазах.

Для оценки возможной температуры образования углеродистых метасоматитов нами выполнен расчет температур по рамановскому термометру О. Бейссака: $T\text{ (}^{\circ}\text{C)} = -445 \cdot R2 + 641$ [1].

Анализ расчетов по данному термометру показал, что в наиболее упорядоченном УВ метасоматитов Тункинского разлома, где $R2 = 0.14\text{--}0.45$, формирование углеродного вещества происходило при температуре $450\text{--}580\text{ }^{\circ}\text{C}$. Углеродное вещество в углеродистых метасоматитах Оспинско-Китойского ультрабазитового массива характеризуется неоднородностью по степени организации. Температуры его формирования находятся в диапазоне $360\text{--}500\text{ }^{\circ}\text{C}$. Значения величины R2 от 0.37 до 0.68 в спектрах УВ жильных тел указывают на достаточно широкие

вариации по температуре в локальных условиях, ограниченных масштабами разломов. Сохранение в углеродном веществе частиц разной степени организации вполне закономерно в динамичной тектонической структуре с существенными градиентами по температуре. К тому же кристаллизация графита могла происходить достаточно длительно на фоне изменяющихся условий. Гетерогенность УВ также может быть связана со смешением нескольких источников углерода. С одной стороны, это мантийный углерод исходных флюидных систем, который поступал в земную кору из глубинных разломов [6]. С другой стороны, в процесс углеродизации могло быть вовлечено углеродное вещество вмещающих толщ, богатых органикой. Образцы из метаморфических углистых сланцев оспинской и толтинской толщ характеризуются стабильно низкой структурной упорядоченностью УВ, R2 здесь изменяется от 0.46 до 0.58. Условия формирования УВ укладываются в узкий диапазон температур 380–430 °С.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00206).

Литература

1. Beyssac O., Goffe B., Chopin C., Rouzaud J.-N. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer // J. Metamorphic Geology. 2002. V. 20, № 9. P. 859–871.
2. Wopenka B., Pasteris J.D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy // American Mineralogist. 1993. V. 78. P. 533–557.
3. Tuinstra F., Koenig J.L. Raman Spectrum of Graphite // J. Chemical Physics. 1970. V. 53. P. 1126–1130.
4. Ferrari A.C., Robertson J. Raman spectroscopy of amorphous, nanostructured, diamond-like carbon, and nanodiamond // Philosophical Transactions of the Royal Society London A. 2004. V. 362. P. 2477–2512.
5. Reich S., Thomsen C. Raman spectroscopy of graphite // Philosophical Transactions of the Royal Society London A. V. 362. P. 2271–2288.
6. Летников Ф.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В. Геохимия углисто-карбонатных метасоматитов из зоны глубинного разлома // ДАН. 2005. Т. 402, № 6. С. 807–809.

УРАВНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ ЖИДКОЙ И ТВЕРДЫХ ФАЗ ЖЕЛЕЗА В ПРИЛОЖЕНИИ К ЯДРУ ЗЕМЛИ

Дорогокупец П.И.¹, Литасов К.Д.^{2,3}, Соколова Т.С.¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, dor@crust.irk.ru

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

³Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Железо является главным компонентом ядра Земли, поэтому знание его P - V - T и термодинамических свойств очень важно для нашего понимания физического состояния и физико-химических процессов в недрах Земли [1]. Из-за наличия полиморфизма фазовая диаграмма железа имеет сложную структуру [2]. При стандартных условиях железо имеет объемно-центрированную кубическую решетку (α -Fe или bcc-Fe) и является ферромагнетиком. С ростом температуры в точке Кюри ($T = 1043$ К) происходит переход ферромагнетик – парамагнетик с сохранением кристаллической решетки. При этом переходе теплоемкость железа имеет максимальную величину и характерную λ -видную форму [3, 4]. В области температур 1185–1667 К кристаллическая решетка железа становится гранецентрированной

кубической (γ -Fe или fcc-Fe), при температурах выше 1667 К и до температуры плавления (1811 К) железо снова имеет объемно-центрированную кубическую решетку (δ -Fe). При давлении 10.5 ГПа и температуре 753 К [2] (или $P = 8.2$ ГПа и $T = 678$ К, по более современным данным [5]) имеется тройная точка, в которой находятся в равновесии α -Fe и γ -Fe фазы, а также ε -Fe фаза, которая имеет гексагональную плотноупакованную решетку (hcp-Fe). Железо с этой структурой (hcp-Fe) стабильно до условий ядра Земли [6]. Кроме того, на линии плавления имеются две тройные точки, в первой ($T = 1991$ К и $P = 5.2$ ГПа [2]) расплав находится в равновесии с фазами δ -Fe и γ -Fe, во второй ($T = 2800$ К, $P = 88$ ГПа [7], или $T = 3712$ К, $P = 98.5$ ГПа [6]) расплав находится в равновесии с фазами ε -Fe и γ -Fe.

Самые современные уравнения состояния твердых фаз железа и его расплава [8–10] были построены с использованием термодинамического формализма CALPHAD [4] или его аналогов. В течение последних нескольких лет фазовая диаграмма железа существенно обновилась, а кривая плавления железа была существенно сдвинута в область более высоких температур [6]. Кроме того, были проведены новые P - V - T измерения параметров ячейки γ -Fe и ε -Fe в области высоких T и P [6, 11–14], в которых для определения давления были использованы разнообразные шкалы давлений на основе уравнений состояния Au, MgO, NaCl, KCl, ε -Fe. В связи с этим задача построения уравнений состояния трех твердых фаз железа (bcc-Fe, fcc-Fe и hcp-Fe) и его расплава снова становится актуальной. Эти уравнения состояния должны с разумной точностью описать фазовую диаграмму железа, в том числе и плавление, и в то же время должны быть согласованы с современными P - V - T измерениями, термодинамическими данными по теплоемкости, ультразвуковыми измерениями адиабатического модуля сжатия, дилатометрическими и рентгеновскими измерениями объема при атмосферном давлении.

Для решения этой задачи мы построили уравнения состояния твердых фаз железа на основе формализма из наших прежних работ [15–17]. Для учета магнитного вклада в свободную энергию Гельмгольца мы использовали формализм из работы [4], который был существенно модифицирован. Принципиальное отличие от других уравнений состояния твердых фаз железа состоит в том, что учтена зависимость магнитного момента от температуры и объема. При построении уравнения состояния жидкого железа использован подход из работы [18]. В результате оптимизации всех доступных данных были получены параметры уравнений состояния жидкой и твердых фаз железа. Построена фазовая диаграмма железа, проведено ее сравнение с имеющимися экспериментальными данными и теоретическими расчетами. В докладе будут обсуждаться особенности построения уравнений состояния и будут проведены сравнения с геофизическими данными.

Работа выполнена при поддержке РНФ (грант № 14-17-00601).

Литература

1. Hirose K., Labrosse S., Hernlund J. Composition and state of the core // *Earth and Planetary Sciences*. 2013. V. 41. P. 657–691.
2. Swartzendruber L. The Fe (Iron) System // *Phase Equilibria*. 1982. V. 3. P. 161–165.
3. Desai P.D. Thermodynamic properties of iron and silicon // *Physical and Chemical Reference Data*. 1986. V. 15. P. 967–983.
4. Dinsdale A.T. SGTE data for pure elements // *Calphad*. 1991. V. 15. P. 317–425.
5. Klotz S., Le Godec Y., Strassle T., Stühr U. The α - γ - ε triple point of iron investigated by high pressure – high temperature neutron scattering // *Applied Physics Letters*. 2008. V. 93. P. 091904.
6. Anzellini S., Dewaele A., Mezouar M., Loubeyre P., Morard G. Melting of iron at Earth's inner core boundary based on fast X-ray diffraction // *Science*. 2013. V. 340. P. 464–466.

7. Komabayashi T., Fei Y., Meng Y., Prakapenka V. In-situ X-ray diffraction measurements of the γ - ϵ transition boundary of iron in an internally-heated diamond anvil cell // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 282. P. 252–257.
8. Komabayashi T., Fei Y.W. Internally consistent thermodynamic database for iron to the Earth's core conditions // *Geophysical Research: Solid Earth*. 2010. V. 115. P. B03202.
9. Fei Y., Brosh E. Experimental study and thermodynamic calculations of phase relations in the Fe–C system at high pressure // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 408. P. 155–162.
10. Saxena S.K., Eriksson G. Thermodynamics of iron at extreme pressures and temperatures // *Physics and Chemistry of Solids*. 2015. V. 84. P. 70–74.
11. Tateno S., Hirose K., Ohishi Y., Tatsumi Y. The structure of iron in Earth's inner core // *Science*. 2010. V. 330. P. 359–361.
12. Yamazaki D., Ito E., Yoshino T. et al. P-V-T equation of state for epsilon-iron up to 80 GPa and 1900 K using the Kawai-type high pressure apparatus equipped with sintered diamond anvils // *Geophysical Research Letters*. 2012. V. 39. P. L20308.
13. Nishihara Y., Nakajima Y., Akashi A. et al. Isothermal compression of face-centered cubic iron // *American Mineralogist*. 2012. V. 97. P. 1417–1420.
14. Tsujino N., Nishihara Y., Nakajima Y., Takahashi E., Funakoshi K.-i., Higo Y. Equation of state of γ -Fe: Reference density for planetary cores // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 375. P. 244–253.
15. Dorogokupets P.I., Dymshits A.M., Sokolova T.S., Danilov B.S., Litasov K.D. The equations of state of forsterite, wadsleyite, ringwoodite, akimotoite, MgSiO_3 -perovskite and postperovskite and phase diagram of the Mg_2SiO_4 system at pressures to 130 GPa // *Geology and Geophysics*. 2015. V. 56. P. 172–189.
16. Dorogokupets P.I., Sokolova T.S., Danilov B.S., Litasov K.D. Near-absolute equations of state of diamond, Ag, Al, Au, Cu, Mo, Nb, Pt, Ta, and W for quasi-hydrostatic conditions // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2012. V. 3. P. 129–166.
17. Sokolova T.S., Dorogokupets P.I., Litasov K.D. Self-consistent pressure scales based on the equations of state for ruby, diamond, MgO , $\text{B}_2\text{-NaCl}$, as well as Au, Pt and other metals to 4 Mbars and 3000 K // *Geology and Geophysics*. 2013. V. 54. P. 181–199.
18. Molodets A. Thermodynamic potentials and non-monotonic melting curve of sodium at high pressure // *High Pressure Research*. 2010. V. 30. P. 325–331.

ТЕРМОУПРУГИЕ СВОЙСТВА ОКСИДА ХРОМА Cr_2O_3 (ЭСКОЛАИТ) ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

**Дымшиц А.М.¹, Дорогокупец П.И.², Шарыгин И.С.¹, Литасов К.Д.^{1,3},
Шацкий А.Ф.¹, Ращенко С.В.^{1,3}**

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
a.dymshits@gmail.com

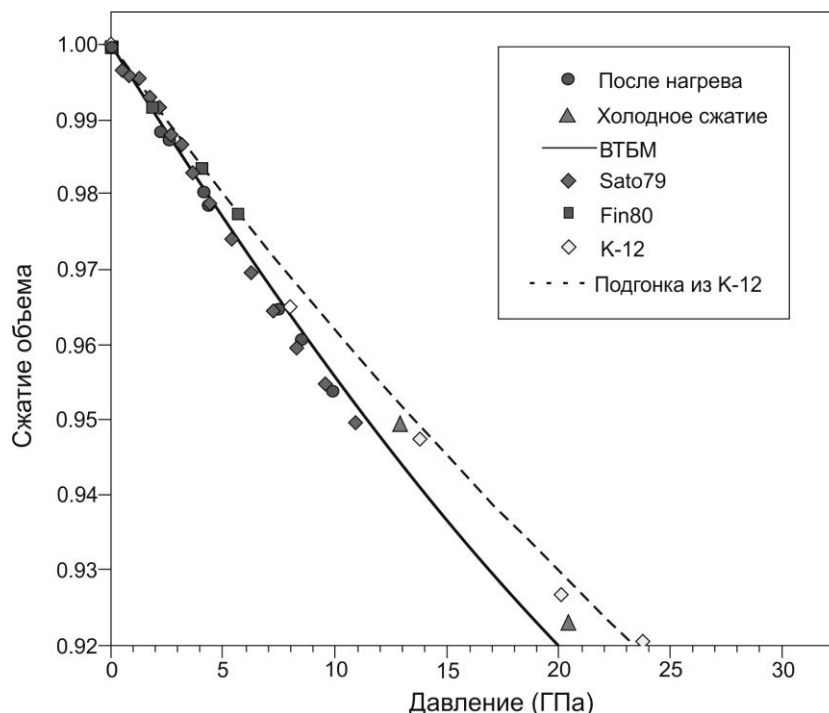
²Институт земной коры СО РАН, Иркутск

³Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Cr_2O_3 является шестым по распространенности оксидом в мантии Земли [1]. Трехвалентный оксид хрома обнаруживается в значительных концентрациях во многих минералах, стабильных в условиях мантии, и может достигать 66.2 мас. % в хромшпинели [2]), 20.6 мас. % в гранатах [3], 13.5 мас. % в корундах [4] и др. Кроме того, практически чистый Cr_2O_3 , известный как минерал эсколаит, был обнаружен в гроспидитовом ксенолите из кимберлитовой трубки Загадочная (Сибирь, Россия), в виде включения в алмазе из кимберлитовой трубки Удачная (Сибирь, Россия) и в Cr -омфацитовом ксенолите из ультраосновной диатремы комплекса Мосэс (Юта, США).

Свойства Cr_2O_3 неоднократно изучались экспериментально в широком диапазоне давлений и температур. Оксид хрома, по аналогии с Al_2O_3 and Fe_2O_3 , при стандартных условиях имеет корундовый тип структуры с пространственной группой

R3c. Исследования при высоких давлениях с использованием рамановской спектроскопии показали разупорядочение структуры при давлении выше 13–15 ГПа [5] и ее трансформацию в Rh_2O_3 (II)-тип (перовскитовая структура) при давлении около 30 ГПа после лазерного нагрева [5]. В соответствии с *ab initio* расчетами, под давлением переход корундовой структуры в Rh_2O_3 (II)-тип может наблюдаться около 14 ГПа [6]. Экспериментально и теоретически были получены значения $K_{0,T0}$ и $K'_{0,T}$ для комнатной изотермы. При этом разница в значении модуля сжатия у разных авторов достигает почти 50 ГПа. Для термического расширения имеются только данные, полученные методом дилатометрии [7].



Относительный объем Cr_2O_3 . Жирная и пунктирная линия отвечают уравнениям состояния, полученным в нашей работе и в [9], соответственно.

Данные [10], [9] (K-12) и [11] (Fin80) сопоставимы с нашими данными до 15 ГПа.

Наши данные, полученные методом холодной компрессии (треугольники), сопоставимы с данными, полученными на комнатной изотерме в работе [9].

В данной работе для построения уравнения состояния (УС) и определения термических функций были *in situ* проведены измерения параметров элементарной ячейки Cr_2O_3 с использованием синхротронного излучения (рисунок). Эксперименты проводились в интервале 0–20 ГПа и 300–1873 К. При комнатном давлении было также рассчитано термическое расширение Cr_2O_3 методом высокотемпературной порошковой дифракции. Были использованы УС Бирча-Мурнагана (УС ВТБМ) и Ми-Грюнайсена-Дебая (УС МГД), так как большинство термодинамических параметров, имеющих на сегодняшний день, рассчитаны с применением этих подходов. Был зафиксирован объем элементарной ячейки $V_0 = 289.15 \text{ \AA}^3$. Подгоночные термические параметры в УС ВТБМ: $K_{0,T0} = 203$ (3) ГПа; $K'_{0,T} = 4.3$ (6); $\partial K_{0,T}/\partial T = -0.029$ (5); $a = 3.23$ (14) $\cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$; $b = 0.02$ (23) $\cdot 10^{-8} \text{ K}^{-2}$; где $\alpha = a + bT$ – объемный коэффициент термического расширения. Подгонка параметров в УС МГД с использованием данных, полученных при высокобарических экспериментах, а также данных по определению термического расширения: $K_{0,T0} = 204.7$ ГПа, $K'_{0,T} = 4.0$, параметр Грюнайсена (γ_0) = 1.42, $q = 1.82$.

Термическое расширение было определено равным $\alpha = 2.75 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$. По нашим данным, Cr_2O_3 сжимается изотропно по разным осям до давлений 15 ГПа и отвечает ромбической структуре, не претерпевая каких-либо структурных изменений. Однако при более высоких давлениях оксид хрома, вероятно, претерпевает магнитный переход, с чем связано более низкое значение модуля сжатия, полученное в нашей работе, по сравнению с исследованиями, проведенными на комнатной изотерме до давлений 70 ГПа.

Полученные термоупругие данные Cr_2O_3 могут быть использованы для определения T и P природных эсkolaитов, захваченных в виде включений в алмазах [8]. Однако природные образцы обычно представлены твердым раствором $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$, что не позволяет полностью применять наши данные к природным образцам. Изучение термоупругих свойств твердых растворов эсkolaита с оксидом алюминия будет дальнейшим этапом наших расчетных и экспериментальных исследований.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 14.B25.31.0032), грантов Президента РФ (МК-265.2014.5) и РФФИ (№ 14-05-00957 и № 15-35-20556 мол. а. вед).

Литература

1. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
2. Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Seryotkin Y.V., Yefimova E.S., Floss C., Taylor L. Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from kimberlites of Yakutia: a comparative study // Lithos. 2004. V. 77. P. 225–242.
3. Stachel T., Harris J.W. Syngenetic inclusions in diamond from the Birim field (Ghana) – a deep peridotitic profile with a history of depletion and re-enrichment // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1997. V. 127. P. 336–352.
4. Hutchison M.T., Nixon P.H., Harley S.L. Corundum inclusions in diamonds – discriminatory criteria and a corundum compositional dataset // Lithos. 2004. V. 77. P. 273–286.
5. Shim S.-H., Duffy T.S., Jeanloz R., Yoo C.-S., Iota V. Raman spectroscopy and x-ray diffraction of phase transitions in Cr_2O_3 to 61 GPa // Physical Review B. 2004. V. 69. 144107.
6. Wessel C., Dronskowski R. A first-principles study on chromium sesquioxide, Cr_2O_3 // J. Solid State Chemistry. 2013. V. 199. P. 149–153.
7. Skinner B.J. Section 6: thermal expansion // Geological Society of America Memoirs. 1966. V. 97. P. 75–96.
8. Logvinova A.M., Wirth R., Sobolev N.V., Seryotkin Y.V., Yefimova E.S., Floss C., Taylor L.A. Eskolaite associated with diamond from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Russia // American Mineralogist. 2008. V. 93. P. 685–690.
9. Kantor A., Kantor I., Merlini M., Glazyrin K., Prescher C., Hanfland M., Dubrovinsky L. High-pressure structural studies of eskolaite by means of single-crystal X-ray diffraction // American Mineralogist. 2012. V. 97. P. 1764–1770.
10. Sato Y., Akimoto S.-i. Hydrostatic compression of four corundum-type compounds: $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$, V_2O_3 , Cr_2O_3 , and $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ // J. Applied Physics. 1979. V. 50. P. 5285–5291.
11. Finger L.W., Hazen R.M. Crystal structure and isothermal compression of Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , and V_2O_3 to 50 kbars // J. Applied Physics. 1980. V. 51. P. 5362–5367.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ И АЛМАЗОНОСНОСТЬ НОВЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ ХОРБУСУОНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА АРКТИКИ

Егоров К.Н.¹, Граханов С.А.², Киселев А.И.¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, egorov@crust.irk.ru

²Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, s.grakhanov@yandex.ru

Во многих временных циклах мантийного магматизма на Сибирской платформе обнаруживается эмпирическая закономерность, выраженная в пространственной или пространственно-временной сопряженности обширных областей базальтовой магмогенерации с локально выраженными проявлениями малообъемных высоко-флюидизированных кимберлитовых магм. Северо-восточный сегмент Сибирской платформы (Оленекское сводовое поднятие), на площади которого расположено Хорбусуонское кимберлитовое поле, является уникальной областью по многократности, фациальному и вещественному разнообразию проявления эндогенных автономных систем.

В Хорбусуонском поле достаточно интенсивно проявлен раннекембрийский (543–545 млн лет) трахитбазальт-трахитовый монгусский комплекс, представленный трубочными телами (трубками взрыва, некками) и субвулканическими образованиями (дайками, силами, штоками). Присутствие в основных породах эгирина, керсутита, флогопита указывает на субщелочной характер магматитов. Субвулканические тела представлены маломощными дайками, силлами и штоками субщелочных долеритов, трахибазальтов и сиенитов, переходящих в краевых частях в трахиты. Наряду с раннекембрийским базитовым магматизмом на Оленекском поднятии проявлен пермo-триасовый трапповый магматизм и юрско-меловые кимберлитовые тела.

На площади Хорбусуонского поля известны две кимберлитовые трубки («Гоби», «Заоблачная») и две дайки («Старооскольская I и II»). Возраст даек и трубки «Заоблачная» определен Rb-Sr методом как юрский (142–177 млн лет) [1]. Трубка «Гоби» отличается от других кимберлитовых тел мощной корой выветривания, наличием пиропов алмазного дунит-гарцбургитового парагенезиса, что, возможно, свидетельствует о более древнем (палеозойском) возрасте трубки.

В результате заверки магнитных аномалий ОАО «Нижне-Ленское» в пределах Хорбусуонского поля были обнаружены три новых кимберлитовых тела (Ан-3/07, 4/07 и 32/07), сложенные кимберлитовыми, автолитовыми интенсивно карбонатизированными брекчиями и порфиrowыми монтчеллитовыми кимберлитами. По соотношению оксидов титана и калия породы относятся к кимберлитам первого типа, к умеренно-титанистым разновидностям. Все три кимберлитовых тела содержат пиропы лерцолитового, верлитового и эклогитового парагенезисов. Судя по находкам обломков осадочных пород с карбонатизированными створками раковин в кимберлитовой брекчии Ан-4/07, можно предположить позднемезозойский возраст найденных кимберлитовых тел.

Интрузивное кимберлитовое тело Ан-3/07 сложено измененными серпентин-карбонатной минерализацией порфиrowыми монтчеллитовыми кимберлитами с незначительной примесью ксеногенного материала. Порода заметно обогащена различными по составу и неоднородными по строению рудными минералами (~10 %): зональными хромшпинелидами (Cr до 59 мас. %), Ti-Al-Cr-магнезиоферритами, перовскитами, рутилами, манганоильменитами, а также продуктами их замещения. Мелкокристаллические выделения рудных минералов нередко группируются вокруг оливина I и II генераций, образуя прерывистые оторочки – полиминеральные атоллы. Кроме того, в основной массе кимберлита в заметных количествах присутствует

стронцийсодержащий апатит, бариевые слюды, флогопит. В основной массе породы присутствует монтichelлит (5–7 %) и его псевдоморфозы. Связующая масса состоит из кальцита кристаллически-зернистого строения с незначительной примесью агрегатно-чешуйчатого, как правило, измененного флогопита.

Сопоставление петрогеохимических характеристик, а также состава микрокристаллических оксидных фаз основной массы порфиорового монтichelлитового кимберлита выявило большое сходство изученного объекта со слабоалмазоносными кимберлитами северных кимберлитовых полей ЯАП.

Две другие кимберлитовые трубки (Ан-4/07 и Ан-32/07) сложены карбонатизированными кимберлитовыми и автолитовыми брекчиями, содержащими ксенолиты вмещающих пород (до 25–30 %), обломки мелкопорфировых кимберлитов (10–15 %) и автолитовые обособления (20–25 %). Основная масса кимберлитовых и автолитовых брекчий представлена псевдоморфно замещенными кальцитом и доломитом зернами оливина второй генерации (~10 %), микрокристаллическими выделениями рутила, апатита, высокохромистых хромшпинелидов, различного состава шпинелидов и вторичных титансодержащих минералов, редкими лейстами флогопита. Связующая масса представлена тонкозернистым кальцитом и доломитом, слегка пропитанными окислами железа. По минералого-петрографическому и петрогеохимическому составу породы двух новых трубок близки интенсивно карбонатизированным разновидностям высокоалмазоносных кимберлитов трубки Айхал. Возможно, незначительный объем проб кимберлитов из новых тел Хорбусуонского поля не позволил обнаружить пиропы алмазного дунит-гарцбургитового парагенезиса, который встречается достаточно редко относительно гранатов других мантийных минеральных ассоциаций.

На основании полученных ISP-MS геохимических и Sr-Nd изотопных данных для разновозрастных базитов и кимберлитов Хорбусуонского поля [2] появилась возможность судить о их геохимической специфике и глубинных источниках. Геохимическая специализация нижнекембрийских базитов позволяет рассматривать в качестве источника магматизма относительно однородную по составу умеренно деплетированную мантию типа PREMA. Источники пермо-триасовых базитов и позднемезозойских кимберлитов были более деплетированными по сравнению с составом источников Сибирской трапповой провинции. Они характеризуются более высокими значениями ϵ_{Nd} и более низкими ϵ_{Sr} [2]. При этом пермо-триасовые и юрско-меловые магматические породы характеризуются близкими величинами $\epsilon_{Nd} \sim 4 \pm 1$, но различаются в отношении изотопного состава стронция. Для базитов он оценивается в диапазоне вариаций ϵ_{Sr} от 0 до +5, а для позднемезозойских кимберлитов от –10 до –5. Формирование позднемезозойских кимберлитов, по-видимому, было связано с началом раскола Арктиды и с возникновением HALIP.

Отсутствие следов взаимодействия разновозрастных мантийных плюмов с основанием кратонной литосферы северо-восточного сегмента Сибирского кратона стало основной причиной того, что алмазоносные горизонты литосферной мантии в этом регионе существенно не были нарушены. По-видимому, этим обстоятельством можно объяснить проявление в районе Оленекского поднятия разновозрастных алмазоносных кимберлитов, алмазоносных туфогенных пород карнийского яруса триаса, а также связанных с ними четвертичных промышленных алмазоносных россыпей на северо-восточной окраине Сибирского кратона.

Литература

1. Зайцев А.И., Смелов А.И. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: ООО РИЦ «Офсет», 2010. 106 с.

2. Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Томшин М.Д. и др. Пермо-триасовые траппы востока Сибирского кратона: к проблеме оценки источников фанерозойского внутриплитного магматизма // ДАН. 2014. Т. 455, № 2. С. 192–198.

ФЛЮИДНАЯ МОДЕЛЬ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

Жатнуев Н.С.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ,
Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, zhat@gin.bsnet.ru

Предполагается, что мантийные плюмы (МП) формируются в результате дегазации ядра восстановленными газами [1, 4, 5], которые в процессе подъема окисляются в H_2O и CO_2 , генерируя тепло. При этом изначально водородный плюм превращается в водно-водородный с наличием летучих соединений металлов. Появление воды инициирует проплавление мантийного вещества от ядра вплоть до основания литосферы. По другой версии [6], процесс формирования МП заключается в апвеллинге горячего вещества через мантию с формированием тепловой структуры, «голова-хвост».

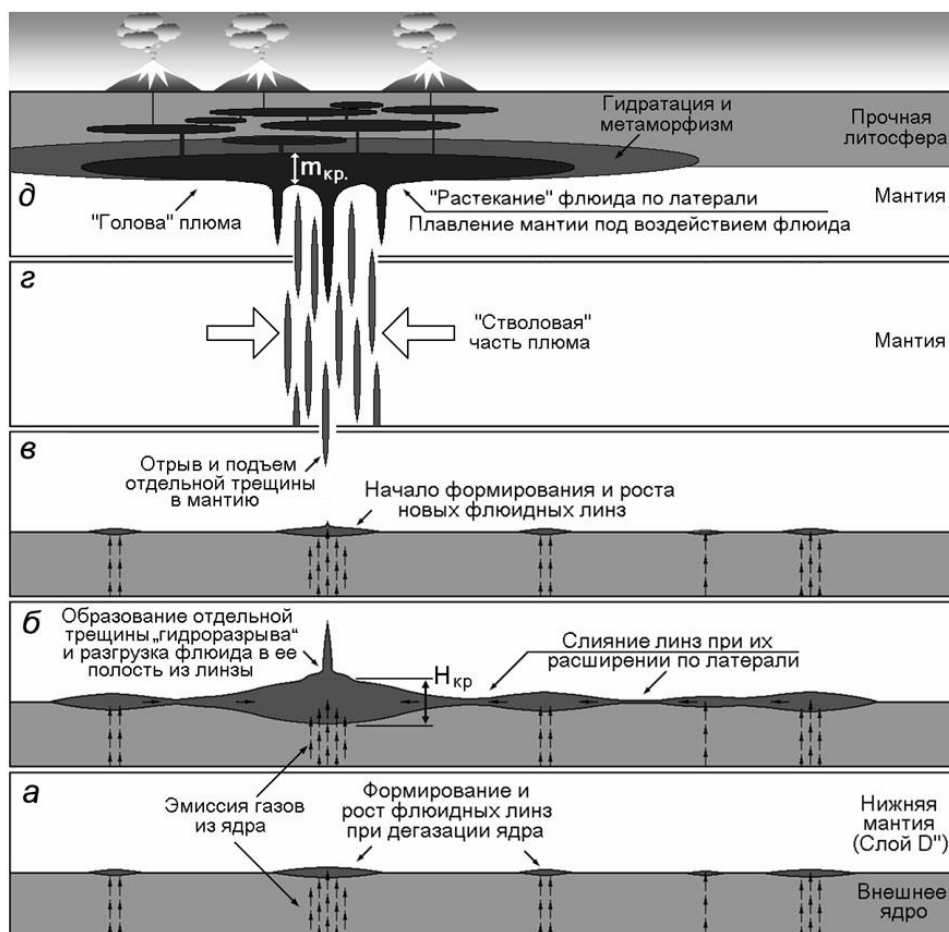


Схема формирования плюмов и плюмового магматизма: (а–д) – последовательность процесса формирования плюмов (вне масштаба). $H_{кр}$ – критическая высота линзы, необходимая для ее прорыва в мантию; $m_{кр}$ – критическая мощность магматического резервуара, необходимая для его прорыва. Остальные пояснения в тексте.

Тем не менее механизм подъема МП до конца неясен. В случаях [1, 4] газовое или расплавленное вещество плюма «протыкает» мантийную среду, а по [6] конвективно всплывает.

Автором предлагается флюидная модель МП, заключающаяся в том, что при дегазации ядра происходит накопление флюидных линз на границе жидкого ядра и твердой мантии, которые при достижении критического размера прорываются вверх в виде замкнутых полостей, вплоть до литосферы (рисунок). Предлагаемая концепция согласуется с гипотезой интрателлурических растворов подкорового происхождения, намеченной П. Термье в 1910 г. и позднее развиваемой советскими исследователями [3].

Механизм миграции флюидных полостей был изложен ранее [2]. Движение их в пластичной среде происходит за счет сжатия стенок литостатическим давлением, а флюид, в силу его меньшей плотности, передает давление в «голову» полости, где возникает избыточное давление (ИД), пропорциональное вертикальному размеру системы и разности плотностей флюида и породы. При определенных параметрах ИД становится выше прочности породы и происходит «флюидоразрыв», а в силу постоянства объема имеет место схлопывание хвостовой части полости, что обеспечивает ее продвижение вверх.

В общем виде модель трансмантийных флюидных потоков и МП представлена на рисунке. В некоторой достаточно обширной области поверхности ядра источники газа формируют флюидные линзы, объединяющиеся по мере роста в более крупные (а). По достижении критического размера ($H_{кр.}$) происходит прорыв и трансформация линзы в трещинную полость, которая одноактно может «унести» весь флюид (б). После ухода полости формирование линз может возобновиться (в). На всем пути подъема флюид взаимодействует с вмещающей мантией, вызывает ее частичное плавление, а размеры полостей эволюционируют в связи с декомпрессией и охлаждением содержимого. Длительное существование такого потока вызывает разогрев и разуплотнение мантии и формирование «ствола» плюма (г). При подходе к прочной литосфере происходит остановка трещин-полостей, связанная с недостатком ИД для прорыва прочной литосферы. Но ИД при этом достаточно для распространения трещин по латерали, сопровождающегося прогревом литосферной и подлитосферной мантии флюидом, содержащим воду, метаморфизмом и плавлением. Здесь формируется грибообразная голова плюма, представляющая область плавления мантии, которая, взаимодействуя с литосферой, частично ассимилирует и разупрочняет ее, что в последующем обусловит прорыв магматического резервуара на поверхность при достижении им критической мощности $m_{кр.}$ (д). Вследствие большого объема накопившейся магмы внедрение и излияние могут приобрести катастрофический массовый характер.

Литература

1. Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 587–604.
2. Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в области пластических деформаций // ДАН. 2005. Т. 404, №3. С. 380–384.
3. Коржинский В.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // Кора и верхняя мантия Земли: МГК, XXIII сессия. Доклады совещания геол., проблема 1. М.: Наука, 1968. С. 69–74.
4. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 291–307.
5. Пучков В.Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3–22.

6. Griffiths R.W., Campbell I.H. Stirring and structure starting plumes // Earth and Planetary Science Letters. 1990. V. 99. P. 66–78.

МОДЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОСТОЯНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ФЛЮИДОВ ПЛАТРИФА, БУШВЕЛЬДСКИЙ КОМПЛЕКС, ЮАР

Житова Л.М.^{1,2}, Гора М.П.¹, Шевко Е.П.¹

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

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск

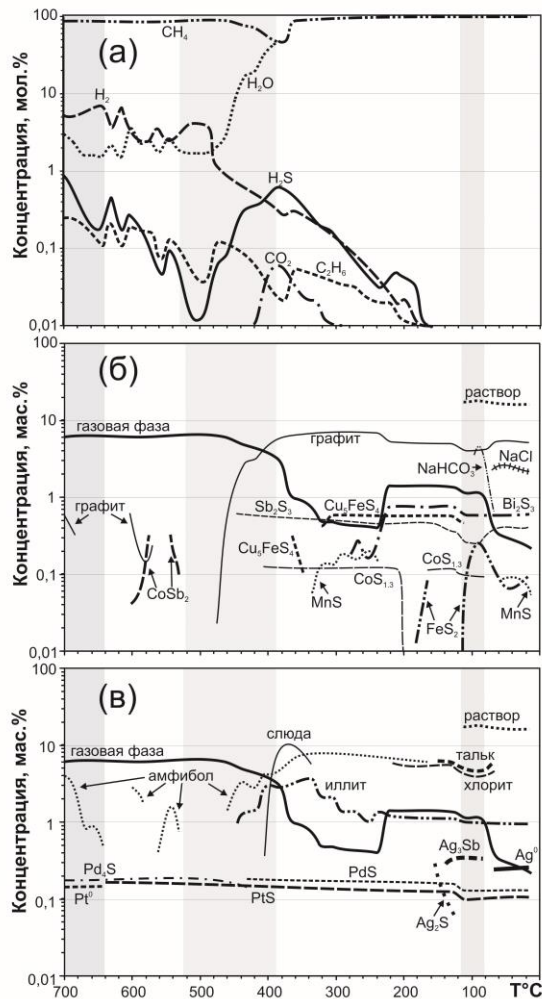
На основе изучения флюидных включений в кварце из пегматитовых жил, секущих ультрабазиты Платрифа, были получены количественные физико-химические параметры постмагматических флюидов и установлена их металлоносность [1]. Эти данные позволили провести численные эксперименты по моделированию фазового состояния металлоносного флюида в процессе остывания. Модель построена с помощью программного комплекса «Селектор» [2], который позволяет вычислять равновесный фазовый и компонентный состав системы на основе минимизации термодинамических потенциалов. Модель описывается гетерогенной мультисистемой, которая может включать одновременно водный раствор, твердые фазы (конденсированные однокомпонентные фазы) и газовую смесь. В модели учитывались 342 твердых фазы, 372 компонента газовой смеси и 267 водных комплексов.

Начальные физико-химические параметры состояния системы были заданы по расчетам плотности газовой фазы и данным термометрии флюидных включений в кварце Платрифа. Начальное давление системы составило 2 кбар, температура снижалась от 700 до 20 °С в диапазоне времени 50 шагов, имитируя остывание флюида. В качестве исходного взят газ состава CH₄–78 и CO₂–22 мол. %, соответствующий составу газовой фазы многофазных включений в кварце Платрифа по данным КР-спектроскопии. В расчет были включены компоненты, установленные во вскрытых многофазных включениях в кварце (NaCl, CaCl₂, CaCO₃, KCl, MnCl₂, FeS), а также добавлены петрогенные (Al, Ca, Na, Fe, Mg) и рудные (Pt, Co, Ni, Cu, Sb, Bi, Ag, Pd, Mo, Pb) элементы, обнаруженные по данным лазерной абляции ICP-MS.

Результаты численного моделирования газопаровой смеси показали, что в расчетной системе во всем интервале температур присутствует газовая фаза, преобладающим компонентом которой является метан (рисунок, а). При температуре выше 500 °С в газовой смеси существенна доля H₂O, H₂ и C₂H₆. В изучаемой системе при температурах 500–300 °С начинается непрерывное отложение графита, а также наблюдается пик H₂S и CO₂, появление которого связано с разложением тяжелых углеводородов и H₂. Последующее резкое снижение концентрации сероводорода и углекислоты в расчетной системе обусловлено их расходом на формирование сульфидных фаз цветных и благородных металлов, а также силикатов и алюмосиликатов, содержащих летучие компоненты. Ниже 112 °С начинается конденсация растворов, и в газовой фазе в макроколичествах сохраняется только метан.

Установлено, что отложение твердых фаз в системе происходит только на геохимических барьерах. В температурной области моделирования проявлены три таких барьера (рисунок, а–в), два из которых являются окислительно-восстановительными (700–640 °С и 500–400 °С) и один фазовый окислительно-восстановительный (112–100 °С), на котором происходит конденсация растворов и частичное растворение образованных твердых фаз. На первом высокотемпературном окислительно-восстановительном (700–640 °С) барьере начинает отлагаться графит,

самородная платина сменяется куперитом (PtS) в результате изменения степени ее окисления. Второй окислительно-восстановительный барьер, установленный в



Результаты численного моделирования состояния металлоносных флюидов Платрифа:

a – поведение газов в расчетной системе; *б* – формы нахождения сульфидов, антимоидов, карбонатов, солей и водных силикатов; *в* – формы нахождения минералов Pt, Pd, Ag, силикатов и алюмосиликатов в расчетной системе. Серой штриховкой на всех диаграммах показаны фазовый и окислительно-восстановительные барьеры, сплошной линией показана линия отложения графита.

2. Главными солевыми компонентами магматогенных флюидов являлись хлориды Na, K, Fe, Ca, Mn, а также сульфаты и карбонаты Ca, Na. Металлоносность этих флюидов выражается в присутствии высоких концентраций металлов Fe, Mn, Ni, Zn, Pb, Sn (мас. %), Cu, As, Sb, Mo, Bi (10–1000), Pt, Pd (<< 10 ppm) во флюидных включениях. Наличие металлов во включениях свидетельствует о возможности их перераспределения магматогенными флюидами в металлоносных рифах расслоенных интрузий.

модельной системе при температурах 500–400 °C, проявлен в изменении состава газовой фазы, непрерывном отложении графита и в массовом образовании рудных минералов, силикатов и алюмосиликатов. Следует отметить, что индикатором минералообразования в системе является образование графита, который приводит ее в равновесие, играя роль буфера.

Конденсация раствора в системе происходит на фазовом барьере (112–100 °C). На этом барьере вместо слюд формируются тальк и хлорит, в системе появляются нахколит (NaHCO₃) и галит. На барьере происходит изменение минеральных форм нахождения серебра, которое проявлено в смене аргентита (Ag₂S) на дискразит (Ag₃Sb) и самородное серебро при снижении температуры. Обнаружение большинства полученных в ходе численных экспериментов минеральных фаз в реальных образцах пегматитовых жил Платрифа свидетельствует о корректности проведенного численного моделирования.

В результате изучения флюидных включений в кварце из пегматитовых жил Платрифа и выполненного на их основе численного моделирования фазового состояния металлоносного флюида в процессе остывания установлено следующее:

1. Окисление восстановленных гетерофазных флюидов является важнейшим геохимическим барьером, на котором из флюидов кристаллизуются фазы минералов. Возможным исходным состоянием флюидов в момент их отделения от расплава могла быть надкритическая парогазовая смесь, которая при остывании конденсировалась в твердые фазы, водно-солевой раствор (расплав-рассол) и газовую фазу.

Литература

1. Житова Л.М., Киннаирд Дж.А., Гора М.П., Шевко Е.П. Магматогенные флюиды металлоносных рифов Бушвельдского комплекса, ЮАР: по данным изучения флюидных включений в кварце // Геология рудных месторождений, 2015 (в печати).
2. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Изд-во «ГЕО», 2010. 287 с.

ЗОНЫ УГЛЕРОДИЗАЦИИ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

**Жмодик С.М.^{1,2}, Миронов А.Г.³, Белянин Д.К.^{1,2}, Мороз Т.Н.¹, Пономарчук В.А.¹,
Кириченко И.С.¹, Айриянц Е.В.¹, Киселева О.Н.¹**

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

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск

³Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

В юго-восточной части Восточного Саяна широко распространены породы офиолитовых комплексов. Выделено два офиолитовых пояса – Южный и Северный, которые протягиваются более чем на 100 км в субширотном и северо-восточном направлениях и обрамляют Гарганскую глыбу (микроконтинент архейского возраста). В междуречье Оспы и Китоя породы комплексов наиболее сближены и широко проявлены, образуя так называемый Оспино-Китойский массив. Именно в этом районе сделаны первые находки уникальных углеродизированных пород (УП) [6], которые «являются уникальными образованиями... среди гипербазитов складчатых областей» [2–4]. УП, несомненно, эндогенные образования, резко отличающиеся от расположенных вблизи (сотни метров) углеродистых сланцев оспинской и других свит как по условиям залегания и составу вмещающих пород, так и по минералогическим и изотопным характеристикам. В результате детального изучения этих образований выявлены следующие особенности проявления процесса углеродизации.

1. Углеродизации подверглись различные породы Оспинско-Китойского района: слабосерпентинизированные ультрабазиты (гарцбургиты, дуниты), серпентиниты, альбититы, гранодиориты. 2. Устанавливается несколько типов пространственного распространения углеродистого вещества (УВ) в породах: равномерно рассеянное в альбититах и гранитоидах, штокверкоподобное в малоизмененных ультрабазитах, гарцбургитах, дунитах, серпентинитах, прожилковое и жильное в серпентинитах и вторичных дунитах. 3. Изотопный состав углерода УВ различен: в гранитоидах близок к составу УВ черных сланцев, а в ультрабазитах и альбититах отвечает значениям, характерным для корово-мантийного источника углерода. 4. Минеральный состав УВ ультрабазитов представлен графитом, графитоидом, шунгитом, ультрадисперсным графитом, аморфной фазой (sp^3 -гибридизация) и алмазом [6], которые обнаружены одновременно как в различных участках, так и в одном образце. 5. Минеральный и геохимический состав углеродизированных ультрабазитов (УУ) резко неоднороден. В пробах, отобранных из жил УУ, в одних случаях фиксируются в значительных количествах арсениды и сульфиды Ni, Fe, Cu, Pb, Zn, циркон, монацит, золото, минералы элементов платиновой группы (самородная платина (PdPt 0.1), палладий, обогащенный платиной (PdPt 1.1–1.5), масленицковит ((Pt,Pd)₃Sn), атоцит (Pd₃Sn), рустенбургит (Pt₃Sn), звягинцевит ((Pd,Pt)₃(Pb,Sn))), а в рядом взятых пробах эти минералы не обнаруживаются, несмотря на одинаковый общий химический и минеральный (породообразующие минералы) состав пород. 6. Устанавливаются как минимум две стадии серпентинитизации ультрабазитов: первая проявлялась до

углеродизации, а вторая ее сопровождала, что отмечалось ранее [4]. 7. Этап серпентинизации ультрабазитов, происходящий после углеродизации (или близко одновременно), приводит к перераспределению УВ с обогащением зон на границе жилков лизардита и УУ. 8. УУ пространственно связаны с зонами катаклаза, дробления, рассланцевания, трещиноватости, брекчирования и другими структурно ослабленными зонами в пределах северной и южной пластин Оспинско-Китойского района, Хара-Нура, Ольгинской зоны. 9. Деформационные процессы приводят к перераспределению УВ и его обособлению в виде прожилков и жилков. 10. В УУ установлено наличие цирконов, отражающих возраст различных пород и комплексов, фрагменты которых были захвачены флюидными потоками, содержащими углерод (CO , CO_2 , CH_4) (возраст определен методом SHRIMP во ВСЕГЕИ). Надежно выделяются цирконы, отражающие возраст основания Гарганской глыбы (2.9–2.7 Ма) и последующих метаморфических процессов (2.6 Ма); офиолитов океанической (1200–1020 Ма) и островодужной (960–900 Ма) стадий, углеродизированных гранитоидов Таинского штока (870–840 Ма; ранее датированные Re-Os методом 860 Ма (по молибдениту Таинского месторождения) [7]. Возраст углеродизации гипербазитов соответствует 825–796 Ма. Такой возраст более соответствует времени коллизии Дунжугурской островной дуги и Гарганского микроконтинента [1]. Эти данные не позволяют связывать время углеродизации ультрабазитов, гранитоидов и альбититов Оспинско-Китойского района со временем формирования графитов Ботокольского щелочного массива или относить гранитоиды, прорывающие ультрабазиты, к огнитскому комплексу. 11. В составе газовых включений УП преобладает метан (от 55 до 100 мол. %), а также присутствует азот (от 25 до 44 мол. %). Стенки газовых вакуолей выполнены УВ. 12. Углеродизация гипербазитов сопровождается карбонатизацией (магнезит, доломит), серпентинизацией (антигорит), магнетизацией хромита, в гранитоидах – мусковитизацией и карбонатизацией (кальцит). В то же время в УУ существуют самородные железо, цинк и аваруит. 13. Состав редкоземельных элементов в УУ и выделенном УВ, в целом, соответствует или близок мантийному тренду, в то время как для углеродистых сланцев оспинской свиты характерны островодужные соотношения REE. 14. В УУ и выделенном УВ установлены высокие содержания Ir, Cr, обнаружены минералы Pt, Pd, золото медистое и ртутистое, а также соединения золота и серебра в различных соотношениях: от кюстелита, до высокопробного золота. 15. В зонах десерпентинизации рассеянное углеродистое вещество ассоциирует с форстеритом и пироксеном, а также с форстеритом и тальком. 16. Углеродизированные ультрабазиты обогащены рубидием, цезием, барием, иттрием, ниобием, свинцом. Относительно вмещающих пород, углеродизация приводит к увеличению концентраций редкоземельных элементов [5]. Пространственное распределение углеродистого вещества в породах, форма и условия залегания углеродизированных пород, изотопные и минералого-геохимические особенности пород и углеродистого вещества свидетельствуют о поступлении углерода в составе газово-флюидных потоков (струй) из глубинного мантийного источника. Углеродизированные образования юго-восточной части Восточного Саяна по всем признакам могут быть отнесены к флюидогенным породам (Петрографический кодекс, 2009), при формировании которых ведущая роль принадлежала декомпрессионным взрывам флюидов.

Литература

1. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
2. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Аникина Ю.В., Смагунова М.М. Высокоуглеродистые тектониты – новый тип концентрирования Au и Pt // ДАН. 1996. Т. 347, № 6. С. 795–798.

3. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 291–307.
4. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.
5. Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Данилов Б.С. и др. Геохимия высокоуглеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского гипербазитового-массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 12. С. 1434–1440.
6. Шестопалов М.Ф. Ультраосновной массив Китайских Альп Восточного Саяна и связанные с ним месторождения // Сборник работ по камням самоцветам. 1938. Вып. 4. С. 84–100.
7. Mironov A.G., Stein H., Zimmerman A., Zhmodik S.M. Dating of gold occurrences in the Sayan-Baikal fold belt, Southern Siberia, Russia // Min. Dep. Res. Berlin: Springer, 2006. P. 797–799.

ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРИЯ ГЛУБИННЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ФАЗОВОЙ ДИАГРАММЫ СИСТЕМЫ $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$

Журко З.Ф.¹, Банушкина С.В.², Сурков Н.В.¹

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

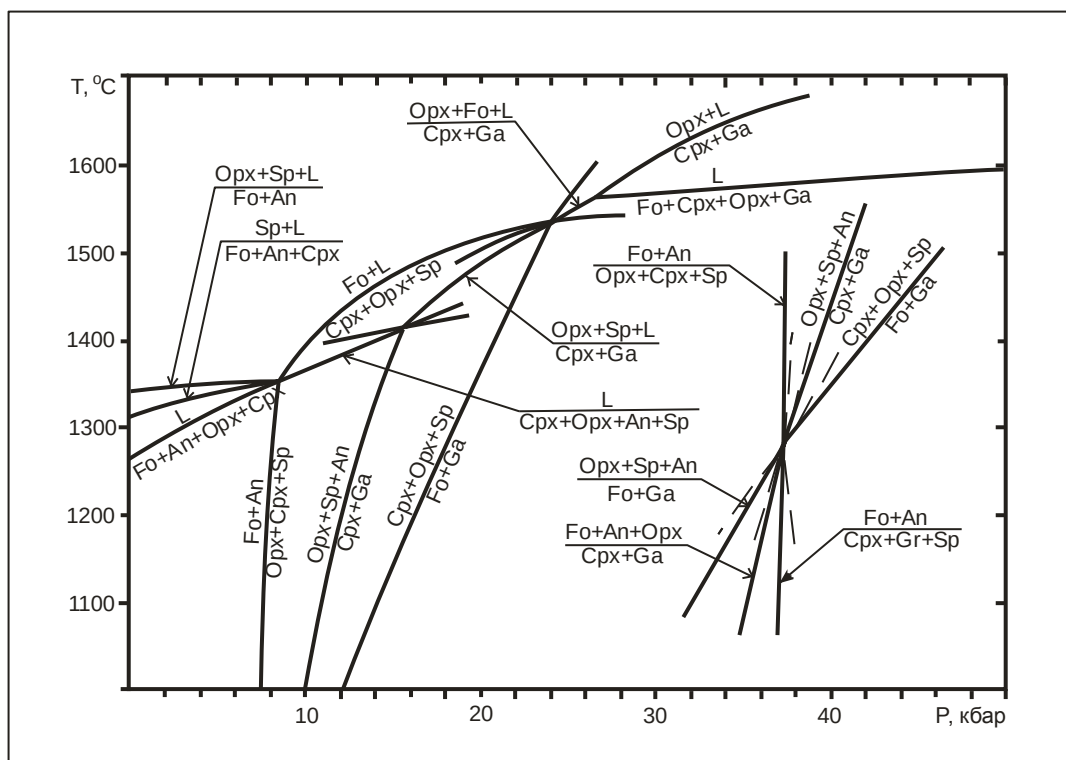
²Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Сравнение изученных к настоящему времени фазовых взаимоотношений системы $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ и глубинных парагенезисов показывает унаследованность характера границ фазовых объемов в глубинных парагенезисах по отношению к системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. Это дает основания считать систему $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ достаточно полным объектом для моделирования глубинных пород.

Наиболее исследованной частью системы $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ является форстеритнормативная область составов. Ключевой момент в строении форстеритнормативной части системы $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ – наличие в субсолидусной области трех моновариантных реакций $\text{An}+\text{Fo}=\text{Crpx}+\text{Orpx}+\text{Sp}$, $\text{Orpx}+\text{An}+\text{Sp}=\text{Crpx}+\text{Gr}$, $\text{Sp}+\text{Orpx}+\text{Crpx}=\text{Gr}+\text{Fo}$, лучи которых при низких температурах пересекаются и образуют невариантную точку (Crpx, Orpx, Gr, Fo, An, Sp) (рисунок).

Лучи этих трех реакций контролируют устойчивость и порядок смены ассоциаций при возрастании давления. В области низких давлений до луча моновариантной реакции $\text{An}+\text{Fo}=\text{Crpx}+\text{Orpx}+\text{Sp}$ (8–9 кбар) устойчива конода $\text{An}-\text{Fo}$, которая определяет возможность существования всех ассоциаций типа $\text{An}+\text{Fo}+\text{Crpx}+\text{Orpx}$, являющихся достаточно полным аналогом кристаллических пород приповерхностных фаций основного и ультраосновного состава типа габбро и т.д. При давлениях выше от луча реакции $\text{An}+\text{Fo}=\text{Crpx}+\text{Orpx}+\text{Sp}$ до реакции $\text{Sp}+\text{Orpx}+\text{Crpx}=\text{Gr}+\text{Fo}$ устойчива плоскость $\text{Sp}+\text{Orpx}+\text{Crpx}$, существование которой для форстеритнормативных составов определяет поле устойчивости ассоциации $\text{Sp}+\text{Orpx}+\text{Crpx}+\text{Fo}$. В области более кислых составов устойчива ассоциация $\text{An}+\text{Crpx}+\text{Orpx}+\text{Sp}$, которая при давлениях выше от луча реакции $\text{Orpx}+\text{An}+\text{Sp}=\text{Crpx}+\text{Gr}$ переходит в серию гранатсодержащих ассоциаций. Выше по давлению от луча реакции $\text{Orpx}+\text{An}+\text{Sp}=\text{Crpx}+\text{Gr}$ устойчив целый ряд клинопироксен-гранатовых ассоциаций, соответствующих парагенезисам эклогитоподобных пород, собственно эклогитов, гранатовых пироксенитов и т.д. Для составов с нормативным форстеритом появление гранатсодержащих ассоциаций в системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ происходит выше от луча реакции $\text{Sp}+\text{Orpx}+\text{Crpx}=\text{Gr}+\text{Fo}$. Смена характера устойчивых ассоциаций с ростом давления связана с устойчивостью структур минералов этих ассоциаций. Все вышеперечисленные реакции связаны с

увеличением плотности минералов за счет перехода катионов алюминия из структурной позиции с тетраэдрической координацией в позицию с октаэдрической координацией.



Главные моновариантные равновесия в форстеритнормативной части системы $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ при высоких давлениях.

Температурную зависимость испытывает замещение катионов в октаэдрических и других позициях, расположенных между основными узлами, либо в структурных позициях самого алюмосиликатного каркаса. На этой основе разработана серия известных геотермобарометрических зависимостей с использованием составов клинопироксенов и гранатов, которые позволяют определять температуры и давления для большей части известных парагенезисов кристаллических пород [1–3].

Литература

1. Сурков Н.В., Кузнецов Г.Н. Экспериментальное исследование устойчивости твердых растворов клинопироксенов в ассоциации $\text{Cpx}+\text{Opx}+\text{Gr}$ системы $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 12. С. 18–25.
2. Сурков Н.В. Система минералогических геотермобарометров для глубинных парагенезисов на основе фазовой диаграммы базовой петрологической системы $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1539–1552.
3. Gartvich Ju.G., Surkov N.V. Clinopyroxene geothermobarometer for eclogites // Abstracts Goldschmidt Conference, 2002. P. A263.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕРОДНОГО ВЕЩЕСТВА ИЗ ФЛЮИДОВ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА

Иванова Л.А.¹, Шумилова Т.Г.², Медведев В.Я.¹

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, liva@crust.irk.ru

²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, shumilova@geo.komisc.ru

Проведены экспериментальные исследования в системе С-О-Н состава, а также в комплексе с дополнительными компонентами. Исследование изменений фазового состояния системы осуществлялось путем пиролиза этилового спирта, в результате которого образуются углеродное вещество (УВ) и флюидная фаза, состоящая из метана, тяжелых углеводородов, окиси и закиси углерода и воды. Эксперименты проводились в диапазоне температур 450–800 °С и давлений 500–4000 атм в платиновых ампулах. Подготовленные к эксперименту ампулы с расчетным количеством исходного вещества (этанола) и необходимых реагентов (перекись водорода, металлический алюминий, водный раствор нашатырного спирта, борный спирт, природные и синтетические алмазные затравки) заваривались и помещались в автоклавы или реакторы. Восстановленный углеродсодержащий флюид в исследуемом интервале давлений образовывался в результате термического разложения этанола, давление определялось коэффициентом заполнения автоклава или реактора флюидом заданного состава. Фазовый состав флюида рассчитывался методом минимизации термодинамических потенциалов с помощью программного комплекса «Селектор». Соответствующая аппаратура (автоклавы, экзоклавы, установки высокого давления) выводилась на необходимые параметры температуры и давления. Время вывода автоклавов, экзоклавов на режим 500–800 °С – 3 часа, реакторов УВД – до 800 °С – 30 мин. Длительность экспериментов от 6 до 72 час. В автоклавах и экзоклавах эксперименты проводились как с термоградиентом (50–150 °С), созданным за счет разницы температур в верхней и нижней частях рабочих сосудов, так и без него. В реакторах УВД термоградиент имел величину в пределах 2–5 °С по длине ампулы. Газовая составляющая флюида собиралась после прокалывания ампулы в ловушки и анализировалась методом газовой хроматографии. Полученные твердые продукты синтеза анализировались методами рентгенофазового и термического анализа в ИЗК СО РАН, сканирующей электронной микроскопии в совокупности с микронзондовым анализом, просвечивающей электронной микроскопии, высокоразрешающей рамановской спектроскопии, ИК-спектроскопии, CHN-анализа в ИГ и ИБ Коми НЦ УрО РАН.

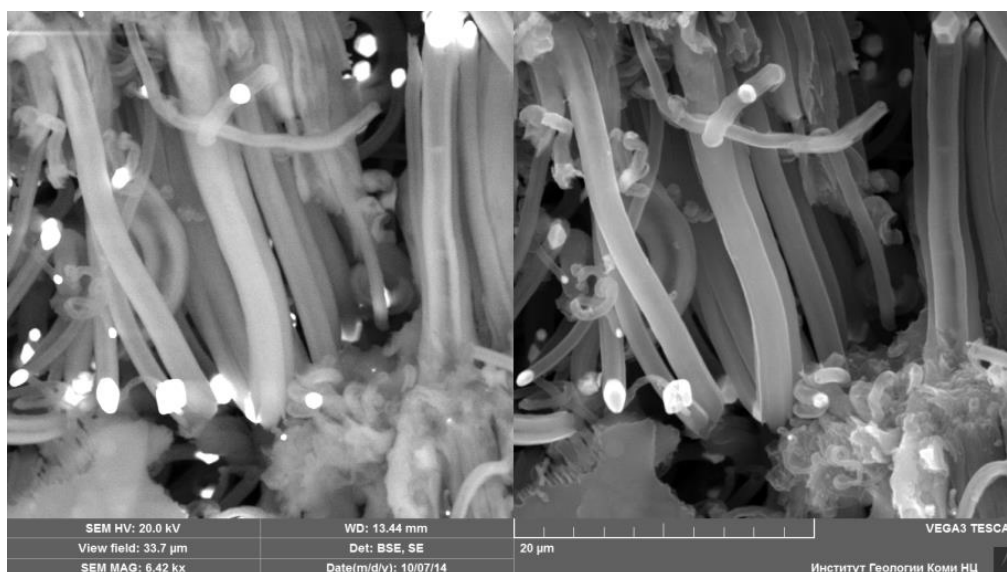
Конденсированные продукты синтеза углеродного вещества, проведенного в диапазоне температур 450–800 °С и давлений 500–1000 атм, представляют собой слабоупорядоченные УВ преимущественно графитоподобного типа, различающиеся морфологией и размерами обособлений, деталями строения на субмолекулярном уровне и некоторыми особенностями в элементном составе [1]. Углеродное вещество в зависимости от условий синтеза представлено глобулами от 1 до 20 мкм, веретенообразными и яйцеобразными частицами и цепочками разной длины, в которых глобулы срастаются с разной степенью уплотнения. В наиболее высокотемпературном продукте, полученном при температуре 800 °С, основная часть УВ представлена плотными корками, состоящими из глобул, имеющих радиально-лучистое строение, кроме этого в продукте формируются пемзоподобные образования.

По данным микронзондового анализа, CHN-исследований и ИК-спектроскопии, элементный состав углеродного вещества представлен преимущественно углеродом (96–99 мас. %) с примесью азота (0–4 мас. %) и менее 1 мас. % кислорода. Цепочки,

состоящие из глобул диаметром около 1 мкм, характеризуются более высоким содержанием кислорода, достигающим 8 мас. %.

Углеродное вещество, полученное при температурах 450–700 °С, является слабоупорядоченным, относится преимущественно к графитоподобному типу с сажеподобной структурой и существенной долей углерода карбинового типа и аморфного углерода, не исключается также возможное присутствие углерода sp^3 типа. Самое низкотемпературное УВ имеет склонность к формированию большого количества морфологически вытянутых обособлений и несвязанных глобул, в то время как с повышением температуры синтеза до 600 и 700 °С основная масса углеродных частиц представлена собранными в цепочки глобулами. Линейно вытянутый характер срастания глобул предположительно обусловлен присутствием линейного углерода, обеспечивающего однонаправленные сшивки глобул между собой. Углеродное вещество, полученное при температуре 800 °С, согласно спектроскопическим данным и проведенному сравнительному анализу с другими УВ, относится к графитоподобному веществу, аналогичному стеклоподобному/шунгитоподобному углероду.

На пленках УВ, покрывающих стенки автоклава в некоторых экспериментах, сканирующей электронной микроскопией обнаружены многочисленные углеродные трубки, образовавшиеся по классическому механизму на платиновом катализаторе (рисунок), которым является сама Pt ампула. Платиновые частицы, образовавшиеся в процессе эксперимента, находятся в ростовых верхушках этих углеродных трубок, причем платина в виде микроскопических монокристаллов. Диаметр микротрубок непосредственно определяется размером Pt микрочастиц и составляет, как правило, более 1 мкм.



Углеродные микротрубки с микрокристаллами платины (катализатора) на ростовых окончаниях (800 °С, 1000 атм).

Добавление азота в систему и его вхождение в структуру вещества на уровне около 1 % не оказывают принципиального влияния на структурные характеристики углеродного вещества, однако вызывают более ощутимую люминесценцию, причина которой, вероятно, связана с образованием азотсодержащих радикалов.

Введение бора в систему приводит к образованию плотных агрегатов довольно крупных однородных шарообразных глобул аморфного графитоподобного вещества, представленного углеродом (97.5 мас. %) с примесью кислорода (2.5 мас. %).

В результате пиролиза этилового спирта в исследуемом интервале температур и давлений образуется флюидогенное углеродное вещество различного типа. Введение в систему азота не оказывает существенного влияния на структурные особенности, элементный состав, морфологию и размеры углеродного вещества, по сравнению с УВ, синтезированным в системе без азота. Присутствие бора в системе стабилизирует процесс образования УВ и приводит к синтезу одноразмерных плотных шарообразных глобул аморфного графитоподобного вещества.

Авторы глубоко признательны М.В. Марчук, С.И. Исаенко, С.С. Шевчук, В.В. Уляшеву и всем аналитикам, принимавшим участие в исследовании углеродного вещества.

Работа выполнена при поддержке Программы УрО РАН № 12-С-5-1035.

Литература

1. Иванова Л.А., Шумилова Т.Г., Медведев В.Я., Марчук М.В., Шевчук С.С., Исаенко С.И. Углеродное вещество, синтезированное из флюида С-О-Н состава при 500–800 °С и 500–1000 атм // Материалы IV Российского совещания «Органическая минералогия». Черноголовка: ИПХФ РАН, 2013. С. 40–43.

МАГМАТОГЕННЫЕ ФЛЮИДИТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЛЫК-АНГРЕНСКОГО ГОРНО-РУДНОГО РАЙОНА (РЕСПУБЛИКА УЗБЕКИСТАН)

Каримова Ф.Б., Зенкова С.О.

Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН РУз, Ташкент, Узбекистан,
feruzka_999@mail.ru, salanj-1812@mail.ru

В Петрографическом кодексе России 2009 г. выделен новый тип эндогенных горных пород – флюидолиты. Ведущая роль в их образовании отводится эксплозиям флюидов, а также флюидизированным расплавам, в которых количество флюидной фазы близко сопоставимо в количественном отношении с его силикатной составляющей. Существенным доказательством генезиса этих пород служит присутствие в них как глубинных ксенолитов, так и ксенолитов рамы, а также несортированность кластического материала. Отчетливо преобладают брекчиевые разновидности, в которых обломки сцементированы туфовым, игнимбритовым или флюидизированным магматическим, кварц-слюдистым, иллит-сметитовым материалом. Во флюидолитах наблюдается повышенное содержание и сложное сочетание благородных, редких, включая РЗЭ, металлов, что является их диагностическим признаком. Часто отмечаются признаки процессов карбонатизации, окварцевания и минерализация золота, ртути, сульфидов, редкометалльных фосфатов и других металлов.

Исследования авторов показали развитость магматогенных флюидизатно-эксплозивных образований на золото-серебряных месторождениях Алмалык-Ангренского горно-рудного района [1]. Эти породы ранее представлялись как автомагматические брекчии, слагающие экструзивные тела. Наибольшее их развитие отмечается в Кызылалмасайском рудном поле юго-западных отрогов Чаткальского хребта. Петрологическая, минералого-геохимическая и временная связь различных типов месторождений (Au, Ag, Se, Te и др.) околорудных метасоматитов с конкретными этапами и фазами магматизма до сих пор остается нераскрытой. Известны сведения о формировании крупных золоторудных месторождений в

интервале 317–244 млн лет, что соответствует времени между поздним карбоном и ранним триасом. Это совпадает с этапами орогенного (C_2 – C_3) и субсеквентного (C_3 – P), активноокраинного, а также внутриплитного (P_2) магматизма Чаткало-Кураминского региона. Установленная последовательность формирования оруденения свидетельствует о полистадийности образования руд. Так, абсолютный возраст пород, слагающих субсогласные межформационные пластообразные осветленные оруденелые тела, соответствует C_3 (307–299 млн лет), секущих жильных рудных (Au, Ag, Te и др.) – C_3 – P_1 (301–276 млн лет) и трубчатых эксплозивных рудных (Au, Ag, Te, Sn и др.) тел – P_2 (263 млн лет). Судя по развитию мощных сульфидных жил во вторичных кварцитах, обелению и сульфидизации в граносиенит-порфирах (P_1), предполагается, что в позднепермское время происходил более «молодой» процесс рудообразования, сформировавший основные запасы руд в трубчатых телах. На площадях размещения промышленных месторождений золото-серебряное оруденение полихронное.

Эксплозивные, субвулканические и экструзивные породы позднего карбона – ранней перми Кочбулакского и Гушайского рудных полей являлись средой и фактором возникновения метасоматитов и ассоциирующего с ними оруденения. Химический состав исходных пород соответствует главным петротипам – андезитам, дацитам, трахиандезитам и слюдяным трахидацитам. По результатам гравиметрических исследований предполагается наличие в глубинных частях района крупного интрузива кислого состава (экструзивного купола), к выступам и краевым частям которого приурочено золото-серебряное оруденение [2, 3]. По наличию субвулканических тел, штоков и даек трахидацитов и граносиенит-порфиров, находящихся в тесном сопряжении с рудными телами, предполагается, что купол сложен именно этими породами.

В формировании Кызылалмасайского рудного поля как критерий потенциальной оценки рудоносности объектов выделяется роль слюдяных лампрофиров – керсантитов, сиенит-порфиров и кислых даек. Они имеют пространственную, временную и структурную связь с рудными телами. Наиболее развиты дайки фельзитов, сферолитовых и кварцевых порфиров, которые в пределах рудоносных зон интенсивно серицитизированы и окварцованы. Их внедрение сопутствует отложению основных продуктивных минеральных типов золото-полисульфидных и золото-теллурических руд. Породы плотные, массивные светло-серого, светло-розового цвета. В основной массе кварц-полевошпатового состава на микроанализаторе установлены биотит, циннвальдит, апатит, эпидот, кальцит, стронцийсодержащий барит, гематит. По минеральному составу, особенно по развитию кварца, карбонатов, серицита, хлорита, окислов железа, наличию минералов-носителей редкоземельных элементов эти породы можно отнести к флюидогенным образованиям – флюидитам (флюидолитам) – новому типу пород, систематика, классификация и номенклатура которых еще не разработана. В дайках выражено наличие сквозных элементов, имеющих превышающие кларки содержания во всех типах пород: Ba, V, W, Mo, Re, Zr, Yb, Ag, Au, Cd, As, Se, Te, Sb, Bi, Pd и U. Большинство из них являются рудообразующими и индикаторными для золото-мышьяковой, золото-теллурической и золото-серебряной формаций Чаткало-Кураминского региона.

Исходя из эволюции флюидных систем по Ф.А. Летникову [4], мы полагаем, что эпитермальное золото-серебряное оруденение района связано с магматогенно-флюидизатно-эксплозивными породами, представляющимися как продукты внутрикоровых скрытых эксплозий, возникшие вследствие процессов флюидизации и внедрения твердо-жидко-газового мантийного потока.

Литература

1. Ахунджанов Р., Мамарозилов У.Д., Усманов А.И., Сайдиганиев С.С., Зенкова С.О., Каримова Ф.Б. Петрогенезис потенциально рудоносных интрузивов Узбекистана (на примере Чаткало-Кураминского и Нуратинского регионов). Ташкент: Фан АН РУз, 2014. 350 с.
2. Исламов Ф.И. Формационные типы вулканогенных золото-серебряных месторождений палеозойских вулканогенных поясов, критерии их поисков и прогнозирования (на примере Бельтау-Кураминского вулcano-плутонического пояса): Автореф. дис. Ташкент, 1997. 49 с.
3. Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Т., Наумов В.Б., Русинов В.Л. Эпитермальное золото-теллуридное месторождение Кочбулак (Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 2. С. 127–152.
4. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов. Труды международного совещания. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. С. 5–24.

ПРОРЫВ АЛМАЗОНОСНЫХ ПЛЮМОВ НА ПОВЕРХНОСТЬ

Кирдяшкин А.А.^{1,2}, Кирдяшкин А.Г.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, aakir@mail.ru

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Согласно модели [1], мантийный термохимический плюм формируется на границе ядро–мантия при наличии теплового потока из внешнего ядра в локализованной области поступления химической добавки, понижающей температуру плавления нижней мантии до величины $T_{\text{пх}} < T_1$, где $T_{\text{пх}}$ – температура плавления при наличии химической добавки на границе ядро–мантия, которая определяется равенством $T_{\text{пх}} = T_{\text{пс}} - k c_2$, где $T_{\text{пс}}$ – температура плавления мантии вблизи границы ядро–мантия в отсутствие химической добавки (другими словами, температура плавления «сухой» окружающей мантии), коэффициент k [°C/%] задает снижение температуры плавления за счет добавки, c_2 – концентрация добавки на границе раздела «расплав–окружающая мантия» (на границе канала плюма), T_1 – температура границы ядро–мантия. Такой плюм мы называем термохимическим, потому что вследствие физико-химического взаимодействия поступающей химической добавки с мантией понижается температура плавления и происходит плавление мантийного вещества и подъем плюма вследствие плавления. Согласно [1], источником химической добавки могут быть реакции железосодержащих минералов нижней мантии с водородом и/или метаном, выделяющимся на границе ядро–мантия. На наличие химической добавки может указывать, например, то, что изверженные породы плюмов, имеющих тепловую мощность на порядок ниже, чем Гавайский, и ответственных за образование кимберлитовых трубок (трубок взрыва), содержат большое количество CO_2 (до 12.8–20.5 %). Взрывообразный характер извержения таких плюмов указывает на большое количество CO_2 при прорыве плюма на поверхность, но это количество сложно оценить [2].

Используется относительная тепловая мощность плюма $K_a = N/N_1$, где N – тепловая мощность, передаваемая от подошвы плюма в его канал, $N_1 = 1.4 \cdot 10^{10}$ Вт – тепловая мощность, передаваемая каналом плюма окружающему массиву мантии в режиме стационарной теплопроводности. Термохимические мантийные плюмы малой и промежуточной тепловой мощности ($K_a < 1.9$) формируются на границе ядро–мантия под кратонами в отсутствие горизонтальных свободно-конвективных течений в мантии под ними или при наличии слабых горизонтальных мантийных течений. Тепловая мощность термохимического плюма, образовавшегося на границе ядро–мантия,

N возрастает с увеличением диаметра канала плюма и с уменьшением кинематической вязкости магматического расплава в канале. В соответствии с данными экспериментального моделирования [3], при значениях относительной тепловой мощности $Ka < 1.15$ ($N < 1.6 \cdot 10^{10}$ Вт) плюм не прорывается на поверхность. Плюм прорывается на поверхность при $1.15 < Ka < 1.9$ ($1.6 \cdot 10^{10}$ Вт $< N < 2.7 \cdot 10^{10}$ Вт). При $Ka > 1.9$ ($N > 2.7 \cdot 10^{10}$ Вт) после прорыва на поверхность происходит плавление окружающего корового массива и образуется грибообразная голова плюма.

Давление в расплаве под кровлей поднимающегося плюма превышает литостатическое давление пород над кровлей плюма на величину ΔP . Сила давления на кровлю поднимающегося плюма диаметром d , равная $\Delta P(\pi d^2/4)$, вызывает движение в массиве коры, находящемся над кровлей. Касательное напряжение в массиве над кровлей плюма возрастает с уменьшением высоты массива. Прорыв расплава, образованного плюмом, на поверхность происходит вследствие увеличения касательного напряжения на боковой поверхности цилиндрического массива коры над кровлей плюма до критического значения (предела прочности) $\tau_{кр}$ по мере уменьшения высоты массива до критической величины $x_{кр}$. При достижении напряжения $\tau_{кр}$ происходит разрушение пород на боковой поверхности цилиндрического массива и образуется канал излияния высотой $x_{кр}$.

Согласно результатам экспериментального моделирования термохимических плюмов [4, 5], объем магматического расплава, излившегося из канала плюма, равен сумме объема расплава, накопившегося у подошвы плюма за время его подъема до уровня $x_{кр}$, и объема расплава, вытесненного из канала плюма при подъеме вещества внешнего ядра в канале. Первый можно определить, используя тепловую мощность и время подъема плюма. Второй можно найти, исходя из высоты подъема вещества внешнего ядра в канале плюма $x_{в\text{я}}$, при которой литостатическое давление на границе ядро–мантия уравнивается давлением столба расплава в канале плюма и давлением столба материала внешнего ядра.

Для плюмов промежуточной тепловой мощности ($1.15 < Ka < 1.9$) объем излияний может составлять от $1.3 \cdot 10^4$ до $5 \cdot 10^4$ км³. Зная объем излияний и диаметр канала плюма d , можно определить глубину Δx , с которой расплав был вынесен из канала плюма на поверхность. На основании зависимости глубины Δx от диаметра плюма, учитывая глубину $\Delta x = 150$ км, ниже которой устойчив алмаз [6], можно выделить плюмы, которые будут транспортировать алмазы к поверхности. В том случае, когда $\Delta x > 150$ км, расплав из канала плюма может доставлять алмазы на поверхность. Расплав плюма, вынесенный с глубины $\Delta x < 150$ км, не будет содержать алмазов.

Течение расплава по каналу излияния может быть рассмотрено как турбулентное течение в цилиндрическом канале эффективным диаметром d_k и длиной $x_{кр}$, происходящее под действием перепада давления ΔP . Средняя скорость течения расплава в канале излияния u_k возрастает, и время выноса расплава на поверхность t_k с глубины $\Delta x = 150$ км, начиная с которой алмаз устойчив, уменьшается с увеличением диаметра канала излияния и уменьшением вязкости расплава. Для диаметра канала излияния $d_k = 300\text{--}500$ м и кинематической вязкости расплава в нем $\nu_k = 0.01\text{--}1.00$ м²/с скорость течения расплава может составлять $u_k = 534\text{--}1484$ м/с. Величина касательного напряжения на стенке канала излияния, создающегося вследствие течения расплава в нем, может быть соизмерима с пределом прочности, поэтому может происходить разрушение стенки и обогащение расплава твердыми включениями и образование брекчий, агломератов и туфов, как это имеет место в кимберлитовых трубках.

Работа выполнена при финансовой поддержке в рамках программы ФНИ по базовому проекту VIII.66.1.2 и интеграционного проекта № 87.

Литература

1. Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Термохимические плюмы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1057–1073.
2. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
3. Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А., Гладков И.Н., Дистанов В.Э. Экспериментальное моделирование влияния относительной тепловой мощности на форму канала плюма и структуру свободно-конвективного течения в нем // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 7. С. 900–911.
4. Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н., Сурков Н.В. Гидродинамические процессы при подъеме мантийного плюма и условия формирования канала излияния // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 891–907.
5. Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovsky V.A., Gladkov I.N. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // Lithos. 2008. V. 100. P. 66–92.
6. Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // Geophys. Res. 1976. V. 81, No 14. P. 2467–2470.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРМАЛЬНОГО ОЗЕРА ФУМАРОЛЬНОЕ (КАМЧАТКА, УЗОН)

Кириченко И.С., Жмодик С.М., Лазарева Е.В.

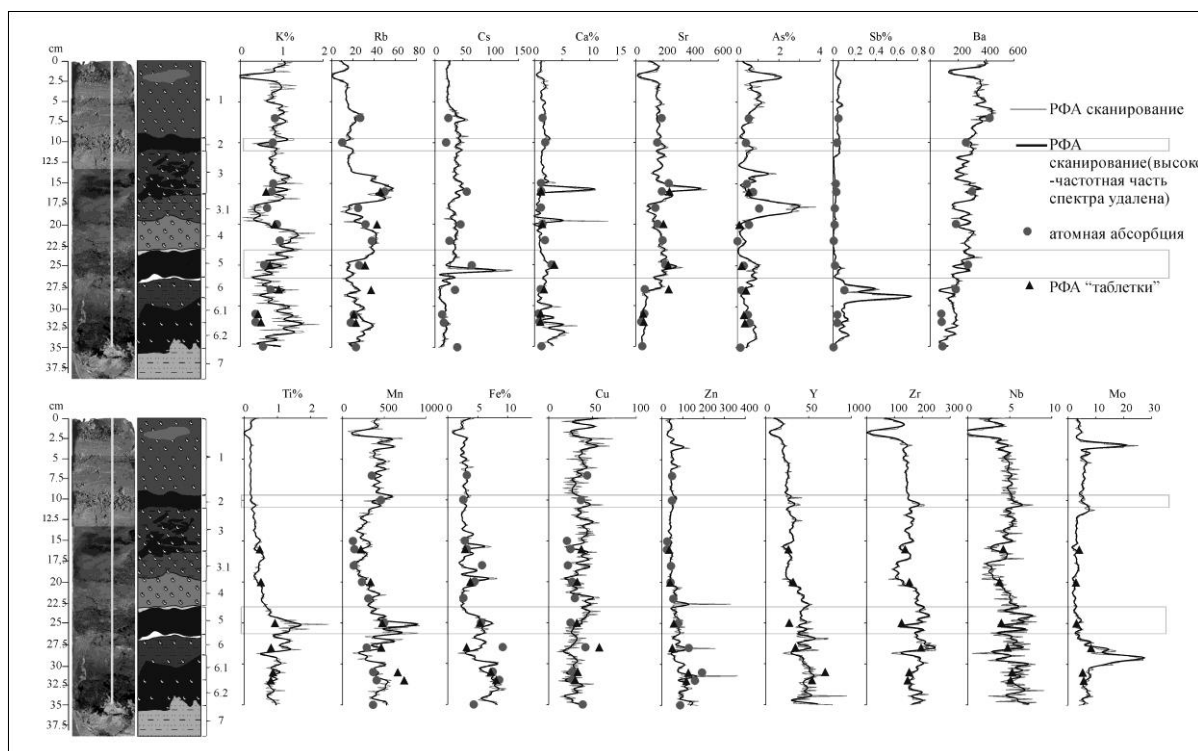
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
iskirichenko@igm.nsc.ru

Донные отложения термальных озер Камчатки (кальдера вулкана Узон) образуются в обстановке повышенных температур воды, а также в условиях значительного привноса различных химических элементов геотермальными флюидами. В отличие от гидротермальных источников, донные отложения термальных озер изучены гораздо в меньшей мере. Если геохимические исследования гидротермальных источников позволяют провести оценку параметров гидротермальной системы в данный момент времени, то результаты изучения колонок донных отложений делают возможным выявление изменения параметров гидротермальной системы в течение относительно длительного времени.

Большая часть элементов и компонентов гидротермального флюида растворяется в водах озер и в последующем отлагается в осадке. Таким образом, в осадках геотермальных озер отражены изменения параметров гидротермальной системы за длительный период времени. Кроме того, донные осадки озер несут информацию о вулканической обстановке (прослой пеплов, туфов и др.) данного региона, источниках сноса (терригенная составляющая осадков), а также климатических изменениях (по примеру различных химических и биологических маркеров, отражающих климатические изменения в байкальских и океанических донных отложениях [1, 4]). Вместе с тем, в донных отложениях термальных озер в процессе диагенеза возможно перераспределение химических элементов и формирование зон сульфидного и минерального обогащения, что в совокупности с большим привносом растворенного минерального вещества геотермальными водами создает прекрасную модель современного рудообразования.

Для исследования распределения химических элементов в донных отложениях озер в данной работе используется метод неразрушающего сканирования РФА СИ, позволяющий с высоким разрешением (до 0.1 мм) быстро и с большой точностью определять широкий спектр элементов от К до U [2–5].

Цель работы – выявление распределения химических элементов в донных отложениях термального озера Фумарольное (кальдера вулкана Узон), определение форм нахождения этих элементов с помощью комплекса аналитических методов (высокоразрешающее сканирование РФА-СИ, полупроводниковая гамма-спектрометрия, электронная микроскопия и другие), установление минерального состава отложений, реконструкция физико-химических условий формирования металлоносных осадков.



Распределение элементов в донных отложениях озера Фумарольное.

Исследование донных отложений озера Фумарольное позволит получить новые данные о распределении химических элементов в донных отложениях озера (рисунок) и провести корреляцию с изменениями вулканической активности данного региона, а также выявить минералого-геохимические индикаторы, отражающие изменения физико-химических условий осадкообразования и факторы (литологические, биогеохимические, физико-химические), влияющие на концентрирование различных химических элементов в осадках термальных озер.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 15-35-21024).

Литература

1. Conley D.J., Schelske C.L. Biogenic silica // Tracking environmental change using lake sediments. Springer Netherlands, 2001. P. 281–293.
2. Goldberg E.L. et al. Geochemical signals of orbital forcing in the records of paleoclimates found in the sediments of Lake Baikal // Nuclear instruments and methods in physics research section

- A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment. 2000. V. 448, No. 1. P. 384–393.
3. Phedorin M.A., Bobrov V.A., Zolotarev K.V. Synchrotron radiation X-ray fluorescence analysis of VEPP-3 of the bottom sediments of Lake Baikal to perform a paleoclimatic reconstruction // Nuclear instruments and methods in physics research section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment. 1998. V. 405, No. 2. P. 560–568.
 4. Wefer G. et al. Clues to ocean history: a brief overview of proxies // Use of proxies in paleoceanography. Springer Berlin Heidelberg, 1999. P. 1–68.
 5. Zolotarev K.V. et al. Scanning SR-XRF beamline for analysis of bottom sediments // Nuclear instruments and methods in physics research section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment. 2001. V. 470, No. 1. P. 376–379.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАГНЕЗИТА ЮЖНОГО УРАЛА

Кольцов А.Б.¹, Крупенин М.Т.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, a.koltsov@spbu.ru

²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

Происхождение тел кристаллического магнезита в карбонатных толщах является дискуссионным. Предложены седиментогенно-диагенетическая и гидротермально-метасоматическая гипотезы их формирования, при этом в качестве источников вещества рассматриваются либо коры выветривания по гипербазитам, либо магматогенные, метаморфогенные флюиды и рассолы эвапоритовых бассейнов [1–4]. Надежно установлен более поздний возраст залежей относительно вмещающих пород, однако неясны физико-химические условия, необходимые для кристаллизации почти чистого магнезита, который является сырьем для производства огнеупоров. Месторождения магнезита Южно-Уральской провинции, будучи наиболее изученными [1], представляют собой благоприятный объект для моделирования этих условий.

По особенностям состава магнезита, набора некарбонатных минералов и зональности тел можно выделить два подтипа месторождений. Для первого (саткинского) характерно резкое замещение вмещающих доломитов маложелезистым магнезитом (0.4–0.8 мас. % FeO), сопровождаемое коррозией аллотигенного кварца, появлением талька, пирита, переходом примесных полевых шпатов, гидрослюда, Fe-Mg хлорита в магнезиальный хлорит. Второй подтип (исмакаевский) характеризуется постепенным переходом вмещающих известняков через доломитовую зону к магнезиту повышенной железистости (2.8–4.5 мас. %), при этом обломочный калиевый полевой шпат замещается мусковитом, а затем хлоритом, в телах магнезита появляется новообразованный кварц [5]. Для месторождений обоих подтипов устанавливается эвапоритовая рассольная природа флюидных включений по данным Cl-Br-Na систематики и микротермометрии [4, 6], при этом повышенные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнезите указывают на взаимодействие флюида с терригенными породами.

Перечисленные признаки месторождений магнезита положены в основу численной физико-химической модели взаимодействия раствор-порода. Методика моделирования описана в [7]. Переменными параметрами модели являлись начальная и конечная температура взаимодействия, а также отношение раствор/порода (W/R). В качестве протолита использованы доломит и известняк, содержащие различное количество примесей, а в качестве первичного раствора – морская вода и рассол гипсовой стадии отложения солей с добавкой метана или без нее. В результате получены различные варианты последовательных преобразований карбонатного

протолита, воспроизводящие основные черты магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции.

Анализ результатов моделирования показывает, что основным условием замещения доломита магнезитом является нагревание растворов морского происхождения с характерным высоким отношением Mg/Ca до $T = 200\text{--}250\text{ }^{\circ}\text{C}$, приводящее к смещению равновесия $Dol + Mg^{2+} = 2\text{ }Mgs + Ca^{2+}$ вправо. При этом нагревание может происходить как в процессе взаимодействия растворов с вмещающими карбонатными породами, так и до его начала. В первом случае отличительными особенностями преобразований являются резкий фронт замещения доломита магнезитом, узкая доломитовая зона с известняком в качестве протолита, присутствие в магнезитовой зоне магнезиального хлорита, растворение кварца или замещение его тальком. Они характерны для месторождений первого подтипа. Во втором случае происходит охлаждение предварительно нагретых растворов при их фильтрации через вмещающие породы. В этой модели доломитовая зона широкая, фронты замещения растянуты, в магнезитовой зоне присутствуют хлорит и мусковит, в доломитовой – мусковит, в кальцитовый – калиевый полевой шпат, всюду отлагается кварц. Эти признаки свойственны месторождениям второго подтипа. Характерное повышение содержания Fe в магнезите и доломите здесь обеспечивается предшествующим взаимодействием раствора со сланцем или терригенной составляющей в доломите. Обязательным условием образования мономинеральных магнезитовых тел является восстановление сульфат-ионов до сероводорода в эвапоритовом растворе в процессе катагенетической миграции, что препятствует отложению больших количеств сингенетичного ангидрита. Эффективному образованию магнезита способствует участие именно эвапоритового раствора с более высоким отношением Mg/Ca по сравнению с морской водой, так как в этом случае замещение доломита магнезитом происходит уже при W/R около 30–40.

Литература

1. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинское месторождение магнезитов на Южном Урале. М.: Наука, 1983. 86 с.
2. Урасина Л.П., Другалева Т.А., Смолин П.П. Главнейшие магнезитовые месторождения. М.: Наука, 1993. 157 с.
3. Pohl W. Comparative geology of magnesite deposits and occurrences // Magnesite – geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg-carbonates // Monograph Series on Mineral Deposits, V. 28. Berlin-Stuttgart: Gebruder Borntraeger, 1989. P. 1–13.
4. Prochaska W., Krupenin M.T. Evidence of inclusion fluid chemistry for the formation of magnesite and siderite deposits in the Southern Urals // Mineralogy and Petrology. 2013. V. 107, № 1. P. 53–65.
5. Крупенин М.Т., Котляров В.А., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г. Стадийность магнезиального метасоматоза в различных типах магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции (по данным микроанализа) // Литосфера. 2008. № 3. С. 50–75.
6. Крупенин М.Т., Гараева А.А., Клюкин Ю.И., Балтыбаев Ш.К., Кузнецов А.Б. Флюидный режим магнезитового метасоматоза на Саткинских месторождениях Южно-Уральской провинции (термоксиометрия флюидных включений) // Литосфера. 2013. № 2. С. 120–134.
7. Крупенин М.Т., Кольцов А.Б., Маслов А.В. Физико-химическая модель формирования Саткинских месторождений кристаллического магнезита // ДАН. 2013. Т. 452, № 4. С. 438–440.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ФЛЮИДА В ПОЛИХРОННЫХ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВАХ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

Коновалова Е.В., Каллистов Г.А.

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург,
Konovalova@igg.uran.ru

На Урале широко распространены габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные (ГТГГ) массивы золото-металлогенического профиля с W-Mo минерализацией, представляющие собой надсубдукционные образования [11]. Одними из крупнейших объектов, специализирующихся на данную минерализацию, являются Верхисетский и ассоциирующий с ним Шарташский гранитные массивы (на Среднем Урале) и Челябинский плутон (на Южном Урале). Более подробная информация о геологическом строении рассматриваемых объектов приведена в работах [10, 3, 4].

Верхисетский плутон сопровождается рядом других малых массивов и интрузий, образующих более крупный ареал. В пределах этого ареала располагаются многочисленные золоторудные месторождения и рудопроявления кварцево-жильного типа [8]. Ранние серии Верхисетского массива (габбро-диориты и тоналит-трондьемиты) имеют возрастные характеристики U-Pb датирования в пределах 369 ± 6 и 367 ± 4 млн лет. Поздние серии массива (тоналит-гранодиоритовая и адамеллит-гранитная) очень близки по структурным и вещественным характеристикам золотоносным гранитам Шарташского массива. Возраст последних датирован как 302–305 млн лет (поздний карбон) [7].

Гранитоиды Верхисетского и Челябинского батолитов характеризуются нормальной щелочностью и по содержанию главных петрогенных элементов, а также РЭ и РЗЭ близки между собой. По изотопно-геохимическим параметрам названные объекты характеризуются относительно высокими содержаниями «мантийной» компоненты в источниках. При этом со временем в последующих фазах становления массива роль вещества с «мантийными» изотопными метками, особенно в Челябинском батолите, уменьшается.

Золотое оруденение кварц-жильного типа в названных массивах Среднего Урала отмечается во всех сериях пород, связанных гомодромной последовательностью: от ранних фаз (позднедевонские габбро-диориты, тоналиты) к поздним (каменноугольные гранодиориты и граниты) Верхисетского и Шарташского массивов [1]. При этом наиболее крупное Березовское золоторудное месторождение формируется в надинтрузивной зоне Шарташского массива. Наряду с золото-кварцевой минерализацией на Березовском месторождении наблюдается и шеелитовое оруденение [9].

В Челябинском батолите золотое оруденение кварц-жильного типа ассоциировано с позднедевонско-раннекаменноугольными кварцевыми диоритами и гранодиоритами, в меньшей мере оно связано с каменноугольными гранитами [1]. В ареал Челябинского плутона входит Кременкульский массив пермского возраста, представленный субщелочными флюоритсодержащими лейкократовыми гранитами, специализирующимися преимущественно уже на молибденовое оруденение. Последнее приурочено к зонам грейзенизации [2].

В качестве основного минерала-индикатора флюидного режима использован состав апатита. По мере становления батолитов от ранних гранитоидов к поздним происходит увеличение концентраций фтора в апатите, что отчетливо коррелирует с увеличением концентраций K_2O и SiO_2 в породах. Главными особенностями состава апатитов в рассматриваемых золотоносных плутонах являются повышенные содержания в них сульфатной серы на фоне существенных различий в содержаниях

фтора в апатитах Челябинского и Верхисетского массивов. В апатитах Шарташского массива и Березовского месторождения концентрации серы достигают максимальных значений – до 1.0 мас. % [5]. Апатиты в гранитах Кременкульского массива наиболее богаты фтором (при наличии высоких содержаний сульфатной серы), а сами породы характеризуются наличием акцессорного флюорита. Это, в целом, указывает на существенно фтористый состав флюида на момент их кристаллизации. Необходимо отметить, что в апатитах Верхисетского и Челябинского батолитов и Кременкульского массива отсутствует хлор. Это характеризует низкий уровень его содержания в расплаве и флюидах.

Образование рассматриваемых объектов проходило в эпоху мощного гранитоидного магматизма – от позднего девона до позднего карбона. Исключение составляют пермские граниты Кременкульского массива, образование которых связано с другим этапом гранитного магматизма. Гранитоиды Верхисетского батолита характеризуются низкими первичными отношениями изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7042–0.7043). С этими данными согласуются и отношения изотопов стронция в апатите (0.70415–0.70425). В апатите гранитоидов Шарташского массива измеренное отношение изотопов стронция несколько повышается (0.70440). Такие же характеристики отмечаются и в гранитах Шарташского массива. В гранитоидах Челябинского батолита изотопные составы Sr и Nd варьируются. Это свидетельствует об изотопной неоднородности источников для этих пород. Челябинские гранитоиды отличаются повышенными первичными отношениями изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70507–0.70570) и ϵNd (–0.35...–3.74) [6]. Изотопные отношения в породах рассматриваемых батолитов указывают на участие в формировании пород компонентов как «мантийной», так и «коровой» природы (Челябинский плутон). Отличия изотопных составов пород рассматриваемых массивов свидетельствуют о том, что в формировании гранитоидов Челябинского плутона важное значение принадлежало коровому материалу.

Можно предполагать, что различия в субстрате пород Верхисетского и Челябинского батолитов оказали влияние на состав флюидов. В Верхисетском батолите в гомодромной последовательности пород благодаря высоким концентрациям серы во флюиде стало возможным образование крупного (с W) золотого оруденения (Березовское месторождение). Пониженная активность серы и повышенная – фтора во флюиде на начальных этапах становления Челябинского батолита, вероятно, повлияла на меньшие масштабы золотого оруденения. Высокие концентрации K_2O , фтора (до 4.8 мас. %), серы (до 0.8 мас. % SO_3) в пермских гранитах Кременкульского массива могли стать причиной специализации данных гранитов на Mo минерализацию.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-00576).

Литература

1. Грабежев А.И., Левитан Г.М., Вигорова В.Г. и др. Золото в орогенных гранитоидах эвгеосинклинальной зоны Урала // Изв. АН СССР. Серия геол. 1986. № 4. С. 105–116.
2. Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: Министерство природных ресурсов РФ, ГУПР по Свердловской области, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, ОАО УГСЭ, 2004. 336 с.
3. Каллистов Г.А. Флюоритсодержащие лейкограниты Челябинского гранитоидного батолита (Южный Урал) // Ежегодник-2011 Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 90–95.
4. Каллистов Г.А. Длительность и этапы становления пород Челябинского гранитоидного батолита // Ежегодник-2013 Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 434–439.

5. Коновалова Е.В., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А. Элементы-минерализаторы (сера и галогены) в апатитах Шарташского гранитного массива и Березовского золоторудного месторождения // Литосфера. 2013. № 6. С. 65–72.
6. Осипова Т.А., Каллистов Г.А., Баянова Т.Б. Возможные источники гранитоидных магм Челябинского плутона (Южный Урал) по изотопным U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd данным // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. II. СПб: ИП Коталкина, 2009. С. 68–71.
7. Прибавкин С.В., Монтеро П., Беа Ф., Ферштатер Г.Б. U-Pb возраст и состав пород Березовского золоторудного поля (Средний Урал) // Литосфера. 2013. № 1. С. 136–145.
8. Сазонов В.Н., Огородников В.Н. и др. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГА, 1999. 570 с.
9. Самарцев И.Т., Захваткин В.А., Казимирский В.Ф., Михайлова Л.В., Бирюков В.Ф. О зональности Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале // Геология рудных месторождений. 1973. Т. XV, № 1. С. 110–117.
10. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Рапопорт М.С., Осипова Т.А., Смирнов В.Н., Левин В.Я. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 135 с.
11. Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62–85.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ МЕТАМОРФИЗМА ПАЛЕОВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Котельников А.Р.¹, Котельникова З.А.², Сук Н.И.¹

¹Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, kotelnik@iem.ac.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, kotelnik@igem.ru

В последнее десятилетие были изучены углеводородсодержащие кристаллические породы среднего структурного этажа Западно-Сибирской плиты. Верхняя часть разреза представлена мощным (1000–5000 м) чехлом осадочных пород, в состав которых входит нефтьсодержащая Баженовская свита (юрского возраста). Породы среднего структурного этажа представлены метавулканитами (дацитами и риолит-дацитами) пермско-триасового возраста, которые также являются нефтеносными. С целью оценки температур минералогенеза и состава минералообразующего флюида нами были изучены минералы из парагенезисов палеовулканитов одного из местонахождений углеводородсодержащих пород Западной Сибири.

Исследовались образцы, представленные керновым материалом. Для всех образцов были выполнены микрозондовые определения состава минеральных фаз; для некоторых образцов проведено изучение флюидных и расплавных включений (в основном – в кварце). Электронно-зондовый микроанализ, включающий получение изображения исследуемого объекта во вторичных и отраженных электронах, а также рентгеноспектральный локальный микроанализ, выполнялся на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega II XMU (Tescan, Чехия), оснащенный системой для рентгеноспектрального микроанализа INCA Energy 450 с энергодисперсионным (INCAx-sight) и кристалл-дифракционным (INCA wave 700) рентгеновскими спектрометрами (Oxford Instruments, Англия) и программной платформой INCA Energy+. Для оценок содержания примесных компонентов использовали кристалловоновые спектрометры. Изучение флюидных включений проводили на микротермометрических установках Linkam-600 и Linkam-1200.

С использованием хлоритового и альбитового, а также ряда других геотермометров, основанных на распределении главных и малых элементов между

сосуществующими минералами, и методов изучения флюидных включений определены температуры минералогенеза палеовулкаников Западной Сибири. Главные минералы изученных парагенезисов: Ksp + Ab + Chl + Qz. Вместе с ними встречены и акцессории: Cal + Ar + ZnS. По результатам полевошпатовой термометрии выделяются два температурных процесса: (1) – среднетемпературный 270 ± 23 °C; (2) – низкотемпературный 210 ± 14 °C. По результатам хлоритовой термометрии выделяются два температурных процесса: (1) – среднетемпературный 250 ± 10 °C; (2) – низкотемпературный 203 ± 17 °C.

Составы флюидов изучали методом термометрии газовой-жидких включений в кварце. Результаты исследований включений в минералах фиксируют практически весь период формирования палеовулканических пород – от магматического этапа зоны генерации вулканических магм до процессов вторичных изменений эффузивов под воздействием процессов низкоградного метаморфизма и метасоматоза. Проанализированы расплавные включения из вкрапленников кварца, и определены их температуры гомогенизации (около ~ 900 – 1000 °C). В породообразующих минералах (кварце и кальците) изучены флюидные включения, по температурам гомогенизации определены температуры захвата и образования минералов. На основе этих данных можно выделить два температурных процесса, зафиксированных включениями: среднетемпературный 240 – 290 °C и низкотемпературный ~ 170 – 190 °C. Составы растворов почти во всех изученных включениях представлены низкими концентрациями (NaCl-экв. 0.5 – 2.0 мас. %), кроме включений из карбонатных пород, в которых встречены включения с соленостью около 30 мас. %, а солевая нагрузка представлена скорее всего карбонатом натрия.

МИНЕРАЛЫ – ИНДИКАТОРЫ СОСТАВА ФЛЮИДА (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ)

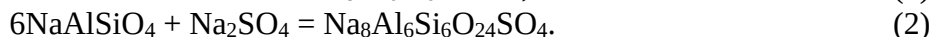
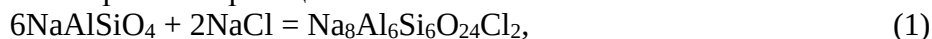
Котельников А.Р.¹, Сук Н.И.¹, Котельникова З.А.²

¹Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, kotelnik@iem.ac.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Ультращелочные магматические комплексы (Ловозерский и Хибинский массивы) являются крупнейшими месторождениями ряда редких элементов, необходимых промышленности высоких технологий. Разработка моделей рудогенеза данных сиенитовых массивов требует информации о физико-химических параметрах минералогенеза, включая данные о составах минералообразующих флюидов. Исследование минеральных равновесий породообразующих минералов нефелиновых сиенитов с целью оценки состава флюида является задачей данной работы.

1. Равновесия содалит – флюид. Наиболее распространенными содалитами щелочных массивов являются хлор- и сульфатсодержащие содалиты. Их устойчивость во флюидах определяется краевыми реакциями:



На основе экспериментальных данных [1] можно вывести следующее уравнение для оценки общей солености гидротермального флюида, находящегося в равновесии с содалитом:

$$C \text{ (мас. \%)} = (255 - 214.3 \cdot X) + (-330 + 270 \cdot X) \cdot (1000/T) + \\ + (107.4 - 85 \cdot X) \cdot (1000/T)^2, \quad (3)$$

где X – мольная доля серы в содалите; $X = S/(Cl+S)$; T – температура, K.

Уравнение (3) позволяет оценивать соленость гидротермального флюида в интервале температур 400–850 °С и умеренных давлений 0.5–3.0 кбар.

При изучении твердых растворов хлор- и сульфат-содалита была обнаружена обширная область несмесимости, замыкающаяся при температуре выше 750 °С. Было выведено уравнение для оценок температуры по составам сосуществующих содалитовых фаз:

$$t^{\circ}\text{C} = \{10^3/[1.521 - 0.5688 \cdot (\ln K) + 0.13405 \cdot (\ln K)^2]\} - 273, \quad (4)$$

где $K = (X_S^{\text{S-Sod}})/(X_S^{\text{Cl-Sod}})$.

Кроме того, было изучено интраструктурное распределение изотопов кислорода между сульфатными группами и тетраэдрами (Al, SiO)₄ алюмосиликатного каркаса сульфат-содалита в широком интервале температуры [2]. Нами была также изучена зависимость распределение хлора и серы между содалитом и флюидом. На основании экспериментальных данных получена зависимость для оценки мольной доли серы во флюиде, равновесном с содалитом:

$$X_S^{\text{fl}} = 1/\{\exp[(-4.19 + 0.0067 \cdot T + (-3.12 + 0.0296 \cdot T - 0.0000243 \cdot T^2) \cdot X)] \cdot [(1-X)/X] + 1\}, \quad (5)$$

где X – мольная доля серы в содалите; $X = S/(Cl+S)$; T – температура, К.

Полученные зависимости позволили оценить концентрацию и мольную долю серы в минералообразующем флюиде Ловозерского массива.

2. Не менее важно оценивать общую щелочность флюида при минералогенезе ультраагпаитовых массивов. Для этого предложено использовать равновесие пороодообразующих минералов:



Изучение данной реакции (6) позволит при известных P , T и f_{O_2} параметрах оценивать щелочность минералообразующего флюида. Опыты проводили при температуре 300–700 °С и давлении 0.75–2.00 кбар, потенциал кислорода контролировался буферной смесью Ni-NiO. В качестве исходных материалов применяли природный нефелин, очищенный в расплавах NaCl при 900 °С, синтетический эгирин, природный альбит, гели нефелина, эгирина и альбита, реактив Fe₃O₄. Исходная концентрация растворов гидроксида натрия составляла от 0 до 20 мас. %. Соотношение навеска: флюид варьировалось от 0.5 до 1.2 (в зависимости от Р-Т параметров опытов). Результаты опытов показали, что при 300 °С ($P = 0.75$ кбар) ассоциация альбит + магнетит + нефелин + эгирин устойчива при концентрации NaOH, меньшей, чем 2 мас. %. С увеличением концентрации в продуктах опытов исчезает альбит, уменьшается количество магнетита. Одновременно увеличивается количество эгирина. При 300 °С в продуктах опытов присутствует анальцим, который развивается по нефелину. С повышением концентрации NaOH до 10 мас. % в продуктах опытов появляется канкринит, который образуется по реакции: $6\text{NaAlSiO}_4 + 2\text{NaOH} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}[\text{OH}]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. При 500 °С и $P = 2$ кбар в чистой воде устойчива ассоциация альбит + магнетит + нефелин + эгирин, в продуктах опытов также присутствует анальцим. С повышением концентрации NaOH до 5 мас. % в продуктах опытов исчезает альбит, резко уменьшается количество магнетита. Увеличивается количество эгирина, появляется незначительное количество канкринита. При дальнейшем увеличении концентрации (до 20 мас. % NaOH) магнетит исчезает, все железо концентрируется в эгирине. По нефелину развивается канкринит и гидроксил-содалит. При 700 °С и $P = 2$ кбар парагенезис альбит + магнетит + нефелин + эгирин устойчив в интервале концентраций NaOH 0–2 мас. %. С повышением содержания гидроксида натрия до 5 мас. % альбит исчезает и в продуктах опытов фиксируется ассоциация эгирин + нефелин + гидроксил-содалит и незначительное количество магнетита. Таким образом, было экспериментально показано, что реакция $3\text{Aeg} + 3\text{Ne} = 3\text{Ab} + \text{Mt} +$

+ 3NaOH + 0.25O₂ может служить индикатором щелочности минералообразующего флюида (при известных P-T параметрах и летучести кислорода).

Литература

1. Котельников А.Р., Котельникова З.А., Романенко И.М., Сук Н.И., Гурбанов А.А. Устойчивость сульфат-содалита (нозеана) в гидротермальных условиях // Геохимия. 2004. № 9. С. 983–991.
2. Устинов В.И., Котельников А.Р., Гриненко В.А. Температурный диапазон формирования содалитсодержащих ассоциаций // Геохимия. 2006. № 2. С. 230–232.

СОСТАВ ФЛЮИДОВ ШУНГИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ЗАОНЕЖЬЯ (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

Котельников А.Р.¹, Филиппов М.М.², Сук Н.И.¹, Котельникова З.А.³

¹Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, kotelnik@iem.ac.ru

²Институт геологии КФ АН, Петрозаводск

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, Москва

Для изучения процессов минералогенеза были отобраны образцы углеродсодержащих (шунгитовых) и вмещающих их карбонатно-силикатных и силикатных пород из различных объектов районов п. Толвуя и п. Шуньга (Заонежье). Для оценок состава флюидов применяли метод изучения флюидных включений. Кроме исследования составов флюидов были проведены оценки температур минералогенеза изученных объектов. Для оценок температур применяли методы: (1) изучения флюидных включений в минералах и (2) минеральной термометрии (равновесия сосуществующих минералов – твердых растворов).

Изучение флюидных включений. Для исследования флюидных включений (ФВ) были отобраны кварцсодержащие образцы из углеродсодержащих пород района п. Толвуя. Образцы отобраны: из Зажогинского карьера – КЗ1002 (кварц и антраксолит); из Максовского карьера – КМ1005 (жильный кварц) и участка Толвуя-Тетюгино – КТ1021а – окварцованный лидит. Во всех образцах были проведены микротермометрические исследования ФВ в кварцах. Показано, что эти включения представлены типами Ж и Г+Ж. Температуры гомогенизации (в жидкость) варьируются в пределах от 65 до 350 °С. Концентрация соли во ФВ (NaCl-экв.) варьируется от 0.9 (обр. КЗ1002) до 10–16 мас. % (обр. КМ1005 и КТ1021а). Расчетная плотность флюида составляет от 0.6 (обр. КЗ1002) до 0.92–0.96 (обр. КМ1005 и КТ1021а). Изучение флюидных включений показало относительно невысокую температуру их образования (~100–150 °С), а наличие сингенетичных типов включений Г+Ж и Ж косвенно свидетельствует об образовании их из расслоенного флюида. Кроме того, можно отметить, что состав флюидов для различных шунгитсодержащих пород варьируется: участок Зажогина 0.9 мас. % (NaCl-экв.), в то время как участок Толвуя-Тетюгино характеризуется более высокими концентрациями соли (до 16 мас. % в NaCl-экв.).

Минеральная термометрия. Для целей минеральной термометрии были выбраны образцы карбонатно-силикатных пород КТ1021б (участок Толвуя-Тетюгино); КШ1013 и КШ1014 (п. Шуньга). Изученные породы представляют собой доломитизированные известняки с большим количеством силикатного материала. Изучение минералов проводили микрозондовым методом на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega II XMU (Tescan, Чехия), оснащенный системой для рентгеноспектрального микроанализа INCA Energy 450 с энергодисперсионным

(INCAx-sight) рентгеновским спектрометром (Oxford Instruments, Англия) и программной платформой INCA Energy+. В изученных образцах найдены следующие минералы: доломит, кальцит, биотит, кварц, апатит, пирит, рутил. В доломите встречены небольшие количества железа и марганца (до 0.05 форм. ед.), в кальците содержится до 2 мол. % магнезита. В апатите, кварце и пирите практически нет никаких примесей. Апатит существенно фтористый. В рутиле есть примеси ванадия (до 3 мас. % V_2O_5), ниобия (до 9.5 мас. % Nb_2O_5), железа (до 4.5 мас. % FeO) и урана (до 2 мас. % UO_2). Биотит фактически является фтор-флогопитом. Для минеральной термометрии представляют интерес сосуществующие кальцит и доломит. Вхождение магния в кальцит (в присутствии доломита) определяется температурой минералогенеза. Этот кальцит-доломитовый геотермометр был экспериментально откалиброван Голдсмитом. В изученном образце содержание магнезиального минала в кальците варьируется от 0.5 до 1.9 мол. %. Пересчет на температуры минералогенеза (по кальцит-доломитовому термометру) позволяет дать следующий интервал температур: 350–430 °С. Сопоставляя эти температуры с определенными (по материалам изучения ФВ в обр. КТ1021а) плотностями минералообразующих флюидов (0.94–0.96), можно оценить давление (при 400 °С) как 4.0–4.5 кбар. Конечно, этот вывод делается из допущения о сингенетичности флюидных включений в кварце и парагенезиса кальцит+доломит. Скорее всего, данные карбонатно-силикатные породы образовались в более глубоких условиях, чем шунгитоносные толщи участков Зажогоино и Толвуя-Тетюгино. Также и оценка температур образования 350–430 °С по кальцит-доломитовому термометру близка к началу графитизации (~400–450 °С) шунгитов (по данным отдельных опытов при температуре 400 и 450 °С и давлении 4 кбар).

Выводы. Проведено изучение флюидных включений в кварцах в образцах из Зажогинского и Максовского карьеров, а также из вмещающих пород (участок Толвуя – Тетюгино). Показано, что ФВ из образцов кварца из Зажогинского карьера отличаются относительно невысокими плотностями флюида (0.6 г/см³) в сравнении с флюидными включениями остальных изученных объектов, в которых плотности варьируются от 0.93 г/см³ (Максовский карьер) до 0.95 г/см³ (участок Толвуя-Тетюгино). Изучение флюидных включений показало относительно невысокую температуру их образования ~100–150 °С, а наличие сингенетичных типов включений Г+Ж и Ж косвенно свидетельствует об образовании их из расслоенного флюида.

Методом минеральной термометрии по парагенезису кальцит + доломит проведена оценка температур минералогенеза для образцов из карбонатно-силикатных пород, контактирующих с шунгитсодержащими породами. Определенные температуры минералогенеза варьируются от 350 до 430 °С.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ОБРАЗОВАНИЯ ЯСТРЕБЕЦКОГО И АЗОВСКОГО РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Левашова Е.В.¹, Лупашко Т.Н.², Ильченко Е.А.², Скублов С.Г.¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, skublov@yandex.ru

²Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко НАНУ, Киев, Украина

Ястребецкое и Азовское месторождения Украинского щита (УЩ) являются уникальными объектами по запасам и концентрации редкоземельных элементов, иттрия и циркония. По данным [1 и др.], главным источником богатых редкометалльно-редкоземельных руд был остаточный мантийный флюид. Исследования, направленные

на изучение характера флюидного режима и состава самого флюида, позволят создать более ясное представление о механизме образования месторождений, что является важным в поисках подобных объектов в России.

Состав легких и летучих компонентов в цирконе Ястребецкого месторождения определялся методом SIMS в основном в наиболее представительных кристаллах с ярко выраженной зональностью (обр. 20 из рибекит-эгиринового сиенита) и зонами потемнения в BSE, пористой структурой (обр. 19 из лейкократового сиенита). Данные зерна циркона содержат в своем составе аномальное количество элементов-примесей, особенно Y (до 45000 ppm), REE (до 30000 ppm), Ca (до 16000 ppm).

Исследование $\delta^{18}\text{O}$ в цирконе Ястребецкого месторождения также подтвердило существенное различие в составе центральных частей зерен и темных в BSE каймах и зонах изменения циркона [2]. Для неизмененного циркона характерна относительно невысокая величина $\delta^{18}\text{O}$ – от 6 до 7 ‰, что несколько выше мантийного значения (около 5.3 ‰) и указывает на магматический генезис неизмененного циркона из сиенитов Ястребецкого массива. Более высокое значение $\delta^{18}\text{O}$ в интервале 7.3–8.3 ‰ по данным [5] является характерной особенностью магматических цирконов из щелочных пород протерозойского возраста. Что касается темных кайм и зон интенсивного изменения циркона, в которых наблюдается повышенное содержание Y, REE, Ca, Nb и других несовместимых элементов, то в них установлено существенно повышенное значение $\delta^{18}\text{O}$ – до 12.42 ‰ [2]. Такое резкое увеличение и столь нехарактерное для магматического циркона значение $\delta^{18}\text{O}$, скорее всего, объясняются тем, что каймы циркона фиксируют резкое изменение состава, обогащенного несовместимыми элементами и тяжелым кислородом флюида, на заключительном этапе формирования месторождения. Увеличение $\delta^{18}\text{O}$ в кайме циркона на 6–7 ‰ по сравнению с центральной частью кристалла предполагает открытость магматической системы в отношении флюида, обогащенного тяжелым кислородом. В качестве обогащенного тяжелым кислородом флюида предположительно был флюид, ранее равновесный с осадочными или метаосадочными породами, т.е. обогащенный супракристалльной компонентой. В качестве альтернативной гипотезы можно отметить, что расплав и флюид, из которого кристаллизовался и далее под воздействием флюида преобразовывался циркон с тяжелым кислородом (до 12.42 ‰) в кайме кристалла, были более окисленными по сравнению с другими частями главной расслоенной серии Ястребецкого месторождения.

По результатам ионного зонда в составе вышеописанных кайм и зон изменения обнаружено существенное количество структурной воды – 4–5 %. В составе сильноизмененного пористого зерна (обр. 19) количество H_2O стабильно во всех точках и составляет 4.84–5.20 %. Содержание H_2O в центральной неизменной области зонального кристалла (обр. 20) и в неизмененном цирконе (обр. 22) невелико – 0.01–0.20 %, что характерно для магматического циркона [4], а в темной зональной кайме обр. 20, обогащенной REE, Y и другими элементами-примесями, содержание структурной воды резко увеличивается до 5.09–5.32 %. Примечательно, что рост содержания F четко коррелируется с увеличением содержания H_2O . Так, в центральной неизменной части кристалла обр. 20 и в обр. 22 содержание F колеблется от 0.001 до 0.003 %, а в темной кайме зонального циркона возрастает до 0.59–0.91 %. Такое резкое повышение F до 1 % ранее наблюдалось в кайме магматического циркона из редкоземельных сиенитов, подвергшегося гидротермальной переработке, в результате которой образовалась кайма, обогащенная REE и Nb [3]. Содержание F в пористом зерне циркона (обр. 19), так же как и H_2O , относительно стабильно и составляет 0.34–0.69 %.

В цирконе Азовского месторождения геохимия легких и летучих элементов исследовалась в значительно большем количестве зерен, отличающихся по

морфологии: неизменные, зональные, с участками потемнения в BSE и CL. Содержание REE, Y и других элементов-примесей в них сравнительно невелико, лишь в измененной центральной области циркона из лейкократового сиенит-пегматита (обр. 9) их содержание достигает 15300 ppm REE и 25300 ppm Y. В данном цирконе наблюдается наибольшее количество почти всех примесей, а также структурной воды. Содержание H₂O в темной измененной центральной области циркона (обр. 9) составляет 2.92–3.36 %, в то время как в светлой кайме данного циркона оно составляет 0.21 %. Небольшое увеличение количества H₂O (до 1.53 %) наблюдается также в темной кайме зонального циркона из полевошпат-амфиболового пегматита (обр. 12). В отношении накопления F в цирконе Азовского месторождения прослеживается аналогичная тенденция. Как и в цирконе Ястребецкого месторождения, его содержание в целом составляет менее 0.1 % и возрастает в измененной части обр. 9 до 0.43 %.

Таким образом, содержание легких и летучих элементов резко повышается в темных каймах и зонах интенсивного изменения циркона в породах, являющихся относительно более поздними дифференциатами сиенитовой магмы. Экспериментально доказано, что в цирконе, кристаллизовавшемся за счет флюида, обогащенного F, вода занимает более половины структурной позиции кремния. В магматических (коровых) цирконах значительное превышение содержания воды в 0.02 % может возникать за счет компенсации зарядов элементов-примесей, таких как REE, Y. Высокое содержание структурной воды может быть вызвано несколькими причинами, одной из них является результат метамиктности циркона. Значительное содержание воды и фтора, особенно если их концентрация в цирконе положительно коррелируется с содержанием легких редкоземельных и других несовместимых элементов, может свидетельствовать о воздействии флюида, несущего редкометалльно-редкоземельную нагрузку [3, 4 и др.].

Литература

1. Кривдик С.Г. Редкометалльные сиениты Украинского щита // Геохимия. 2002. № 7. С. 707–716.
2. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Ли С.-Х., Петров Д.А., Кривдик С.Г., Лупашко Т.Н., Ильченко Е.А., Тюленева Н.В., Алексеев В.И. Новые данные о геохимии циркона и возрасте (U-Pb, SHRIMP II) Ястребецкого Zr-REE-Y месторождения (Украинский щит) // Геохимия. 2015. № 6. С. 568–576.
3. Hoshino M., Watanabe Y., Murakami H., Kon Y., Tsunematsu M. Formation process of zircon associated with REE-fluorocarbonate and niobium minerals in the Nechalacho REE Deposit, Thor Lake, Canada // Resource Geol. 2012. V. 63. P. 1–26.
4. Trail D., Thomas J.B., Watson E.B. The incorporation of hydroxyl into zircon // American Mineralogist. 2011. V. 96. P. 60–67.
5. Valley J.W., Lackey J.S., Cavosie A.J., Clechenko C., Spicuzza M.J., Basei M., Bindeman I., Ferreira V., Sial A.N., King E., Peck W.H., Sinha A., Wei C. 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 150. P. 561–580.

БОРНЫЕ И ФТОРНЫЕ ФЛЮИДНЫЕ ГРАНИТНЫЕ СИСТЕМЫ

Левин А.В.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Levin@crust.irk.ru

Среди магматических систем континентальной литосферы выделены в самостоятельную группу автономные флюидно-магматические системы. В ходе обобщения материалов по глубинным флюидно-магматическим системам в широком

возрастном диапазоне от верхнего архея до кайнозоя четко выделяются два типа глубинных флюидно-магматических систем: глобальные и автономные. Глобальные – в преобладающей массе породообразующие мантийные глубинные высокотемпературные флюидные системы, под их воздействием в глобальных масштабах проходило выплавление значительных магматических масс, в мантии это преобладающие основные расплавы, а в коре – магмы гранитоидного ряда. Как правило, глобальные магматические производные занимают в коре значительные объемы, и связанные с ними системы безрудны или слаборудноносны. Рудоносные флюидные системы и флюидизированные магматические тела связаны с наиболее глубинными подлитосферными астеносферными слоями континентальной литосферы, которые мы, в отличие от глобальных флюидных систем, относим к автономным. Автономные глубинные флюидные системы могут воздействовать на мантийные или коровые породные матрицы, из которых выплавлились магмы различного состава: от кимберлитов, лампроитов, карбонатитов, ультраосновных щелочных пород в мантии до кислых и ультракислых, щелочных (калиевых или натриевых) в земной коре. Эпизодически проявленные в коре автономные флюидные системы четко отличаются по составу. Особый интерес представляют автономные борсодержащие системы, где основным минералом бора является турмалин. Эти системы сформировались при воздействии борсодержащих флюидов на алюмосиликатную матрицу (расплав или раскристаллизованную породу).

Граниты с повышенными концентрациями бора (до 200 г/т) изучены на ряде гранитных массивов (Корнуолл, Горный Алтай, Прибайкалье) [1] и получили название эльваны. Верхняя граница содержаний бора в таких гранитах колеблется в достаточно широких пределах и отражает степень воздействия борсодержащих глубинных флюидов на гранитную матрицу. До сих пор породы данного типа были установлены в связи с гранитными массивами в виде дайковых комплексов, завершающих магматический процесс. Нами впервые установлены породы типа эльванов среди бластомилонитов графит-алмазного месторождения Кумды-Коль (Северный Казахстан) [2]. Месторождение Кумды-Коль приурочено к зоне глубинного Чаглинского разлома в протерозойских породах. Само месторождение представлено бластомилонитами, которые подверглись воздействию глубинных высокоуглеродных флюидных систем, из которых в породах отлагались графит и в метастабильных условиях – тонкодисперсный алмаз. Судя по имеющимся данным, это синтетектонические или позднектонические образования, поскольку в своем распределении и графит, и алмаз наследуют структуру бластомилонитов. После завершающего тектонического этапа по сланцеватости бластомилонитов проникли бороносные глубинные флюиды, под воздействием которых происходило селективное плавление алюмосиликатных пород, представленных гнейсами и алюмосиликатными сланцами. По геохронологическим данным, процесс образования алмазоносных пород происходил в интервале 529–507 млн лет, а процесс образования турмалиновых гранитов – в узком интервале 491.5 ± 4.9 млн лет.

Во внутриразломном пространстве, где локализована графит-алмазная минерализация, все породы рассланцованы и представлены тектонитами или метасоматитами, унаследовавшими структуру тектонических пород. В отличие от них, турмалиновые граниты не рассланцованы и представлены массивными кристаллическими породами с преобладающей гипидиоморфнозернистой структурой. Воздействие бороносного флюида на гранитную матрицу выражается в неравномерном проявлении гнезд крупнозернистого и пегматоидного облика. Кроме того, флюиды воздействовали и на вмещающие породы, что выразилось в образовании турмалиносодержащих метасоматитов. Состав гранитов в значительной мере зависит от состава исходной алюмосиликатной матрицы, на которую воздействовали бороносные

флюиды. Наиболее значимые колебания составов отмечены для SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$. Крайне неравномерно распределены K_2O и Na_2O . Содержание B_2O_3 варьируется в достаточно широких пределах – 0.18–1.75 %, что отражает крайне неравномерное распределение турмалина в гранитах. Исходя из данных ISP-MS анализов, были вычислены соотношения типоморфных элементов, Cr/V колеблется в основном от 1.2 до 3.2 и в двух пробах 10.4 и 13.5, халькофильных Ni/Co колеблется от 2.1 до 5.3 и в одном случае 11.5. Иными словами и для сидерофильных и халькофильных элементов порядок соотношения типоморфных элементов довольно близок. В равной мере это относится и к литофильным элементам: Rb/Sr отношение варьируется в сравнительно узких пределах – от 0.5 до 5, Zr/Hf – от 25.9 до 34.8, Ta/Nb отношение – от 0.02 до 0.2. Ba/Sr отношение изменяется в более широких пределах – от 0.42 до 10. Но в целом значительных расхождений в отношениях этих типоморфных элементов нет, что указывает на высокую степень преобразования исходной матрицы и формирование собственного гранитного расплава с характерными геохимическими показателями. В еще большей мере это проявляется при сопоставлении нормированных спектров REE в турмалиновых гранитах.

Сопоставление полученных данных с таковыми для типичных эльванов однозначно указывает на то, что содержание редкоземельных элементов для эльванов на порядок выше. Если для эльванов, связанных с гранитами, характерен типичный европиевый минимум, то в нашем случае такая зависимость не выявляется, что еще раз подтверждает своеобразие условий, в которых формировались турмалиновые граниты. Также в пределах Кокчетавского блока нами впервые был обнаружен еще ряд небольших тел турмалиновых гранитов. Сергеевский массив расположен в северо-западной части Кокчетавской глыбы, около р. Ишим. Массив имеет округлые очертания, сложен мелкозернистыми альбитовыми гранитами, центральная часть сильно грейзенизирована, массив относят к крыккудукскому комплексу позднеордовикского возраста [3]. Среди акцессорных минералов преобладает турмалин.

Дайки турмалиновых гранитов мощностью до 50 см. Дайки находятся внутри пластины кварц-гранат-мусковитовых (фенгитовых) сланцев с будинами эклогитов вблизи оз. Большое Чебачье. Дайки гранитов залегают согласно со сланцами, но прорывают будины эклогитов. Граниты представляют из себя средне- и мелкозернистые массивные породы с большим количеством видимого турмалина. Вмещающие породы интенсивно турмалинизированы, что, возможно, говорит о том, что дайки турмалиновых гранитов образовывались *in situ* под воздействием борсодержащего флюида на алюмосиликатную матрицу кварц-гранат-мусковитовых (фенгитовых) сланцев. Возраст мусковита из кварц-гранат-мусковитовых сланцев составляет 493 ± 5 млн лет.

Еще один массив расположен вблизи д. Энбек-Берлык и входит в состав Энбек-Берлыкского террейна, для которого характерны высокоглиноземистые тонкозернистые гранат-кианит-силлиманит-биотитовые сланцы, содержащие будины эклогитов(?), гранатовых амфиболитов и коронитов (гранатовых амфиболитов с коронами граната вокруг плагиоклаза и на границе с пироксеном). По высокоглиноземистым сланцам под воздействием борсодержащего флюида выплавлялись небольшие порции гранитного расплава, содержащие большое количество турмалина. Эти выплавки имеют размер до 20–30 см в поперечнике и состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, турмалина, апатита, мусковита, акцессорных минералов (монацит, ксенотим, циркон, рутил). По мусковиту, развивающемуся по гранат-кианит-силлиманитовому сланцу (содержащему датированный гранатовый амфиболит), получен возраст 478 ± 5 млн лет.

По предварительным данным мы можем судить о том, что в период 493–478 млн лет в пределах Кокчетавской глыбы на алюмосиликатные породы воздействовали глубинные флюидные системы, преимущественно борного и фторного

состава, которые привели к выплавкам небольших тел турмалин- и топазсодержащих гранитов.

Литература

1. Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Антипин В.С. Онгонит-эльвановый магматизм Южной Сибири // Литосфера. 2007. № 4. С. 21–40.
2. Левин. А.В., Летникова А.Ф. Турмалиновые граниты графит-алмазного месторождения Кумды-Коль // ДАН. 2010. Т. 435, № 5. С. 663–666.
3. Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Левченко О.А., Шершаков М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф., Толкачев М.Д. Позднеордовикские гранитоиды Северного Казахстана: UPB-возраст и тектоническое положение // ДАН. 2009. Т. 424, № 2. С. 222–226.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ ЛАЗУРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Левицкий В.И., Сапожников А.Н., Суворова Л.В., Канева Е.В.

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

Лазуритовые месторождения Южного Прибайкалья относятся к метасоматическим образованиям, возникшим на контакте доломитовых мраморов с кислыми породами по механизму биметасоматического взаимодействия [4]. Их постмагматический (постметаморфический, постмагматический) характер не вызывает сомнений и подтвержден данными изучения газовой-жидких включений [3].

Месторождения и проявления лазурита Прибайкалья залегают в средних свитах слюдянского комплекса в зоне гранулитовой фации. В комплексе граниты развиты ограниченно или отсутствуют, поэтому лазуритообразование связывают с воздействием «остаточных» растворов, обуславливающих в высокотемпературных зонах формирование мигматитов и гранитоидов при аллохимических ультраметаморфических преобразованиях (гранитизации) алюмосиликатных пород и скарнов по мраморам [3]. Отвергая этот факт, некоторые исследователи полагают, что лазуритовые месторождения образуются только при изохимическом метаморфическом процессе без какого-либо привноса вещества извне, путем экстракции элементов из толщ [5, 6]. В качестве подтверждения этого приводят данные изотопии – отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7098$ [1] и высокие содержания изотопа S^{34} [2], которые, действительно, для ряда компонентов отражают их осадочную природу.

При изучении на рентгеновском микроанализаторе JXA 8200 лазуритовых пород Малобыстринского месторождения были обнаружены очень редкие для эндогенных месторождений – галит, сильвин, барит. Последний известен в жилах рудника № 3 Слюдянского флогопитового месторождения, но на лазуритовых месторождениях мира и Прибайкалья его не встречали.

Галит и сильвин были обнаружены в апокарбонатных метасоматитах с реликтами ранних пироксеновых скарнов магматической стадии [3]. Они отмечены в двух ассоциациях (%): 1) диопсид (5–15), темно-синий лазурит и владимириновит (40–45), содалит (0–2), бесцветный флогопит (2–3), быстрит (15–20), кальцит (3–5); 2) диопсид (50–55), плагиоклаз (1–3), лазурит (15–20), владимириновит (10–15), быстрит (5–10). В шлифах этих пород отмечены мельчайшие неравномерно распределенные агрегаты тонкозернистого изотропного вещества коричневатого цвета в сетчатых выделениях – галит и сильвин. В фотографиях в рентгеновских лучах на микрозонде галит и сильвин наблюдаются в тончайших прожилках и линзах. Часть галоидов явно выщелочена. В обратно рассеянных электронах на микрозонде видно,

что галит слагает изометричные, обычно округлые выделения, встречаются его крестообразные сростания с сильвином. Последний образует ромбоидные сечения, отличаясь большим идиоморфизмом по сравнению с галитом. Размер зерен галоидов обычно составляет 2–5 мкм, редко – 10 мкм. Распределение галита и сильвина в породе проявлено на фотографиях в рентгеновских лучах Cl, Na, K микрозонда. Округлые и овальные контуры распределения Cl, Na, K в рентгеновских лучах отражают морфологию предполагаемых флюидных потоков, существование которых ставится под сомнение или отрицается. В участках, где выявлено присутствие галита и сильвина, в породе всегда присутствует содалит, афганит, а минералы групп содалита и канкринита обогащены K.

Количество качественных анализов галита и сильвина ограничено из-за малых размеров минералов, сопоставимых с диаметром зонда прибора JXA 8200, который при анализе захватывает зерна других минералов. Фиксируются как переходные между галитом и сильвином разновидности, так и сильвин и галит с примесями Ca, Mg, Al, Si, S. По полученным данным галит (Na – 40.4–41.6 %, Cl – 58.4–59.4 %) и сильвин (K – 52.5 %, Cl – 47.5 %) полностью соответствуют их стехиометрическому составу. Таким образом, эндогенная природа Cl, Na, K не вызывает сомнений и обусловлена внешними факторами, т.е. аллохимической природой воздействующих флюидов. В обеих описанных выше породах встречены барит (Ba – 66.00–66.15 %, SO₃ – 33.83–34.00 %), который распределен в породе крайне неравномерно, образуя вкрапленность в виде как удлиненных кристаллов, так и ксеноморфных корродированных зерен в алюмосиликатах. В отличие от сильвина и галита, фиксируется замещение барита лазуритом, владимиривановитом, быстрином, иногда с повышенными концентрациями в них Ba (до 2.3 %), а также алюмосиликатами бария, которые на лазуритовых месторождениях найдены впервые.

Галит и барит еще были обнаружены в содалит-тункиит-афганит-лазуритовой с флогопитом метасоматической породе с реликтами раннего пироксена и кальцита. Лазурит и содалит в ней равновесны – образуют изометричные выделения, которые корродируются афганитом и тункиитом. Галит отмечается также в микропрожилках, порода имеет явные признаки кавернозности, что обусловлено присутствием еще большего количества галита, чем в первых двух случаях. Барит, как и в вышеописанных породах, распределен неравномерно и имеет резко различающиеся размеры зерен.

Наблюдения взаимоотношений минералов в шлифах и рентгеновских спектров элементов на микрозонде однозначно указывают на то, что на Малобыстринском месторождении барит является акцессорным минералом доломитовых мраморов. При их замещении пироксеновыми скарнами магматической стадии [3] и поздними лазуритсодержащими апокарбонатными метасоматитами в них сохраняется распределение, форма и размеры зерен барита. Его метаосадочная природа и реликтовый характер подчеркиваются развитием по нему обогащенных барием лазурита, владимиривановита, быстрина и новых, пока не диагностированных бариевых алюмосиликатов.

Обнаружение галита, сильвина, с одной стороны, барита – с другой, позволяет обосновать разную генетическую природу флюидных и породообразующих компонентов в лазуритоносных породах Малобыстринского месторождения. Внешний эндогенный источник обусловил поступление в систему флюидов, обогащенных K, Na, Cl. С ним, как предполагалось [3], на ранних этапах в слюдяном комплексе связано формирование мигматитов, гранитов и позже на постмагматическом этапе – флогопитовых и лазуритовых месторождений. С меньшей долей вероятности галит и сильвин могут быть связаны с эвапоритами, но они в слюдяном метаморфическом комплексе не известны. Обнаружение галита и сильвина, размерами до 10 мкм,

отражает существенную роль наноразмерных субстанций в глубинном петрогенезисе, включая высокотемпературные (ультраметаморфические и постмагматические) метасоматические преобразования всех пород глубокометаморфизованных комплексов. Причиной их изменений было поступление высококонцентрированных, высокощелочнометалльных флюидов с хлоридами Na и K в метаморфические толщи. Источниками Ba и S был барит, а также тонкодисперсная S мраморов, которые экстрагировались при лазуриитообразовании.

Литература

1. Виноградов В.И., Лицарев М.А. Изотопный состав серы и некоторые особенности образования лазурита // Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972. С. 267–282.
2. Воробьев Е.И. О физико-химических условиях формирования лазурита Юго-Западного Прибайкалья // Ежегодник СибГЕОХИ-1975. Иркутск: Вост.Сиб. книжн. изд-во, 1976. С. 124–127.
3. Иванов В.Г., Сапожников А.Н. Лазуриды СССР. Новосибирск: Наука, 1985. 173 с.
4. Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуриитовые месторождения архея Прибайкалья. М.: ИГН АН СССР, 1947. 164 с.
5. Hogarth D.D., Griffin W.L. Lapis lazuli from Baffin Island – a precambrian meta-evaporite // Lithos. 1978. V. 11. P. 37–60.
6. Kulke H. Die Lapis lazuli-Lagerstätte Sare Sang (Badakhshane) geologie, entstehung, kulturgeschichte und bergbau // Afghanistan J. 1976. V. 3, No. 2. P. 43–56.

САМОРОДНЫЕ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ – ИНДИКАТОРЫ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ БОБРУЙСКОЙ СТРУКТУРЫ (РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ)

Левицкий В.И.¹, Солодилова В.В.², Завадич Н.С.², Павлова Л.А.¹, Левицкий И.В.¹

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

²Научно-производственный центр по геологии, Минск, Белоруссия, solodilova@geology.org.by

В строении Бобруйской кольцевой структуры (БКС) [1] Восточно-Европейской платформы на Ю-З Белоруссии участвуют палеопротерозойские породы: 1) фундамента – гранитогнейсы микашевичского и житковичского комплексов; Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса – 2) габбро-долеритовой и 3) субвулканической риодацит-риолитовой формаций; позднего дайкового комплекса – 4) кислого (гранитного) и основного (диабазового) состава [2, 3]; 5) метасоматические ($\pm$ Grt, Amp, Ep, Zo, Ms, Bt, Chl, Cal, Dol, Fl). Спецификой БКС является присутствие самородных и интерметаллических соединений, сульфидов, сплавов C, Si, N, O, S, Cl, Fe, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Sn, Zn, Mo, Al, Ag, Mn, B, K, Ti.

Породы микашевичского комплекса – мигматиты, граниты в реликтах, кристаллические сланцы – являются вмещающими. Образования житковичского комплекса – гранитоиды и граносиениты – близки к субщелочным (при доминировании K над Na) разностям, имеют высокую железистость (~ 80 %), FeO преобладает над Fe₂O₃. Габбро-долеритовый (загорбашский) комплекс обрамляет внешний контур БКС [3], варьируясь от ультрабазитов до лейкократовых кварцевых габбро. Они обогащены Ti, K, Ba, Sr, REE, Zr, Hf, Nb, поэтому их относили к внутриплитным континентальным образованиям. По новым данным установлена их принадлежность к надсубдукционным обстановкам и океаническим островам. В субвулканической риодацит-риолитовой формации доминируют кварцевые порфиры, встречаются риодациты и трахириодациты, риолиты, трахириолиты, трахиандезиты, гранит-порфиры, граниты [3]. Они обогащены Ba, Sr, Nb, Cr, Ni, Cu, Pb, Ag, Pt, Zn, B, обеднены – Y, Yb, Be и по

геохимическим параметрам близки к гранитам А-типа, геохимическому типу рапакиви, а по геодинамической обстановке – островным дугам.

Породообразующие минералы характеризуются широкими вариациями составов. В биотитах коэффициент железистости (f) в габбро-долеритовой формации – 54–76, в риодацит-риолитовой – 38–98; отмечаются высокие содержания TiO_2 (до 3.4 %), Cr_2O_3 (0.36 %), Cl (до 0.8 %). Породообразующим темноцветам основных пород также присущи вариации f : оливин – 35–88, моноклинный и ромбический пироксены соответственно – 21–81 и 5–98. Акцессорные минералы – сфен, рутил, апатит, циркон, шпинель, магнетит, ильменит, титаномагнетит, а в кислых, кроме них, – Се-алланит, гранат, шпинель, турмалин, касситерит, бадделейт. В диабазах и габбро содержание магнетита и ильменита достигает 15 %. Присутствуют магнетит, Cr-титаномагнетит (TiO_2 5–9 %; MnO 1.38 %), алюмомагнетит (Al_2O_3 1.42–4.3 %) и хроммагнетит (Cr_2O_3 19.3–30.1 %) с повышенными концентрациями SiO_2 (3.04–10.3 %) и пониженными – TiO_2 (0.3–2.1 %). Алланит обогащен LREE (Y 9–50 %).

В гранитогнейсах фундамента, габбро и диабазах загорбашского комплекса, кислых порфирах и трахилипаритах бобруйского комплекса широко распространены муассанит, графит и железо. Муассанит образует в основном ксеноморфные выделения. Железо встречается и в сплавах с Cr (до 75 %), в хромфериде.

Остальные самородные и интерметаллические соединения в породах БКС встречаются в виде: 1) округлых глобулообразных выделений, 2) пластинчатых агрегатов серебристого цвета, 3) проволочковидных и пластинчатых обособлений красноватого цветов; 4) нанопаз в силикатах и алюмосиликатах. Пластинки серебристого цвета имеют размеры не более 1.0 x 0.3 мм, красноватого цвета – максимально 0.1 x 0.3 мм, проволочковидные – красноватого цвета от 0.4 до 3–6 мм. В пластинках серебристого цвета наблюдаются самородные элементы монометалльных составов Sn, Pb, Zn. В пластинчатых и проволочковидных красноватого цвета выделениях доминирует Cu и интерметаллиды Cu с Zn, Sn, встречается самородный Pb. Минералы этих выделений содержат варьирующиеся количества Cu, Pb, Sn, Zn в интерметаллических соединениях и природных сплавах. В пластинках серебристого и красноватого цвета доминируют наноразмерные интерметаллические соединения и природные сплавы крайне малых размеров (8–50 мкм), сложенные в различных случаях Cu, Pb, Sn, Zn, Ag. Сульфиды – пирит, пирротин, галенит, алабандин, молибденит, кобальтсодержащий пентландин, бетехтенит.

Вторичные минералы по составу варьируются даже в одной пробе. Среди них доминируют амфиболы (алюмо-, клино-, протоамфиболы), низкотитанистые и высокожелезистые биотиты, гранаты (Sp-Pir-Alm, Alm-Pir, Pir-Alm, Uv-Alm), хлориты, серицит, эпидот, диаспор, флюорит. Карбонаты: кальцит (до 1 % Yb), доломит, анкерит. Наложенные (вторичные) железорудные минералы наблюдаются как продукты замещения ранних самородного Fe, магнетита и ильменита и как новообразования с маггемитом, гематитом, лепидокрокитом, иоцитом. При окислении самородного железа, сплава Fe-Cr ряда, хромфериды появляется эсколаит и Fe_2O_3 - Cr_2O_3 . Совместное присутствие в одних агрегатах, иногда колломорфных, состоящих из ранних (Fe, сплав Fe-Cr) и поздних (иоцит, магнетит, гематит, лепидокрокит) минералов свидетельствует о их последовательном развитии в одноактном процессе под воздействием крайне агрессивных потоков.

По данным газовой хроматографической анализа, выполненного в ИЗК СО РАН, все породы БКС обогащены H_2 , CH_4 , CO относительно к мантийным [4]. В габбро, долеритах, диабазах отмечается (мл/г): H_2 0.35–4.4; CH_4 0.02–0.6; CO 0.01–0.63; CO_2 0.08–1.43; в риодацитах, трахидацитах, трахириолитах – H_2 0.2–0.7; CH_4 0.01–0.65; CO 0.03–0.31; CO_2 0.2–2.3; в гранитах – H_2 0.42–1.4; CH_4 0.03–0.23; CO 0.04–6.1; CO_2 0.4–10.7; метасоматитах – H_2 0.76–0.92; CH_4 0.01–0.06; CO 0.02–0.9; CO_2 0.3–1.2.

Обогащенность самородными и интерметаллическими соединениями пород фундамента, подвижного пояса (габбро-долеритовой, риодацит-риолитовой формации), поздних даек, метасоматитов свидетельствует об едином, глубинном магматическом внешнем источнике. Присутствие самородных и интерметаллических минеральных видов C, Si, N, O, S, Cl, Fe, Cr, Ni, Cu, Pb, Sn, Zn, Mo, Al, Ag, Mn, Zr, B, K, Ti в породах разного состава и возраста указывает на то, что источник, их репродуцирующий, функционировал при становлении пород фундамента, до и после кристаллизации основных и кислых магматитов подвижных поясов, даек, метасоматитов. Такой масштабный процесс указывает на принадлежность пород БКС и ее окружения к системе, восстановительной по флюидному режиму и мантийной по генетической природе. Возможно, процессы магматизма и минералообразования в регионе обусловлены воздействием плюма в течение длительного периода. Под его влиянием при восстановительном режиме редкие элементы, которые обычно находятся в породах на уровне кларковых содержаний (Cu, Pb, Sn, Zn, Ag, Cr, Fe), концентрировались не как изоморфная примесь в минералах, а в виде самородных и интерметаллических фаз.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты Бел_а № 14-05-90003 и БРФФИ № X14P-065).

Литература

1. Беляшов А.В., Шитц В.А., Шуравин А.Н. Проявление средне-верхнерифейской тектономагматической активизации в пределах Бобруйского поднятия // Вопросы минерализации платформенного чехла и кристаллического фундамента территории Беларуси. Минск, 2000. С.104–115.
2. Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И. Стратиграфия и литология верхнего протерозоя // Геология Беларуси. 2001. Гл. 4. С. 76–87.
3. Солодилова В.В., Завадич Н.С., Левицкий В.И., Павлова Л.А. Первые данные о самородных элементах и интерметаллических соединениях в кислых вулканитах Бобруйской кольцевой структуры // Доклады НАН Беларуси. 2012. Т. 56, № 2. С. 110–115.
4. Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980. 144 с.

ВЛИЯНИЕ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМ ВЕРХНЕЙ КОРЫ НА ОБРАЗОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАРГАНЦА, ФОСФОРА И БАРИЯ: ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Летникова Е.Ф.¹, Школьник С.И.², Вишневская И.А.¹, Черкашина Т.Ю.²

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

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, sink@crust.irk.ru

Впервые для древних осадочных руд гидротермального генезиса южного обрамления Сибирской платформы проведена Nd изотопная систематика, позволяющая определить источники поступления рудного вещества – коровые или мантийные. В настоящий момент в современных океанах наблюдаются существенные вариации в значениях ϵNd . Это обусловлено более коротким периодом пребывания неодима в водах океана, чем глобальный цикл водообмена между океанами. Вследствие этого не происходит уравнивания его изотопного состава в океанских водах. Как известно, аэральное и аквальное разрушение пород континентов и дна морей и океанов, вулканическая деятельность, включая пирокластику, гидротермы в зависимости от их вклада формируют изотопный состав океанической воды. В связи с этим для водных масс каждого отдельного бассейна характерны индивидуальные изотопные

характеристики Nd в зависимости от преобладающего вклада корового или мантийного вещества, которые наследуются хемоорганогенными осадками. Так, в среднем ϵNd пород древней континентальной коры варьируется в интервале от -10 до -30 , активной континентальной окраины от -9 до -6 , образования океанической коры характеризуются более радиогенным составом Nd и изменяются в диапазоне положительных значений. Соответственно, изотопный состав Nd вод задуговых бассейнов активной континентальной окраины и внутримантийных океанических гидротермальных полей должен быть разным: более радиогенным для гидротермальных полей, например, как в Тихом океане ($\epsilon Nd = -3.6 \dots +7.9$), и более литогенным для задуговых бассейнов.

К глобальным флюидным системам в верхней коре можно отнести подводные гидротермальные поля в пределах Мирового океана, где с гидротермами в морскую воду поступает огромное количество вещества, которое в дальнейшем в зависимости от миграционных способностей и наличия геохимических барьеров осаждается на различном удалении от источника поступления, либо образуя металлоносные осадки, либо концентрируя один или несколько элементов, рудопроявления или месторождения. Для рудоносных осадков в зонах современной гидротермальной активности на дне океанов характерно присутствие положительной аномалии Eu или ее отсутствие, вариации в поведении Ce, специфичный набор редких и рассеянных элементов, а также положительные или близкие к нулю отрицательные значения ϵNd . С целью установления влияния подводных гидротерм на формирование раннекембрийских осадочных толщ южного обрамления Сибирской платформы были проведены изотопно-геохимические исследования осадочных руд, близких по возрасту и имеющих хемогенную природу: марганца – Икатское месторождение, Цаган-забинское, Слюдянское и Итанцинское рудопроявления, фосфора – Хара-Нурское, Хубсугульское, Буреханское и Слюдянское месторождения, бария – Толчеинское месторождение, Джидинское рудопроявление.

Значения ϵNd в Mn-породах Слюдянского рудопроявления варьируются от -6.5 до -7.9 , Цаган-Забинского – от $+1.0$ до -3.8 , Итанцинского – от -8.2 до -9.2 , а в Подикатском месторождении – от -4.9 до -5.6 . Перечисленные геохимические и изотопные характеристики указывают на то, что отложение Mn-руд Цаган-забинского рудопроявления и Подикатского месторождения происходило в осадочном бассейне в пределах океанического гидротермального поля. В отличие от этого, накопление Mn-осадков Слюдянского и Итанцинского рудопроявлений происходило в задуговых бассейнах под влиянием поствулканических гидротерм. В данном случае марганцевые руды унаследовали менее радиогенный неодим ($-6.5 \dots -9.2$) в составе воды, на которую в существенной мере повлияли процессы аквальной и аэральской денудации пород активной континентальной окраины и вклад вулканокластического материала (ϵNd в среднем $-6 \dots -10$).

Значение ϵNd в Ba-носных породах Джидинского бассейна равно -0.3 . При Pb-Pb геохронологическом датировании наименее измененных карбонатных отложений из баритоносной пачки сорнинской свиты (Кузнецкий Алатау) было определено, что значение $\mu 1 = 238U/204Pb$ существенно ниже этого значения для средней земной коры, 9.58 против 9.74 . Пониженное значение $\mu 1$ связано с привнесением в диагенетический флюид свинца, источником которого были мантийные флюиды, связанные с активной гидротермальной деятельностью в данном осадочном бассейне. Геохимическая специфика и изотопные (Sm-Nd, $\mu 1$) характеристики Ba-носных отложений отражают процесс влияния на состав осадков вулканических подводных гор в пределах раннекембрийского гидротермального поля северного сегмента Палеоазиатского океана.

Значения ϵNd в фосфоритах Боксон-Хубсугульского бассейна варьируются от –1.8 до –4.3. При этом разновозрастные бокситы Боксонского месторождения в пределах этого микроконтинента характеризуются вариациями ϵNd от –5.4 до –12.7. Значения ϵNd для фосфоритов Слюдянского метаморфического комплекса имеют узкий интервал вариаций – от –7.1 до –7.4 и отражают изотопный состав вулканомиктовых образований активной континентальной окраины. Следует отметить близкие значения ϵNd в фосфоритах и Mn рудах Слюдянского блока, –7.1...–7.4 и –6.5...–7.9, соответственно.

На основе изучения геохимических и изотопных (ϵNd) характеристик близких по возрасту мелководных марганцевых и баритовых руд и фосфоритов в осадочных бассейнах южного обрамления Сибирской платформы выявлены два типа осадочных бассейнов с проявлениями гидротермальной деятельности в раннекембрийском палеоокеане. Накопление баритов юга Кузнецкого Алатау и Джидинского террейна, марганцевых руд Икатского и Приольхоньского террейнов происходило в пределах единого гидротермального поля северного сегмента Палеоазиатского океана. В непосредственной близости происходило формирование крупных месторождений фосфоритов в краевых частях шельфа Тувино-Монгольского микроконтинента в результате аппвेलлинга глубинных вод. Марганцевые руды и фосфориты Слюдянского и Итанцинского осадочных бассейнов формировались в задуговых бассейнах в перерывах между вулканической активностью, в то время как короткоживущие поствулканические гидротермы в большом количестве поставляли в бассейн седиментации термальные воды, обогащенные марганцем и фосфором. При активизации вулканической деятельности накопление этих руд затухало и начиналась терригенная седиментация с привносом вулcano- и пирокластического материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 13-05-12025-офи-м и № 15-05-04344-а).

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СОСТАВЕ ЯДРА ЗЕМЛИ И ЕГО РОЛИ В ОБРАЗОВАНИИ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

Литасов К.Д.^{1,2}, Шацкий А.Ф.^{1,2}, Дорогокупец П.И.³

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

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, klitasov@igm.nsc.ru

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Следует признать, что несмотря на обилие высокоточных геофизических измерений, нарастающее количество экспериментов при давлениях и температурах ядра и нижней мантии Земли, большой объем изотопно-геохимических и космохимических данных, вопросы, касающиеся состава и строения ядра и мантии Земли, остаются далекими от однозначных решений. В первую очередь это связано с трудной доступностью объектов исследования, которые реально опробуются только геофизическими методами, однако даже их интерпретация часто носит чрезвычайно неопределенный характер [1]. Одним из ключевых подходов, который призван создать непротиворечивые модели состава и динамики ядра и мантии Земли, являются квантово-химические расчеты методами молекулярной динамики при высокой температуре, которые показали высокую достоверность получаемых данных, но в силу ограниченности возможностей современных суперкомпьютеров, а также доступа к ним являются пока не столь распространенными. Учитывая успехи в развитии техники и скорости вычислений, а также очевидную тенденцию «экспериментальные

исследования становятся дороже, а теоретические расчеты дешевеют», существенный прогресс можно ожидать уже в ближайшее десятилетие. В данной работе мы поставили задачу осветить текущие представления о составе и строении ядра Земли, границы ядро-мантия и их влиянии на массоперенос и глобальные циклы вещества.

Для объяснения дефицита плотности в ядре (5–10 %) необходимо наличие одного или нескольких легких элементов. Основными кандидатами на роль легкого элемента в составе ядра являются сера, кремний, кислород, углерод, водород, реже в этот список попадает азот, распространенность которого в Земле не определена. Несмотря на то, что некоторые исследователи исключают ее из списка главных кандидатов, сера является доминирующим элементом, подходящим под состав ядра. Она имеет сильное сродство с железом, снижает его температуру плавления, плотность, поверхностное натяжение и увеличивает скорости звуковых волн. В дополнение к этому можно добавить, что сульфиды являются основным соединением железа в мантии Земли и в метеоритном веществе, что может являться остатками от первичной сегрегации ядра. Самым серьезным аргументом против серы в ядре является ее недостаточная распространенность в Земле согласно космохимическим моделям летучести элементов [2].

Против кремния свидетельствуют его сильная литофильность и окислительно-восстановительные условия в мантии Земли, которые, вероятно, не изменялись в последние 3.5–4.0 млрд лет. Для существенного вхождения кремния в состав ядра были необходимы ОВ-условия образования Земли на 3–4 лог. ед. ниже буфера железо-вюстит. Содержание кремния в твердом и жидком железе не объясняет дефицит плотности ни в жидком, ни в твердом ядре. Тем не менее, если признать восстановительную обстановку при формировании ядра, кремний остается одним из основных кандидатов на роль легкого элемента.

Аргументы за и против кислорода в ядре одинаково сильны. Кислород – самый распространенный элемент на Земле, и несколько процентов кислорода в ядре не противоречат его планетарному балансу. Однако соотношение плотности и звуковых волн для оксидов железа во внутреннем ядре не согласуется с моделью ядра по PREM [3]. Если температура плавления FeO на границе внутреннего ядра выше, чем у железа (что показывают экспериментальные данные), то кислород можно исключить из списка главных кандидатов. И, наконец, данные о растворимости кислорода в жидком железе остаются противоречивыми.

Количество углерода, необходимого для объяснения дефицита плотности в ядре, слишком превышает его возможную распространенность в Земле с точки зрения космо- и геохимии. Кроме того, эвтектический состав расплава в системе Fe-C при параметрах ядра содержит слишком мало углерода. Эти данные исключают углерод из списка главных кандидатов. Вместе с тем углерод является единственным элементом, способным объяснить низкие скорости звуковых волн во внутреннем ядре, если не привлекать дополнительное присутствие расплава [4].

Распространенность водорода и азота в ядре наименее понятна. Пока экспериментальных данных недостаточно для характеристики содержания этих элементов в ядре Земли. Наиболее обоснованными на сегодняшний день являются модели с высоким содержанием кремния и серы [5], а также модель с высоким содержанием углерода в ядре.

Для формирования мантийных плюмов на границе ядро-мантия (с целью отвода избыточного тепла) необходимо наличие легкоплавкой химической добавки, так как температуры плавления силикатов превышают возможные температуры в основании мантии. Масштаб процессов массообмена на границе ядра и мантии, вероятно, весьма незначителен. По некоторым оценкам за время существования ядра с мантией прореагировало не более 1 % его материала. Это означает, что ядро не может

рассматриваться как единственный источник легкоплавкой добавки. Соответственно, возможным дополнительным источником летучих являются погружающиеся субдукционные плиты или их остатки.

Единственным, на наш взгляд, механизмом движения расплава или частично расплавленной массы через мантию (в дополнение к медленной конвекции вещества) является механизм «растворения-осаждения» [6]. Этот механизм действует при небольшой растворимости силикатных компонентов в гипотетическом расплаве. Таким образом, на роль такого расплава не могут претендовать силикатные, щелочно-силикатные и водные жидкости. Вероятными кандидатами являются водно-углеводородные и карбонатитовые расплавы [7, 8], которые могут двигаться через силикатную матрицу без существенного изменения химического состава, растворяя небольшое количество силикатов на фронте продвижения и осаждая их же в тылу расплавленной массы. Оценка окислительно-восстановительных условий в мантии свидетельствует в пользу водно-углеводородных или углеводородных жидкостей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-17-00601).

Литература

1. Souriau A. Deep Earth Structure – The Earth's Cores // Treatise on Geophysics / Elsevier, Amsterdam. 2007. V. 2. P. 655–693.
2. McDonough W.F. Compositional model for the Earth's core // Treatise on Geochemistry (Second Edition) / Elsevier, Oxford. 2014. V. 3. P. 559–577.
3. Huang H., Fei Y., Cai L., Jing F., Hu X., Xie H., Zhang L., Gong Z. Evidence for an oxygen-depleted liquid outer core of the Earth // Nature. 2011. V. 479. P. 513–516.
4. Prescher C., Dubrovinsky L., Bykova E., Kuppenko I., Glazyrin K., Kantor A., McCammon C., Mookherjee M., Nakajima Y., Miyajima N. High Poisson's ratio of Earth's inner core explained by carbon alloying // Nature Geoscience. 2015. V. 8. P. 220–223.
5. Li J., Fei Y. Experimental constraints on core composition // Treatise on Geochemistry (Second Edition) / Elsevier, Oxford. 2014. V. 3. P. 527–557.
6. Shatskiy A., Litasov K.D., Borzdov Y.M., Katsura T., Yamazaki D., Ohtani E. Silicate diffusion in alkali-carbonatite and hydrous melts at 16.5 and 24 GPa: Implication for the melt transport by dissolution-precipitation in the transition zone and uppermost lower mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2013. V. 225. P. 1–11.
7. Litasov K.D., Shatskiy A., Ohtani E., Yaxley G.M., Solidus of alkaline carbonatite in the deep mantle // Geology. 2013. V. 41. P. 79–82.
8. Litasov K.D., Shatskiy A., Ohtani E. Melting and subsolidus phase relations in peridotite and eclogite systems with reduced C-O-H fluid at 3–16 GPa // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 391. P. 87–99.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ

Лифшиц С.Х., Чалая О.Н.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, s.h.lifshits@ipng.ysn.ru

В настоящее время рассматривается большое количество моделей нефтеобразования, которые можно разделить на две основные группы: теории органического и неорганического синтеза нефти. Однако многие вопросы, связанные с генерацией и миграцией нефтяных углеводородов, все еще остаются дискуссионными; ответы на них можно найти, если предположить, что образование нефтяных залежей шло в системе, открытой по потоку энергии и вещества. Нами была рассмотрена модель [1], согласно которой для образования нефти необходимо соблюдение двух

условий: осадочный бассейн с рассеянным органическим веществом и пронизывающий его поток глубинного флюида, находящегося в сверхкритическом состоянии.

Для подтверждения высказанного предположения были проведены эксперименты по моделированию процессов нефтеобразования в потоке сверхкритического диоксида углерода. В экспериментах с мазутом [2] и битуминозной породой [3] было показано, что сверхкритический CO_2 способен избирательно растворять и переносить нефтяные углеводороды, включая реликтовые. Кроме того, в сверхкритическом флюиде возможно мягкое механохимическое преобразование органического вещества [3]. В результате состав, структура и распределение индивидуальных углеводородов сверхкритического экстракта изменяются в сторону достижения состояния геохимической зрелости, характерной для нефтематеринских пород.

Таким образом, образование нефтяных углеводородов в природе может быть результатом не только эволюционного изменения органического вещества осадочных пород в диа- и катагенезе, длящегося миллионы лет, но и, по-видимому, быстрого механохимического преобразования в потоке сверхкритического флюида, где микропоры и микротрещины нефтематеринских пород играют роль «наномеханохимических реакторов». С этих позиций осадочные породы с рассеянным органическим веществом, находящиеся в условиях главной фазы нефтеобразования, можно рассматривать как природный «механохимический реактор», который запускается на производство нефти потоком глубинных флюидов, находящихся в сверхкритическом состоянии. Предлагаемый механизм позволяет пересмотреть временной масштаб формирования нефтяных месторождений в сторону его уменьшения от миллионов до, возможно, сотен лет.

Литература

1. Лифшиц С.Х. Механизм образования нефти в сверхкритическом потоке глубинных флюидов // Вестник РАН. 2009. Т. 79, № 3. С. 261–265.
2. Лифшиц С.Х., Чалая О.Н., Хлебный Е.С., Шеин А.А. Изучение возможности переноса компонентов нефти в среде сверхкритического флюида // Наука и образование. 2009. № 2 (54). С. 13–15.
3. Лифшиц С.Х., Чалая О.Н. Возможный механизм образования нефти в потоке сверхкритического флюида на примере диоксида углерода // Сверхкритические флюиды: Теория и практика. 2010. Т. 5, № 2. С. 45–55.

ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДОВ И РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ В КОНТАКТАХ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ С КАРБОНАТНО-СОЛЕНОСНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

Мазуров М.П.¹, Гришина С.Н.¹, Быкова В.Г.², Титов А.Т.¹, Шихова А.В.¹

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

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, valentina.bykova.87@mail.ru

Траппы Сибирской платформы уникальны по объему и фациальному разнообразию горных пород и рудно-магматических систем. Современный уровень знаний дает основание считать, что продуктивность таких эндогенных флюидных систем определяется: а) вариациями первичных составов разноуровневых базитовых выплавов из фертитовой мантии и литосферы, б) фазовым разделением компонентов при фракционировании магм в промежуточных очагах, в) процессами контаминирования мантийных расплавов материалом кристаллического фундамента и платформенного чехла, г) реакционным взаимодействием магм и пород траппового

комплекса с химически активными карбонатно-соленосными и карбонатно-эвапоритовыми отложениями фундамента и неметаморфизованного чехла. Последний фактор является решающим в обособлении рудных масс и распределении рудных залежей. Характерным примером проявления мантийно-коровых рудообразующих систем в районах рассеянного спрединга южной части Сибирской платформы могут служить рудные районы Приангарья. Разведанные на глубину более 1.5 км и вскрытые карьерами Коршуновское, Рудногорское и другие железорудные месторождения являются природной лабораторией для изучения процессов мобилизации рудных элементов, их миграции и концентрированного отложения [2].

При формировании рудоносных вулканотектонических построек среди отложений чехла сначала возникали эффузивно-пирокластические фации, затем жерловые, переходящие в субвулканические и гипабиссальные тела промежуточных магматических камер. Процессы взаимодействия близких по составу порций внедряющихся магм с разными по составу слоистыми отложениями чехла обуславливали разнообразие флюидов непосредственно в зоне рудоотложения. Объединение эндогенной и экзогенной составляющих флюидов на разных этапах и стадиях рудообразующей системы вызвало неоднородности строения и состава флюидных потоков – главных агентов рудообразующих систем. Наиболее масштабные и своеобразные преобразования траппов осуществлялись при вторжении магмы в слоистые карбонатно-соленосные отложения, которые в южной части платформы относятся к кембрийским литвинцевской, ангарской, булайской, бельской и усольской свитам. Поисково-разведочным бурением глубоких горизонтов и окрестностей Коршуновского и Рудногорского месторождений обнаружено, что траппы образуют лакколитоподобное тело мощностью более 500 м с послойными ответвлениями (апофизами-силлами), число которых совпадает с количеством замещенных пачек каменных солей. Это промежуточная магматическая камера, формирование которой сопровождалось многостадийным механическим, термическим и химическим взаимодействием двух субстанций: 1) базитовой магмы, состоящей из твердых фаз – интрателлурических вкрапленников оливина, пироксена и плагиоклаза, сульфидно-оксидно-силикатного расплава и равновесного с ним газа, 2) карбонатно-соленосных пород, в зернах минералов и в поровом пространстве которых были заключены растворы, рассолы и газонефтяные смеси. Неоднородность строения вскрытых скважинами вертикальных сечений лакколитов показывает, что генезис камеры осуществлялся путем импульсного вторжения порций расплава, дезинтеграции и смешения с химически агрессивными вмещающими толщами. На передовом фронте силлов-апофиз быстро остывающий расплав претерпевал глобулирование, а смешение его с доломитами, мергелями, известняками и каменными солями приводило к частичному растворению эвапоритов, появлению солевых расплавов и флюидов, главных агентов метасоматических преобразований.

Взаимодействие траппов с соленосными отложениями вызывает изменение химического состава долеритов в отношении как петрогенных, так и редких и рассеянных элементов. Контаминированные долериты содержат больше калия и магния, меньше – железа, кремния, фосфора, имеют высокое торий-урановое отношение, аномальные количества бария, стронция и других элементов. Наиболее информативны данные по составу разных генераций галита [1]. Первичный седиментогенный галит имеет твердые включения сильвина, карналлита, ангидрита, полигалита, кварца, астраханита, антарктикита; во включениях газовой фазы обнаруживается азот, метан, сложные углеводороды; жидкая фаза преимущественно водная, местами с углеводородами. Генерация метаморфизованного галита отличается тонкозернистым строением, наличием во включениях безводных солевых фаз ($\text{CaCl}_2 \cdot \text{KCl}$, $\text{CaCl}_2 \cdot n\text{MgCl}_2 \cdot m\text{CaCl}_2$), высокоплотных газов, среди которых

детектируются CO_2 , H_2S , N_2 , CH_4 и др. Низкотемпературный гидротермальный галит, встречающийся в скарнированных и неизмененных участках силикатных пород и в рудах, характеризуется низкой соленостью водного флюида, отсутствием твердых включений. По данным ЭПР, характерными чертами осадочного галита служат низкая концентрация ионов Mn^{2+} , стабилизированного в виде изоморфной примеси в регулярной решетке минерала, а также разнообразие ионов Fe^{3+} , образующих начальные группировки, кластеры, скопления зародышей и пленки гидрогетита. По данным этого метода, в твердых включениях в галите реакционных зон железо концентрируется в ферромагнитных фазах – в магнетите и пирротине, парамагнитная примесь Mn^{2+} находится в микровключениях карбонатных фаз, а рассеянное органическое вещество – в графитоподобных частицах.

Форстерит, являющийся типоморфным минералом магнезиальных скарнов в контакте долеритов с доломитами и каменной солью, содержит многочисленные флюидные включения, состоящие из тонкокристаллического полупрозрачного агрегата (10–20 %), галита (50–80 %), прозрачной анизотропной солевой фазы (5–10 %) и газового пузырька. При нагревании прослежено ступенчатое растворение во включениях дочерних фаз. Плавление галита происходило при 670–720 °С. Солевой рассол-расплав гомогенизируется в солевой расплав при 740–820 °С. Твердые ксеногенные фазы (магнетит и шпинель) исчезают при 950–1010 °С. На основании данных о включениях в галите и форстерите можно полагать, что минералообразующий флюид на контакте долеритов с карбонатно-соленосными отложениями представлял собой высококонцентрированный солевой рассол – расплав общей соленостью более 60 %, содержащий высокоплотные восстановленные газы. Намечаются следующие ступени минералообразования: 1) форстерит + фассаит + + шпинель + магнетит1 – 820–740 °С; 2) флогопит + титанит + паргасит + апатит + + магнетит2 – 600–500 °С; 3) клинохлор + серпентин + тремолит – 450 °С и ниже. Полученные данные вместе с численным моделированием при помощи программных комплексов «Комагмат» и «Селектор» дают возможность составить модель динамики развития рудно-магматических систем траппов.

Работа выполняется при поддержке РФФИ (гранты № 15-05-04805 и № 15-05-09345).

Литература

1. Мазуров М.П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Титов А.Т. Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла юга Сибирской платформы // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 4. С. 306–320.
2. Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем / В.Н. Шарапов, А.С. Борисенко, М.П. Мазуров и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 409 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЧАРОИТОВОГО СУБСТРАТА ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ФЛЮИДНЫХ РЕЖИМАХ НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Марчук М.В., Медведев В.Я., Иванова Л.А.
Институт земной коры СО РАН, marin@crust.irk.ru

В работе представлены результаты экспериментального исследования преобразования чароитового субстрата при различных режимах с флюидами состава от

чистой H_2O до водных растворов ($KOH + NaHCO_3$) или ($KOH + NaOH$) концентрацией до 85 вес. %, в интервале температур 500–800 °С, давлении 1 кбар. Соотношение K/Na составляло 1.375 и рассчитывалось из среднего соотношения данных элементов в чароите с участка «Старый» [1]. Эксперименты проводились в платиновых ампулах диаметром 9–10 мм и объемом 7–9 см³, в которые помещался растертый чароит (с примесью микроклина и кварца) массой 3 г. В центральной части растертого чароитового субстрата помещался образец калишпат-амфиболового лампрофира массой 0.3–0.5 г. с участка «Старый» месторождения «Сиреневый камень».

В результате проведенных экспериментов отмечено, что при повышении концентрации раствора ($NaHCO_3 + KOH$) до 10 % на контакте чароитового субстрата с лампрофиром происходит образование реакционной зоны с формированием областей, содержащих волластонит $Ca_3(Si_3O_9)$ в виде прозрачных столбчатых кристаллов размером (0.4–1.2) мм × 0.15 мм, волластонит с микроклином и чароитом, а также чароит со следами кальцита, амфибола, и афвиллита $Ca_3(SiO_3 \cdot OH)_2 \cdot 2H_2O$. Замена $NaHCO_3$ на $NaOH$ при концентрации раствора ($NaOH + KOH$) до 50 вес. % приводит к преобразованию лампрофира с появлением натрийсодержащего фторфлогопита. При дальнейшем увеличении количества щелочей в эксперименте до 85 вес. % отмечается частичная ассимиляция лампрофира с образованием фторфлогопита и появлением на границе лампрофир – чароитовый субстрат плотной матовой, иногда полупрозрачной реакционной зоны шириной до 1.6 мм, сложенной микроклином, кальцитом, доломитом со следами амфибола (рис. 1).

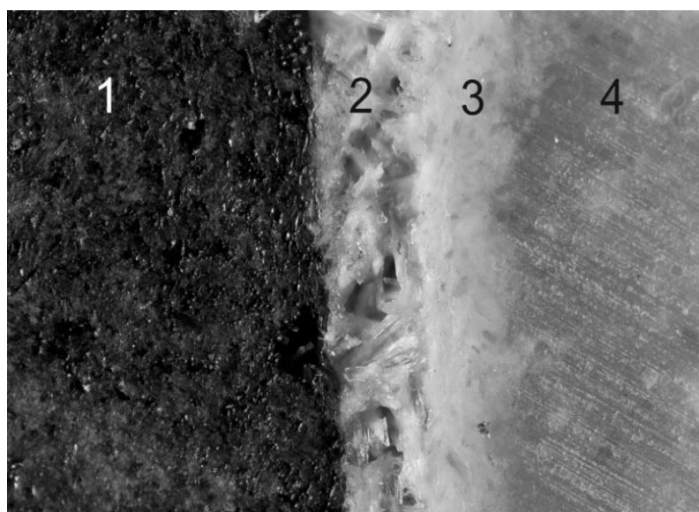


Рис. 1. Реакционная кайма, образовавшаяся при взаимодействии чароитового субстрата и лампрофира в экспериментах при $T = 500$ °С, $P = 1$ кбар, 10 %-ной концентрации ($NaHCO_3 + KOH$). Поле зрения 7.5 x 5.1 мм. 1 – лампрофир (арфведсонит + микроклин); 2 – волластонит; 3 – волластонит с микроклином и чароитом; 4 – чароит.

Возможно, различие составов природной (рис. 2) и экспериментальной зон обусловлено завышением температурных параметров в проведенных экспериментах и составом флюида, отличным от природного, что приводит к преобразованию чароита в другую фазу – волластонит. Волластонит определяется методом ДТА как продукт разложения чароита при 1000 °С. При сходстве структуры чароита с тинакситовой или канаситовой его кремне-кислородный каркас соответствует кальциевым силикатам, что объясняет трансформацию структуры чароита в решетку триклинного волластонита [2].

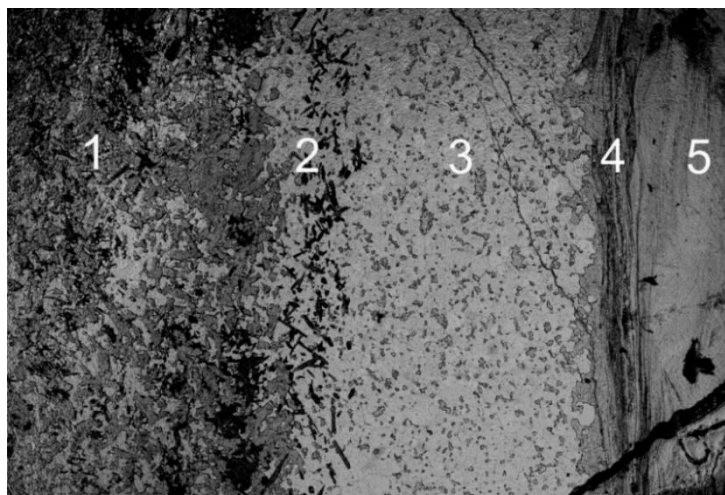


Рис. 2. Шлиф, николи параллельны, поле зрения 7.2 x 4.8 мм. Контактная зона взаимодействия чароитового расплава с лампрофиром в образце с участка «Старый».
1 – лампрофир (арфведсонит + микроклин); 2 – эгирин; 3 – микроклин;
4 – чароит с прослоями апофиллита; 5 – чароит.

В природе волластонит также часто ассоциирует с пектолитом и чароитом, что позволяет считать его закономерным спутником чароитовой ассоциации и указывает на близкое сходство условий их кристаллизации. Существует мнение об образовании чароита за счет замещения волластонита [3]. Анализ особенностей такого взаимодействия чароитов с вмещающими породами в природных и экспериментальных условиях позволяет уточнить Р-Т параметры чароитизации. Минералого-петрографическое изучение чароитов показывает возможность ассимиляции ксенолитов лампрофира в чароитовом субстрате с характерным распределением пироксена и калиевого полевого шпата [4].

Авторы благодарят З.Ф. Уцаповскую за проведение рентгенофазовых анализов, а также А.С. Шевелева за предоставленные образцы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ - Байкал (грант № 14-45-04108).

Литература

1. Марчук М.В., Иванова Л.А., Медведев В.Я. Экспериментальные исследования преобразования чароита при взаимодействии с вмещающими породами // Третья Всероссийская научная конференция: сб. докладов. ИГиП ДВО РАНЭ, 2014. С. 124–126.
2. Janeczek J. Thermal decomposition of charoite // Mineralogia Polonica. 1991. V. 22, No 2. P. 21–27.
3. Лазебник К.А., Заякина Н.В., Лазебник Ю.Д., Сукнев В.С. Новые данные о чароите из метасоматических пород района Мурунского массива // Минералы эндогенных образований Якутии. Якутск, 1977. С. 123–153.
4. Воробьев Е.И. Чароит. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 140 с.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ФЛЮИДОВ СЛОЖНОГО СОСТАВА С ПОРОДАМИ И МИНЕРАЛАМИ

Медведев В.Я., Иванова Л.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, med@crust.irk.ru

Взаимодействие флюидов с породами и минералами имеет многогранный характер. В настоящем сообщении рассматриваются только отдельные стороны этого процесса, которые экспериментально исследовались в лаборатории петрологии, геохимии и рудогенеза ИЗК СО РАН. Изучались флюиды системы С-О-Н с различным соотношением компонентов в интервале температур 300–850 °С и давлений 500–2000 атм. В работе рассматриваются вопросы кинетики взаимодействия, изменения структурного состояния вещества и дифференциации сложного флюида при его миграции в породы и минералы.

Экспериментальное исследование взаимодействия флюида с амфибол-биотитовыми гранодиоритами [1], подвергнутыми декомпрессии от 1000 до 1 атм со скоростью 100–1000 атм/с, показало существенное влияние этого процесса на исследуемые породы. Так, при микроскопических исследованиях в биотите отчетливее проявляются трещины спайности, и повсеместно по этим трещинам выделяется мелкий рудный минерал черного цвета (магнетит или гематит). Чешуйки биотита становятся расщепленными. В плагиоклазах почти в каждом зерне появляются довольно широкие (до 0.02 мм) неминерализованные трещины. В крупных зернах наблюдается до 6–7 трещин, пересекающих зерно полностью или почти полностью. Нередко крупные трещины сопровождаются более мелкими «оперяющими». Зерна амфибола разбиты грубыми субпараллельными трещинами, в которых заметна (хотя и не повсеместно) хлоритизация, возникшая за время эксперимента. Часто наблюдаются зоны, где амфибол деформирован. Ширина таких зон – порядка 0.012 мм. Многие крупные трещины не только пересекают отдельные зерна, но и проходят сквозь все минералы шлифа. Заметно увеличивается пористость породы за счет и трещин, и довольно крупных межзерновых пор овальной формы. В подвергнутых шоковой декомпрессии микроклиновых гранитах наблюдаются аналогичные явления. Отметим, что шоковая декомпрессия приводит к структурированию, выраженному не столько в количественном увеличении порового пространства, сколько в качественном изменении его конфигурации. Так, при малых скоростях декомпрессии проницаемость значительно увеличивается, но отсутствует система трещин по образцу. С увеличением скорости декомпрессии начинает формироваться система пор или микро- и макротрещин, имеющая довольно отчетливую проводящую ориентировку. При дальнейшем уменьшении времени сброса давления и соответствующем увеличении скорости декомпрессии происходит закономерное увеличение проницаемости и величины раскрытия трещин.

Исследования взаимодействия флюида с породами различного состава [2] в бароградиентных условиях при градиенте давления 500 атм/см показали, что в процессе экспериментов происходит изменение порового пространства и структуры породы. Так, для мрамора осуществляется замещение крупных, около 3 мм, зерен кальцита более мелкими, от 0.08 до 0.10 мм. Перекристаллизованный мрамор имеет ярко выраженную идиоморфнозернистую структуру. При движении флюида сквозь карбонатную матрицу происходит заполнение порового пространства тонкодисперсным углеродистым веществом с примесью плагиоклаза. Проницаемость карбоната при осаждении в поровом пространстве углеродистого вещества уменьшается нелинейно со временем. В гранодиорите происходит перекристаллизация

с заполнением межзернового пространства углеродистым веществом, количество которого достигает 3–5 % от общего объема.

Экспериментальное моделирование кинетики процессов реакционного преобразования индикаторных минералов кимберлитов [3, 4] на разных этапах эволюции кимберлитовой системы, а также впоследствии в экзогенных условиях имеет важное значение для поисковых целей коренных месторождений алмазов. Полученные результаты позволяют выполнить качественную и количественную оценку диапазона Р-Т условий, флюидного режима и времени протекания реакций, при которых происходит образование реакционных кайм сложного полифазного строения на барофильных минералах кимберлитов. На этих минералах изучены келифитовые каймы, сложенные первичными минералами, а также вторичными, заместившими первичные минералы келифита. Показано, что формирование вторичных хлорит-кальцит-серпентиновых кайм на гранатах происходит только по первичной келифитовой кайме. Проведенное моделирование свидетельствует о возможности реакционного замещения гранатов и пикроильменов на аутометасоматической стадии высокотемпературного преобразования кимберлитовых тел и позволяет оценить временные рамки существования кимберлитовых трубок в активном состоянии.

При изотермической выдержке минералов во флюиде состава $\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2$, CO , O_2 с различным содержанием компонентов отмечается закономерное изменение отношений: разновалентных хромофоров и компонентов газовой составляющей.

В процессе экспериментов с нефритом [5] выяснилось, что движение газового фронта по образцу отчетливо фиксируется за счет изменения его цвета. Свойства образца при этом изменяются скачком, а наблюдаемая граница соответствует областям образца с разным содержанием окисного и закисного железа. Показано, каким образом развивается зона изменения в зависимости от времени и условий эксперимента. Приводятся усредненные по значительному числу экспериментов данные о развитии зоны с изменением времени, температуры и состава флюида. Отмечается высокая скорость развития зоны, а также независимость скорости развития зоны переработки от общего давления в случае, когда парциальное давление водорода остается постоянным. Таким образом, в наших условиях наблюдается бародиффузионный поток флюида внутрь образца с соответствующей дифференциацией флюида. Это означает, что при воздействии на нефрит восстановителями внутри образца должна повышаться концентрация окислителя и, наоборот, при воздействии окислителя – возрастать концентрация восстановителя.

Проведенное исследование показало возможность моновариантности состава нефрита как системы, возникающей в восстановительной обстановке, в узком интервале парциальных давлений кислорода, и уточнило Р-Т условия его образования. Установлено, что в процессе эксперимента происходит закономерное изменение положения железа в структуре минерала в зависимости от парциального давления водорода в системе. Проведение кинетических экспериментов позволило получить значения эффективных коэффициентов диффузии для компонентов флюида С-О-Н при различном их соотношении в исследуемом интервале температур и давлений.

Литература

1. Балышев С.О., Савельева В.Б., Медведев В.Я. К проблеме декомпрессии силикатных пород // ДАН. 1996. Т. 347, № 1. С. 66–68.
2. Медведев В.Я., Иванова Л.А., Лашкевич В.В., Балышев С.О. Экспериментальное моделирование барогradientных систем // Геохимия. 2000. № 4. С. 407–416.
3. Лашкевич В.В., Медведев В.Я., Егоров К.Н., Иванова Л.А. Экспериментальное и физико-химическое моделирование метасоматического замещения пикроильменов из кимберлитов // Геохимия. 2004. № 1. С. 61–69.

- Медведев В.Я., Иванова Л.А., Егоров К.Н., Лашкевич В.В. Процессы келифитизации гранатов в кимберлитах // Геохимия. 2005. № 8. С. 848–855.
- Медведев В.Я., Иванова Л.А. Флюидный режим нефритообразования. Новосибирск: Наука, 1989. 129 с.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ ДЖЕРФИШЕРИТА ПРИ УСЛОВИЯХ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Минин Д.А., Шарыгин И.С., Литасов К.Д., Шарыгин В.В., Шацкий А.Ф.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, mindanalex@gmail.com

Джерфшерит, $K_6(Fe,Cu,Ni)_{25}S_{26}Cl$, является весьма распространенным минералом в мантийных ксенолитах из кимберлитов и во включениях в алмазах [1–7], где он, как правило, формирует каймы вокруг более ранних Fe-Ni-Cu-сульфидов. Происхождение этого калиевого хлорсодержащего сульфида в мантийных нодулях в основном связывается с замещением Fe-Ni-Cu-первичных сульфидов в результате их реакции с обогащенным K и Cl гипотетическими флюидом/расплавом. Однако состав и источник этого флюида/расплава, а также время и РТ-параметры его взаимодействия с мантийными породами не определены. Рассматриваются две гипотезы происхождения джерфшерита в мантийных ксенолитах и алмазах: 1) мантийный метасоматоз, то есть взаимодействие пород с расплавом/флюидом, не связанным с кимберлитовой магмой, *in situ* в мантии; 2) взаимодействие кимберлитового расплава с мантийными нодулями во время их транспортировки к поверхности.

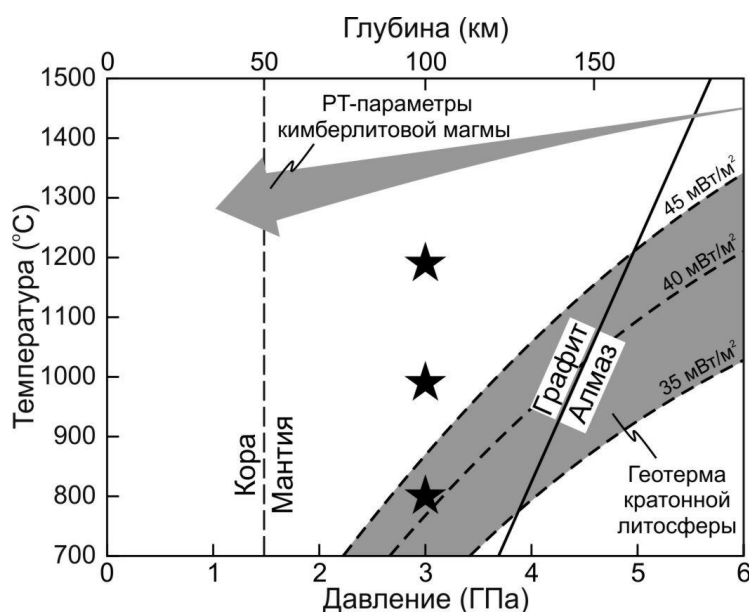


Рис. 1. РТ-условия экспериментов (черные звездочки) по отношению к мантийным температурам.

Для того чтобы установить генезис джерфшерита в мантийных ксенолитах и алмазах, необходимо, в первую очередь, экспериментально исследовать его устойчивость при РТ-параметрах литосферной мантии. На данный момент джерфшерит был синтезирован при 1 атм. и 350–650 °C [6] и при 0.1 ГПа и 470 °C [7]. Мы провели первые эксперименты по устойчивости этого сульфида при высоких давлениях (рис. 1). Давление 3 ГПа было выбрано ниже линии перехода графит-алмаз, согласно следующей логике — если при этом давлении джерфшерит не стабилен, то он

так же не устойчив и в поле стабильности алмаза. Температуры опытов (800, 1000 и 1200 °C) находятся в области между геотермой кратонной литосферы и температурой поднимающейся кимберлитовой магмы (рис. 1), то есть отвечают реальным мантийным условиям.

В качестве стартового материала были использованы природный джерфишерит из агпаитовых пегматитов Хибинского массива и синтетические смеси. Состав синтетических смесей (в мол. %): $(\text{Fe}_{18}\text{Cu}_2\text{Ni}_5)_{25}\text{S}_{26} + 5\text{KCl} + 3.5\text{K}_2\text{CO}_3$ и $(\text{Fe}_{18}\text{Cu}_2\text{Ni}_5)_{25}\text{S}_{26} + 6\text{KCl} + \text{K}_2\text{CO}_3 + 3.5\text{Na}_2\text{CO}_3 + 8\text{Mg}_2\text{SiO}_4$. Избыток калия добавлялся в виде K_2CO_3 . Сульфидная часть синтетических смесей по составу отвечала джерфишериту из мантийных ксенолитов и алмазов (рис. 2).

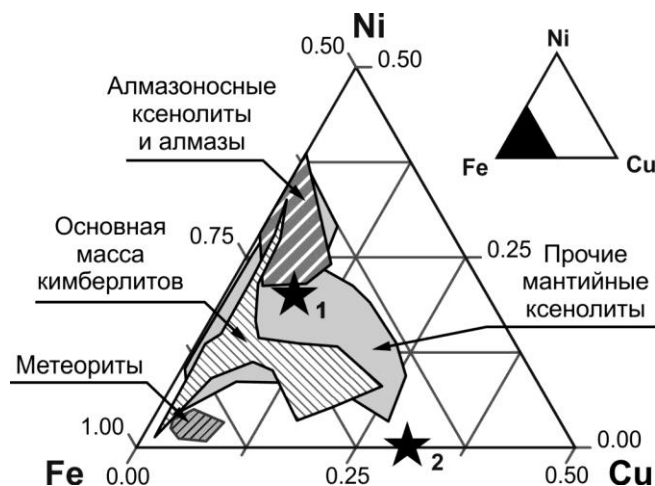


Рис. 2. Состав стартовых материалов (мол. %) на треугольнике Fe-Ni-Cu:

1) синтетические смеси; 2) природный джерфишерит из агпаитовых пегматитов Хибинского массива. Также показаны вариации состава джерфишерита из алмазов, мантийных ксенолитов, основной массы кимберлитов и метеоритов.

Эксперименты проводили с использованием многопуансонного аппарата высокого давления типа «Кавай» в Университете Тохoku (г. Сендай, Япония). Состав фаз в экспериментальных образцах определяли с помощью электронного сканирующего микроскопа Tescan MYRA 3 LMU, снабженного системой энергодисперсионного микроанализа Oxford Instruments INCA 450 в ИГМ СО РАН.

Результаты экспериментов показали, что джерфишерит нестабилен при 3 ГПа. Природный джерфишерит при 600 и 800 °C разлагается на KCl, промежуточный твердый раствор и калиевый сульфид без хлора – $\text{K}(\text{Cu}_{1.93-2.07}\text{Fe}_{0.93-1.06})_{\Sigma=3}\text{S}_3$. При 1200 °C калиевый сульфид отсутствует, а система плавится с образованием сульфидного расплава. В синтетических системах вместо джерфишерита был найден сульфид с варьирующимся содержанием калия – 1.9–4.7 мас. %, в котором хлор также отсутствует. Формула этого сульфида, нормированная на два атома серы, следующая – $\text{K}_{0.08-0.22}\text{Fe}_{0.88-0.96}\text{Cu}_{0.72-0.48}\text{Ni}_{0.14-0.20}\text{S}_2$. При 1200 °C в этих системах калиевый сульфид отсутствует.

Таким образом, результаты исследования показали, что джерфишерит неустойчив при давлении более 3 ГПа. Это свидетельствует о том, что джерфишерит в алмазах, в алмазоносных и гранатовых ксенолитах не мог кристаллизоваться на месте их залегания в мантии, то есть *in situ*. Следовательно, джерфишерит в мантийных нодулях образовался в результате их взаимодействия с кимберлитовым расплавом во время подъема магмы к поверхности. Этот вывод имеет важное петрогенетическое значение для кимберлитов, что будет отражено в докладе. Следует отметить, что

устойчивость джерфишерита при более низких РТ-параметрах, соответствующих мантийным ксенолитам шпинелевой фации глубинности (< 3 ГПа), требует дальнейшего изучения.

Исследования выполнены при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 14.B25.31.0032).

Литература

1. Буланова Г.П., Spezius З.В., Лескова Н.В. Сульфиды в алмазах и ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии. Новосибирск: Наука, 1990. 120 с.
2. Misra K.C., Anand M., Taylor L.A., Sobolev N.V. Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. V. 146. P. 696–714.
3. Sharygin V.V., Golovin A.V., Pokhilenko N.P., Kamenetsky V.S. Djerfisherite in the Udachnaya-East pipe kimberlites (Sakha-Yakutia, Russia): paragenesis, composition and origin // European Journal of Mineralogy. 2007. V. 19. P. 51–63.
4. Шарыгин И.С., Головин А.В., Похиленко Н.П. Джерфишерит в ксенолитах деформированных перидотитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): проблемы происхождения и связь с кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 3. С. 321–340.
5. Spezius З.В. Ксенолит высокотемпературного алмазоносного перидотита из кимберлитовой трубки Удачная // ДАН. 2001. Т. 378, № 5. С. 668–671.
6. Clarke D.B. Synthesis of nickeloan djerfisherites and the origin of potassic sulphides at the Frank Smith mine // The mantle sample: Inclusions in kimberlites and other volcanics / Proc. Second Int. Kimberlite Conf. AGU, Washington D.C. 1979. V. 2. P. 300–308.
7. Горбачев Н.С., Некрасов И.Я. Особенности образования синтетических и природных сульфидов калия // ДАН. 1980. Т. 251, № 3. С. 682–685.

СОСТАВ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Миронова О.Ф., Наумов В.Б.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва,
olgamir18@mail.ru, naumov@geokhi.ru

Созданная нами база данных по анализу летучих компонентов является составной частью общей базы данных по расплавленным и флюидным включениям, начатой в 1965 г. В.Б. Наумовым и насчитывающей сейчас более 20500 публикаций. В настоящее время база содержит более 8700 анализов газовой фазы во флюидных включениях в минералах, опубликованных в отечественных и зарубежных работах. Располагая большим статистическим материалом, можно сделать некоторые выводы о составе газовой фазы флюидных включений в минералах гидротермальных месторождений.

Из табл. 1 видно, прежде всего, как растет общее число работ по химическому анализу летучих компонентов флюидных включений в минералах. Из трех основных методов анализов (масс-спектрометрия, газовая хроматография и раман-спектроскопия) последний метод, начиная с работы Г. Росаско и Э. Реддера [1], нашел самое широкое применение, и сейчас с его помощью получают основное количество данных (77 %).

Таблица 1. Основные методы анализа газовых компонентов флюидных включений

Метод	1965–1980		1981–2000		2001–2015	
	п	%	п	%	п	%
Масс-спектрометрия	22	26	714	25	478	9
Газовая хроматография	57	67	668	24	699	14
Раман-спектроскопия	6	7	1464	51	3900	77
Всего	85	100	2846	100	5077	100

Примечание. п – количество анализов.

Анализы одних и тех же объектов, полученные разными методами, несопоставимы по причинам, разобранным нами ранее [2], поэтому мы сравнили распределение летучих компонентов в минералах различных гидротермальных месторождений по результатам одного метода – раман-спектроскопии (табл. 2). Раман-спектроскопия, в отличие от других методов, позволяет анализировать индивидуальные включения без их вскрытия, что освобождает от многих ошибок.

Таблица 2. Средний состав основных летучих компонентов (мол. %) во флюидных включениях в минералах различных гидротермальных месторождений по данным раман-спектроскопии

Месторождения	п	CO ₂	CH ₄	N ₂	H ₂ S
Оловорудные	187	42.2	39.7	18.0	0.13
Вольфрамовые	238	59.0	29.4	11.5	0.10
Медные	86	63.0	23.5	12.3	1.20
Полиметаллические	96	72.9	14.3	12.8	0.01
Золоторудные	1800	73.0	16.0	10.6	0.44

Примечание. п – количество анализов.

Из данных табл. 2 следует, что во флюидах оловорудных месторождений фиксируется наименьшее количество CO₂ и наибольшее – метана и азота. Наряду с основным летучим компонентом – CO₂ – все большее число анализов флюидных включений указывает на широкое участие в природных процессах и восстановленных форм углерода: из 2400 анализов 88 представляют 100 % CH₄ (60 для месторождений Au и 22 – для W). В составе летучих метод раман-спектроскопии все чаще фиксирует заметные и даже существенные количества азота. Из анализов флюидов золоторудных объектов в четырех анализах установлено 100 % N₂. Таким образом, по результатам раман-спектроскопии для гидротермальных месторождений основными летучими компонентами (кроме воды) являются уголекислота, метан и азот. Наибольшие концентрации H₂S установлены в образцах медных и золоторудных месторождений.

Литература

1. Rosasco G.J., Roedder E. Application of a new Raman microprobe spectrometer to nondestructive analysis of sulfate and other ions in individual phases in fluid inclusions in minerals // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1979. V. 43. P. 1907–1915.
2. Миронова О.Ф. Летучие компоненты природных флюидов по данным изучения включений в минералах: методы и результаты // *Геохимия*. 2010. № 1. С. 89–97.

КОШЕЛЕВСКАЯ ФЛЮИДНАЯ СИСТЕМА И РУДООБРАЗОВАНИЕ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

Нуждаев А.А., Рычагов С.Н.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, envi@kscnet.ru

Южная Камчатка отличается сложной геодинамической позицией: сочленением трех вулканических поясов, наличием глубинных продольных СВ и поперечных СЗ разломов, имеющих мантийное заложение [1]. На стыке региональных тектонических блоков южнокамчатского и северокурильского сегментов островной дуги в недрах Кошелёвского вулканического массива расположена одноименная гидротермально-магматическая система, образование и длительное развитие которой (с миоцена по голоцен) обусловлено поступлением в верхние горизонты земной коры магматического расплава от основного до среднего состава и интрателлурического (по Д.С. Коржинскому) флюидного потока [4]. Голоценовый этап развития системы характеризуется высоким содержанием (до 67 об. %) углеводородов ($\text{CH}_4 - \dots \text{C}_7\text{H}_{12}$) в составе свободных газов и формированием мощной зоны перегретого пара в центральной части массива (Верхне-Кошелёвская термоаномалия – т/а) и на его западном склоне (Нижне-Кошелёвская т/а и одноименное пародоминирующее геотермальное месторождение). Предполагается, что эти т/а имеют гидродинамическую связь и поэтому в недрах массива существует газо-гидротермальная система [3] как отражение современного этапа развития единой Кошелёвской флюидной системы.

Авторская геолого-геохимическая модель Кошелёвской флюидной системы базируется на обобщении материалов поисково-разведочных и тематических работ, а также собственных комплексных геолого-геофизических и минералого-геохимических исследований, проведенных в основном в районе Нижне-Кошелёвской т/а (рис. 1). Зона перегретого пара, распространяющаяся на глубину более 1.5 км, пространственно тяготеет к апикальным частям многофазной субвулканической интрузии диоритовых порфириров [2]. Интрузия не является источником теплового питания современной системы («холодная»), но ее внедрение в породы фундамента и четвертичные вулканы определило формирование структуры открытых трещинно-брекчиевых и минерализованных зон. Восходящий поток высокотемпературных (до 260 °С на глубине 1.0–1.5 км) насыщенных углекислым газом и углеводородами парогидротерм локализуется в субвертикальных каналах с повышенной трещинно-пористой проницаемостью, распространяющихся на глубину ≥ 5 км [5]. В приповерхностных горизонтах эти каналы переходят в области разуплотненных интенсивно аргиллизированных пород, где происходит смешение метеорных вод с восходящими парогидротермами. Последние транспортируют соединения щелочных, благородных, цветных, редкоземельных и других металлов, вероятнее всего, имеющих глубинные источники: нижние горизонты земной коры и вулканогенно-осадочные породы фундамента, в которых широко развиты Au-Ag-Hg-полиметаллические рудопроявления. Прекрасным индикатором структуры проницаемости Кошелёвской системы, динамики флюидных потоков (например, времени воздействия на вмещающие горные породы, скорости трансформации пород в гидротермальные глины, др.), условий формирования рудных геохимических барьеров является ртуть (рис. 2). Таким образом, Кошелёвская длительно живущая гидротермально-магматическая система образована под влиянием глубинного флюидного потока и является перспективной на геотермальные, рудные и другие минеральные и углеводородные ресурсы.

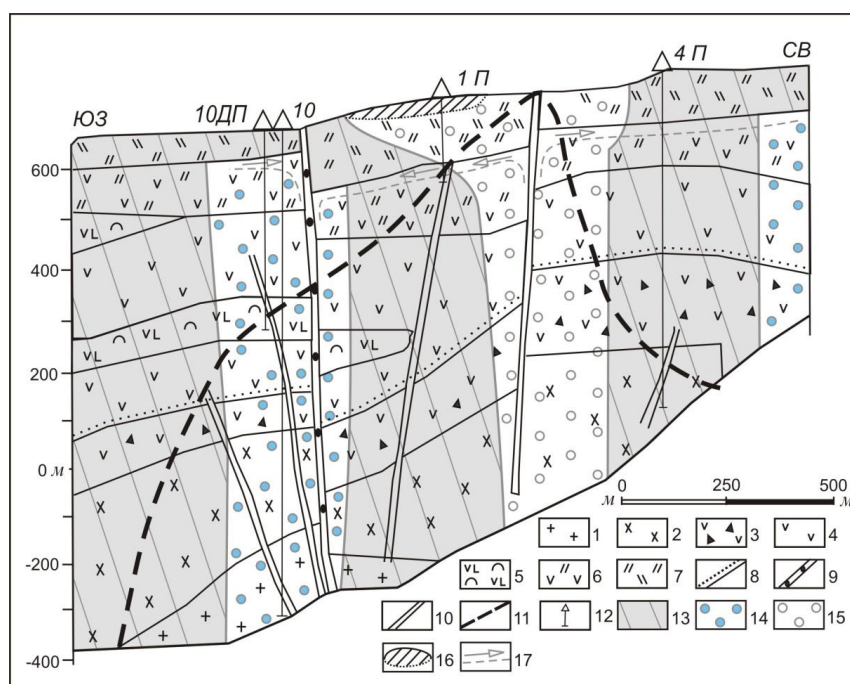


Рис. 1. Геологический разрез Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения [2] и строение современной и палеогидротермальной систем в разрезе месторождения по материалам исследований Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН. 1 – диориты; 2 – диоритовые порфиры; 3 – мегабрекчии апикальной части интрузии; 4 – лавы андезитов; 5 – туфы и туффиты андезитов – андезибазальтов; 6 – лавы и туфы андезитов – андезидацитов; 7 – лавы и экструзии андезидацитов – дацитов; 8 – кровля интрузивного комплекса; 9 – разрывные тектонические нарушения, залеченные вторичными гидротермальными минералами; 10 – то же, проницаемые для современных гидротерм; 11 – граница зоны кипения гидротерм на основании гидродинамических испытаний в скважинах; 12 – скважины; 13 – блоки пород жесткие, высокоскоростные для микросейсмических волн и слабопроницаемые для гидротерм; 14 – блоки пород относительно разуплотненные, трещины и поры в которых залечены вторичными гидротермальными минералами; 15 – блоки пород разуплотненные – зона современного парообразования и восходящего газо-гидротермального потока; 16 – Нижне-Кошелевское Новое термальное поле (проекция на разрез); 17 – зоны перетока (циркуляции) конденсатных вод или (и) гидротерм, восходящих по субвертикальным трещинам.

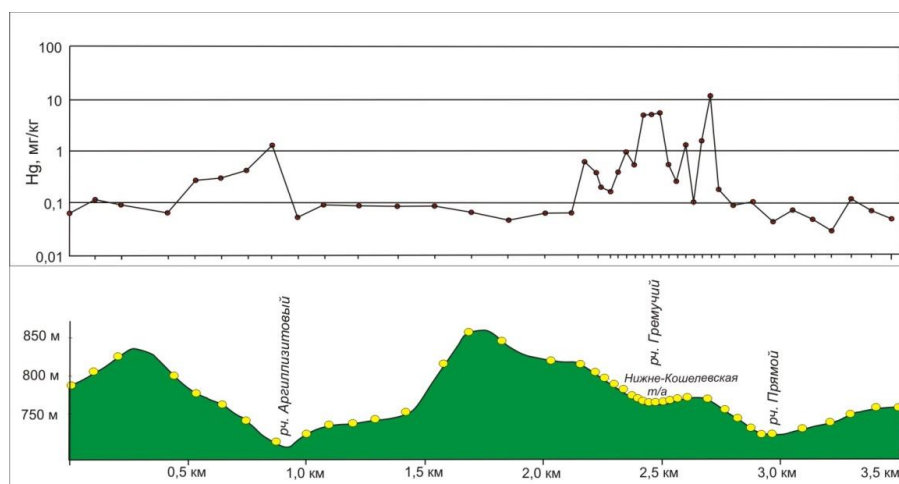


Рис. 2. Распределение ртути в подпочвенном горизонте по профилю, пересекающему основные разломные зоны, трассируемые ручьями в районе Нижне-Кошелевской т/а.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00262, № 14-05-31158 и № 14-05-31263).

Литература

1. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
2. Писарева М.В. Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52–63.
3. Поздеев А.И., Нажалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32–45.
4. Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
5. Рычагов С.Н. Гигантские газо-гидротермальные системы и их роль в формировании пародоминирующих геотермальных месторождений и рудной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 3–28.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА БАЙКАЛЬСКИХ ОСАДКОВ КАК МЕТОД ОЦЕНКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ РЕГИОНА

Ощепкова А.В., Бычинский В.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, oshepkova-anasta@mail.ru

Геоморфологической особенностью Байкальского водосборного бассейна является его асимметричность. Восточный борт Байкальской котловины более пологий и имеет огромный дренажный бассейн – 85 % от всего бассейна. Все крупные реки впадают в озеро с восточного борта и несут 90 % твердого стока. На восточном побережье озера широко развиты фанерозойские гранитоиды, залегающие среди глубокометаморфизованных пород докембрийского фундамента, сложенного гнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами, мраморами и кварцитами [1]. Следовательно, минеральный состав донных осадков оз. Байкал несет информацию о геолого-геохимических изменениях, произошедших в водосборном бассейне. Мощность осадочного разреза (получен керн до 600-метровой глубины) не позволяет выполнить детальный минералогический анализ, который определяется геолого-геоморфологическими особенностями водосборного бассейна и климатическими условиями. Использование физико-химического моделирования (ФХМ) позволяет реконструировать минералогию осадка, опираясь лишь на данные о химическом составе.

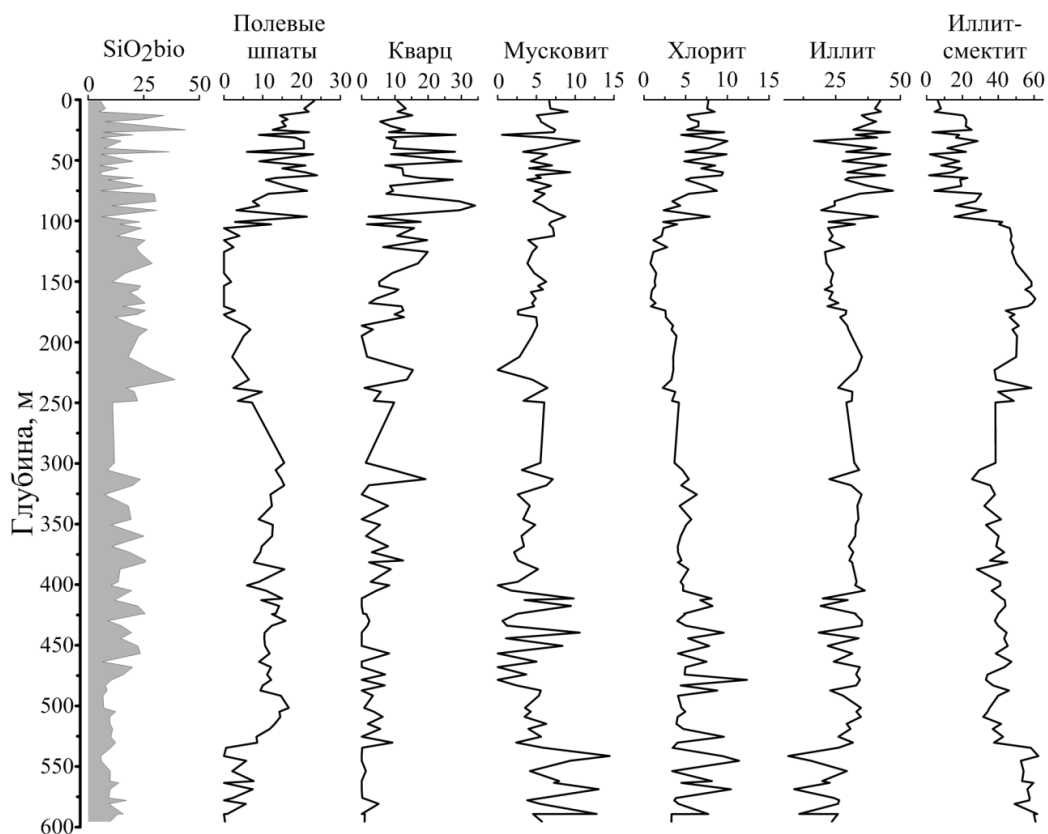
Объектом исследования выбраны керны с подводного Академического хребта, отделенного от берегов котловины. Методом рентгенофазового анализа (XRD) в байкальских донных осадках были обнаружены минералы: иллит-сметтит, иллит, хлорит, мусковит, хлорит-сметтит, каолинит, кварц и плагиоклазы [1]. Низкая минерализация байкальской воды препятствует образованию аутигенных минералов, в результате осадок формируется из поступающих в озеро продуктов физического разрушения пород водосборного бассейна.

Моделирование минерального состава осуществлено с помощью программного комплекса «Селектор» [2]. Повысить точность расчетов позволяет корректировка количества воды, содержащейся в осадке. Потери при прокаливании (п.п.п.) включают не только влажность осадка и конституционную воду, но и молекулярную воду, входящую в структуру биогенного кремнезема. Содержание необходимой для глинистого вещества конституционной воды рассчитано с помощью уравнения регрессии, связывающего содержание воды в структуре глинистых минералов с общим

химическим составом и п.п.п. Кроме рассчитанной по модулям воды, в систему задавалась свободная вода в одинаковом количестве для всех проб – 2.5 г/100 г осадка. Свободная вода необходима для учета обменных катионов (обычно K, Na, Ca, Mg, Fe), находящихся в межслоевом пространстве и компенсирующих суммарный заряд октаэдрического и тетраэдрического слоев.

Обнаруженные в байкальских осадках минералы являются природными твердыми растворами, что не позволяет использовать для их записи классические стехиометрические формулы. Описание таких минералов осуществляется с помощью применения модели твердых растворов. Нами использована модель неупорядоченного твердого раствора для определения соотношения между следующими минеральными фазами: иллит (15 миналов), иллит-сметтит (16 миналов), хлорит (7 миналов), полевые шпаты (4 минала), слюды (5 миналов).

Методом физико-химического моделирования на ПК «Селектор» был проведен расчет минерального состава осадков из скв. BDP-98, пройденной на подводном Академическом хребте. Анализировался интервал глубин 0–600 м, со средним шагом в 5–10 см. Распределение минеральных фаз по разрезу представлено на рисунке.



Минеральный состав (содержание в весовых процентах) осадков скв. BDP-98 по данным моделирования.

Резкие скачкообразные изменения соотношений минералов соответствуют глобальным геологическим событиям в регионе. На интервале 600–400 м, соответствующем приблизительно 6.5–8.0 млн лет, точка бурения была приближена к береговой линии, скорость осадконакопления была высока (30 см/1000 лет). В позднем миоцене (6–5 млн лет назад; 270 м) произошло увеличение темпа тектонических движений, контуры озера Байкал стали приобретать очертания, близкие к современным [3]. Столь значительное геологическое событие отражается и в рассчитанном изменении минерального состава осадков. Следующий контрастно выделяющийся по

минералогии интервал отмечается с глубины 110 м и выше и соответствует возрасту от 2.8 млн лет. Высокоразрешающие записи минералогического состава глин и геохимические данные из донных отложений оз. Байкал свидетельствуют об активизации тектонической деятельности, особенно около 2.65 млн лет [4]. Таким образом, глобальные геологические события могут быть выявлены изучением минерального состава донных осадков.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-45-04147).

Литература

1. Солотчина Э.П. Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2009. 234 с.
2. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2010. 287 с.
3. Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.
4. Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Безрукова Е.В. и др. Изменение климата и природной среды Центральной Азии в позднем кайнозое на основе изучения глубоководных скважин из озера Байкал // Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири / Ред. А.П. Деревянко. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 11–109.

ДИНАМИКА ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА В КОМПАКТИРУЕМЫХ ПРОНИЦАЕМЫХ ЗОНАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ НАД АСТЕНОЛИНЗАМИ

Перепечко Ю.В.¹, Сорокин К.Э.¹, Чудненко К.В.², Шарапов В.Н.¹

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

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, chud@igh.irk.ru

Уравнения физико-химической динамики метасоматического преобразования пород литосферной мантии, основанной на модели гетерофазного взаимодействия «флюид – порода», в наших работах использовались в гидравлическом приближении [2, 5]. Такой подход позволяет существенно сократить машинное время, необходимое для гидродинамического моделирования. Однако гидравлическое приближение приводит к быстрому достижению стационарного режима течения флюида в породе и дает заниженные значения времени эволюции таких систем. Гетерофазное взаимодействие в рамках модели проточного многорезервуарного реактора оценивается на основе минимизации потенциала Гиббса. Алгоритмическая реализация такого согласования сводится к тому, что на каждом временном шаге тепломассопереноса в пористой среде для текущих значений P и T в последовательной цепочке реакторов решается задача расчета гетерофазных равновесий [1]. Последовательное исследование проблем моделирования эволюции флюидо-магматических систем требует развития нестационарных, нелинейных моделей, способных описывать динамику тепломассопереноса гетерофазных многокомпонентных сред, и учета возможности деформирования породы в широком диапазоне временных и пространственных масштабов. Сложность экспериментальной проверки результатов моделирования таких систем приводит к необходимости использования методов, позволяющих создавать термодинамически согласованные, а значит, физически корректные модели тепломассопереноса. Одним из наиболее эффективных методов такого рода является метод законов сохранения. Метод основан

на процедуре согласования основных принципов термодинамики, законов сохранения и групповой инвариантности уравнений, что обеспечивает получение термодинамически согласованных динамических моделей гетерофазных сред. Рассматриваемая модель двухфазной среды, составленная породой и флюидом (в уравнениях обозначаются индексом $n = 1, 2$ соответственно), характеризуется парциальными плотностями ρ_n , скоростями u_n и удельной энтропией s , так что энергия имеет следующую функциональную зависимость: $E = E(\rho_n, u_n, s)$. Уравнения динамики гетерофазной среды в общем случае заменяются уравнениями двухскоростной гидродинамики, в которых присутствуют два давления. Система управляющих уравнений включает уравнения движения фаз, уравнения неразрывности и уравнение на энтропию. Получаемой динамике температур и давлений соответствует многорезервуарная модификация программного комплекса «Селектор» [3]. Рассматриваемая модель может применяться при описании мантийно-коровых флюидных магматических систем для геодинамических режимов областей коллизии на южных и восточных окраинах Сибирской платформы, а также для мантийного клина под палео- и современными эпиконтинентальными вулканическими дугами тихоокеанских областей перехода океан – континент.

Численное моделирование процессов верлитизации пород мантийного клина под фронтальной областью вулканических дуг северо-западной окраины Тихого океана для глубокой части мантийного клина, где преобладают сжимающие напряжения [4], показало следующие особенности неизотермической гидродинамики и метасоматических процессов: 1) относительно быстро в проницаемой области мантийного клина по потоку флюидов над магматическим источником устанавливается квазистационарное распределение давления, которое несколько меньше литостатического давления в массиве пород, 2) межфазное взаимодействие при сжатии флюида и выделение теплоты межфазного трения могут приводить к различным реализациям динамики температур в разрезе флюидной системы, которые кардинально отличаются от ординарных профилей температур, получаемых в приближении Дарси. При отсутствии существенного межфазного трения с выделением теплоты трения в нижней части потока фиксируется увеличение начальной температуры на несколько градусов. Это обстоятельство приводит к кардинальному изменению строения фронтальной метасоматической зональности: в системе проявляется «сдвиг» области карбонатизации, развивающейся на входе в систему. При этом за второй областью карбонатизации зона базификации значительнее, чем в ординарных фронтальных колонках (см. тезисы Шарапова и др. в этом сборнике).

При выделении теплоты межфазного трения динамика температур кардинально отличается от ординарных сверхадиабатических профилей конвективной диффузии в вулканогенных термальных системах. По потоку флюида со временем происходит возрастание температур. В виртуальных теплообменных профилях такого рода локальные увеличения температур фиксируются на интервале 200–500 °С. Следовательно, и динамика эволюции зональности окажется кардинально другой, чем в метасоматических колонках с температурными профилями, в которых нет такого термодинамического эффекта. Судя по результатам численных экспериментов, главной особенностью метасоматических процессов в указанных флюидных системах является развивающееся со временем полное «стирание» возникшей на начальной стадии метасоматической зональности, с образованием монотонного разреза метасоматизированной породной матрицы, состав которой задается составом флюидов из магматического источника. Вторым термодинамическим следствием возрастания температур по потоку может быть развитие зон частичного или полного локального или многоуровневого плавления метасоматизированных пород, с температурами расплавов выше, чем температура флюида на нижней границе системы.

Количественное моделирование таких ситуаций находится пока за рамками возможностей развитого нами приближения. Нами пока не рассмотрена также ситуация с сопряжением в разрезе мантийно-коровых флюидных систем зон с различными геодинамическими характеристиками фильтрационных процессов.

Литература

1. Бессонова Е.П., Шарапов В.Н., Чудненко К.В., Черепанова В.К. Новые возможности модели тепловой и физико-химической динамики для описания вулканогенных эпитермальных месторождений (на примере Асачинского месторождения, Камчатка) // ДАН. 2010. Т. 431, № 4. С. 521–525.
2. Модельный анализ внутриплитных мантийно-коровых рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 2009. 356 с.
3. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2010. 287 с.
4. Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Сейсмоструктура Курило-Камчатской области и ее стыка с Алеутской дугой. Сейсмологические и тектонофизические модели. Новосибирск: ИГГ, 1992. 138 с.
5. Шарапов В.Н., Ионе К.Г., Мысов В.М., Мазуров М.П., Перепечко Ю.В. Геокатализ и эволюция мантийно-коровых магматогенных флюидных систем. Новосибирск: ГЕО, 2007. 186 с.

ИЗОТОПНО-ГЕЛИЕВАЯ СИСТЕМАТИКА ПОДЗЕМНЫХ ФЛЮИДОВ

Поляк Б.Г.

Геологический институт РАН, Москва, polyak@ginras.ru

В подземных флюидах отношение концентраций $^3\text{He}/^4\text{He} = R$ широко варьируется из-за присутствия в них генетически разных типов гелия [1 и др.]. Один из них – радиогенный, образующийся в породах благодаря распаду U и Th. При их «кларковых» содержаниях в коре $R_{\text{КОР}} \approx (2 \pm 1) \cdot 10^{-8}$.

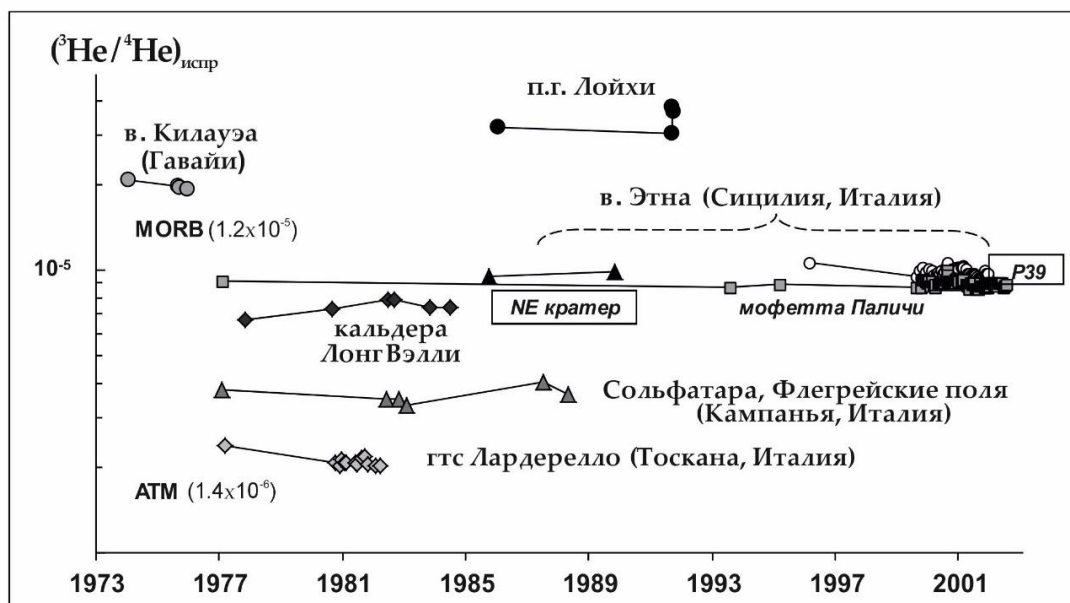


Рис. 1. Устойчивость изотопного состава гелия во времени в разных районах геотермальной активности.

Если измеренное в образце флюида $R_{\text{ИЗМ}} > R_{\text{КОР}}$, то в нем, кроме радиогенного, присутствует гелий иного происхождения. Это «первозданный» гелий с $R_{\text{PRIM}} \sim 10^{-4}$, присутствующий в космосе, который был захвачен Землей при аккреции и частично сохранился в ней до сих пор. Он содержится в объектах, связываемых с дифференциацией мантии, газах действующих вулканов, океанических базальтах (MORB) и т.п., в которых $R_{\text{МАН}} \sim 10^{-5}$ ($R_{\text{MORB}} \approx 1.4 \cdot 10^{-5}$), так как $\sim 10\%$ такого гелия еще составляет первичный компонент, но $\sim 90\%$ уже чисто радиогенные. В атмосфере же $R_{\text{АТМ}} \approx 1.4 \cdot 10^{-6}$ из-за смешения компонентов.

В подземных флюидах, циркулирующих в континентальной коре, региональные средние значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ варьируются, отличая области разновозрастной складчатости [2] так же, как их отличает плотность фонового кондуктивного теплопотока [3]. Реальность таких тектоногенных вариаций R вытекает из малой изменчивости этого параметра как по глубине, так и в разных масштабах времени не только в стабильных, но и в мобильных поясах [4]. В последних местах наблюдаются его всплески в связи с отдельными сейсмическими и вулканическими событиями (например, [5]), но эти флюктуации малы по сравнению со средними значениями в пункте наблюдений. Вместе с тем, квазистационарные уровни R в вулканических газах не универсальны и в эруптивных аппаратах разных районов современного вулканизма могут отличаться, указывая на разные доли мантийного и корового вещества в питающих эти аппараты магматических резервуарах (рис. 1).

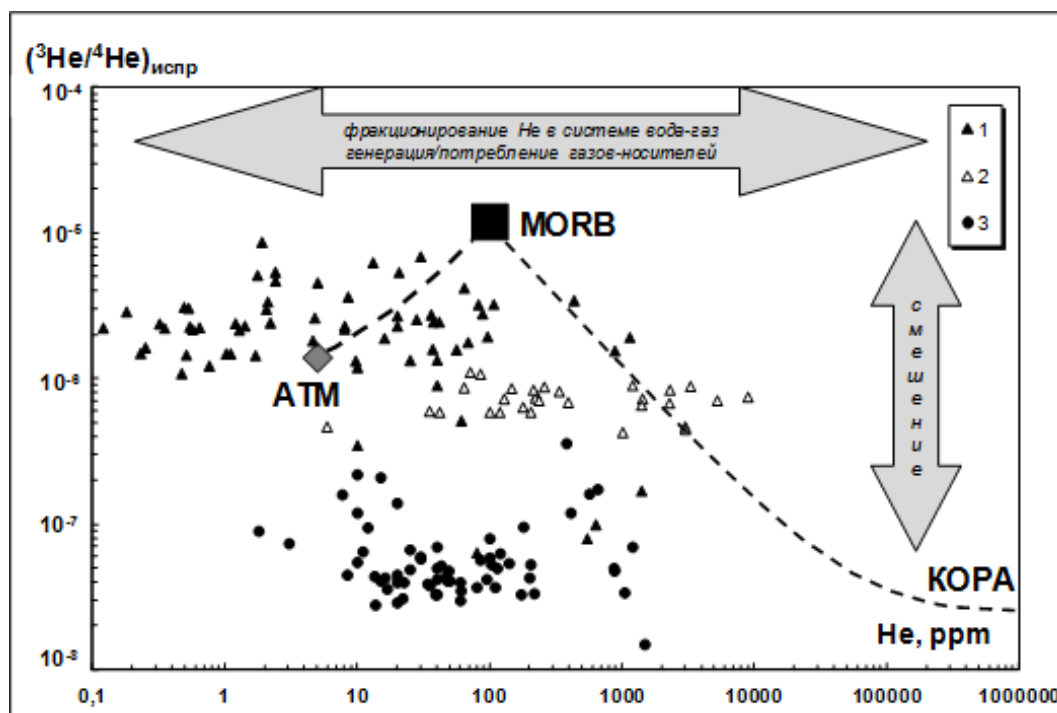


Рис. 2. Спектр сопряженных вариаций содержания гелия и его изотопного состава в подземных флюидах Кавказского региона [6].

1–2 – углекислые газы осевой зоны мегаантиклинория Большого Кавказа (1) и Кавказских Минеральных вод (2); 3 – преимущественно метановые газы предгорных прогибов и межгорных депрессий, пунктирные кривые – графики смешения флюидов из разных резервуаров.

Изучение изотопного состава гелия проливает свет и на происхождение сопутствующих газов-носителей. Само по себе присутствие первозданного (мантийного) гелия в подземных флюидах не может, однако, служить доказательством

ювенильности других их компонентов. Это ясно видно при сопоставлении изотопного состава гелия с его концентрацией в исследуемых газах. На графиках типа R –[He] (рис. 2) вертикальный разброс фигуративных точек отражает смешение разных типов гелия, тогда как горизонтальный – либо фракционирование гелия и других газов в системе газ–вода из-за их разной растворимости, либо изменение концентраций макрокомпонентов газовой фазы из-за их возникновения или потребления в пределах коры в результате трансформации рассеянного ОВ, разложения–осаждения карбонатов и других возможных процессов. Так, на рис. 2 подавляющее большинство фигуративных точек лежит левее теоретической линии смешения MORB–кора. При этом точки метановых газов располагаются в области низких значений R , отражая генерацию CH_4 в коре (осадочном чехле), тогда как точки углекислых приближаются к гораздо более высокому уровню, позволяя предположить высвобождение CO_2 при воздействии на карбонатные толщи коры горячих интрузивных тел, маркированных мантийным гелием.

Литература

1. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.
2. Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
3. Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника. 1968. № 4. С. 3–19.
4. Pecoraino G., Giammanco S. Geochemical characterization and temporal changes in parietal gas emissions at Mt.Etna (Italy) during the period July 2000 – July 2003 // Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences. 2005. V. 16, No 4. P. 805–842.
5. Поляк Б.Г., Киквадзе О.Е. Устойчивость отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах по глубине и во времени // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Екатеринбург: УрО РАН, 2013. С. 227–229.
6. Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Киквадзе О.Е., Иоффе А.И. Изотопы гелия в подземных флюидах Кавказского региона // Мониторинг (наука и технологии). 2012. № 1(10). С. 28–42.

ГИДРОТЕРМЫ ЧУКОТКИ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА

Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л.

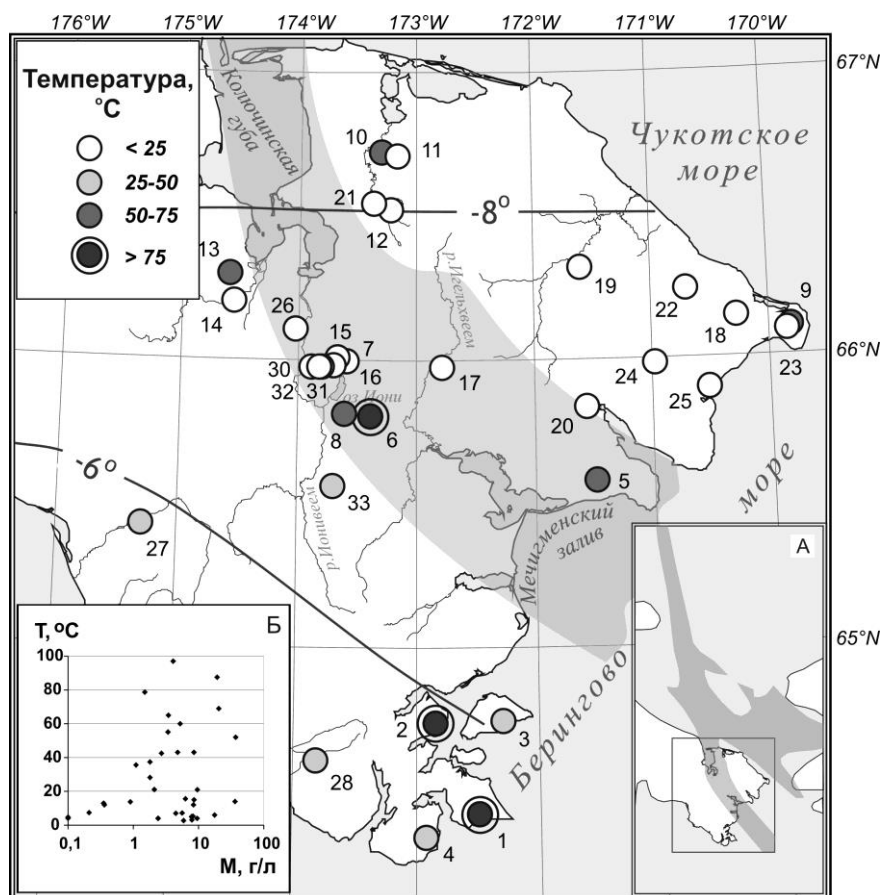
Геологический институт РАН, Москва, polyak@ginras.ru

На Чукотском полуострове с повсеместным развитием толщи многолетнемерзлых пород, естественным в регионе с отрицательными среднегодовыми температурами, сочетается присутствие источников с температурой вод от ~ 2 до 97°C . Разгружающиеся круглогодично, все они выносят внутриземное тепло, дополняя обусловленные теплопроводностью пород региональные кондуктивные теплотери, и поэтому в геофизическом смысле являются термальными [1].

Минерализация вод источников, в основном Cl/Na типа, варьируется от 50–80 мг/л до ~ 20 г/л, а местами выше морской, достигая 36–37 г/л. Она не коррелирует с температурой вод источников, и оба параметра не обнаруживают никакой пространственной упорядоченности (рисунки).

По изотопному составу водорода и кислорода воды источников резко отличаются от морских. Воды, максимально обедненные тяжелыми изотопами D и ^{18}O , отличают источники, разгружающиеся в середине текущей полуостров Колючинско-Мечигменской депрессии (КМД) близ оз. Иони. Наиболее вероятная причина

обогащения этих вод легкими изотопами кислорода и водорода – таяние подземных льдов, в которых δD и $\delta^{18}O$ уменьшаются на Чукотке местами до -223 и -29.2 ‰, соответственно [2].



Размещение термальных источников на Чукотском полуострове.

Цифры – номера групп, затусована Колыминско-Мечигменская депрессия (согласно [6 и др.]).

На врезке А показана Чукотско-Берингоморская система новейших грабен-рифтов (по [7]), на врезке Б – соотношение температуры и минерализации вод источников.

В выделяющихся из них газах преобладает N_2 (его концентрация в 26 изученных группах источников больше 50 % об., а в 16 – больше 90 % об.), а остальная часть газовой фазы представлена главным образом CO_2 . Ее содержание максимально в источниках КМД и достигает близ оз. Иони 95 % об. (ист. Бабушкины Очки). Эта CO_2 по изотопному составу углерода ($\delta^{13}C_{CO_2}$ от -5.3 ‰ до -8.7 ‰) близка к вулканической ($\delta^{13}C_{CO_2} -2 \dots -6$ ‰) [3], тогда как в азотных термах она изотопно намного легче и ближе к образующейся при окислении органического вещества.

Во всех источниках заметно присутствие мантийного гелия, составляющего от 2.2 % до 14 % общего количества He в газе. Наибольшая его примесь отличает источники центрального сегмента КМД. Как показала He-Sr изотопная систематика продуктов вулканической и гидротермальной активности в Италии, Индонезии, Андах и других районах мира, оба элемента поставляются в кору магматическими расплавами [4, 5 и др.].

Мантийному гелию в углекислых термах КМД сопутствует радиогенный аргон, образующийся в коре благодаря распаду ^{40}K , и избыточный (неатмосферный) азот, который изотопно тяжелее воздушного ($\delta^{15}N > 0$), тогда как в азотных термах

содержатся только атмосферные Ar и N₂. Значения $\delta^{15}\text{N}$ в чукотских газах положительно коррелируют с концентрацией CO₂.

Оценки температуры в гидротермальных резервуарах с помощью гидрохимических геотермометров выявили их региональные различия: на юге полуострова расчетные температуры заметно ниже по сравнению с КМД.

Выявленные особенности чукотских гидротерм согласованно объясняются одной причиной – восходящим тепломассопотоком из недр в Колючинско-Мечигменской депрессии, вызвавшим ее новейшую тектономагматическую активизацию, на что указывают также геоструктурные и геофизические особенности КМД. Маркированный примесью мантийного гелия, такой локализованный адвективный тепломассопоток привносит из мантии в кору дополнительную тепловую энергию. Он повышает температуру недр и стимулирует, с одной стороны, метаморфизм пород коры, который приводит к выделению из них изотопно тяжелой CO₂ и высвобождению образующегося в них радиогенного аргона, а с другой – таяние подземных льдов, усугубляя современную деградацию вечной мерзлоты.

Гидротермы Чукотки представляют собой потенциальную базу для освоения геотермальных ресурсов, как теплоэнергетического, что особенно важно в арктическом климате полуострова, так и рекреационно-бальнеологического. Такое освоение этих ресурсов в принципе возможно не только в КМД, где изливаются самые горячие Мечигменские источники с температурой на выходе до 97 °С (точка б на рисунке), но и за ее пределами, где местами с этой целью уже велись разведочные буровые работы. Это Чаплинские источники (т. 1) с температурой 88 °С, Дежневские (т. 9, 69 °С) и Кукуньские (т. 5, 69 °С).

Литература

1. Кейльгак К. Подземные воды. М.-Л.: ОНТИ, 1935. 494 с.
2. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: МГУ, 2000. 614 с.
3. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
4. Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И. и др. Изотопный состав He и Ar в термальных флюидах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 5. С.1220–1225.
5. Hilton D.R., Craig H. A helium isotope transect along the Indonesian archipelago // Nature. 1989. V. 342. P. 906–908.
6. Жуланова И.Л. Земная кора северо-востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 302 с.
7. Астахов А.С., Босин А.А., Колесник А.Н. и др. Геологические исследования в Чукотском море и примыкающих районах Северного Ледовитого океана в экспедициях RUSALCA-2009 // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 6. С. 110–116.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИРОДЫ ГЕТЕРОГЕННОСТИ БОТОГОЛЬСКОГО ГРАФИТА

**Пономарчук В.А.^{1,2}, Жмодик С.М.^{1,2}, Пыряев А.Н.¹, Мороз Т.Н.¹, Белянин Д.К.^{1,2},
Айриянц Е.В.¹, Киселева О.Н.¹, Миронов А.Г.³**

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

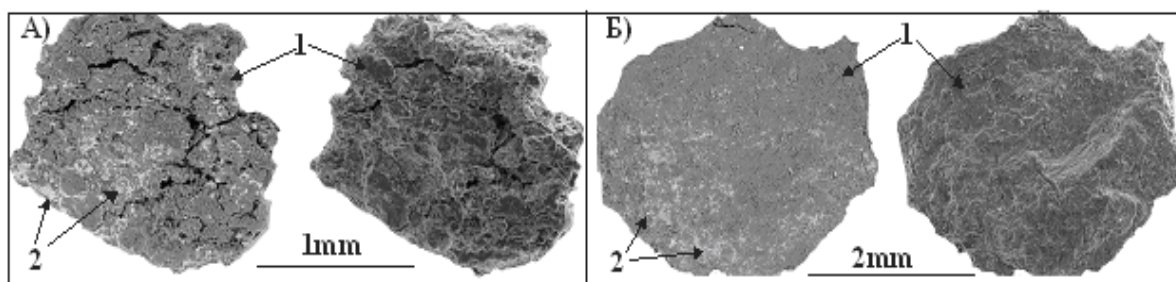
²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, zhmodik@igm.nsc.ru

³Геологический институт БНЦ СО РАН, Улан-Удэ

Основная масса природного графита сосредоточена в месторождениях двух генетических типов: метаморфогенном, в котором графит формируется за счет

биогенного вещества при повышенных Р-Т условиях, и эпигенетическом, ассоциирующем с магматическими расплавами и образованием графита за счет С-О-Н флюидов. Примерами эпигенетического типа являются месторождения Шри-Ланки и Индии (в штатах Раджастан, Орисса, Мадрас), Канады (Бакингом и Грейнвилл в провинции Квебек, Блэк-Дональд в провинции Онтарио), США (Стербридж в штате Массачусетс, Диллон в штате Монтана, Тиконгероги в штате Нью-Йорк), Японии (Сеннотани в префектуре Тояма), Ботогольское (Россия), возможно Скаланд (Сенья, Норвегия), на западе провинции Aracoiába-Baturité (Бразилия). Для этого типа характерно более высокое качество руд, но меньшие запасы по сравнению с метаморфогенными графитовыми месторождениями. К приведенному перечню можно добавить отработанное за XVII–XIX вв. месторождение Борроудейл (Англия), которое внесло определенный вклад в европейскую цивилизацию: из высококачественного графита изготавливались пушечные ядра, а впоследствии – карандаши. В качестве «преемника» истощившегося месторождения Борроудейл на европейском рынке появился графит Ботогольского месторождения, превзошедший по качеству известные цейлонские и мадагаскарские графиты.

Месторождение Ботогол (Восточные Саяны) располагается в штоке нефелиновых сиенитов, сменяемых по периферии пироксеновыми разновидностями, которые прорывают битуминозные известняки и породы черносланцевой формации с рассеянным углеродистым веществом (монгошинская или иркутная свита) неопротерозойского возраста. Известняки в виде крупных ксенолитов встречаются и в самом массиве. Состав и текстура графита в рудных штоках разнообразны. Наиболее качественные руды (60–90 % углерода) сложены плотнокристаллическим графитом и имеют массивную текстуру. Наряду с этим в массивных рудах отдельно или в комбинации встречаются сфероидальные, радиально-лучистые, концентрически-зональные, почковидные, каплевидные, сталактитоподобные, соматоидные и древовидные агрегаты. Различие морфологии графита установлено и на других эпигенетических месторождениях, что закономерно с учетом уникальности свойств углерода в формировании разнообразных углеродных структур и вариативности локальных условий при образовании графита.



Скан-изображения черного (А) и свинцово-серого (Б) графитов. Изображения приведены в обратно-рассеянных (левые фотографии) и отраженных (правые фотографии) электронах.

Обозначения: 1 – графит, 2 – белые пятна – примесные химические элементы.

Это отражается и на цветовой палитре графита месторождения Ботогол: встречаются черный с бархатным отливом, черный с темно-коричневым оттенком, металлический со свинцовым блеском, причем в одном штуфе могут сочетаться разные цвета. На рисунке приведены скан-изображения участка черной расцветки и отобранного вблизи него из того же графитового штуфа, но участка со свинцово-серым оттенком. Результаты РФА-СИ с синхротронным излучением показали в графите с черной расцветкой превышение содержаний Са в 4 раза, Сг в 18, Мп в 3, Ni в 12, Cu в 80, Zn в 4, Br в 2, Pb в 15 – сравнительно с графитом свинцово-серого оттенка.

Результаты экспериментов показали отсутствие карбонатов в графите, в связи с чем предполагается, что столь высокие содержания Са (до 7 %) находятся в графите в виде СаО. Этот факт свидетельствует в пользу представлений, согласно которым в формировании графита могли принимать участие процессы декарбонизации осадочных карбонатов.

Еще одной характерной особенностью графита с серо-металлическим оттенком, согласно данным КР-спектроскопии, является повышенная упорядоченность кристаллической структуры и несколько пониженный уровень температуры образования (~540 °С) по сравнению с черным графитом. Для последнего определена температура формирования ~570 °С и повышенное $\delta^{13}\text{C}$ на 1–3 ‰ по сравнению с графитом серо-металлического оттенка.

Более широкий разброс $\delta^{13}\text{C}$, характеризующий изотопную неоднородность рудного графита, отмечается между разными участками графитов из Карнелевского штока (северная часть Ботогольского месторождения). По результатам исследования нашей коллекции, $\delta^{13}\text{C}$ укладывается в интервал –4...–10 ‰. Согласно данным [1], общий интервал $\delta^{13}\text{C}$ графита на Ботогольском месторождении существенно увеличивается и составляет –4...–23 ‰. Аналогичный широкий интервал $\delta^{13}\text{C}$ графита отмечается и на других месторождениях, в частности в Индии [2], что объясняется участием в формировании графита нескольких источников углерода – биогенного (черные сланцы с $\delta^{13}\text{C} \sim -26$ ‰), мантийного ($\delta^{13}\text{C} \sim -5$...–7 ‰) и карбонатного (карбонатные отложения).

По результатам определения $\delta^{13}\text{C}$ в осадочных карбонатах выявлен диапазон от 6.1 до –9 ‰. Отметим, что высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в известняках свидетельствуют о докембрийском возрасте осадочных пород, вмещающих месторождение, в то время как значения $\delta^{13}\text{C}$ менее –2 ‰ обусловлены контаминацией биогенным углеродом. Намечается повышение значений $\delta^{13}\text{C}$ рассеянного графита, от ранних к поздним фазам ботогольского комплекса, выделенным В.С. Соболевым [3]: пироксеновый сиенит (–11.7...–12.5 ‰), меланократовая полевошпат-амфиболовая порода (–8.5...–6.6 ‰), нефелиновый сиенит (–5.2...–2.0 ‰). Полученные результаты указывают как минимум на три источника углерода: биогенный, мантийный, карбонатный и многократное переотложение графита на магматической стадии в сильно восстановительной обстановке: $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CO}_2 \rightarrow$ реакция Будуара $\rightarrow \text{C}$ (графит).

Работа поддержана РФФИ (гранты № 15-05-06950, № 13-05-12056 и № 15-35-21024).

Литература

1. Лобзова Р.В. Графит и щелочные породы района Ботогольского массива. М., 1975. 124 с.
2. Baiju K.R., Satish-Kumar M., Kagi H., Nambiarl C.G., Ravisankar M. Mineralogical characterization of graphite deposits from Thodupuzha-Kanjirappally Belt, Madurai Granulite Block, Southern India // Gondwana Res. 2005. V. 8, No. 2. P. 223–230.
3. Солоненко В.П., Соболев В.С., Славнин Г.П., Флоренсов Н.А. Ботогольское месторождение графитов и перспективы его использования. Иркутск: ОГИЗ, 1947. С. 165–218.

ФЛЮИДЫ В ФОРМИРОВАНИИ ПРИРОДНОГО МИКРО- И НАНОСТРУКТУРИРОВАННОГО ГРАФИТА В МАГМАТИЧЕСКОЙ ПОРОДЕ

Пономарчук В.А.^{1,2}, Рябов В.В.¹, Мороз Т.Н.¹, Титов А.Т.^{1,2}

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

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, ponomar@igm.nsc.ru

За последние три десятка лет накоплен громадный объем экспериментальных данных по синтезу углеродных нано- и микроструктур, базирующихся на новейших базовых аллотропах – фуллерене, нанотрубках, графене, карбине. Наиболее популярный метод синтеза углеродных наноструктур – химическое осаждение из паровой фазы (CVD), в котором основными параметрами являются широкий диапазон температур – от 400 до 1000 °С, С-О-Н-газы в проточном режиме, присутствие катализаторов в виде химических элементов или их сочетаний, а также давление от долей до тысяч атмосфер. Для геологических условий эти параметры не редкость, однако, судя по опубликованным материалам [1–3 и ссылкам в них], находок природных наноструктурированных углеродных образований не так уж много. В настоящем сообщении приведен пример формирования нано- и микроструктурированного графита в лейкогаббро с акцентом на выявление дополнительных факторов его образования.

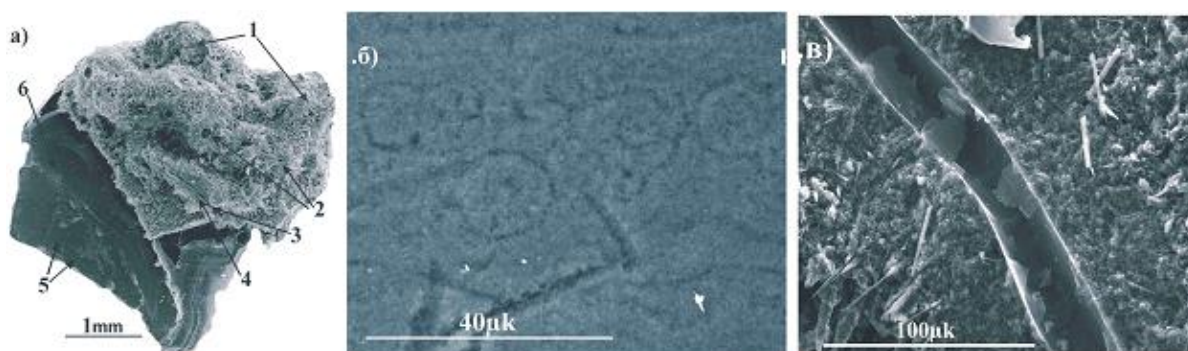


Рис. 1. Фрагмент графитовой глобулы с наноструктурированным углеродом: *а* – общий вид; *б* – скан-изображение пористого углерода под графеновыми слоями в точке (5); *в* – продольный срез флюидопровода с графеновыми обрывками (позиция (3) на рис. 1, *а*).
Обозначения приведены в тексте.

В дополнение к опубликованным [4, 5] фотографиям наноструктурированного графита, на рис. 1–2 представлены скан-изображения, выявляющие следующие особенности образования углеродных наноструктур в магматической породе. Об участии флюидов в образовании наноструктурированного графита свидетельствуют скан-изображения, на рис. 1. Фрагмент графитовой глобулы (рис. 1, *а*) содержит: участки с углеродными микротрубками и нанотрубками (1); сеть флюидопроводящих каналов, что фиксируется по поперечным (2) и продольным (рис. 1, *в*) срезам (3); обрамляющий каналы пористый углерод (4); участки поверхности с несколькими слоями графена (5), сквозь которые просматривается орнамент (рис. 1, *б*). Последний, как и концентрические кольца (6), отражает текстуру пористого углерода и свидетельствует об участии флюидов.

Во всех случаях микро- и нанотрубки, аналогичные приведенным на рис. 1, *а*, во-первых, ассоциируются с пористым углеродом и, во-вторых, одним концом соприкасаются с ним, что указывает на их генетическую связь. Кроме того, углеродные

микро- и нанотрубки обнаруживаются только во внутренней части графитовых глобул (рис. 2, а). Последнее свидетельствует о вероятном формировании в газовой среде, образование которой обусловлено диссоциацией углеводородов, в частности метана. Процесс характеризуется положительной обратной связью, так как при разложении метана выделяется тепло, усиливающее, в свою очередь, интенсивность диссоциации. Кроме того, лабораторные эксперименты показывают повышенную эффективность роста нанотрубок при увеличении давления водорода. Эти факторы свидетельствуют о присутствии элементов синергетики, что важно при самосборке микро- и наноструктурированного углерода.

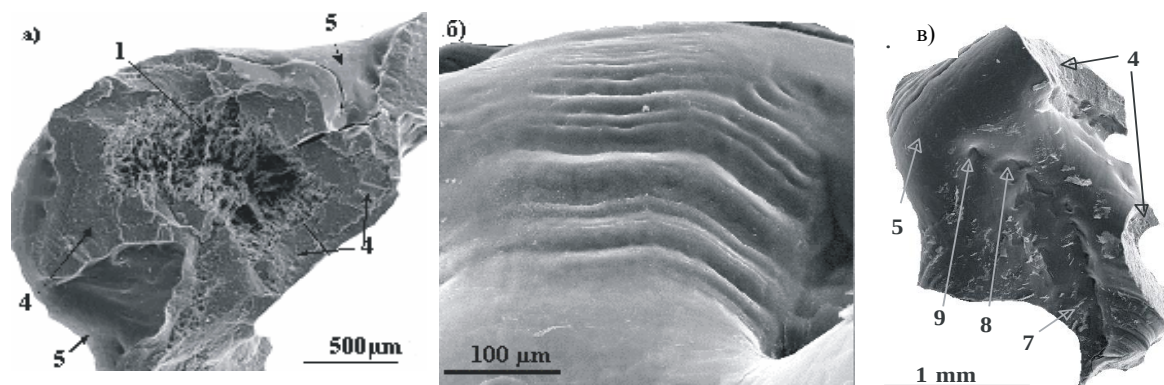


Рис. 2. Фрагменты графитовых глобул: а – микро- и нанотрубок во внутренней части глобул; б – складки пластического течения на поверхности графитовой глобулы; в – складки на поверхности графитовой глобулы и последовательность вмятин (7)-(8)-(9) от минералов. Обозначения такие же, как и на рис. 1, и приведены в тексте.

Процесс формирования графитовых углеродных структур и, в конечном счете, глобул начинается раньше, чем завершится переход магмы в твердофазное состояние. Данные КР-спектроскопии графита показывают диапазон 460–700 °С [5], но в этом интервале происходит как процесс образования графена, так и завершение упорядочения углерода в нем. При этом графит остается достаточно пластичным. Об этом свидетельствует скан-изображение рис. 2, б, на котором видны складки на поверхности графитовой глобулы и треугольная вмятина, оставленная уже закристаллизовавшимся минералом в окружающем глобулу магматическом расплаве. Причиной образования складок является давление от минералов на графитовую глобулу и их перемещение друг относительно друга, что иллюстрируется изображением на рис. 2, в: на левой верхней кромке графитовой глобулы видны складки. Вместе с тем, на поверхности глобулы присутствуют вмятины, последовательность которых (7)→(8)→(9) выстраивается в траекторию движения минерала. В целом же, сформированные С-О-Н флюидами природные наноструктурированные графиты являются более сложными образованиями, чем синтетические, что обусловлено, по-видимому, более длительным временем образования.

Литература

1. Шумилова Т.Г. Минералогия самородного углерода. Екатеринбург, 2003. 315 с.
2. Шумилова. Т.Г., Данилова Ю.В., Горбунов М.В., Исаенко С.И. Природный монокристаллический α-карбин // ДАН. 2011. Т. 436, № 3. С. 394–396.

3. Jaszczak J.A., Dimovski S., Hackney S.A., Robinson G.W., Bosio P., Gogotsi Y. Micro- and nanoscale graphite cones and tubes from Hackman Vally, Kola peninsula, Russia // *Canadian Mineralogist*. 2007. V. 45. P. 379–389.
4. Рябов В.В., Пономарчук В.А., Титов А.Т., Семенова Д.В. Микро- и наноструктуры углерода в Pt-малосульфидных рудах Талнахского месторождения (Сибирская платформа) // *ДАН*. 2012. Т. 446, № 5. С. 556–560.
5. Ponomarchuk V.A., Titov A.T., Moroz T.N., Pyryaev A.N., Ponomarchuk A.V. Hierarchically porous graphene in natural graphitic globules from silicate magmatic rocks // *Nanosystems: physics, chemistry, mathematics*. 2014. V. 5, No 1. P. 1–7.

ФЛОГОПИТ В МАНТИЙНЫХ ПОРОДАХ ИЗ ТРУБКИ УДАЧНАЯ (ЯКУТИЯ)

Похиленко Л.Н.

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

Были исследованы флогопиты из 35 мантийных пород разных парагенезисов: от наиболее деплетированных мегакристаллических дунитов до обогащенных деформированных лерцолитов, эклогитов, мегакристов граната и ильменита, а также флогопит непосредственно из кимберлита.

Флогопит встречается в перидотитах и эклогитах разных регионов мира [1–5]. Флогопитовые включения в алмазах описаны в литературе в виде как отдельных зерен, так и сростков с другими минералами [6–8]. В данной работе изучался флогопит из келифитовых кайм вокруг граната, зон изменения пироксена и мегакристов граната и ильменита. Флогопит присутствует в каймах почти всех изученных образцов и обнаруживает широкие вариации состава по FeO, MgO, Al₂O₃, TiO₂ и Cr₂O₃. Каймы перидотитов более разнообразны, чем каймы эклогитов. Для перидотитов выделяются пять типов кайм: 1) нормальные келифитовые каймы (rim1). Располагаются между гранатом и окружающим его оливином. Толщина кайм варьируется от первых микрон до 400 микрон. Помимо типичных минералов келифитовых кайм (орх, шпинелид, амфибол, флогопит), в каймах изученных образцов были найдены содалит, карбонат кальция, кпш, магнетит, сульфиды; 2) флогопитовые оторочки кайм (rim2). Толщина до 60 мкм. Располагаются сплошной или прерывистой лентой вокруг rim1, иногда вместе с укрупненными одноименными минералами этих кайм. Флогопит из внутренних зон кайм отличается по морфологии и составу от флогопита из оторочек. Вероятно, привнос К в систему был неоднократным. Пироксены и шпинель менее глиноземисты, чем эти минералы кайм1, но более глиноземисты, чем породообразующие минералы; 3) флогопит-шпинель-магнетитовые каймы (rim2). Толщина до 350 мкм. Располагаются между гранатом и примыкающим к нему кимберлитом. Представляют собой скрытокристаллические срастания флогопита, шпинелидов переменного состава, возможно, кальцита и серпентина. Имеют зональное строение: ближе к гранату преобладает флогопит, ближе к кимберлиту – магнетит. Описаны для двух изученных образцов. В кайме одного из них, помимо перечисленных минералов, зафиксированы сульфит бария и перовскит; 4) каймы зонального флогопита (rim4). Толщина до 60 мкм. Обнаружены в двух образцах вместо нормальных келифитовых кайм и их оторочки. Флогопит из этих образований отличается повышенными содержаниями Cr₂O₃ (до 12 мас. %), что, вероятно, может объясняться нановоростками хромита, однако, при изучении с помощью сканирующего микроскопа подобных неоднородностей обнаружить не удалось; 5) «карманы» в каймах (rim5). Имеют форму полусфер размером примерно 20 x 10 мкм и располагаются в гранате перед келифитовой каймой. Представляют собой, согласно анализу, тонкие срастания флогопита, кальцита и хромшпинелида. Отмечены в двух образцах. Флогопит присутствует во всех

вышеперечисленных типах кайм, являясь предпочтительной водосодержащей фазой для кайм гранатов перидотитового парагенезиса. Амфибол, хлорит и серпентин встречаются гораздо реже. Два последних чаще выполняют межзерновое пространство и трещины. Для эклогитов характерны каймы rim1-2, остальные разновидности не были встречены. Состав флогопитов из кимберлита, проанализированных для этой работы, довольно однородный (мас. %: $\text{TiO}_2 = 0.3\text{--}0.5$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.2$; $\text{Mg} = 88\text{--}89$), хотя ранее были встречены более титанистые и хромистые разновидности, а также флогопиты с барием и сильнозональные флогопиты. Флогопит из ильменитового гипербазита крайне неоднороден по составу и представляет несколько генераций [9], о чем свидетельствуют определения его возраста [10]. Флогопит из ильменитового мегакриста по составу идентичен флогопиту из кимберлита, что наводит на мысль о его формировании под воздействием кимберлитового расплава. Напротив, сложные и разнообразные составы флогопитов из кайм перидотитов заставляют думать о многостадийности формирования флогопитов из разных типов кайм. Каймы 1, 2 были сформированы до захвата ксенолитов кимберлитом под воздействием глубинных мантийных флюидов, тогда как фазовый состав rim3 (магнетит, перовскит, BaSO_3) отражает влияние кимберлитового расплава на формирование этого типа кайм. Для формирования каймы 4 (зональный флогопит) необходим привнос хрома, так как содержание Cr_2O_3 в этих флогопитах порой превосходит его содержание в гранатах, вокруг которых эти каймы формируются.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 15-05-07758).

Литература

1. Erlank A.J., Waters F.G., Hawkesworth C.J., Haggerty S.F., Allsopp H.L., Rickard R.S., Menzies M. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley pipes, South Africa // *Mantle Metasomatism* / M.A. Menzies, C.J. Hawkesworth, (Eds.). London, Academic Press: NY, 1987. P. 221–290.
2. Solovjeva L.V., Egorov K.N., Markova M.E., Khar'kiv A.D., Popolitov K.E., Barankevich V.G. Mantle metasomatism and melting in mantle-derived xenoliths from the Udachnaya kimberlite; their possible relationship with diamond and kimberlite formation // *Geology and Geophysics*. 1997. V. 38 (1). P. 172–193.
3. Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G., Win T.T., Wyatt B.A. Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. P. 232–250.
4. Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Jerde E.A., Neal C.R., Sobolev N.V. Quantifying the effects of metasomatism in mantle xenoliths: Constraints from secondary chemistry and mineralogy in Udachnaya eclogites, Yakutia // *Intern. Geol. Rev.* 1999. V. 41. P. 391–416.
5. Misra K.C., Anand M., Taylor L.A., Sobolev N.V. Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 146. P. 696–714.
6. Gurney J.J., Harris J.W., Rickard R.S. Silicate and oxide inclusions in diamonds from the Finsch kimberlite pipe // *Kimberlites, diatremes and diamond: their geology, petrology and geochemistry* / F.R. Boyd, H.O.A. Meyer. Washington: American Geophysical Union, DC, 1979. P. 1–15.
7. Meyer H.O.A. Inclusions in diamonds // *Mantle Xenoliths* / P.H. Nixon. Wiley, Chichester, 1987. P. 501–522.
8. Sobolev N.V., Logvinova A.M., Efimova E.S. Syngenetic phlogopite inclusions in kimberlite-hosted diamonds: implications for role of volatiles in diamond formation // *Geology and Geophysics*. 2009. V. 50. P. 1234–1248.
9. Pokhilenko L.N. Ilmenite ultrabasite UV162/09: the role of deep metasomatism in the rock formation. Goldschmidt Conference Abstracts, 2010. A822.

10. Похиленко Л.Н., Алифирова Т.А., Юдин Д.С. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование флогопита из мантийных ксенолитов: свидетельства древнего глубинного метасоматоза литосферы Сибирского кратона // ДАН. 2013. Т. 449, № 1. С. 76–79.

ТИПЫ, ИНТЕНСИВНОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАСОМАТОЗА ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЯЗИ С ПРОЯВЛЕНИЯМИ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА И УРОВНЕМ ЕГО АЛМАЗОНОСНОСТИ

**Похиленко Н.П.^{1,2}, Агашев А.М.¹, Литасов К.Д.^{1,2},
Мальковец В.Г.¹, Похиленко Л.Н.¹**

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

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Характер метасоматических преобразований пород литосферной мантии древних платформ привлекал внимание многих исследователей [1–8 и др.]. Выделяются два основных геохимических типа мантийного метасоматоза: карбонатитовый и силикатный. Карбонатитовый метасоматоз проявляется в обогащении пород и минералов несовместимыми элементами без существенных изменений их фазового состава и наиболее часто наблюдается в деплетированных (в том числе алмазоносных) гарцбургит-дунитах, слагающих значительную часть разреза литосферной мантии платформ (~120–200 км). Силикатный метасоматоз обогащает истощенные перидотиты базитовыми компонентами, что приводит к росту содержаний граната и клинопироксена в породе, и обычно приурочен к зонам взаимодействия корневых частей литосферы с конвектирующей астеносферой [3, 6, 8], реже – к менее глубинным частям разреза литосферной мантии [9].

Большинство алмазов, выносимых на земную поверхность кимберлитовой магмой, формируется в литосферной части мантии. По результатам изучения включений в алмазах было сделано заключение о метасоматической природе алмазов [10, 11]. Свидетельства метасоматических событий, связанных с процессами природного алмазообразования в истощенных перидотитах литосферной мантии, представлены в химическом составе гранатов из ксенолитов алмазоносных перидотитов и включений в алмазах. Химический состав флюидных включений в алмазах указывает на преимущественно карбонатитовый характер среды алмазообразования [12, 13]. Кристаллизация литосферных алмазов ультраосновного типа связана с начальными стадиями взаимодействия карбонатитовых расплавов/флюидов с восстановленными ($f\text{O}_2$ на уровне буфера IW) максимально истощенными перидотитами (Cr-пироповыми гарцбургит-дунитами) нижних частей литосферы древних платформ. Дальнейшее воздействие карбонатитовых расплавов на перидотиты приводит к изменению фазового состава пород (появлению в системе клинопироксена, а затем, в условиях дефицита SiO_2 в системе, и карбоната) и исчезновению алмазов за счет окисления породы ($f\text{O}_2$ становится близким к буферу CCO). Эпизоды силикатного метасоматоза деплетированных перидотитов не связаны с алмазообразованием, наоборот, при существенном повышении $f\text{O}_2$ в системе за счет вступления окисленных базитовых расплавов происходит уничтожение (окисление) алмазов в изначально алмазоносных перидотитах. Вторичное обогащение истощенных перидотитов базитовыми компонентами создавало условия для формирования резервуаров, генерирующих кимберлитовые расплавы группы 1. Частичное плавление метасоматизированного субстрата, изначально представленного истощенными перидотитами и претерпевшего несколько стадий метасоматического преобразования

(карбонатитового и силикатного), при степенях плавления не выше 2.5 % приводит к образованию кимберлит-карбонатитовой магматической ассоциации (характерным примером является система даек месторождения Снэп-Лэйк, Канада). Более редким случаем преобразования мантии являются реакции восстановления с участием карбонатов и H_2O и образованием разнообразных углеводородных соединений.

Обзор экспериментальных данных по плавлению карбонатсодержащих систем показывает, что наиболее реальным агентом переноса вещества в мантии является карбонатитовый расплав с малым содержанием H_2O . На основании экспериментов сделан вывод о плавлении карбонатов субдукционных плит на уровне переходной зоны, что приводит к образованию карбонатитовых диапиров, которые могут всплывать сквозь мантию по механизму растворения-осаждения. В свою очередь, эти процессы могут приводить к созданию окисленных каналов в мантии и являться эффективным механизмом образования глубинных алмазов в тылу диапиров за счет восстановления углерода из карбонатитового расплава. В зоне взаимодействия литосфера-астеносфера подобные диапиры запускают процессы метасоматической проработки истощенных перидотитов корневых частей литосферы и формируют резервуары вторично обогащенных пород – потенциальных источников кимберлитовых и родственных магм. На основании экспериментов при 3–8 ГПа показано, что первичный состав кимберлитовых расплавов может быть во многих случаях близок к карбонатиту с содержанием SiO_2 не выше 10–15 %.

Наиболее интенсивно процессы силикатного метасоматоза в корневых частях литосферы Сибирской платформы проявились на границе пермского и триасового периодов как результат колоссального по масштабу воздействия на литосферу базальтовых расплавов головной части Сибирского суперплюма. Эти процессы были связаны с весьма значительной общей базификацией перидотитового субстрата литосферной мантии платформы, практически полностью уничтожили алмазы в изначально алмазоносных перидотитах и привели к значительному уменьшению мощности литосферной мантии. Этим обстоятельством объясняется практически полное отсутствие алмазов в мезозойских кимберлитах Сибирской платформы. Широкий диапазон уровней алмазоносности кимберлитов среднепалеозойского возраста связан, скорее всего, со значительными вариациями масштабов и интенсивности эпизодов карбонатитового и силикатного метасоматоза в локализованных, незначительных по объему резервуарах литосферной мантии, находящихся на уровнях стабильности алмаза под конкретными кимберлитовыми полями, кустами трубок и отдельными трубками.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 13-05-00907 и № 13-0512096).

Литература

1. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р., Пирсон Д.Г., Шимизу Н. Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 1. С. 56–67.
2. Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N. Re–Os, Sm–Nd, and Rb–Sr isotope evidence for thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. P. 959–977.
3. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // Proc. VIIth Int. Kimberlite Conf. South Africa, University of Cape Town, 1999. P. 689–698.

4. Shimizu N., Pokhilenko N.P., Boyd F.R., Pearson D.G. Trace element characteristics of garnet dunites/harzburgites, host rocks for siberian peridotitic diamonds // Proc. VIIth Int. Kimberlite Conf. South Africa, University of Cape Town, 1999. P. 773–782.
5. Pokhilenko N.P. Polymict breccia xenoliths: Evidence for the complex character of kimberlite formation // Lithos. 2009. V. 112. P. 934–941.
6. Agashev A.M., Ionov D., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Y., Sharygin I.S. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // Lithos. 2013. V. 160. P. 201–215.
7. Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J. et al. Diamonds and the geology of mantle carbon // Rev. Mineral. Geochem. 2013. V. 75. P. 355–421.
8. Pokhilenko N.P., Agashev A.M., Litasov K.D., Pokhilenko L.N. Carbonatite metasomatism of peridotite lithospheric mantle: Implications for diamond formation and carbonatite-kimberlite magmatism // Geology and Geophysics. 2015. V. 56. P. 271–286.
9. Тычков Н.С., Агашев А.М., Малыгина Е.В., Похиленко Н.П. Термальные возмущения в литосферной мантии на примере Р-Т условий равновесия ксенолитов из трубки Удачная // ДАН. 2014. Т. 454, № 3. С. 328–333.
10. Navon O. Formation of diamonds in the Earth's Mantle // Proc. VIIth Int. Kimberlitic Conf. South Africa, University of Cape Town, 1999. P. 584–604.
11. Klein-BenDavid O., Izraeli E.S., Hauri E., Navon O. Fluid inclusions in diamonds from the Diavik mine, Canada and the evolution of diamond-forming fluids // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2007. V. 71. P. 723–744.
12. Zedgenizov D.A., Rege S., Griffin W.L., Kagi H., Shatsky V.S. Composition of trapped fluids in cuboid fibrous diamonds from the Udachnaya kimberlite: LAM-ICPMS analysis // Chemical Geol. 2007. V. 240. P. 151–162.
13. Klein-BenDavid O., Logvinova A.M., Schrauder H. et al. High-Mg carbonatitic microinclusions in some Yakutian diamonds-a new type of diamond-forming fluid // Lithos. 2009. V. 112. P. 648–659.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ И УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Поцелуев А.А.

Томский политехнический университет, Томск, poceluevaa@tpu.ru

Центральная Азия является крупнейшей рудной провинцией, где сосредоточены значительные ресурсы благородных, редких металлов и урана. Нередко руды этих месторождений имеют комплексный характер [1].

В условиях формирования и составе рудообразующих флюидов урановых и редкометалльных месторождений есть черты отличий и сходства. *Отличия в первую очередь заключаются в температурных условиях и солевом составе флюидов.*

Гидротермальные урановые месторождения в связи с березитами и эйситами образуются в условиях средних и низких температур – от 250 до 120 °С. Формирование грейзенового редкометалльного оруденения происходит при высоких и средних температурах от 475 (500) до 200 (165) °С. При этом верхний предел определяется устойчивостью воды, а нижний соответствует температуре формирования завершающих основной этап рудообразования сульфидных и сульфосольных парагенезисов с благородными металлами.

Рудообразующие растворы урановых месторождений характеризуются меньшей соленостью (0.7 до 17.8 мас. %) и хлоридным или хлоридно-бикарбонатным составом. Среди катионов преобладают Na, K, Ca, Mg. Анионы представлены главным образом

Cl^- , CO_3^{2-} , в меньшей степени SO_4^{2-} . Для растворов редкометалльных месторождений характерна более высокая соленость (от 5 до 60 мас. %) и хлоридно-фторидно-гидрокарбонатный состав. В составе катионов преобладают Na, K, Fe, Ca, Mn, а среди анионов резко доминирует Cl^- , F^- , HCO_3^- и соединения бора.

Значительные черты сходства отмечаются в условиях рудообразования, которые характеризуют динамику системы и эволюцию флюидного режима.

Установлено направленное последовательное возрастание температур от ранних стадий к более поздним, что указывает на общее прогрессирующее влияние эндогенного источника в процессе (и в области) формирования гидротермального оруденения. Продолжительность и объемы пострудного минералообразования были значительно ограничены по сравнению с основным рудным этапом. Отмечается увеличение температуры рудообразования с глубиной [1, 2].

Рудообразование происходит в условиях резкого изменения давления, градиент которого достигает 1000 атм [2]. Существенно возрастает давление от прерудной к рудной стадии и его градиент в пределах стадий. Весьма значительным оно является и в пострудную стадию. Это указывает на направленный гидродинамический напор рудообразующих металлоносных растворов и позволяет предполагать наличие взрывных процессов.

О взрывном характере процессов свидетельствует наличие брекчий без следов тектонических перемещений, «зон объемного катаклаза», эксплозивных брекчий и т.д. В результате формируются радиально-концентрические структуры очагового типа, хорошо выявляемые при обработке материалов мультиспектральных космических съемок [1].

Отмечаются значительные вариации газового состава флюидов. Преобладающими компонентами ФВ являются вода, углекислота, в значимых концентрациях отмечаются угарный газ, азот, водород, метан и другие углеводороды. По восстанию рудоносных структур значительно возрастает общая флюидонасыщенность минералов и суммарная концентрация газов. Это отмечается и по латерали в приближении к зонам глубинных разломов [1, 2].

На всех изученных месторождениях отмечаются водород и углеводороды. Главным образом это легкие соединения (метан), но иногда отмечаются и более тяжелые разности (от C_2H_2 до C_6H_{14}). Высокие концентрации углеводородов характерны для кварца основной продуктивной стадии формирования оруденения. В кварце пострудной стадии их содержание резко снижается. Вверх по восстанию рудных зон концентрация углеводородов стабильно снижается и исчезает водород, что является свидетельством большей окисленности флюида.

Предметом постоянных дискуссий по проблемам гидротермального рудообразования являются вопросы источника воды. И здесь необходимо расставить акценты. *Что обсуждается – источник воды или источники кислорода и водорода?! Вода в составе флюидных включений – это исходный компонент металлоносного флюида или конечный продукт процесса его распада (эволюции) и формирования руд?*

В первую очередь необходимо помнить, что по образному выражению В.М. Гольдшмидта земная кора является «оксисферой», которая по массе (до 50 %) и по объему (до 90 %) состоит из кислорода.

Исследованиями Ф.А. Летникова и Н.В. Сизых [3] показано, что процессы гранитизации базит-гипербазитовой протокоры Земли обусловили глобальное пульсационное поступление кислорода в составе флюидов в атмосферу Земли. Значительные потери кислорода (до 31.5 %) происходят и при локальных (околорудных) изменениях средних и основных пород, в которых доля кислорода максимальна [1]. Подобные процессы отмечаются и в зонах современного рудообразования [4, 5].

Экспериментально установлено, что при повышенной концентрации водорода и температуре 450–300 °С (и менее 300 °С) коэффициент диффузии кислорода повышается на 5–6 порядков и резко падает его концентрация в материалах [6, 7]. Данные температурные режимы соответствуют условиям формирования гидротермальных высоко- и среднетемпературных месторождений.

Таким образом, появление воды связано с воздействием водорода и, возможно, других водородсодержащих газов на вмещающие породы. Данные реакции могут быть наиболее важными при переходе газового восстановленного металлоносного флюида в гидротермальный раствор и соответственно играть значительную роль в рудогенезе. Поскольку этот процесс фиксируется в верхних частях земной коры, можно предположить, что в глубоких горизонтах, где фемические породы преобладают, он может быть доминирующим.

Литература

1. Поцелуев А.А. Благороднометалльное оруденение в гидротермальных урановых и редкометалльных месторождениях Центральной Азии. Томск: STT, 2014. 292 с.
2. Борисенко А.С., Холмогоров А.И., Боровиков А.А. и др. Состав и металлоносность рудообразующих растворов Депутатского оловорудного месторождения (Якутия) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 11. С. 1830–1841.
3. Летников Ф.А., Сизых Н.В. Роль процессов гранитизации в формировании кислородной атмосферы Земли // ДАН. 2002. Т. 386, № 4. С. 1–4.
4. Жмодик С.М., Акимцев В.А., Жмодик А.С. и др. Минералого-геохимические особенности процесса взаимодействия гидротермальных растворов с базальтами (зона сочленения Срединно-Атлантического хребта и трансформа Зеленого Мыса) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 162–182.
5. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 12. С. 1296–1307.
6. Булярский С.В., Светухин В.В., Приходько О.В. Моделирование неоднородной по объему преципитации кислорода в кремнии // Физика и техника полупроводников. 1999. Т. 33. Вып. 11. С. 1281–1286.
7. Маркевич В.П., Мурин Л.И., Lindstrom J.L., Suezawa M. Начальные стадии преципитации кислорода в кремнии: влияние водорода // Физика и техника полупроводников. 2000. Т. 34. Вып. 9. С. 1039–1045.

НЕОБЫЧНАЯ МИКРОМОРФОЛОГИЯ И ГЕТЕРОГЕННОСТЬ $\delta^{13}\text{C}$ ГРАФИТА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПОСТМЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ТЕКТониКИ И ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА (НА ПРИМЕРЕ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Пыряев А.Н.¹, Титов А.Т.^{1,2}, Мороз Т.Н.¹, Пономарчук В.А.^{1,2},
Владимиров А.Г.^{1,2,3}, Михеев Е.И.^{1,3}

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

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, pomomar@igm.nsc.ru

³Томский государственный университет, Томск, labspm@ggf.tsu.ru

Геологическая структура Ольхонского региона представляет собой коллизионный коллаж, сложенный разномасштабными пакетами тектонических литопластин, бластомилонитов и милонитов, различающихся породными ансамблями, степенью их метаморфических преобразований, спецификой магматизма, составом протолитов [1, 2]. В структуре Ольхонского региона наиболее древние образования представлены мраморами, однако с учетом последующего влияния полиметаморфизма

возникает вопрос, сохраняется ли потенциал их использования для реконструкции ранней истории структуры. Для ответа важно выяснить степень устойчивости характеристик мраморов под воздействием процесса метаморфизма. Данное сообщение ограничено исследованием особенностей графита из мраморов острова Ольтрек (Приольхонье, Байкал).

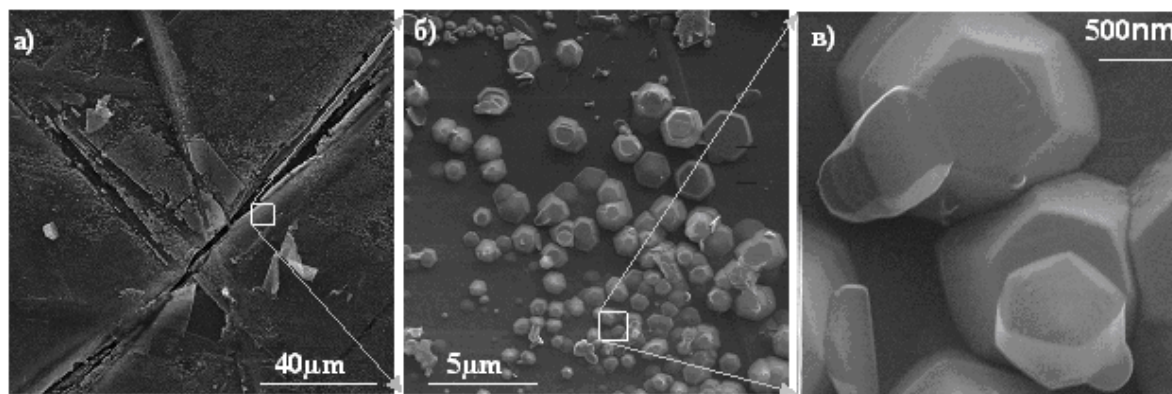


Рис. 1. Фрагмент графита с гексагонально-пирамидалными буграми при разном увеличении.

Обычно графит в мраморах представлен пластинчатыми чешуйками, образованиями типа «книги», розеток [3, 4]. В нашем случае к перечисленным добавились пластинчатые кристаллы графита с полигонизированными блоками на поверхности, но особенно интересными оказались графитовые кристаллы с «сыпью» разноразмерных гексагональных пирамид на базальной плоскости, аналогичные показанным на рис. 1, а. При увеличении (рис. 1, б, и 1, в) видно, что в местах скопления пирамиды малого размера представлены четкими шестигранными конусами, а большего размера – усеченными шестигранными конусами. Последнее, вероятно, связано с ограничением ростового пространства, перпендикулярного базальной плоскости. Это предположение подтверждается скан-изображением фрагмента поверхности кристалла графита на рис. 2, А, по которому видно, во-первых, что в местах сгущения происходит слияние пирамид вплоть до формирования сплошной площадки, и, во-вторых, по площадкам слияния четко устанавливаются два вертикальных к плоскости кристалла (0001) уровня кристаллизации пирамид. Сравнительная оценка характеристик комбинационного рассеяния показала (рис. 2, Б, кривая 3-1) исключительно низкую амплитуду пика D1 (индикатор дефектности графита) с волновым числом 1351 см^{-1} в точке, свободной от гексагональных пирамид (рис. 2, Б, кривая 3-1), по сравнению с участком, насыщенным шестигугольными конусами. Оценка температуры образования в последнем случае, по данным рамановского спектра, составила около $500\text{ }^{\circ}\text{C}$. Для первого случая температуру не удалось определить из-за высокого уровня совершенства кристаллической решетки (малость пика D1), но она выше $500\text{ }^{\circ}\text{C}$. По другим кристаллам графита максимальная температура (пик метаморфизма) составила $\sim 650\text{ }^{\circ}\text{C}$, причем это значение близко к температуре, установленной по изотопному термометру пары графит ($\delta^{13}\text{C} \sim -1.5\text{ ‰}$) – кальцит ($\delta^{13}\text{C} \sim 2\text{ ‰}$).

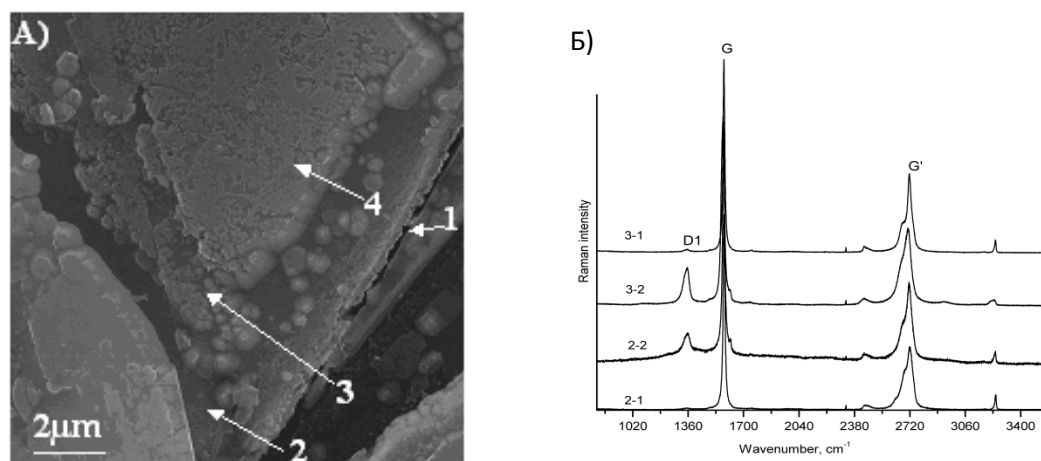


Рис. 2. А – скан-изображение ступенчатого роста гексагональных пирамид: 1 – диагональная трещина (см. рис. 1, а); 2 – базальная плоскость кристаллита; 3 – вновь образованная гексагональными пирамидами площадка первого уровня; 4 – площадка второго уровня; Б – рамановские спектры поверхности графита при отсутствии (кривая 3-1) и в присутствии (кривая 3-2) гексагонально-пирамидальных структур.

Из информационных источников следует, что такие же морфологические особенности поверхности графита, как представленные на рис. 1, присутствуют на месторождениях Кении и Танзании [5], в гейзеритах Прибайкалья и отмечены в гранитах [6]. В последней работе приводится механизм образования гексагональных пирамид за счет осаждения из углеродистого геля в результате гидротермального процесса. В нашем случае приведенные выше факты свидетельствуют, вероятно, об участии деформаций, которые, в уже консолидированном мраморе приводят к отслоению поверхности между карбонатом и графитом и образованию свободного пространства. Последнее заполняется глубинными флюидами [7] с дальнейшим формированием на поверхности гексагонально-пирамидального графита.

Литература

1. Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al. Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment // Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480. Irkutsk, 2005. P. 5–76.
2. Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН. 2011. Т. 436, № 6. С. 793–799.
3. Binu-Lala S.S., Wilbert Kehelpannalab K.V., Satish-Kumara M., H. Wada H. Multistage graphite precipitation through protracted fluid flow in sheared metagranitoid, Digana, Sri Lanka: evidence from stable isotopes // Chemical Geology. 2003. V. 197. P. 253–270.
4. Satish-Kumar M., Jaszczak J., Wada H. Relationship between structure, morphology, and carbon isotopic composition of graphite in marbles: Implications for calcite-graphite carbon isotope thermometry // American Mineralogist. 2011. V. 96. P. 470–485.
5. Mindat.org, 2015. Available from: <http://www.mindat.org> (last accessed August 26, 2015).
6. Шумилова Т.Г. Минералогия самородного углерода. Екатеринбург, 2003. 315 с.
7. Летников Ф.А. Автономные флюидные системы континентальной литосферы // ДАН. 2009. Т. 427, № 6. С. 94–97.

ИСТОЧНИКИ ФЛЮИДОВ, ФОРМИРОВАВШИХ НЕФРИТОВЫЕ ПОРОДЫ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Рампилова М.В., Рипп Г.С., Рампилов М.О.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, mrampilov@mail.ru

В южном складчатом обрамлении Сибирского кратона расположена наиболее крупная в России нефритоносная провинция. Здесь установлены месторождения двух формационных типов – апогипербазитовое (Джидинская, Восточно-Саянская площади, Парамский массив) и апокарбонатное (Витимская площадь). Нефриты слагают шпиль и линзообразные тела обычно в контактовых зонах серпентинизированных (лизардит-антигоритовых) дунит-гарцбургитовых пород и доломитовых мраморов с различными по составу алюмосиликатными породами.

Генезис нефритов обсуждается в работах [1–5]. Для апогипербазитовых рассматриваются варианты их сопряженности с серпентинитизацией, родингитизацией [1–3, 5], замещения амфиболитов [6], а для апокарбонатных – гидротермально-метасоматического преобразования доломитов [4].

Предлагаемые модели созданы исходя из состава замещаемых пород, логических построений, касающихся источников флюидов. Для апогипербазитовых нефритов были предположены источники как собственно материнские, так и вовлеченные из внешних резервуаров. В числе последних указывались воды метаморфогенного происхождения, метеорные глубинной циркуляции, связанные с гранитами. Образование апокарбонатных нефритов связывается с взаимодействием доломитовых мраморов с растворами, выделившимися из гранитов. Предложенные варианты источников флюидов не были поддержаны реальными доказательствами, и в частности изотопными исследованиями.

Нами были изучены нефриты, вмещающие их карбонатные породы, серпентиниты, тальк, минералы из кальцифиров (амфибол, диопсид, кальцит), кварц из гранитов. По изотопному составу кислорода среди нефритов выделилось две группы. В одну из них входят апогипербазитовые проявления (Восточно-Саянская, Джидинская, Парамский массив), во вторую – апокарбонатные (Витимская). Кислород первых относительно близок к составам ультраосновных пород ($6\text{--}9.5 \text{ } \delta^{18}\text{O} \text{ } \text{‰}$), что свидетельствует о их вкладе в матрицу минералов. В сравнении с ними в серпентинитах выявилась несколько большая обогащенность легким кислородом. Тем не менее полученные значения не позволяют на основании только изотопно-кислородных данных однозначно оценить источник флюидов. Значения δD , так же как в случае с кислородом, достаточно компактно концентрируются в контурах магматического источника флюидов ($-45\text{--}-80 \text{ } \delta\text{D} \text{ } \text{‰}$). Они перекрываются и значениями, характерными для вод метаморфического происхождения. В связи с этим логичным представляется вариант мобилизации флюида из серпентинитов, содержание воды в которых в 5–6 раз выше, чем в тремолитах. В пользу этого предположения, кроме близких изотопных характеристик, свидетельствует отмечаемое многими исследователями замещение серпентина тремолитом, хотя и остается пока невыясненным происхождение кальция. Близкие изотопные характеристики кислорода и водорода при относительной гомогенности также лежат в границах магматических и метаморфических вод. Наиболее логичным объяснением этого могла быть ремобилизация флюида на метаморфическом этапе из серпентинитов.

В другой изотопный кластер группируются значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD апокарбонатных нефритов Витимской площади. Кислород их резко обогащен легким изотопом ($-14.6\text{--}-18.6 \text{ } \text{‰ } \delta^{18}\text{O} \text{ SMOW}$), определенно указывающим на его метеорное происхождение. При этом тремолит, как спутанно-волокнистый (нефрит), так и из

вкрапленников и скоплений пластинчатого габитуса из амфиболизированных доломитов, имеет близкий состав кислорода. В процессе декарбонатизации для образования амфибола из замещаемых пород заимствовались только Са и Mg, привносился кремнезем, а кислород в составе уголекислоты выносился за пределы участков минералообразования. Появившийся в результате этой реакции избыток кальция реагировал с выделившейся уголекислотой и зафиксировался в новообразованном кальците. Изотопный состав кислорода (22.36 ‰ $\delta^{18}\text{O}$) и углерода (0.62 ‰ $\delta^{13}\text{C}$) из кальцита свидетельствует об утилизации уголекислоты, освободившейся при замещении доломита. В новообразованном тремолите изотопно-тяжелый кислород карбонатных пород (24...28 ‰ $\delta^{18}\text{O}$) не зафиксировался.

Высокая деплетированность дейтерием (–119.3...–178.5 ‰ δD SMOW) кристаллизационной воды в апокарбонатных нефритах, как и в случае с кислородом, подчеркивает главенствующую роль метеорного источника. Относительная близость к согласованным изотопным составам кислорода и водорода с эмпирической формулой Х. Крейга [6] свидетельствует о незначительной трансформации первичных вод, контаминации их изотопно-тяжелыми изотопами. Это могло быть результатом быстрого поступления их в область нефритообразования.

В связи с высказывавшимся предположением о гранитном источнике флюидов как апогипербазитовых, так и апокарбонатных нефритов [4] нами проведено изучение этих пород на Витимской нефритоносной площади. Они не отличаются повышенным содержанием воды, нет в них и сколько-нибудь заметных признаков гидротермальных процессов. Анализ изотопного состава кислорода в кварце из них также не позволяет считать их возможным источником флюидов. И потому можно полагать, что роль гранитов, скорее всего, ограничилась созданием механизма рециклинга поверхностных вод под действием тепла магматического очага.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы: 1. Флюидная фаза апогипербазитовых нефритов была мобилизована из серпентинитов при метаморфизме. Это согласуется с механизмом, предложенным в работе [1], согласно которому ответственным за процессы серпентинизации, родингитизации и нефритообразования является региональный метаморфизм. 2. В апокарбонатных нефритах Витимской площади фиксируется исключительно метеорный источник воды. Роль гранитов, которым приписывался источник флюидов, ограничилась созданием механизма рециклинга этих вод. 3. Кислород в минералах из кальцифиоров был задействован из замещаемой матрицы и метаморфогенных вод.

Работы проведены при поддержке РФФИ (грант № 15-06-06133 А).

Литература

1. Добрецов Н.Л., Татаринев А.В. Жадеит и нефрит в офиолитах. Новосибирск: Наука, 1983. 126 с.
2. Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1965. 150 с.
3. Прохор С.А. Основные факторы нефритообразования и геологические условия становления нефритоносных ультрабазитовых комплексов Восточного Саяна // Записки ВМО. 1990. Вып. 6. С. 33–45.
4. Секерин А.П., Секерина Н.В. Петрология гранитов на месторождениях светлоокрашенного нефрита Средне-Витимской горной страны // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 36–43.
5. Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С. Нефриты. Новосибирск: Наука, 1984. 150 с.
6. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. P. 1702–1703.

ПОДВИЖНОСТЬ УРАНА В ТЕКТОНИЧЕСКИ-АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЕ: ПЕРСПЕКТИВЫ РЕГИСТРАЦИИ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДНЫХ ВЫБРОСОВ В БАЙКАЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЕ

**Рассказов С.В.^{1,2}, Чувашова И.С.^{1,2}, Чебыкин Е.П.^{1,3},
Ильясова А.М.¹, Воднева Е.Н.^{1,3}**

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, rassk@crust.irk.ru

²Иркутский государственный университет, Иркутск

³Лимнологический институт СО РАН, Иркутск

Перенос урана водой в окислительных условиях способствовал образованию гидрогенных месторождений в Австралии и Евразии в мезозойских и кайнозойских отложениях палеодолин, формировавшихся в районах, сопредельных с архейскими и протерозойскими кратонами. Предполагалось, что источником урана могли служить магматические породы этих кратонов [9]. На юге Дальнего Востока наиболее продуктивной в отношении ураноносности была мезозойская эпоха. В позднем кайнозое получило развитие слабое гидрогенное рудообразование в южной части Ханкайского массива [1]. Значительные запасы гидрогенного урана находятся в позднекайнозойских палеодолинах Витимского плоскогорья [2]. Эти палеодолины формировались в условиях рифтогенной активизации литосферы палеозойских террейнов, выраженной в термальном воздействии на нее подлитосферного материала, плавлении малоглубинной части литосферной мантии в области гранат-шпинелевого перехода, контрастных движениях земной поверхности и ее эрозионном расчленении. В рифтогенез вовлекалась вся литосфера Витимского плоскогорья [8].

Аномальное истощение и обогащение ураном источников вулканических пород литосферной мантии водными флюидами выявлены в Приморье (возраст лав 10 млн лет), Малом Хингане (возраст лав 22–18 млн лет) и Тянь-Шане (возраст лав 122–46 млн лет) [3, 4, 6]. Уран выносился из источников малоглубинной безгранатовой литосферной мантии, а более глубокие источники гранатсодержащей мантии этих территорий сохраняли фоновые мантийные соотношения урана с другими несовместимыми элементами. По выявленным аномалиям урана вынос этого элемента водными флюидами в активных тектонических зонах должен быть ограничен малоглубинной мантийной и коровой частями континентальной литосферы.

Механизм концентрации гидрогенного урана в палеодолине может реализоваться в современном выносе этого элемента в любой сейсмоактивной зоне. При мониторинговых измерениях концентраций U в водах из неглубоких (3–6 м) скважин, пройденных в известняках Центральных Апеннин (Италия), с июля 2008 г. до конца марта 2009 г. были зафиксированы резкие аномалии концентраций U, связанные с фазой форшоков землетрясения L'Aquila с магнитудой 6.3, произошедшего 6 апреля 2009 г. Предполагалось, что выбросы урана были обусловлены импульсным предсейсмогенным поступлением флюидов из средней части коры [10]. Именно в средней части коры находятся в основном гипоцентры землетрясений Байкальской сейсмической зоны. При подготовке, во время и после землетрясений можно ожидать импульсного проникновения флюидов из очаговой области. Концентрации урана таких флюидных порций в подземных водах должны отличаться от фоновых концентраций, характеризующих асейсмичное состояние территории или малоглубинные источники урана. Задача мониторинговых наблюдений подземных вод – распознать выбросы урана из глубинных источников, т.е. из средней, нижней частей коры или подкоровой мантии.

Участки текущей активности разломов Тункинской долины и побережья Байкальской впадины трассированы выходами подземных вод с отношениями изотопов урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в интервале от 2.0 до 3.3 (в скобках – единицы активности). Высокие урановые отношения обусловлены эффектом Чалова–Чердынцева – поступлением в подземные воды ядер отдачи ^{234}U при деформациях пород. Мониторинг 2012–2015 гг. выявил периодические вариации ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и концентраций U, согласующиеся с землетрясениями 9–13-го класса [5, 7].

Зарегистрированные выбросы урана частично соответствовали максимумам ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$). Мы предполагаем, что такая согласованность параметров отражала косейсмическое высвобождение окисленного водного флюида. В случае восстановленного состава флюида концентрация урана в подземных водах, наоборот, снижалась. В термальных и минеральных водах месторождений Аршан, Шумак, Горячинск, Жемчуг, Сухая в период мониторинга отношения ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) были близки к равновесным. Деформации не фиксировались. Широкие вариации U и ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) выявлены на единственном месторождении термальных вод Нилова Пустынь. На станции «Серебряный источник» NP-2 концентрации U снижались от 2.9 до 2.4 мкг/л при повышении ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) от 3.14 до 3.24, а на станции «Ванна» NP-1, соответственно, от 1.87 до 0.73 мкг/л при снижении ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) от 2.28 до 1.83. Нестабильность источников урана, возможно, была обусловлена импульсным поступлением глубинных флюидов, отразивших деформации коры. В районе западного окончания Тункинской долины вероятно проявление крупного сейсмического события.

Финансирование РФФИ (проект № 14-05-31328) и РНФ (проект № 15-17-30022).

Литература

1. Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. М.: Наука, 2006. 372 с.
2. Лучинин И.И., Пешков П.А., Дементьев П.К. и др. Месторождения урана в палеодолинах Зауралья и Забайкалья // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 12–15.
3. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеанская геология. 2003. № 1. С. 92–109.
4. Рассказов С.В., Пересторонин А.Н., Приходько В.С., Сато К., Ясныгина Т.А., Михеева Е.А., Чувашова И.С. Геохимическая специфика разноточных источников миоценовой базальт-андезитовой ассоциации Малого Хингана, Приамурье // Тектоника, глубинное строение и минерагения востока Азии. VIII Косыгинские чтения. Материалы всероссийской конференции. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 318–320.
5. Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильасова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С. Выявление текущих деформаций коры в Тункинской долине по проявлению эффекта Чалова–Чердынцева в подземных водах // Вестник кафедры географии ВСГАО. 2014. № 4 (11). С. 70–78.
6. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Миколайчук А.В., Собель Э.Р., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Латеральная смена источников мел-палеогенового магматизма в Тянь-Шане // Петрология. 2015. Т. 23, № 3. С. 308–336.
7. Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Воднева Е.Н., Ильасова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В. Первые результаты мониторинга $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала // ДАН. 2015. Т. 460, № 4. С. 464–467.
8. Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В., Руднева Н.А. Среднемиоценовые последовательности высоко- и умеренно-Mg вулканических пород на Витимском плоскогорье, юг Сибири: воздействие подлитосферного конвектирующего материала на литосферу // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 1. С. 91–125.

9. Hou B., Michaelsen B.H., Li Z., Keeling J.L., Fabris A. J. and IGCP–514 participants Paleovalley-related uranium: exploration criteria and case-studies from Australia and China // Episodes. 2014. V. 37, No 3. P. 150–171.
10. Plastino W., Panza G.F., Doglioni C., Frezzotti M.L., Peccerillo A., De Felice P., Bella F., Povinec P.P., Nisi S., Ioannucci L., Aprili P., Balata M., Cozzella M. L., Laubenstein M. Uranium groundwater anomalies and active normal faulting // J. Radioanal Nucl. Chem. 2011. V. 288. P. 101–107. DOI 10.1007/s10967-010-0876-y.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ: ГЛУБИННЫЕ ФЛЮИДНЫЕ СИСТЕМЫ (ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКАЯ АКТИВНАЯ ОКРАИНА)

Рафиков Я.М.¹, Юсупов Р.Г.²

¹Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН РУз, Ташкент, Узбекистан, rafikov_yalkin@mail.ru

²НПО «Ветеран геологии» Госкомгеологии, Ташкент, Узбекистан

Схема верхнепалеозойского магматизма Чаткало-Кураминской активной континентальной окраины [1] начинается с гранитоидов S-типа (S_2 - D_1) и комагматичного им базальт-андезит-дацит-липаритового комплекса (D_1 , U-Pb метод, 414 ± 6 млн лет), за которыми устанавливается «карбонатная пауза» (D_2 - C_1). Активизация мантийных процессов (C_1^3) сопровождается формированием глубинных магматических очагов (сложнопостроенных интрузий), среди которых находится габбро-перидотит-анортозитовый (U-Pb-метод, 344 ± 6 млн лет) комплекс (верлиты, анортозиты, трактолиты, корситы, горнблендиты и др.) [2], крупные вулканоплутонические ассоциации мингбулак-карамазарских комплексов (U-Pb-метод, 307–322 млн лет). Далее проявился субщелочной вулканизм акчинского и надакского комплексов и комагматичные им интрузии куюндинского комплекса (C_3^1 , U-Pb, Rb-Sr-метод, 306–302 млн лет).

Внутриплитная стадия. Вначале формируется лейкогаббро-диорит-сиенитовый бабайобский комплекс и комагматичные ему вулканиты пестрого состава шурабсайского, манакамского, равашского комплексов (Rb-Sr-метод, 296–303 млн лет), но они уже имеют ограниченный (локальный) характер распределения. В заключительный этап развития магматизма формируются комплексы пород гранит-лейкогранитового состава (P_1) и комагматичные им вулканиты оясайского и кызылнуринского комплексов (286–290 млн лет, Rb-Sr), а также дайки и штокообразные тела регионального распространения (дайки онгориолитов, долеритов и др.). Время их формирования U-Pb-методом датируется как 264–280 млн лет.

Верхнепалеозойский магматизм Чаткало-Кураминской активной окраины имеет следующие основные рубежи: D_1 , C_1 , C_{2-3} , P_1 , которые сопровождаются мобилизацией мантийных флюидных систем. Воздействие сквозьмагматических флюидов на магматические очаги (гипоглубинные – собственно мантийные, умеренно глубинные – коровомантийные, коровые – малоглубинные) с избирательной экстракцией рудных и нерудных компонентов формирует акцессорно-минеральные и геохимические показатели пород магматических комплексов. Система Fe, Mn... (Cr, Ni, V, Ti, Al ...) – Si – C (металлы–кремний–углерод) с охватом платиновых металлов, Au–Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Hg и др. в зависимости от фациальных условий формирования магматизма определяет эпимагматогенную природу связанной рудной минерализации [3, 4].

Гипоглубинные (ГГ) магматиты (мафит-ультрамафиты, лампроиты и др.) служат носителями в акцессорной форме самородного кремния, алмазов, кубических карбидов кремния, зюссита, хамрабаевита, мавляновита и других термо- и барофильных минералов. Это означает, что состав газовой фазы (N_2 – CH_4 , C_2H_4 и др.) азотно-

гидридный [4], намечаются связи с гелий-водородной флюидной оболочкой (H₂-H₂, CN) и процедура «обработки» флюида.

Умеренно-глубинная (УГ) корово-мантийная (40–70 км; гранулиты-эклогиты, гранат-амфиболиты, графитовые гнейсы, калиевые базальтоиды и др.) система включает минералы платиновых металлов (Pt, Pd, Rh), интерметаллиды (Fe, Pd, Au, Cu и др.). Относительно неокисленные (слабоокисленные) глубинные флюиды, «отрабатываясь», формируют продуктивные рудно-флюидные комплексы. В расплавах мельчайшие (от менее 0.1 нм до 10–100 нм размерностей и более) капли рудного вещества контролируют кристаллизацию самородных металлов (платиновые металлы, Au, Cu и др.), сплавы, интерметаллиды.

Коровые малоглубинные (МГ) (8–20 км; магматические комплексы умеренно-кислого, кислого и субщелочного типа и др.) выделяются содержаниями «легкоплавких» (Pb, Zn, Cu, Bi и др.) минеральных компонентов, размещающихся в форме «капельно-жидких» застывших обособлений в интерстициях породообразующих минералов. Углеродистые газовые и газоконденсатные составляющие глубинных флюидных систем избирательно обогащают (Au, Cu, Mo, Bi, Sn, F, Cl, B и др.) силикатно-солевые дифференциаты магматических систем до значимости продуктивных рудно-флюидных систем с последующим вовлечением их в эпимагматогенное (магматогенное, пневмато- и гидротермальное) рудообразование.

Литература

1. Рафиков Я.М. Схемы магматизма Чаткало-Кураминской активной окраины // Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии (геохронологические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов). М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 302–304.
2. Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г. Продуктивность и рудоносность раннекаменноугольных пород габбро-перидотит-анортитового комплекса (Чаткало-Кураминская активная окраина) // Отечественная геология. 2014. № 6. С. 76–78.
3. Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г. Глубинные флюиды, их типизация и сопутствующая минерализация (Срединный Тянь-Шань) // Актуальные проблемы рудообразования и металлогения. Новосибирск, 2006. С. 187–188.
4. Юсупов Р.Г., Рафиков Я.М. Газовый состав флюидных включений барофильных акцессорных минералов позднепалеозойских магматических комплексов (Срединный Тянь-Шань) // Материалы XII Международной конференции по термобарохимии и VI симпозиуму APIFIS. М., 2008. Т. 1. С. 167–170.

ИСТОЧНИКИ ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ ФТОР-БЕРИЛЛИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

Рипп Г.С., Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, ripp@gin.bsnet.ru

На площади Западного Забайкалья известна одна из крупнейших в России бериллиеносная провинция. Ее главные месторождения относятся к флюорит-берtrandит-фенакитовой формации (Ермаковское, Ауникское, Амандак, Орот и др.). Они связываются с гранитами повышенной и высокой щелочности. Наиболее крупным среди них является Ермаковское месторождение. Руды его, образованные в гидротермальную стадию, на 20–70 % состоят из флюорита, содержат 3–10 % (объемных) карбонатов, повышенные количества калиевого полевого шпата, альбита, сульфидов. Главными бериллиевыми минералами руд являются фенакит и берtrandит,

в числе второстепенных представлены эвдидимит, мелинофан, лейкофан. На завершающем этапе формирования месторождения образовались кальцитовые жилы и прожилки с миларитом, бавенитом, сульфидами. В пределах рудного поля широко распространены скарнирование, карбонатизация, калишпатизация и пиритизация.

В качестве главного инструмента для решения вопроса об источниках вещества и флюидной фазы послужили изотопные исследования. Определен изотопный состав водорода в конституционной воде минералов из различных геологических образований, и выполнен расчет состава кислорода во флюидах, равновесных с сосуществующими минералами. Кроме того, проанализирован изотопный состав кислорода воды из флюидных включений.

По изотопному составу кислорода и водорода (рис. 1) выделяется три автономных источника флюидов. Один из них приближен к метаморфогенным водам, участвовавшим в образовании кальцифиров. Второй фиксирует флюиды скарнового этапа. Третий включает продукты рудного этапа и характеризуется наибольшим обогащением метеорной водой. При этом степень обогащения последней заметно возрастала к концу формирования руд. Это зафиксировано в изотопном составе доломитов (более ранних) и кальцита (рис. 2).

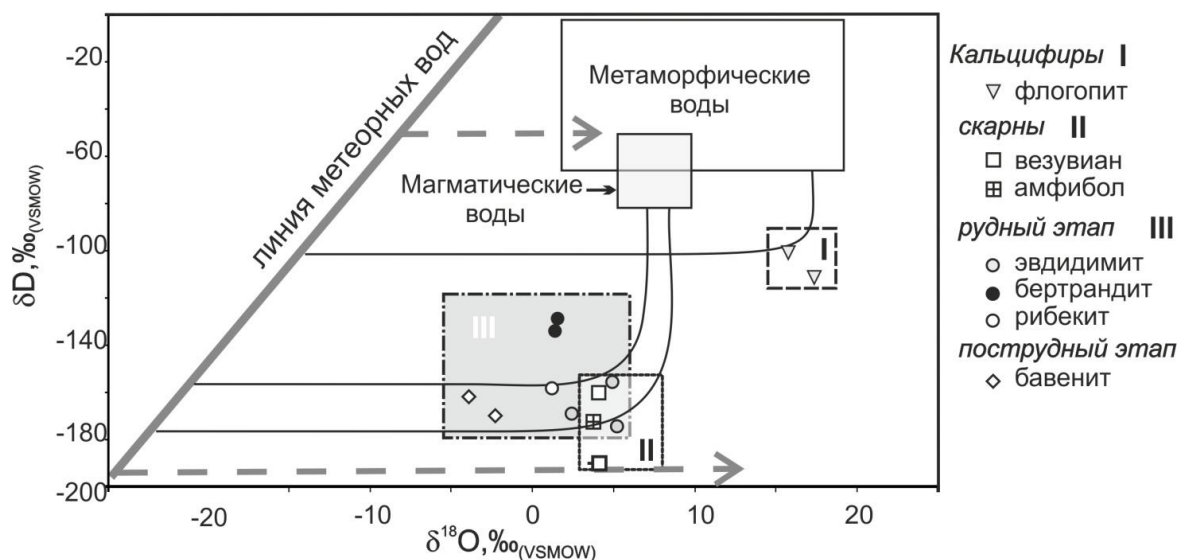


Рис. 1. Резервуары флюидов, участвовавших в формировании кальцифиров (I), скарнов (II) и рудных парагенезисов (III).

В скарнах величина истощения тяжелым кислородом слишком велика, чтобы быть результатом равновесных процессов декарбонатизации вмещающих пород. Обогащенность легким кислородом, согласно [1, 2], интерпретируется как результат обмена магматических флюидов с метеорными водами. Как и в неоднократно описанных в литературе случаях, ранние скарновые флюиды (рис. 2) представляли преимущественно магматический источник, в который происходил приток метеорных вод. На это указывает резкое обогащение легким кислородом кальцита, завершающего формирование скарнов.

Характерной особенностью кислорода, дистанцированного от мантийного источника в минералах руд, является его деплетированность тяжелым изотопом. Точки изотопных составов этого элемента лежат за пределами линий смешения известняков и флюидов ювенильного источника. Наличие гидрокарбонат-иона во флюидных включениях разнообразных минералов свидетельствует о важной роли этого компонента в формировании месторождения.

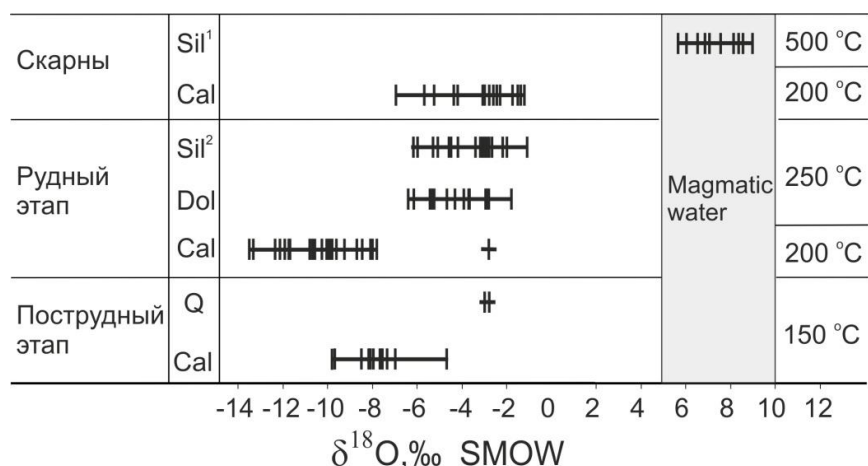


Рис. 2. Изотопный состав кислорода флюидной фазы (воды), участвовавшей в формировании скарнов, ассоциации рудного и пострудного этапов. Sil¹ – везувиан, андрадит, волластонит, форстерит, флогопит; Sil² – апатит, КПШ, кварц; Q – кварц в ассоциации с бавенитом.

Гидроксильная вода минералов во всех случаях деплетирована дейтерием (см. рис.1). Степень деплетированности наибольшая у минералов рудных парагенезисов и скарнов и менее всего у минералов, образовавшихся в результате декарбонатизации известняков.

Изотопный состав сульфидной серы (пиритов, галенита, сфалерита, молибденита) как из рудных парагенезисов, так и из участков сульфидизации пород лежит в интервале типично коровых значений источника ($\delta^{34}\text{S}$ от 7.1 до 16.2 ‰).

Литература

1. Bowman J.R. Stable-Isotope Systematics // Mineralized intrusion related skarn systems. Min. Assoc. Can. Short Course 26, 1998. P. 99–145.
2. Hall D.L., Cohen L.H., Schiffman P. Hydrothermal alteration associated with the Iron Hat iron skarn deposit, eastern Mojave Desert, San Bernardino County, California // Economic Geol. 1988. V. 83. P. 568–587.

ФЛЮИДИЗАЦИИ ПОДНИМАЮЩЕГОСЯ ПЛЮМА КАК ИСТОЧНИК КИМБЕРЛИТОВОЙ МАГМЫ

Розен О.М.

Геологический институт РАН, Москва, oleg.rosen@yandex.ru

Представляется очевидным, что кимберлиты возникают в результате флюидизации поднимающегося мантийного вещества. Роль флюидов в петрогенезисе чрезвычайно велика [3], и характерным примером могут служить кимберлиты, появление которых непосредственно обусловлено флюидизацией отдельных участков верхней мантии. На Сибирской платформе вулканическая активность включает ряд мантийных эпизодов, случившихся 1278, 360–344, 250, 245–135 млн лет назад. Среди них преобладают кимберлиты, но также присутствуют лампроиты (Ингаши, 1278 млн лет) и плато-базальты (тунгусские траппы), сопровождаемые щелочными ультрамафитами и карбонатитами (Маймеча) – 250 млн лет. Эти многочисленные проявления распределены по всей длине кратона с юго-запада к северо-востоку ~2000 км и демонстрируют последовательное омоложение, то есть миграцию источника в этом направлении [5]. Вместе с тем очевидно, что кимберлиты, как проявления почти мгновенного перемещения вещества из глубин мантии на

поверхность, обусловлены термальной конвекцией внутри силикатной мантии, то есть, по существу, обусловлены плюмовым процессом [1, 2, 4]. С. Маруяма с коллегами [8] и другие исследователи показали, что одной из причин возникновения и последующего поднятия плюма, вероятно, является нарушение петрологического равновесия в слое D'' на границе ядро – мантия. Оно может быть вызвано плавлением погрузившегося при субдукции мегалита эклогитизированной океанической литосферы или экзотермической реакцией перехода перовскита из нижней мантии в постперовскит слоя D'' [7].

Последовательность процессов от зарождения плюма и до поступления магмы на поверхность представляется в следующем виде: разогрев определенного участка на поверхности слоя D'', появление расплава с положительной плавучестью и его подъем, что является началом плюмового процесса (этап 1); подъем плюма в течение 1–5 млн лет до некоторого тугоплавкого горизонта и формирование здесь вторичного плюма [6] (этап 2). Вторичный плюм, по существу, представляет собой канал, при открытии которого давление резко падает и выделяется адиабатический расплав. Выплавленное вещество свободно поднимается вверх по этому каналу, возможно до земной поверхности. В частности, если в качестве тугоплавкого слоя выступает подошва литосферного кия (глубина 200–260 км), то из мантийного вещества плюма адиабатически выплавляется базальт, а вторичный плюм обеспечивает излияние неограниченного объема расплава на поверхность с образованием плато-базальтовых (трапповых) провинций [6].

Генерация кимберлитового расплава, очевидно, связана с другим, более глубоким, уровнем отделения вторичного плюма. В этом случае главный плюм, вероятно, останавливался у первой тугоплавкой поверхности – в подошве зоны перехода, на разделе 410–670 км. На этом разделе формируются, например, кимберлиты Канады [10]. Прохождение кимберлитовой магмы через этот раздел устанавливается по присутствию высокоплотного мейджоритового граната, выявленного в кимберлитах Сибирского кратона [9]. Однако раскрытие свободного (зияющего) канала при таких давлениях, очевидно, не представляется возможным, поэтому плюм, вероятно, останавливается под этим тугоплавким слоем. Внутри плюма начинается дифференциация с миграцией вверх наиболее подвижных компонентов (CO₂ и др.). В первую очередь это летучие, флюидные компоненты. Именно они протискиваются вверх и, вместе с обломками (мегакристами) мантийного вещества, формируют кимберлитовую магму, захватывающую мейджорит. Так предположительно образуется вторичный флюидонасыщенный кимберлитовый плюм. Поднимаясь выше, эта магма достигает подошвы литосферы (тугоплавкого литосферного кия) и внедряется в литосферный киль уже как быстродвигающийся жидкий расплав. Двигаясь далее кверху, этот расплав по мере падения давления высвобождает газовую фазу и со взрывом внедряется в кору уже в форме кимберлитовой диатремы.

Литература

1. Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 618–654.
2. Иванов А.В. Обойдет ли Россию «великий спор о плюмах»? // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 3. С. 417–420.
3. Летников Ф.А., Жатнуев Н.С., Лашкевич В.В. Флюидный режим термоградиентных систем. Новосибирск: Наука, 1985. 116 с.
4. Пучков В.Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3–22.

5. Розен О.М., Манаков А.В., Горев Н.И., Зинчук Н.Н. Сибирский суперплюм во времени и пространстве: уточнение региональных перспектив поисков алмазоносных кимберлитов // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. М.: МГУ, 2010. Т. 2. С. 424–432.
6. Dobretsov N.L., Kiryashkin A.A., Kiryashkin A.G. et al. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // Lithos. 2008. V. 100. P. 66–92.
7. Hirose K. Postperovskite phase transition and its geophysical implications // Rev. Geophys. 2006. V. 44. RG3001. doi:10.1029/2005RG000186.
8. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // Gondwana Res. 2007. V. 11. P. 7–37.
9. Sobolev N.V., Taylor L.A., Logvinova A.M. et al. First report of majoritic garnet diamond inclusions from Yakutian kimberlites // AGU Fall Meeting, San Francisco, 2002. F1403.
10. Zurevinski S.E., Heaman L.M., Creaser R.A. The origin of Triassic/Jurassic kimberlite magmatism, Canada: Two mantle sources revealed from the Sr-Nd isotopic composition of groundmass perovskite // Geochem. Geophys. Geosyst. 2011. V. 12. Q09005. doi:10.1029/2011GC003659.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ СТРЕСС-МЕТАМОРФИЗМА НА СЕЙСМОФОКАЛЬНЫХ ГЛУБИНАХ РАЗЛОМОВ ПО ЗЕРКАЛАМ СКОЛЬЖЕНИЯ

Ружич В.В., Медведев В.Я., Рассказов С.В., Иванова Л.А., Савельева В.Б.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Ruzhich@crust.irk.ru

Как известно, возникновение внутрикоровых землетрясений обусловлено внезапным скачкообразным смещением крыльев разломов при скоростях порядка 1–10 м/с на глубинах 5–25 км. Предполагается, что процесс быстрого проскальзывания крыльев разломов связан с моментом резкого снижения коэффициента трения и возникновения сдвиговой неустойчивости в плоскости скольжения при достижении предельных напряжений в массивах горных пород, слагающих область очагов землетрясений. Подобный механизм возникновения состояния сдвиговой неустойчивости основывается на упрощенных лабораторных физических экспериментах при условиях, весьма далеких от тех, что существуют на глубинах формирования очагов землетрясений, в частности в высокосейсмичных межплитных зонах при режимах формирования островных дуг и зон субдукции. При этом недостаточно учитываются явления преобразования вещественного состава горных пород при стресс-метаморфизме, термобарические условия и уровень напряженного состояния горных пород с различным составом. Не менее важно также понимать последствия воздействия флюидных систем на трение при фрикционном проскальзывании геоблоков в зонах разломов на указанных глубинах. На взгляд авторов существует недостаток сведений о глубинных процессах в областях очагов землетрясений и методов их прогнозирования, что существенным образом ограничивает возможности их дальнейшего совершенствования.

Поскольку непосредственные наблюдения в сегментах разломов на глубинах зарождения очаговых областей практически невозможны, авторами рассматривается методический подход для восполнения недостатка сведений, который описан в работах [1, 2]. Суть подхода в том, что очаги палеоземлетрясений становятся доступными для непосредственного геологического изучения на земной поверхности после длительного денудационного среза массивов горных пород, величина которого измеряется многими километрами. В результате на земной поверхности обнажаются глубинные сегменты

зон сейсмогенерирующих разломов, некогда залегавшие в интервале сейсмофокальных глубин 5–25 км. Именно на этих глубинах существуют наиболее оптимальные РТ-условия для зарождения сейсмогенных высокоскоростных подвижек с образованием зеркал скольжения в пятнах контактного взаимодействия неровностей в зонах разломов. В итоге по зеркалам скольжения, возникшим ранее в глубинных сегментах разломов, иногда несущих следы пленочного плавления, можно распознавать древние сейсмофокальные зоны разломов и изучать их строение [3]. Как показывают натурные эксперименты, генерация сейсмических колебаний с высокими энергетическими значениями во многих случаях возникает в пятнах контактного взаимодействия неровностей [4]. Также экспериментально было выяснено, что при быстрых подвижках на неровностях в породных массивах возникают камеры декомпрессии, в которые устремляются флюиды, способные далее влиять на характер развития сейсмического процесса в области очага, включая афтершоковый и форшоковый процессы, а также на режим скольжения и быстрое залечивание сейсмогенных разрывов [5, 6].

В последние два десятилетия ученые в России и за рубежом уделяют пристальное внимание изучению зеркал скольжения в горных породах, применяя спектроскопические методы для оценки физических и петрофизических явлений, действие которых приводит в плоскостях скольжения к тончайшему истиранию минералов и их вещественному преобразованию [7, 8 и др.]. В частности, было установлено, что на зеркалах в момент подвижки при процессах тончайшего истирания минералов до размеров в несколько нанометров могут возникать условия гидратации, а следовательно, и неустойчивого напряженного состояния горных пород в зоне разлома из-за быстрого снижения коэффициента трения. Можно предполагать, что подобные трибофизические явления способны приводить к внезапной сейсмогенной подвижке, возникновение которой трудно предвидеть при современном уровне сейсмопрогнозировании.

В сообщении рассматриваются новые материалы, полученные при изучении зеркал скольжения, отобранных из глубоко денудированных сегментов Приморского разлома, а также из зон других крупных разломов, испытавших стресс-метаморфические преобразования в условиях межплитного взаимодействия в венд-нижнепалеозойское время. Результаты изучения явлений контактного взаимодействия горных пород в режимах скольжения при стресс-метаморфизме и зеркал скольжения из эксгумированных зон разломов, могут способствовать расширению представлений о РТ-параметрах и флюидном режиме на глубинах зарождения землетрясений. Подобные сведения представляют интерес для многих ученых и могут способствовать продвижению в областях создания новых моделей очагов землетрясений более успешных способов сейсмопрогнозирования, а также разработке технологии управления режимами скольжения в межблочных разрывных нарушениях массивов горных пород.

Литература

1. Ружич В.В., Медведев В.Я., Иванова Л.А. Залечивание сейсмогенных разрывов и повторяемость землетрясений // Сейсмичность Байкальского рифта: прогностические аспекты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 44–50.
2. Ружич В.В. О геологическом выявлении палеоочаговых зон сильных землетрясений в местах глубоких денудационных срезов // Физические и сейсмогеологические основы прогнозирования разрушения горных пород. М.: Наука, 1992. С. 10–14.
3. Ружич В.В. Сейсмоструктурная деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.
4. Ruzhich V.V., Psakhie S.G., Chernykh E.N., Shilko E.V., Levina E.A., Ponomareva E.I. Physical modeling of seismic source generation in failure of fault asperities // Physical Mesomechanics. 2014. V. 17. С. 274–281.

5. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, №4. С. 291–307.
6. Медведев В.Я., Иванова Л.А., Лысов Б.А., Ружич В.В., Марчук М.В. Экспериментальное изучение декомпрессии, проницаемости и залечивания силикатных пород в зонах разломов // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 4. С. 905–917.
7. Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Ружич В.В., Иванова Л.А., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П. Исследование нанокристаллов в образце зеркала скольжения // Вулканология и сейсмология. 2015. № 3. С. 1–12.
8. Di Toro G., Han R., Hirose T., De Paola N., Nielsen S., Mizoguchi K., Ferri F., Cocco M., Shimamoto T. Fault lubrication during earthquakes // Res. Letters. 2011. V. 471. P. 494–498.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ. КАКОВА СРЕДА РУДООБРАЗОВАНИЯ?

Рыженко Б.Н., Коваленко Н.И.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва,
ryzhenko@geokhi.ru

Авторы считают своим долгом отметить, что предлагаемый доклад подготовлен по материалам работ, выполненных совместно с В.Л. Барсуковым. На основе исследований состава природных вод, формирующихся в различных гидрогеологических условиях [1], было установлено [2], что всего четыре физико-химических параметра полностью определяют химический состав водной фазы системы «порода – вода – газы». Это температура – давление, состав породы (особенно по летучим элементам), соотношение масс порода/вода (R/W) и термодинамическая открытость – закрытость (по Д.С. Коржинскому) рассматриваемой системы. Иными словами, знания численных значений перечисленных параметров (или наши предположения о них) оказывается достаточным, чтобы компьютерным моделированием определить состав водного флюида в заданной «точке» земной коры или даже литосферы.

Для верификации результатов физико-химического моделирования и проверки его как метода исследования, полезного для геохимии, было выполнено (а) моделирование состава поровых вод в изверженных породах в термодинамически закрытой системе [3–5] и (б) экспериментальное измерение летучести H_2 [6–8]. Лабораторные измерения показали достоверность расчетов, что придает уверенности в потенциальных возможностях метода термодинамического моделирования.

В работе [9] показано сочетание температур и давлений, для которых было выполнено моделирование (кружки) систем «изверженные породы – вода». Оказалось, что при температурах до 300 °С вариации в давлении мало влияют на равновесные парагенезисы и состав водной фазы. Более интересны были результаты при Т-Р-соотношениях, отвечающих орогенным областям земной коры.

Как отмечалось выше, равновесная минеральная ассоциация и состав водного флюида изменяются при изменении R/W отношений системы «вода – породы – газы», численные значения которых соответствуют сложившемуся водообмену и могут быть различными. Поскольку нас интересовал состав поровых вод пород, мы остановили свое внимание на невариантной точке системы, которая для данного соотношения масс компонентов имеет определенный (и единственный) состав минеральной ассоциации и равновесного с ней флюида.

Значительно ранее физико-химического анализа процессов в системе «вода – порода» минералогические исследования на рудных месторождениях привели В.Л. Барсукова и А.А. Пэка [10] к фундаментальной идее определяющего влияния

смешения порций гидротермального флюида для формирования рудной минерализации. А зависимость состава смешивающихся порций водного флюида от пути, времени и условий, складывающихся в системе «вода – порода – газы», была известна гидрогеологам давно.

Обратимся к анализу результатов моделирования. Флюиды земной коры имеют щелочную рН (гидролиз алюмосиликатных пород) и восстановительный редокс-потенциал, определяемый буферирующим действием Fe(II) и Fe(III) содержащих минералов (известные буферы QFM и др.), а в отдельных системах с дополнительным участием безжелезистых минералов. Основные и окислительно-восстановительные характеристики наиболее резко выражены для пород ультраосновного состава. При моделировании было также обнаружено формирование газов (CO_2 , CH_4 , H_2 , H_2S и др.), что соответствует высокой восстановительной обстановке на глубине, установленной по природным наблюдениям [11] и, как пример, подтвержденной измерением концентрации и изотопии водорода в воздухе шахт месторождения Кимпирсай [12].

При снижении температуры и давления происходит изменение равновесных минеральных ассоциаций: можно отметить увеличение доли OH^- и H_2O -содержащих минералов, расширение списка минералов и снижение их железистости.

В химическом (элементном) составе водно-газового флюида Na+K преобладают над Ca+Mg; концентрация S значительно выше в поровых водах, равновесных с дунитом, пироксенитом и габбро; концентрация Cl возрастает в поровых водах, равновесных с гранитом, пироксенитом, дунитом и диоритом. Таким образом, высокотемпературный поровый флюид магматических пород (содержащий CO_2 , CH_4 , соли угольной и соляной кислот) по химизму существенно иной, чем Cl- SO_4 -Na-Mg-Ca рассолов, формирующихся при захоронении и взаимодействии морской воды разной степени испарения с минералами осадочных пород [2].

Температурная эволюция состава водного флюида также имеет свои характерные тенденции: уменьшение минерализации от $n \cdot 10^2$ до $n \cdot 10^1$ г/л (кроме ультрабазитов), расширение пределов концентраций всех элементов, возрастание щелочности флюидов, смена минеральных ассоциаций, задающих H_2 летучесть. В итоге проделанного исследования мы знаем свойства порового водного флюида, извлекающего, концентрирующего и транспортирующего рудные компоненты на участки рудоотложения.

Последние десятилетия физико-химическое компьютерное моделирование находит все большее применение для объяснения различных сторон процесса рудоконцентрирования. Так, накопление рудного вещества при фильтрации магматогенного Sn-содержащего флюида с породой показано в работе [13]. Выполнено моделирование формирования мономинеральных агрегатов настурана при смешении U^{VI} -носного раствора с порциями порового раствора повышенной восстановительной емкости (месторождения бывш. ГДР). Приуроченность уранового рудообразования к обогащенным фтором гранитоидам (Забайкалье) нашла свое объяснение при лабораторных исследованиях U(IV)-F, Cl комплексообразования [14]. Все примеры невозможно перечислить. В целом рассматривается знаменитая триада В.В. Щербины: источник рудного вещества – формы миграции – условия отложения [15]. Можно сказать, что на сегодня самым сложным для достоверной количественной оценки является определение пути и времени транспорта порции рудоносного флюида от источника до места локализации рудных минералов. Наиболее полно этот вопрос был решен в работе М.В. Борисова и др. [16].

В заключение отметим, что существует некая геохимическая двойственность: система «вода – алюмосиликатные породы» формирует щелочной водный раствор, а высокотемпературные как природные (образование грейзенов, продукты вулканизма),

так и лабораторные (комплексообразование ряда металлов) системы – свидетельствуют в пользу кислого водного флюида. Есть о чем подумать!

Литература

1. Зайцев И.К. Гидрогеохимия СССР. Л.: Недра, 1972. 280 с.
2. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. 2-е изд. М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2012. 672 с.
3. Рыженко Б.Н., Барсуков В.Л., Князева С.Н. Химические характеристики (состав, pH, Eh) системы порода/вода. I. Система гранитоиды/вода // Геохимия. 1996. № 5. С. 436–454.
4. Рыженко Б.Н., Барсуков В.Л., Князева С.Н. Химические характеристики (состав, pH, Eh) системы порода/вода. II. Система диорит/вода и габбро/вода // Геохимия. 1997. № 12. С. 1227–1254.
5. Рыженко Б.Н., Барсуков В.Л., Князева С.Н. Химические характеристики (состав, pH, Eh) системы порода/вода. III. Система пироксенит/вода и дунит/вода // Геохимия. 2000. № 6. С. 618–642.
6. Рыженко Б.Н., Коваленко Н.И. Экспериментальное определение окислительно-восстановительного потенциала системы «порода-вода» 1. Постановка задачи. Система Ni-NiO, H₂O HCl, Ag/AgCl // Геохимия. 2000. № 3. С. 329–333.
7. Коваленко Н.И., Рыженко Б.Н. Экспериментальное определение окислительно-восстановительного потенциала системы «порода-вода» 2. Система «гранит-вода» при 400–500 °C // Геохимия. 2002. № 5. С. 554–562.
8. Рыженко Б.Н., Коваленко Н.И. Экспериментальное определение окислительно-восстановительного потенциала системы «порода-вода» 3. Системы «базальт-вода» и «дунит-вода» // Геохимия. 2002. № 11. С. 1178–1186.
9. Барсуков В.Л., Рыженко Б.Н. Температурная эволюция поровых растворов, равновесных с породами разной основности // ГРМ. 2001. Т. 43, № 3. С. 208–226.
10. Барсуков В.Л., Пэк А.А. Роль автосмещения растворов в формировании гидротермальных жильных месторождений // Геохимия. 1980. № 12. С. 1780–1796.
11. Летников Ф.А. Особенности флюидного режима процессов метаморфизма // Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980. 192 с.
12. Девирц А.Л., Гагауз Ф.Г., Гриненко В.А. О происхождении водорода в ультраосновных породах Кемпирсайского месторождения // Геохимия. 1992. № 7. С. 1058–1064.
13. Рыженко Б.Н., Коваленко Н.И., Барсуков В.Л. Модель флюида, формирующего оловоносные грейзены // ГРМ. 1998. Т. 40, № 2. С. 114–123.
14. Черкасова Е.В., Рыженко Б.Н. Физико-химическая компьютерная модель формирования урановой минерализации, приуроченной к гранитоидам // Геохимия. 2010. № 3. С. 252–273.
15. Щербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 206 с.
16. Борисов М.В., Волкова М.М., Бычков А.Ю., Бычкова Я.В. Распределение редкоземельных элементов в рудных телах Джимидонского полиметаллического месторождения и вмещающих породах (Северная Осетия, Россия) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2011. № 4. С. 48–52.

КОЭФФИЦИЕНТ ЛЕЙФМАНА–ВАССОЕВИЧА – НЕОБЫЧНЫЙ ИНДИКАТОР СПЕКАЕМОСТИ УГЛЕЙ

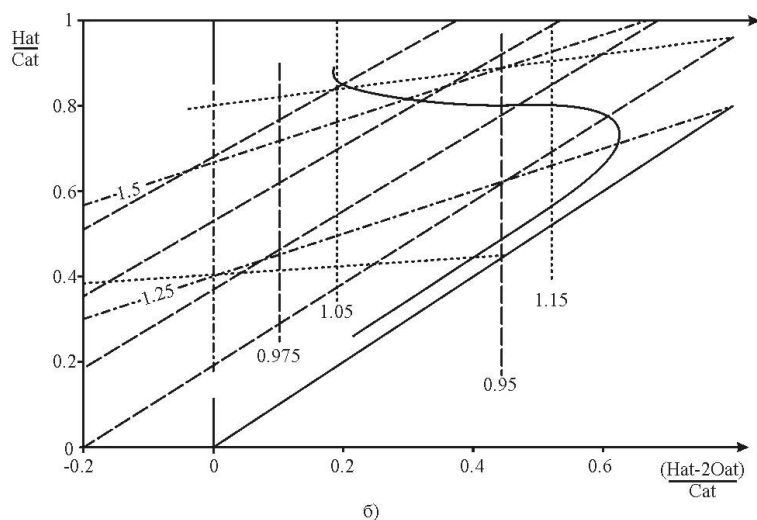
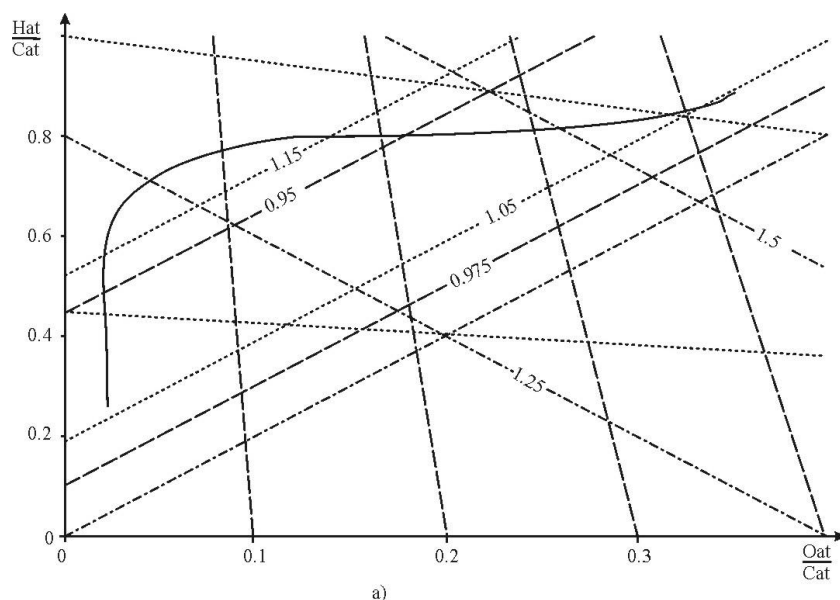
Рябинкин С.В.

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

Для того чтобы объяснить все разнообразие физических и химических свойств торфа и углей, мы прибегнем к анализу решения системы балансовых уравнений при диа- и катагенезе. Предлагаем по измененной программе рассчитывать убыль вещества (в процессе диа- и катагенеза) по среднему геометрическому, а не среднему

арифметическому, что дает выигрыш в точности и надежности результатов. Мы имеем графическое обоснование балансовых расчетов в самых разных вариациях (рисунок).

Возьмем график из работы [2] и проанализируем, как на нем отражаются балансовые расчеты. При этом будем использовать вычисления, изложенные в работе [1] (но при условии, что не образуются ни аммиак, ни сероводород). При построении графиков мы исходили из равенства нулю углекислого газа, метана и воды. В построении мы попытались равные линии (углекислого газа, метана и воды) отобразить на диаграмме Кревелена и Лейфмана–Вассоевича (рисунок). Результат оказался удивительным – получаются прямые линии (для метана и углекислого газа), но главное не это, а то, что они отображают прямые линии для воды! Более того, этот участок диаграммы Кревелена (или Лейфмана–Вассоевича) примерно соответствует отклонениям от закономерного изменения свойств угля: в нем наблюдаются необычные спекающиеся свойства, которых нет ни до, ни после этого. Таким образом, приходим к факту того, что генерация флюидов (с одной стороны) и спекающиеся свойства углей (с другой стороны) дополняют друг друга (рисунок).



Диаграммы Кревелена (а) и Лейфмана–Вассоевича (б) эволюции основных элементов углей [2] с дополнениями автора. Примечание. Hat, Cat и Oat – величины водорода, углерода и кислорода, выраженные в атомных (а не весовых!) процентах.

На диаграммах (Кревелена и Лейфмана–Вассоевича) отражена эволюция витринита (сплошная линия). Кроме того, показано местоположение линии метана (пунктирные линии) и углекислого газа (точечные линии). Наконец, приведены положения влаги (штрихпунктирные линии). Цифрами обозначены варианты, при которых нулевая генерация метана, двуокиси углерода и воды возможна в принципе, в остальном показана возможность генерации только одного флюида.

Литература

1. Рябинкин С.В. Область инверсии газогенерационного потенциала органического вещества углей // ДАН. 1996. Т. 346, № 3. С.387–389.
2. Burnham A.K., Sweeney J.J. A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989. V. 53, No 10. P. 2649–2657.

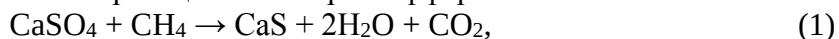
ИСТОЧНИКИ ФЛЮИДОВ В ТРАППАХ И РУДАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рябов В.В.

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

Одной из основных проблем происхождения расслоенных трапповых интрузий и связанных с ними сульфидных Pt-Cu-Ni месторождений на Сибирской платформе является флюидный режим рудно-магматических систем. Существуют представления, что летучие компоненты были растворены в магматических расплавах, что они являются трансмагматическими, связанными с плюмами, или имеют коровое происхождение. Наиболее вероятный источник летучих компонентов – осадочные породы платформенного чехла, которые содержат целый спектр летучих компонентов, основными среди которых являются CH₄, Cl, F, S.

Ключевым вопросом в проблеме происхождения сульфидных руд является источник огромного объема серы и ее тяжелый изотопный состав в сульфидах. Известно, что большинство сульфидных месторождений мира имеют изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}$), близкий к метеоритному стандарту. Сульфиды норильских месторождений-гигантов обогащены тяжелым изотопом ^{34}S в среднем до 8–11 ‰ [1], а в рудах интрузий курейского комплекса, по нашим данным, $\delta^{34}\text{S}$ 17.8 ‰ (ср. из 13 ан.). В связи с этим предполагается, что источником серы сульфидов норильских месторождений являлась сульфатная сера эвапоритов, которая имеет изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ 22–24 ‰. Она была ассимилирована базальтовым расплавом, восстановлена углем либо самим расплавом и гомогенизирована с ювенильной сульфидной серой [1]. Нам представляется, что ассимиляция ангидритов расплавом не происходила, а восстановление сульфатной серы осуществлялось в процессе абиогенной сульфатредукции в соответствии с реакцией Энглера-Геффера:



В ходе процесса редукции возникает промежуточное метастабильное состояние (правая часть уравнения 1), которое в зависимости от физико-химических условий образует различные по составу промежуточные и конечные продукты [2 и др.]. На этом этапе происходит фракционирование изотопов серы: легкий изотоп серы накапливается в сероводороде, тяжелый – в сульфатно-кальциевом водном растворе, а «остаточный» после реакции пластовый ангидрит приобретает облегченный изотопный состав. В реакциях сульфатредукции соотношение объемов реагентов имеет большое значение. В частности, в случае избытка сульфата ресурсы углеводородов (УВ) могут быть частично или полностью израсходованы и превращены в сероводород. Относительно

ресурсов серы можно отметить, что мощная толща сульфатоносных отложений в стратиграфическом разрезе Сибирской платформы является практически неисчерпаемым источником серы.

Потенциальными источниками углеводородов на Сибирской платформе являются: 1 – угольный метан пластов угля Тунгусского угольного бассейна, 2 – УВ Тунгусского нефтегазоносного бассейна и 3 – УВ, которые могут образоваться в результате природного синтеза УВ при разложении карбонатов. О ресурсах УВ известно следующее.

1. Качество углей широко варьируется от богатых летучими (40–50 %) длиннопламенных до бедных летучими (6–10 %) антрацитов [3]. Среди углей преобладают бедные летучими тощие угли и антрациты, нахождение которых приурочено к зонам глубинных разломов, в том числе Норильско-Хараелахскому. Предполагается, что угли потеряли летучие в результате пиролиза со стороны траппов. Однако огромные объемы УВ не могли исчезнуть бесследно. Вполне вероятно, что они участвовали в рудно-магматических процессах.

2. Нефтегазовые и битумопроявления отмечаются в разрезе от R до T включительно. Наибольшее их количество находится в отложениях Plz₁₋₂. Подсчитано, что в Норильском районе в нефтепроизводящем горизонте C₃ произошла миграция 430 млрд т нефти и 150 трил м³ газа [4]. Можно предполагать, что в периоды тектонической активизации платформы УВ мигрировали, участвовали в процессе сульфатредукции и накапливались в зонах разломов, которые в дальнейшем использовали базальтовые расплавы при внедрении.

На Сухотунгусской площади бурением вскрыты рассолоносные зоны с углеводородно-сероводородным газом [5]. Газ содержал 47–67 % H₂S. На забое скважины расход рассола составлял 4428 м³/сут., газовый фактор 2.53 м³/м³, дебит газа 11202 м³/сут. Эти данные являются свидетельствами наличия скоплений УВ и сульфатредукции.

3. Синтез УВ из окисленных форм углерода происходит вследствие различных каталитических реакций с участием водорода и воды. Эти реакции известны как синтез Фишера-Тропша, Кёльбея-Энгельгарда и Черского-Мельникова-Царёва [6]. Различные окисленные формы углерода могли возникнуть при механическом диспергировании карбонатных пород в тектонических зонах и/или при термическом (воздействие расплава) и химическом (при участии HCl) их разложении.

Галогены играют важную роль в рудно-магматическом процессе. Cl и F являются активными агентами ликвации расплавов, эффективными экстрагентами и переносчиками рудогенных металлов. В мафических минералах отчетливо проявляется магнезиофильность F и феррофильность Cl. Содержание F и Cl в минералах широко варьируется, а в апатитах, слюдах и амфиболах достигает 6–7 мас. %. Накопление галогенов в минералах происходило в высоковосстановительных условиях, которые создавали УВ в широком диапазоне температур на уровнях MW, WI и QIF буферов [7]. Активизация хлора могла осуществляться при воздействии на NaCl концентрированной H₂SO₄ или перегретого водяного пара, при которых разложение галита приводит к обогащению газовой фазы HCl. Относительно ресурсов галогенов известно, что на северо-западе Сибирской платформы они находятся в отложениях девона в виде залежей каменной соли, мощность которых измеряется в метрах–десятках метров до 200 м в куполах [3].

Таким образом, участие УВ, серы и галогенов в рудно-магматическом процессе тесно связано. Ведущую роль среди этих компонентов играли УВ, которые контролировали f_{O_2} рудно-магматической системы, активизировали их и стимулировали флюидно-магматическую дифференциацию базальтового расплава и рудообразование [6].

Литература

1. Виноградов А.П., Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса // Геохимия. 1966. № 1. С. 3–14.
2. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н., Загряжская Г.Д. Кинетический изотопный эффект при восстановлении сульфата // Геохимия. 1969. № 4. С. 484–491.
3. Струнин Б.М., Дюжиков О.А., Бармина О.А., Комаров В.В. Геологическая карта Норильского района масштаба 1:200 000. М.: АО Геоинформмарк, 1994. 118 с.
4. Конторович А.Э., Старосельцев В.С., Сурков В.С. и др. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 5. Т.
5. унгусский бассейн. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 91с.
6. Вожов В.И., Назимков Г.Д. Закономерности распределения углеводородных газов в разрезе кембрия западной части Сибирской платформы // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы. Вып. 167. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1973. С. 110–114.
7. Ryabov V.V., Shevko A.Ya., Gora M.P. Trap magmatism and ore formations in the Siberian Noril'sk region. Modern Approaches in Solid Earth Sciences 3. V.1. Trap Petrology. 390 P. V. 2. Atlas of Magmatic Rocks - Springer. 2014. 628 p.
8. Никольский Н.С. Флюидный режим эндогенного минералообразования. М.: Наука, 1987. 198 с.

ФЛЮИДЫ БОГУНАЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГРАНУЛИТАХ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

**Рябуха М.А.¹, Гибшер Н.А.¹, Томиленко А.А.¹,
Бульбак Т.А.¹, Хоменко М.О.¹, Сазонов А.М.²**

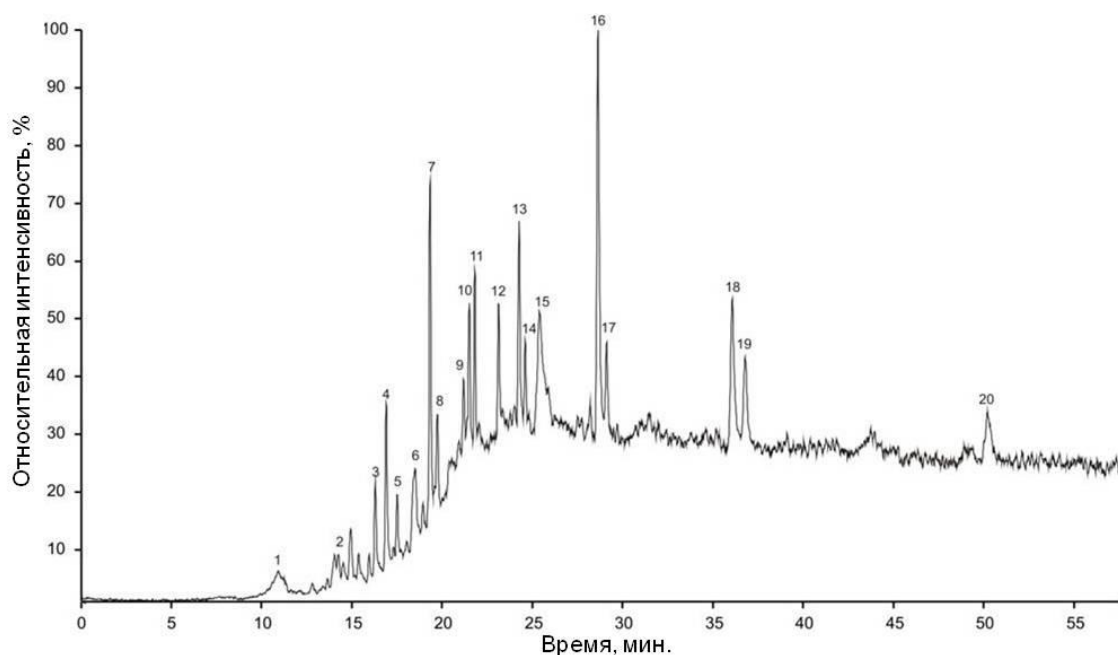
¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
tomilen@igm.nsc.ru

²Институт горного дела, геологии и геотехнологии Сибирского федерального университета,
Красноярск, sazonov_am@mail.ru

На Богунайском золоторудном месторождении методами термобарометрии, рамановской спектроскопии, газовой хроматографии и газовой хромато-масс-спектроскопии изучены флюидные включения в кварце и сульфидах из кварцевых жил месторождения, а также кварце, гранате, плагиоклазе и ортоклазе вмещающих гранулитов. Ar-Ar методом определен возраст преобразования вмещающих гранулитов в зонах диафтореза и возраст формирования золото-кварцевой минерализации.

Установлено, что кварц-золотоносные жилы месторождения сформированы при участии флюидов водно-углекисло-углеводородного состава с соленостью 2–19 мас. % (NaCl-экв.) с преобладанием хлорида Mg, в интервале температур 220–420 °С и давлений 0.1–1.6 кбар. Минералы гранулитов кристаллизовались в интервале температур 850–950 °С и давлений 8.5–9.0 кбар [1].

Во флюидных включениях кварца, пирита, халькопирита, галенита и сфалерита из золотоносных кварцевых жил, помимо H₂O, CO₂, CH₄ и N₂, впервые определены соединения, содержащие серу (CS₂, O₂S, COS, C₂H₆S₂), азот (C₃H₇N, C₃H₇NO₂, C₄H₈N₂O), алифатические углеводороды (парафины, олефины), арены, кислородсодержащие углеводороды (спирты, эфиры, альдегиды, кетоны). На рисунке приведен фрагмент хроматограммы летучих компонентов из флюидных включений в пирите.



Фрагмент масс-хроматограммы летучих компонентов из пирита (БГ-13-44) центрального участка Богунайского золоторудного месторождения, Енисейский край, по току ионов с m/z 43.

1 – Сероуглерод (CS_2); 2 – 2-Бутанон ($\text{C}_4\text{H}_8\text{O}$); 3 – 3-Метилбутаналь ($\text{C}_5\text{H}_{10}\text{O}$); 4 – н-Пентаналь ($\text{C}_5\text{H}_{10}\text{O}$); 5 – н-Гептан (C_7H_{16}); 6 – Диметилформамид ($\text{C}_3\text{H}_7\text{NO}$); 7 – н-Гексаналь ($\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}$); 8 – н-Октан (C_8H_{18}); 9 – 3-Гептанон ($\text{C}_7\text{H}_{14}\text{O}$); 10 – н-Гептаналь ($\text{C}_7\text{H}_{14}\text{O}$); 11 – н-Нонан (C_9H_{20}); 12 – 1-(1-Бутенилокси)-(Z)-пентан ($\text{C}_9\text{H}_{18}\text{O}$); 13 – н-Октаналь ($\text{C}_8\text{H}_{16}\text{O}$); 14 – н-Декан ($\text{C}_{10}\text{H}_{22}$); 15 – Метилфенилкетон ($\text{C}_8\text{H}_8\text{O}$); 16 – н-Нонаналь ($\text{C}_9\text{H}_{18}\text{O}$); 17 – н-Ундекан ($\text{C}_{11}\text{H}_{24}$); 18 – н-Деканаль ($\text{C}_{10}\text{H}_{20}\text{O}$); 19 – н-Додекан ($\text{C}_{12}\text{H}_{26}$); 20 – н-Тридекан ($\text{C}_{13}\text{H}_{28}$).

Анализ полученных данных показал, что сульфиды Богунайского месторождения кристаллизовались при участии флюидов с повышенным содержанием бескислородных углеводородов и сернистых соединений, по сравнению с летучими компонентами во флюидных включениях кварца, где преобладают окисленные соединения [2]. Флюидная система в процессе кристаллизации минералов может неоднократно переходить от восстановленного состояния к окисленному и наоборот, о чем ранее сообщалось в работах [3, 4]. Восстановленные углеродсодержащие системы обладают высокой химической агрессивностью и способны переносить благородные металлы глубинными флюидами [3]. Геохимические, экспериментальные и термодинамические данные подтверждают возможность устойчивости в РТ-условиях верхней мантии целого ряда углеводородных соединений и их N-, S-, O-содержащих производных [5, 6].

Уже сформированные золотоносные кварцевые жилы месторождения местами подвергались перекристаллизации под воздействием высокосолёных (> 40 мас. %) хлоридных Са-содержащих флюидов, источником которых могли быть ближайшие гранитоиды Нижнеканского плутона, на что указывают близкие величины отношений редкоземельных элементов во флюидах [2] и гранитоидах [7]. Возраст рудообразующего процесса Богунайского месторождения составляет 466.0 ± 3.2 – 461.6 ± 3.1 млн лет и близок возрасту становления Нижнеканского плутона – 455.7 ± 3.4 млн лет [7] и значительно моложе возраста регионального гранулитового метаморфизма – 1.9 млрд лет [8] и диафтореза – 721.8 ± 5.9 млн лет [2]. Комплекс полученных данных указывает на корово-мантийные системы, генерировавшие флюиды золоторудного Богунайского месторождения.

Литература

1. Томиленко А.А. Флюидный режим минералообразования в континентальной литосфере при высоких и умеренных давлениях по данным изучения флюидных и расплавных включений в минералах: Автореф. дис. Иркутск, 2006. 33 с.
2. Рябуха М.А., Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Хоменко М.О., Сазонов А.М. РТХ-параметры метаморфогенных и гидротермальных флюидов, изотопия и возраст формирования Богунайского золоторудного месторождения южной части Енисейского кряжа (Россия) // Геология геофизика. 2015. Т. 56, № 6. С. 1153–1172.
3. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 291–307.
4. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Аникина Ю.В., Смагунова М.М. Высокоуглеродистые тектониты – новый тип концентрирования золота и платины // ДАН. 1996. Т. 347, № 6. С. 795–798.
5. Зубков В.С. Закономерности распределения и гипотезы происхождения конденсированных нефтидов в магматических породах различных геодинамических обстановок // Геохимия. 2009. № 8. С. 787–804.
6. Сонин В.М., Бульбак Т.А., Жимулев Е.И., Томиленко А.А., Чепуров А.И., Похиленко Н.П. Синтез тяжелых углеводов при температуре и давлении верхней мантии Земли // ДАН. 2014. Т. 454, № 1. С. 84–88.
7. Верниковская А.С., Верниковский В.А., Даценко В.М., Сальникова Е.Б., Ясенев А.М., Ковач В.П., Котов А.Б., Травин А.В. О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском кряже // ДАН. 2004. Т. 387, № 3. С. 374–379.
8. Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Маслов А.В., Ронкин Ю.М. Метапелиты нижнего докембрия Енисейского кряжа: РЗЭ-систематика, источники сноса, палеогеодинамика // ДАН. 2010. Т. 434, № 6. С. 796–801.

МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ БАЙКАЛЬСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА НА РУБЕЖЕ МЕЗО- И НЕОПРОТЕРОЗОЯ

Савельева В.Б., Базарова Е.П.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, vsavel@crust.irk.ru

Согласно существующим представлениям, после завершения становления структуры Сибирского кратона в интервале 1.87–1.84 млрд лет его южная часть на протяжении около 1 млрд лет характеризовалась отсутствием масштабных магматических и тектонических событий. Считается, что эти события начались только в конце неопротерозоя (~0.75–0.80 млрд лет), когда в пределах Байкальского, Шарыжалгайского и Бирюсинского краевых выступов кратона произошло формирование роев базитовых даек. Авторами в сотрудничестве с Б.С. Даниловым, Ю.В. Даниловой, Е.И. Демонтеровой, А.В. Ивановым, В.С. Каменецким за последние годы были получены данные, показывающие, что магматическая активизация, сопровождавшаяся флюидным воздействием на верхнекоровые образования в южной части Байкальского выступа Сибирского кратона (Западное Прибайкалье), проявилась уже на рубеже мезо- и неопротерозоя.

Южная часть Байкальского выступа относится к раннепротерозойскому Сарминскому террейну, являющемуся частью Байкало-Патомского краевого поднятия. Терреин сложен вулканогенно-осадочными образованиями сарминской серии PR₁, метаморфизованными в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации умеренных давлений. Породы сарминской серии интродуцированы с инметаморфическими гранитами кочериковского комплекса, прецизионные датировки для которых отсутствуют, и крупными массивами постколлизийных гранитов приморского комплекса с возрастом 1.91–1.86 млрд лет. На северо-западе образования

террейна перекрываются неопротерозойскими отложениями байкальской серии, на юго-востоке они коллизионным швом отделены от ольхонского метаморфического комплекса Pz₁ Саяно-Байкальской складчатой области.

По результатам работ в 2012–2014 гг. в северо-восточной части Сарминского террейна (Онгурено-Кочериковский участок) выделен дайково-жильный комплекс калиевого типа щелочности, включающий кальцитовые и доломит-анкеритовые карбонатиты, силикокарбонатиты, флогопитовые метапикриты и фоскориты. Карбонатиты и ультраосновные породы интродуцируют мигматиты харгитуйской (хулуртуйской) свиты сарминской серии и граниты кочериковского и приморского комплексов. Для карбонатитов характерны повышенные содержания SiO₂, обогащенность калием, высокие содержания TiO₂, P₂O₅ (до 9 мас. %), PЗЭ (до 3300 г/т), Nb (до 400 г/т), Zr (до 800 г/т), Fe, Cr, V, Ni и Co при умеренных содержаниях Sr. И метапикриты, и карбонатиты обогащены относительно мантийного уровня в сотни раз и более Ta, Nb, K, LREE, Th, U, в десятки раз – Rb, Ba, Zr, Hf, Ti. Вариации изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) и $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) в кальците и железистом доломите из карбонатитов составляют соответственно от –3.0 до –4.5 ‰ и от 11.9 до 14.1 ‰.

Внедрению карбонатитов предшествовали калиевый метасоматоз (микроклинизация) и гематитизация, проявленные на участках катаклаза и брекчирования протяженностью в сотни метров при ширине до 100 м. На контакте с карбонатитовыми дайками наблюдаются анкеритизация, флогопитизация, апатитизация, эгиринизация. К постдайковым процессам относится магнезиорибекитизация, развитая в зоне катаклаза протяженностью более 10 км, шириной до 2 км. В парагенезисе со щелочным амфиболом помимо альбита присутствуют кальцит, апатит, магнетит, рутил, ильменорутит, циркон, торит, минерал группы кричтонита, монацит, барит. Натриевый метасоматоз сопровождается ростом содержаний в породах Li, Ba, Zr, Nb, Sc, V, легких PЗЭ, Th, Y, Zn, Co, Sn, $\pm$ Sr. Наиболее достоверное значение возраста комплекса получено ⁴⁰Ar–³⁹Ar методом по магнезиорибекиту из щелочного метасоматита на контакте с карбонатитами, показавшим статистически значимый возраст плато 1017.4 $\pm$ 3.2 млн лет (определения выполнены А.В. Ивановым).

В центральной части Сарминского террейна (верховья р. Лев. Сарма) среди пород иликтинской свиты и гранитов приморского комплекса находится проявление карбонатно-щелочных метасоматитов с бедной урановой минерализацией (гидратированный настуран). В пределах проявления породы иликтинской свиты (метаэффузивы, сланцы, метапесчаники) образуют куполовидную структуру, которая пересекается разломами северо-восточного и северо-западного простирания. В зонах разломов породы иликтинской свиты и граниты рассланцованы, катаклазированы и на участках шириной до 50–70 м метасоматически изменены – альбитизированы, магнезиорибекитизированы, карбонатизированы (кальцит, доломит-анкерит). Среди метасоматически измененных гранитов встречаются глыбовые обломки метаморфизованных лампрофиров мощностью до 0.5 м и тонкие (до 5 см) обломки силикокарбонатитов (?). Первые представляют собой меланократовые породы порфировидного облика, сложенные актинолитом, флогопитом-биотитом, тальком, кальцитом, с подчиненным количеством калиевого полевого шпата, альбита, кальцита, магнетита и крупными вкрапленниками флогопита. Вторые сложены кальцитом, флогопитом и второстепенными кварцем, альбитом, магнетитом. Особенности химического состава силикокарбонатита являются высокие содержания TiO₂, FeO_{общ}, K₂O, P₂O₅, F, Nb, Ta, Zr, TR_{Сe}, Zn, элементов группы железа. В метасоматитах фиксируется рост содержаний Zr (до 1.2 %), Sr, Y, Nb, Ta, U, V, Zn. Акцессорные минералы в метасоматитах представлены апатитом, монацитом, цирконом, титанитом, торитом, алланитом, магнетитом, рутилом, халькопиритом, борнитом, яроуитом,

ковеллином, виттихенитом, халькозином баритом и баритоцелестином и др. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в кальците из альбит-рибекитового метасоматита, кварц-карбонатной жилы и лампрофира составляют, соответственно, $-3.2\ldots-4.4\text{ ‰}$ и $9.4\text{--}10.2\text{ ‰}$. Сходство данного проявления щелочного метасоматоза с Онгурено-Кочериковским позволяет предполагать их связь с одним и тем же эндогенным процессом.

Значительная часть территории Сарминского террейна занята выходами гранитов приморского комплекса. Породы комплекса относятся к известково-щелочной серии и образуют ряд от гранодиоритов до высококалиевых нормальных и субщелочных лейкогранитов. Проявленные в этих гранитах наложенные деформации нередко сопровождаются флюоритизацией и мусковитизацией, вплоть до образования кварц-мусковит-флюоритовых (иногда с кальцитом) и кварц-мусковит-топаз-флюоритовых грейзенов. Грейзенизация сопровождается редкоземельной, Ta-Nb, Th-U и Sn-W минерализацией (бастнезит, синхизит, паризит, флюоцерит, торит, колумбит, плюмбопироксид, самарскит, эвксенит, касситерит, ильменорутил, вольфрамит и др.). Присутствие включений фторокарбонатов РЗЭ во флюорите указывает на протекание грейзенизации при участии богатых F и CO_2 растворов. $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ датирование мусковита дало значение ~ 870 млн лет (определение выполнено А.В. Травиным, ИГМ СО РАН), что указывает на образование грейзенов со значительным временным отрывом от гранитов приморского комплекса, а ассоциация мусковита с флюоритом позволяет ограничить температуру образования грейзенов значением 475 °C [1]. Вопрос, с каким магматическим событием связан процесс гидротермального изменения гранитов, пока остается открытым.

Литература

1. Dolejš D., Baker D.R. Thermodynamic analysis of the system $\text{Na}_2\text{O}\text{--}\text{K}_2\text{O}\text{--}\text{CaO}\text{--}\text{Al}_2\text{O}_3\text{--}\text{SiO}_2\text{--}\text{H}_2\text{O}\text{--}\text{F}_2\text{O}$ -1: stability of fluorine-bearing minerals in felsic igneous suites // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 146. P. 762–778.

РАСЧЕТНЫЕ СИСТЕМЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ МОДЕЛИРОВАНИЯ В НЕФТЯНОЙ ОТРАСЛИ

Савина Ю.А.^{1,1}, Самойленко А.Ю.^{1,1}, Степанов А.Н.¹,
Чудненко К.В.², Бычинский В.А.²

¹Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград,
AStepanov@lukoilmvn.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, val@igc.irk.ru

Физико-химическое моделирование и эксперимент – два неразрывно связанных этапа современного анализа эволюции нефтегазовых бассейнов (НГБ). Но непосредственным экспериментом практически невозможно охватить всё многообразие зависимостей между факторами состояния системы и составом гетерогенных систем «нефть – газ – вода – порода – ОВ». Количество экспериментальных точек в многомерном пространстве независимых параметров состояния систем объективно ограничено разумной продолжительностью эксперимента, стоимостью, точностью и технико-экономическими возможностями.

Изучение и критический анализ расчетно-теоретического и экспериментального направлений показывает, что НГБ (или природные резервуары нефти и газа) в новой методологии термодинамического моделирования могут быть представлены как эволюционирующие мегасистемы определенных свойств: объема, фазового состава и т.д.

Следует отметить, что конструктивные приложения химической кинетики и термодинамики моделирования образования нефти и газа в рамках стехиометрических реакций в органической геохимии были исчерпаны в 50–80-х годах прошлого века работами П.Ф. Андреева, А.А. Петрова, А.Н. Степанова, Э.Б. Чекалюка, В.К. Шиманского и ряда других исследователей. В 2000-х годах были пересмотрены многие вопросы приложения кинетических и термодинамических методов к системам НГБ.

Природные процессы образования и превращения горючих ископаемых характеризуются взаимодействием природных объектов в рамках одной мегасистемы. Такие процессы и мегасистемы не могут рассматриваться в рамках методов и средств моделирования, разработанных в химической кинетике применительно, по существу, к техническим системам, когда хорошо известен состав реагирующих веществ, режим их превращений и большинство других технологических параметров. Процессы, происходящие в НГБ, характеризуются значительной неопределенностью в отношении как состава источника нефти и газа, так и режимов, маршрутов их превращения и перемещения в недрах.

Это процессы взаимодействия в системах типа – «вода – газовые смеси – жидкие и твердые УВ – вмещающие породы», происходящие в многофазных, гетерогенных и многоагрегатных природных системах.

Только в последнее время произошли существенные изменения в методологии изучения эволюции нефти, газа и ОВ в природных условиях [1–9]. Новый подход открыл недоступные ранее возможности изучения физико-химических процессов в подземных резервуарах и делает термодинамическое моделирование самостоятельным средством исследования. Уже проведен анализ различных уравнений состояний, эмпирических и полуэмпирических соотношений, применяемых в нефтяной отрасли (бассейновое и технологическое моделирование). Приведен также и ряд примеров решения практических задач нефтяного дела. Показана высокая эффективность и экономическая целесообразность использования ПК «Селектор» для оценки эмпирических зависимостей.

Литература

1. Карпов И.К., Чудненко К.В., Бычинский В.А., Кулик Д.А., Павлов А.Л., Третьяков Г.А., Кашик С.А. Минимизация свободной энергии при расчете гетерогенных равновесий // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 4. С. 3–21.
2. Karpov I.K., Zubkov V.S., Bychinski V.A., Artimenko M.V., Kenney J.F. The contribution of thermodynamic detonation reactions to seismicity // Proceedings of 16th European Seminar on Applied Thermodynamics, 19–22 June 1997, Universite de Metz. Metz, France, 1997. P. 1–6.
3. Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н., Бычинский В.А. Римейк термодинамической модели системы С-Н Э.Б. Чекалюка // ДАН. 1998. Т. 358, № 2. С. 222–225.
4. Степанов А.Н., Карпов И.К., Былинкин Г.П., Чудненко К.В., Бычинский В.А. Проблемы достоверности прогноза фазово-генетических типов углеводородных скоплений сверхглубин // II Международный симпозиум «Нетрадиционные источники углеводородного сырья и проблемы его освоения»: Тезисы докладов. СПб., 1997.
5. Зубков В.С., Степанов А.Н., Карпов И.К., Термодинамическая модель системы С-Н в условиях высоких температур и давлений // Геохимия. 1998. Т. 36, № 1. С. 95–101.
6. Степанов А.Н., Бычинский В.А., Карпов И.К., Коптева А.В., Чудненко К.В. Полное и метастабильное равновесие углеводородов в земной коре и верхней мантии // ТЭК России – основа процветания страны: Сборник докладов конференции «К 75-летию ВНИГРИ». СПб., 2004. С. 60–65.
7. Степанов А.Н., Чудненко К.В. Современные методы термодинамического моделирования НГБ // Проблемы бассейнового и геолого-гидродинамического моделирования: Тезисы докладов науч.-практ. Южнорос. конф. Волгоград, 2006. С. 115–116.

8. Helgeson H.G., Knox A.M., Owens C.E., Shock E.L. Petroleum, oil field waters and authigenic minerals assemblages: Are they metastable equilibrium in hydrocarbon reservoirs? // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57, № 14. P. 1955–1964.
9. Richardson B.R., Zheng G.J. Chlorinated hydrocarbon contaminants in Hong Kong surficial sediments // *Chemosphere*. 1999. V. 39. P. 913–923.

О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ МИГРАЦИИ ФЛЮИДОВ В МАНТИИ (АНАЛОГОВЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ)

Санжиев Г.Д.¹, Жатнуев Н.С.^{1,2}

¹Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, sandorzik@mail.ru

²Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, zhat@gin.bscnet.ru

Невозможно представить себе процессы, происходящие в геосферах, без участия флюидов, будь то магматизм, гидротермальные процессы, рудообразование или даже более глобальные процессы, такие как конвекция в мантии и движение литосферных плит. Если бы Земля была «сухой», то она сразу виделась бы более статичной и все эндогенные процессы происходили бы исключительно за счет теплопроводности и диффузии. Конвекция в мантии, если бы она имела место, была бы более медленной, а сама Земля – более горячей внутри и более холодной на поверхности.

Считается, что большая часть флюидов находится во внутренних геосферах. Так, в нижней мантии может содержаться 0.2–0.4 мас. % H₂O [9]. При пересчете на обычную плотность воды это количество в разы превосходит объем мирового океана. Источником мантийных восстановленных флюидов (МФ) может быть ядро [5, 7], периодическая дегазация которого инициирует большинство эндогенных процессов [6].

Проводниками мантийных флюидов к поверхности считаются сверхглубинные разломы [1 и др.]. Однако при пластичной реологии нижней коры и мантии таковые вряд ли могут существовать. Самые глубокие из них переходят в листрические структуры на границе К1 и маркируют ее на континентах [4]. Возможна диффузионная миграция флюидов, но поскольку скорости ее низки, существенного поступления флюидов из мантии к поверхности за счет диффузии ожидать нельзя.

Известно, что в вулканических областях МФ поступают на поверхность с магмой в растворенном виде и при декомпрессии отделяются от нее в газовую фазу. Но для возникновения самого магматизма и вулканизма необходимо присутствие флюида. Для невулканических областей также имеются достоверные сведения о появлении мантийных флюидов в пределах верхней коры и на поверхности [8].

Хотя большинство исследователей признают наличие потоков МФ к поверхности, конкретных и достоверных механизмов их поступления до сих пор не предложено. Можно считать, что сегодня механизм, объясняющий поступление интрателлурических (трансмантийных) флюидов из глубин Земли к областям выплавления магмы и в верхнюю кору, разработан еще недостаточно.

Ранее нами был предложен механизм миграции флюидов в виде замкнутых трещинных полостей, реализующийся в условиях пластичности окружающей среды (мантии), суть которого была изложена в работах [2, 3]. Здесь рассматриваются аналоговые экспериментальные исследования, подтверждающие правомочность предложенной теоретической модели.

Эксперименты проводились на желатиновых матрицах в прозрачных емкостях с поляризованной подсветкой, что позволяло наблюдать подъем в модельной среде полостей, заполненных легким «флюидом», и напряжения, возникающие во вмещающей среде в процессе опыта.

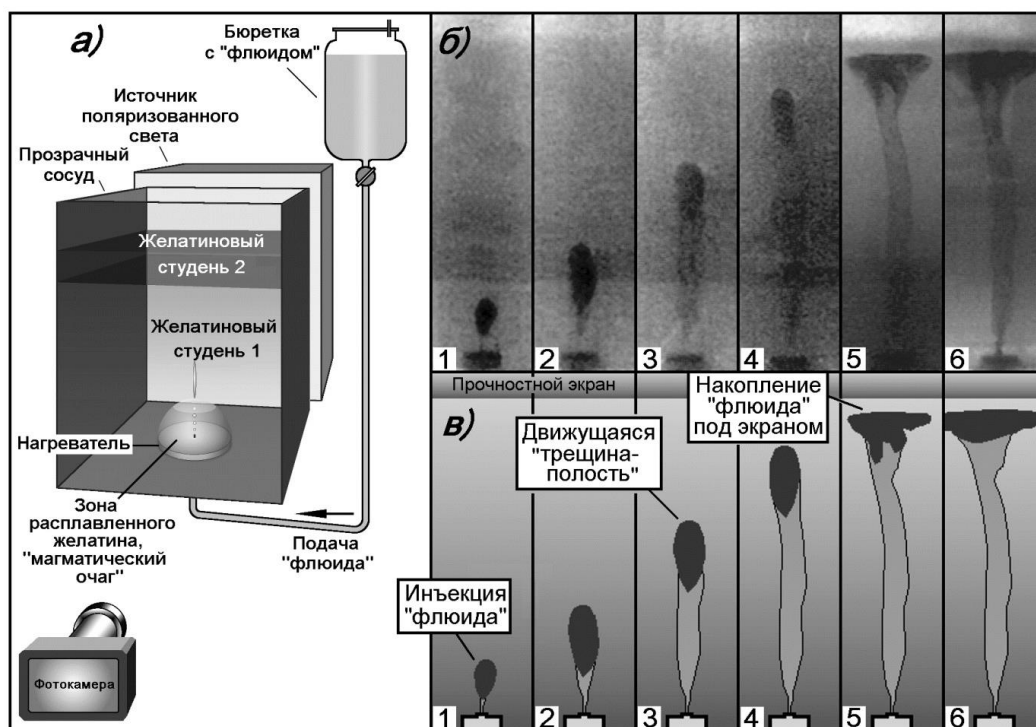


Схема установки для проведения экспериментов по моделированию подъема флюида в виде замкнутых трещинных полостей (а). Опыт, моделирующий «всплывание флюидных полостей» в студнях с различными прочностными свойствами (плотность желатинового студня 1.1 г/см^3), в качестве «флюида» использован подкрашенный этанол с плотностью 0.81 г/см^3 (б).
Графическая интерпретация эксперимента (в).

На рисунке представлена методика и результат проведения опытов в двухслойной матрице с более жестким верхним слоем. Видно, что раствор этанола, как более легкий флюид, «всплывает» в утяжеленном желатине в виде трещинной полости и останавливается на границе с несколько более прочным слоем. Опыт можно интерпретировать как модель подъема флюида в мантии и также как модель внедрения и остановки магмы на прочностном барьере. Опыты, проведенные в различных вариантах, подтверждают возможность восстающей миграции флюидных полостей в пластичной геологической среде и показывают возможность быстрого подъема МФ из глубоких геосфер.

Литература

1. Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука, 1979. 169 с.
2. Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // ДАН. 2005. Т. 404, № 3. С. 380–384.
3. Жатнуев Н.С. Трансмантийные флюидные потоки и происхождение плюмов // ДАН. 2012. Т. 444, № 1. С. 50–55.
4. Иванов С.Н. Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. 1990. № 2. С. 3–14.
5. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // ГРМ. 2003. Т. 43, № 4. С. 291–307.
6. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М., 1999. 252 с.
7. Пронин А.П., Башорин В.Н., Лаверова Н.И., Собисевич Л.Е. Флюидная активность Земли: Ограничения на модели эволюции и современного состояния земного ядра // Внутреннее ядро Земли. Геофизическая информация о процессах в ядре: материалы I Всероссийской

- научной конференции. http://innercore.ru/2000/rus/session_05.html.
8. Поляк Б.Г. Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2, № 2. С. 109–136.
 9. Murakami M., Hirose K., Yurimoto H. et al. Water in the Earth's lower mantle // Science. 2002. V. 295. P. 1885–1887.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ КОНДЕРСКОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО ПЛАТИНОНОСНОГО МАССИВА (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

Симонов В.А.¹, Приходько В.С.², Ступаков С.И.¹, Котляров А.В.¹

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

²Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск,
vladimir@itig.as.khb.ru

Платиноносные массивы платформенных областей привлекают внимание многочисленных исследователей. Для этих массивов характерно концентрически-зональное строение, обусловленное последовательной сменой от центра к краю дунитов пироксенитами и габброидами. Наибольший интерес представляют дунитовые «ядра», с которыми связаны промышленные месторождения россыпной платины. В связи с этим проблемы генезиса таких массивов приобретают особое значение. До настоящего времени существуют различные точки зрения на участие в их формировании магматических систем и на роль флюидных компонентов при переносе благородных металлов и образовании руд.

Детальные исследования образцов дунитов позволили выявить особенности магматических и флюидных систем, участвовавших в формировании гипербазитового «ядра» Кондерского платиноносного массива. В хромшпинелидах из дунитов были найдены расплавные включения, что прямо свидетельствует об участии магматических систем при кристаллизации этих пород. Анализ состава прогретых и закаленных расплавных высокомагнезиальных включений указывает на то, что изученные ультрабазиты формировались из пикритовых магм, близких по большинству основных компонентов к данным по биотит-пироксеновым щелочным пикритам, что доказывает активное участие ультраосновных щелочных магматических систем в процессе формирования дунитов Кондерского массива [1].

Для выяснения особенностей флюидных компонентов в магматических системах, участвовавших в формировании Кондерского платиноносного ультраосновного массива, был использован хроматографический анализ. Отобранные по площади массива пробы дунитов были проанализированы с помощью газовой хроматографии по опубликованной ранее методике [2, 3] в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Летучие компоненты извлекались из мономинеральных фракций хромшпинелидов с помощью ступенчатого нагрева в атмосфере гелия. Низкотемпературные газы (выделившиеся до 400 °С) не учитывались. Высокотемпературные газы (выделившиеся при 1000 °С), являющиеся наиболее близкими к эндогенным сингенетичным флюидам, использовались в дальнейших построениях.

С помощью высокотемпературной газовой хроматографии был изучен состав флюидных компонентов в хромшпинелидах из различных типов хромитовых проявлений в дунитах Кондерского массива – акцессории, относительно редкая вкрапленность, обильная вкрапленность, мелкие шилы, крупные жилы, линза

хромититов с видимыми платиноидами. Хроматографический анализ показал, что обогащенные платиноидами хромшпинелиды из шлиров и жил содержат меньше воды (0.20–0.29 мас. %) и углекислоты (240–360 ppm) по сравнению с аксессуарными и вкрапленными хромитами, обедненными благородными металлами, – соответственно H_2O (до 0.56 мас. %) и CO_2 до 680 ppm. В целом устанавливается отчетливая прямая корреляция содержаний воды и углекислоты в хромитах из дунитов Кондерского массива.

Выяснена значительно большая роль H_2O по отношению к CO_2 в обогащенных платиноидами хромитах ($H_2O/CO_2 = 8.1–10.6$), а также явно повышенные содержания восстановленных летучих ($H_2+CH_4+CO = 280–760 \text{ см}^3/\text{кг}$) по сравнению с истощенными. Соответственно для первых характерна низкая степень окисленности флюидов (до 40 %) относительно вторых, практически полностью окисленных летучих – 70–90 %.

Результаты хроматографических исследований хромитов Кондерского массива подтверждаются полученными нами ранее данными по Кемпирсайскому гипербазитовому массиву в Казахстане [3], которые свидетельствуют о положительной корреляции Pt с H_2O/CO_2 и о прямой связи Pd и Os с высокими значениями восстановленных летучих компонентов. Таким образом, накоплению платиноидов в хромитовых шлирах, линзах и жилах Кондерского массива способствовала повышенная роль воды по сравнению с углекислотой (высокие отношения H_2O/CO_2), а также существенные содержания восстановленных газов и соответственно низкая степень окисленности флюида, принимавшего участие в формировании заметных скоплений хромшпинелидов в дунитах.

Результаты анализов хромитов из образцов, отобранных по площади массива, показали, что центральная часть дунитового «ядра» обогащена CO_2 , в то время как максимум воды характерен для гипербазитов юго-восточной части. Соответственно минимальные значения H_2O/CO_2 присущи дунитам из центра Кондерского массива, а максимум этого отношения наблюдается на юго-востоке.

Сравнивая в целом полученный состав летучих компонентов в хромшпинелидах Кондерского массива с данными по хроматографическому анализу хромитов из других ультраосновных комплексов Азии (Сибирь, Дальний Восток и Центральная Азия), видим, что они имеют общие черты с флюидами из хромитов Кемпирсайского массива (Казахстан), но наиболее близки к летучим из хромшпинелидов Корякии.

Литература

1. 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.
2. Осоргин Н.Ю. Хроматографический анализ газовой фазы в минералах (методика, аппаратура, метрология). Новосибирск, 1990. 32 с. (Препр. / ИГиГСО АН СССР; № 11).
3. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БОГАТЫХ ЗОЛОТЫХ РУД

Скворцов В.А.¹, Рогова В.П.²

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, skv@crust.irk.ru

² Иркутский государственный университет, Иркутск

Целью работ было моделирование физико-химических условий, при которых образуются руды с высоким содержанием золота. Вначале на известных золоторудных

месторождениях [1] было проведено минералого-петрографическое картирование, включающее определение количественного минерального состава руд и вмещающих пород [2], затем были выбраны наиболее контрастные минеральные ассоциации и, исходя из их химического состава по независимым компонентам, сформирована матрица физико-химической модели: $H - C - N - F - Na - Mg - Al - Si - S - Cl - K - Ca - Fe - Cu - Zn - As - Ag - Sb - Au - Pb - O$, которая состояла из 191 зависимого компонента (144 катионов, анионов и молекул в водной, 10 – в газовой и 37 минералов постоянного и переменного состава – в твердой фазе). С помощью программы «Селектор» [3] в режиме изменения температур от 600 до 100 °С и давлений от 500 до 10 МПа проведено математическое моделирование термодинамических условий формирования различных типов руд с учетом конкретных факторов. Во внимание принимались приуроченность оруденения к вулканическим аппаратам; отложение золота из высокотемпературных парогидротерм, которые поступали непосредственно из магматического очага и содержали повышенные концентрации элемента; накопление золота из гидротермальных растворов, образовавшихся в результате смешивания глубинных магматических растворов с просачивающимися поверхностными и подземными водами, нагретыми до высоких температур (400–500 °С); переотложение его из конденсированных растворов, с которыми связано образование низкотемпературных (200–100 °С) минеральных ассоциаций в близповерхностных (в пределах ста метров) условиях.

При моделировании количество золота в гидротермах принималось на уровне 0.01–0.03 г/т, что незначительно превышало его среднее содержание в земной коре, равное 0.005 г/т. Для сравнения отметим, что в воде рек и океанов оно составляет 0.01–0.05 мг/т, а в современной термальной вулканической системе Тауто, Новая Зеландия, – 85 г/т [4].

Для установления основных закономерностей образования богатых руд были взяты минеральные ассоциации с содержаниями золота 2, 60 и 100 г/т, встречающиеся на конкретных месторождениях.

Наиболее высокие концентрации золота (на уровне 90–80 г/т) образуются только при температуре 600–500 °С и давлении 500–300 МПа преимущественно в золото-кварц-доломит-иллитовой и в золото-антимонит-кварцевой или в золото-сурьмяно-кварцевой минеральных ассоциациях. Отложение металла происходило сразу после взрыва из обогащенных рудными элементами и золотом порядка 0.01 % или 100 г/т парогидротерм, состоящих главным образом из угольной или кремниевой кислоты (последняя в количественном отношении преобладает над водой) и из взрывоопасных активных газовых компонентов CO , H_2 , CH_4 , H_2S , кроме которых присутствует и N_2 , а в золото-кварц-пирит-халькопиритовой ассоциации вместо азота в повышенных количествах отмечается сероводород. В процессе отложения золота соотношение между компонентами в гидротермах меняется: при высоких температуре (600–500 °С) и давлении (500–300 МПа) преобладает кремнекислота и газы N_2 , H_2S , CO , а при температуре 400–100 °С и давлении от 200 до 10 МПа – вода и газы H_2 и CH_4 .

В малосульфидных рудах благоприятным фактором для образования высоких содержаний золота является наличие в исходном составе физико-химической системы кварца, иллита и доломита, составляющих в сумме не менее 95 %, отрицательным – присутствие более 20 % полевых шпатов или каолинита.

В сульфидных ассоциациях наиболее высокие содержания золота отмечаются в ультращелочной среде и находятся в прямой корреляции с сурьмасодержащими минералами (миаргиритом, тетраэдритом, пираргиритом и антимонитом) и в меньшей степени – в слабощелочной среде с галенитом и сфалеритом. Положительная корреляция золота с арсенопиритом наблюдается только при температуре 100 °С и подтверждается нахождением тонкодисперсного золота в арсенопирите при разных

низкотемпературных минеральных ассоциациях. В области высоких температур корреляция полностью отсутствует. В колчеданных рудах с пиритом и халькопиритом при повышенном количестве во флюиде сероводорода, медных и железистых компонентов высокие концентрации золота, независимо от температуры, не образуются.

Проведенное в последнее время разномасштабное объемное минералогическое петрографическое картирование с применением рентгеновского количественного фазового анализа и исследованием слоистых глинисто-слюдистых минералов позволило выявить дополнительные поисковые признаки, которые указывают на высокие температуры образования золота и связь его с постоянно действующим в течение длительного времени (от протерозоя до кайнозоя) магматическим очагом.

Калиевый полевой шпат на месторождениях золота часто представлен моноклинной высокотемпературной (устойчивый до 900 °С) модификацией – санидином, который встречается в вулканических выбросах. Каркасная структура санидина состоит из Al – Si – O тетраэдров и в зависимости от температуры характеризуется различной степенью упорядоченности атомов Al и Si по тетраэдрическим позициям. В породах из жерлов вулканов и диатремах кристаллическая решетка санидина имеет неупорядоченную систему расположения Al и Si ($\Delta Z = 0.1$). На расстоянии 0.5 км от жерла упорядоченность увеличивается и образуется другой полевой шпат – ортоклаз ($\Delta Z = 0.47$). Увеличение алюмокремниевой упорядоченности в калиевом шпате на небольшом расстоянии происходит при резком перепаде температуры. В парагенезисе с санидином и ортоклазом при моделировании отмечается и высокотемпературный β -кварц.

Структура мелкочешуйчатой слюды серицита (разновидность мусковита), появляющегося при разложении ортоклаза на большинстве месторождений золота, аналогична структуре крупнопластинчатого мусковита, образующегося при высоких температурах (600 °С) и давлениях (400 МПа), поэтому хорошо окристаллизованные мелкочешуйчатые пластинки этой слюды в золоторудных минеральных ассоциациях также могут свидетельствовать о резком снижении высоких температур в процессе рудообразования.

Гидротермальные изменения пород, развитые вдоль контакта золотокварцевых жил, как правило, узкие, – это один факт в пользу образования богатых золотоносных жил в результате взрыва, после которого происходило быстрое снижение температуры.

Итак, одним из наиболее вероятных способов формирования богатых золотых руд может быть их образование из обогащенных рудными элементами и золотом парогидротерм на значительных глубинах, что хорошо согласуется с расчетными данными по литостатическому давлению в породах.

Литература

1. Балеysкое рудное поле / Ред. Лаверов Н.П., Петровская Н.В., Нарсеев В.А., Сафронов Ю.Г. М.: ЦНИГРИ, ИГЕМ, 1984, 289 с.
2. Скворцов В.А., Рогова В.П. Физико-химическая модель месторождений Балеysкого золоторудного района // Известия Иркутского гос. ун-та. Серия «Науки о земле». 2009. Т. 2, № 1. С. 144–159.
3. Karpov I.K., Chudnenko K.V., Kulik D.A. Modeling chemical mass-transfer in geochemical progress: Thermodynamic relations, conditions of equilibria and numerical algorithms // Amer. J. Sci. 1997. V. 297. P. 767–806.
4. Weissberg B.G. Gold-silver ore-grade precipitates from New Zealand thermal waters // Economic Geol. 1969. V. 64, № 1. P. 95–108.

ТЕРМОДИНАМИКА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ОКСИДОВ В УСЛОВИЯХ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Соколова Т.С.¹, Дорогокупец П.И.¹, Данилов Б.С.¹, Литасов К.Д.^{2,3}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, sokolovats@crust.irk.ru

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

³Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Оксиды Si, Mg, Fe, Al и Ca являются основными породообразующими компонентами пород верхней мантии Земли до границы 670 км и имеют большое значение в определении минерального состава и структуры глубинных геосфер ниже этой границы [1]. Изменение скоростей сейсмических волн, плотности и давления в глубинных оболочках коррелирует с трансформацией минералов при соответствующих *P-T* условиях. Глобальный сейсмический раздел «670 км» при давлении 23–24 ГПа принято связывать с трансформацией – рингвудит (γ -(Mg,Fe)₂SiO₄) → бриджманит ((Mg,Fe)SiO₃) + магнезиовюстит ((Mg,Fe)O), причем ассоциация (Mg,Fe)SiO₃+(Mg,Fe)O оказывается устойчивой вплоть до границы D" на глубине 2600–2900 км. Содержание магнезиовюстита в нижней зоне мантии составляет ~20 %, и порядка 10 % приходится на другие оксидные фазы, кристаллизация которых на глубине происходит в твердых растворах граната, бриджманита, Са-перовскита и Са-феррита [1].

При давлении 80–90 ГПа на глубине ~2100 км установлен переход Al₂O₃ со структурой корунда в фазу Rh₂O₃(II). Последующая трансформация Al₂O₃ в модификацию со структурой CaIrO₃, которая аналогична постперовскиту на границе нижней мантии, обнаружена при давлении более 130 ГПа [2, 3]. Несмотря на то, что присутствие Al₂O₃ в качестве самостоятельной фазы в мантии Земли не подтверждено, его содержание в составе мантийных пород составляет порядка 4 вес. % [1], поэтому определение термодинамических свойств корунда является важной информацией для установления *P-V-T* свойств твердых растворов с его участием. Термодинамика MgO и FeO имеет принципиальное значение в определении границ фазовых переходов в системе (Mg,Fe)₂SiO₄ и интерпретации сейсмического раздела «670 км» в верхней зоне мантии. Получить эти сведения можно с помощью современных исследований минералов в камерах с алмазными наковальнями или путем построения их уравнений состояния, которые бы учитывали различные *P-V-T* измерения и экспериментальные данные.

Для построения уравнений состояния породообразующих оксидов мы использовали модифицированный формализм на основе свободной энергии Гельмгольца, который прошел внушительную апробацию на различных примерах в наших работах ранее [4–6]. Холодные составляющие свободной энергии Гельмгольца определены из уравнения Кунца [7]:

$$P_0(V) = 3K_0 X^{-k} (1 - X) \exp[\eta(1 - X)], \quad (1)$$

где k – дополнительный параметр, за счет которого (1) носит универсальный характер.

Тепловая часть свободной энергии Гельмгольца представлена моделью Эйнштейна с двумя характеристическими температурами, что позволило наилучшим образом аппроксимировать теплоемкость минералов выше 298.15 K [5, 6]:

$$F_{th}(V, T) = m_1 RT \ln \left(1 - \exp \frac{-\Theta_1}{T} \right) + m_2 RT \ln \left(1 - \exp \frac{-\Theta_2}{T} \right). \quad (2)$$

Характеристические температуры в (2) зависят от объема и приняты в виде уравнения Альтшулера [8], в котором параметры γ_0 , γ_∞ и β выступают в качестве подгоночных и в расчетах определены методом наименьших квадратов. Путем одновременной оптимизации доступных экспериментальных измерений теплоемкости,

теплового расширения, адиабатического модуля сжатия и рентгеновских измерений P - V - T свойств были рассчитаны параметры уравнений состояния корунда, периклаза и вюститита. Полученные уравнения состояния уточняют термодинамику минералов при высоких температурах и давлениях и являются основой для продолжения исследований свойств твердых растворов с их участием в условиях мантии Земли.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-17-00601).

Литература

1. Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. Геология недр Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.
2. Lin J-F., Degtyareva O., Prewitt C.T., Dera P., Nagayoshi S., Gregoryanz E., Mao H.-K., Hemley R.J. Crystal structure of a high-pressure/high-temperature phase of alumina by in situ X-ray diffraction // *Nature Materials*. 2004. V. 3. P. 390–393.
3. Oganov A.R., Ono S. The high-pressure phase of alumina and implications for Earth's D" layer // *PNAS*. 2005. V. 102, No 31. P. 10828–10831.
4. Дорогокупец П.И., Соколова Т.С., Данилов Б.С., Литасов К.Д. Почти абсолютные уравнения состояния алмаза, Ag, Al, Au, Cu, Mo, Nb, Pt, Ta, W для квазигидростатических условий // *Геодинамика и тектонофизика*. 2012. Т. 3, № 2. С. 129–166.
5. Соколова Т.С., Дорогокупец П.И., Литасов К.Д. Взаимосогласованные шкалы давлений на основании уравнений состояния рубина, алмаза, MgO, B₂-NaCl, а также Au, Pt и других металлов до 4 Мбар и 3000 К // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54, № 2. С. 237–261.
6. Дорогокупец П.И., Дымшиц А.М., Соколова Т.С., Данилов Б.С., Литасов К.Д. Уравнения состояния форстерита, вадслеита, рингвудита, акимотоита, MgSiO₃-перовскита и постперовскита и фазовая диаграмма системы Mg₂SiO₄ при давлениях до 130 ГПа // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56, № 1–2. С. 224–246.
7. Kunc K., Loa I., Syassen K. Equation of state and phonon frequency calculations of diamond at high pressures // *Physical Rev*. 2003. № 68. P. 941071–941079.
8. Альтшулер Л.В., Брусникин С.Е., Кузьменков Е.А. Изотермы и функции Грюнейзена 25 металлов // *Прикладная механика и теоретическая физика*. 1987. Т. 161. С. 134–146.

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА КИМБЕРЛИТОВЫХ АЛМАЗОВ

Соловьева Л.В.¹, Костровицкий С.И.², Калашникова Т.В.²

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Solv777@crust.irk.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова, Иркутск, Kalashnikova@igc.irk.ru

В настоящем сообщении обсуждаются следующие вопросы: 1) возраст кимберлитов, несущих алмазы, и самих алмазов; 2) вещество, родительское для кимберлитовых алмазов; 3) физико-химическая природа алмазообразующих расплавов и флюидов; 4) возможные геодинамические механизмы, инициирующие алмазоносный кимберлитовый магматизм и влияющие на его алмазоносность.

Алмазоносные кимберлиты образуются только в пределах древних кратонов с утолщенной литосферой (> 140–150 км). Разные кимберлитовые циклы на древних кратонах могут быть как алмазоносными, так и неалмазоносными. На Сибирском кратоне на основе современных геологических и изотопных данных выделяют семь эпох кимберлитообразования, при этом наиболее продуктивным является верхнедевонский кимберлитовый цикл (380–350 млн лет). В пределах кратона Slave (Канада) выделяют пять кимберлитовых циклов [1]. Самыми древними кимберлитами являются, вероятно, палеопротерозойские кимберлиты в ЮАР – примерно 1.95 млрд лет.

Широко распространенное мнение о том, что подавляющая масса алмазов в литосфере древних кратонов была образована в позднем архее и раннем протерозое,

обосновывается Re-Os значениями возраста сульфидов, включенных в алмазы перидотитового и эклогитового парагенезисов [2, 3]. Однако эта гипотеза сталкивается с существенными трудностями. Z. Spetsius с соавторами [4] получили значения архейского возраста сульфидов, включенных в палеозойские цирконы из кимберлитовой трубки Мир. В. Harte [5] обозначил явный контраст между значениями фанерозойского возраста глубинных алмазов из меловых кимберлитов Южной Африки и архей-протерозойскими – Re-Os возраста в сульфидах [6]. Совпадение модельных возрастов сульфидов в алмазах Р-типа с возрастами литосферы кратонов и древней коры [2, 3] наводит на мысль, что глубинный флюид растворял литосферные сульфиды, затем осаждал их с алмазами и сохраняя древние Re-Os изотопные метки. D. Araujo et al. [7] показали, что алмазы из трубки Diavik (кратон Slave, Канада) образуют две серии: оболочечные и волокнистые алмазы, развитие которых предшествует внедрению кимберлитов, первые миллионы – сотни тысяч лет, и более ранние прозрачные октаэдры. Расчеты времени агрегации азота в «ранних» алмазах при $T \approx 1250^\circ\text{C}$ показали значения 20–30 млн лет [7], что вполне отвечает началу кимберлитобразующего цикла.

Исследованы главные минеральные парагенезисы среды алмазообразования: перидотитовый (дунит-гарцбургитовый и лерцолитовый), эклогитовый (пироксенитовый), формирование которых происходило на глубинах 150–250 км [8, 9]. Редкий сверхглубинный парагенезис (переходная зона мантии, нижняя мантия) индексируется минералами из этих горизонтов (мэйджоритовый гранат, Са-силикат-перовскит, Mg-силикат-перовскит, Fe-периклаз, Mg-вюстит, стишовит и продукты их низкобарного изменения). Предполагается, что алмаз и сверхглубинная ассоциация минералов поступают из погруженных слэбов с плюмами [5].

Алмазы в низах литосферной плиты растут при реакции восстановленных глубинных флюидов с более окисленным веществом мантийной литосферы [10, 11] или при реакции окисленных карбонатитовых расплавов с восстановленной литосферой [12]. Формирование большинства алмазов (кроме поздних кубических и оболочечных форм) из восстановленных флюидов согласуется с высокими содержаниями в них азота, совместимыми с восстановленными и не совместимыми с окисленными флюидами [11]. E. Thomassot et al. [11] показали, что источником углерода и азота в алмазах эклогитового типа (Е-тип) был глубинный восстановленный флюид, а более древние сульфиды сохранили изотопные метки базитовой части слэба. Поздние кубические и оболочечные алмазы насыщены высокоплотными флюидными включениями, составляющими части системы: К-силикатный расплав – карбонатитовый расплав – щелочной рассол.

В современных геодинамических подходах развитие кимберлитового магматизма связывают с иницирующим влиянием термохимических плюмов. На Сибирском кратоне алмазоносный кимберлитовый магматизм был вызван подъемом среднепалеозойского Якутского плюма [13]. В то же время горячие плюмы могут привести к магматической эрозии и отслоению алмазсодержащего слоя [14]. Не исключены процессы утолщения литосферы кратонов за счет приращения материалом остывшего плюма или субдуцированной океанической литосферы [15].

Литература

1. Helmstaedt H. Crust–mantle coupling revisited: The Archean Slave craton, NWT, Canada // *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 1055–1068.
2. Griffin W.L., Spetsius Z.V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. In situ Re-Os analysis of sulphide inclusions in kimberlitic olivine: new constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2002. V. 1, № 3. doi: 10.1029/2001GC000287.

3. Pearson D.Y., Shirey S.B., Carlson R.W. et al. Re-Os Sm-Nd and Rb-Sr isotope evidence for thick Archean lithospheric mantle beneath Siberian craton modified by multistage metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 959–977.
4. Spetsius Z.V., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Archean sulphide inclusions in Paleozoic zircon megacrysts from Mir kimberlite, Yakutia: implication for the dating of diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 199. P. 111–126.
5. Harte B. Diamonds from Juina, Brazil, track the evolution of Mesozoic subducted slab // *10th IGC. Long Abstracts*, 2012. SD№-189.
6. Shirey S.B., Richardson S.H. Start of the Wilson Cycle at 3 Ga Shown by Diamonds from Subcontinental Mantle // *Science*. 2011. V. 333. 434–436.
7. Araújo D.P., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. et al. Microinclusions in monocrystalline octahedral diamonds and coated diamonds from Diavik, Slave Craton: Clues to diamond genesis // *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 724–735.
8. Cartigny P. Stable isotopes and the origin of diamond // *Elements*. 2005. V. 1, № 2. P. 79–84.
9. McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // *Earth Planet. Science Letters*. 2005. V. 233. P. 337–349.
10. Соловьева Л.В. Проработка мантийной литосферы Сибирского кратона восстановленными флюидами в среднепалеозойском кимберлитовом цикле // *ДАН*. 2007. Т. 412, № 6. С. 804–809.
11. Thomassot E., Cartigny P., Harris J.W. Metasomatic diamond growth: A multi-isotope study (¹³C, ¹⁵N, ³³S, ³⁴S) of sulphide inclusions and their host diamonds from Jwaneng (Botswana) // *Earth Planet. Science Letters*. 2009. V. 282. P. 79–90.
12. Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д., Похиленко Л.Н. Взаимоотношения карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56, № 1–2. С. 361–383.
13. Ernst R.E., Buchan K.L. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous and mantle plumes // *Large igneous provinces: continental oceanic and planetary volcanism*. Am. Geophys. Union Geophys. Monograph. 1997. V. 100. P. 297–333.
14. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S. et al. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // *Proc. 7th Internat. Kimberlite Conf.*, 1999. V. 2. P. 689–698.
15. Smith E.M., Bulanova G.P., Walter M.J. et al. Origin of diamonds from the Dachine ultramafic, French Guyana // *10th IGC. Long Abstracts*- 97, 2012. SD№-97.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Степанов А.Н.¹, Савина Ю.А.¹, Чудненко К.В.², Бычинский В.А.²

¹Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ВолгоградНИПИморнефть», AStepanov@lukoilvmn.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, val@igc.irk.ru

Системный подход к исследованию химико-технологических систем требует универсальной теории и универсального комплекса надежных экспериментальных данных. Одним из аспектов, сближающих объекты со сложными природными системами, является их двойственная, детерминированно-стохастическая природа, определяющая сложность формального описания происходящих в них типовых процессов. Как показали исследования И.К. Карпова, соединение детерминанты и стохастики не может быть произвольным, поэтому при исследовании эволюции вмещающих пород и пластовых флюидов используется строгая система ограничений, основанная на экспериментальных данных по свойствам пород и флюидов геотектонической истории бассейна. Введением характеристических функций, отражающих не только физические, но и химические свойства формирования

литогенетических петрофизических фаций (природных резервуаров), был достигнут полный охват термодинамических режимов, различающихся по интенсивным параметрам.

Принципиальное решение проблемы физико-химического моделирования сложных химических равновесий в гетерогенных мультисистемах получено путем последовательного развития единого подхода – применения структур аппарата математического программирования к гиббсовской теории гетерогенного равновесия, дополненного положениями Д.С. Коржинского об открытых системах.

Расчетная схема, используемая в работе, тесно связана с проблемой равновесия и устойчивости углеводородных (УВ) скоплений в осадочном чехле нефтегазоносных бассейнов (НГБ) в условиях сверхглубин. С учетом того обстоятельства, что к настоящему времени иерархия взаимодействия самоорганизующихся природных УВ-систем еще слабо разработана, их формальное представление в нашей работе на первом этапе заключалось в анализе состояния автономных систем: внутреннего равновесия в нефти и газах. Учитывались процессы дегидратаций глинистых отложений, насыщенных морской водой, декарбонизирование органических соединений и растворение УВ в воде в условиях завершения дегидратации. Таким образом, все физико-химические параметры рассмотренных систем реализованы как множественные ограничения, отражающие экспериментальные и эмпирические обобщения при расчете метастабильных равновесий в мегасистеме газы – воды – породы – нефть – органическое вещество (ОВ).

В отличие от минеральных систем, состоящих из равновесных или близких к равновесным продуктов превращений, природные УВ-системы – большей частью неравновесные образования, поэтому если в минеральных системах нас интересуют конечные равновесные состояния, то в УВ-системах главный интерес представляют неравновесные состояния, которые резко контрастируют с равновесными состояниями УВ. Эти особенности предопределили то, что в физико-химическую модель включены все потенциально возможные в равновесии компоненты в рамках системы Al-Ca-Fe-K-Mg-Na-Si-C-O-H-S, представленной сапропелевым ОВ, накопленным в терригенных отложениях. Газовая фаза включает 135 компонентов, жидкие УВ – 116, в том числе алканы, циклоалканы, арены и соединения с гетероэлементами. В водном растворе содержатся газы, минеральные вещества и органические соединения, всего 143 компонента. Твердые фазы представлены типичными минералами терригенных отложений – 28 фаз и 8 твердых растворов – кварц, кальцит, гиббсит, гематит, сидерит, пирит, каолинит, мусковит, всего модель включает 430 зависимых компонентов. Термодинамическое состояние системы, помимо мольных количеств независимых компонентов, определяется шестью каноническими парами параметров: температура – давление, температура – объем, энтропия – объем, энтальпия – давление, внутренняя энергия – объем и энтропия – давление.

Расчет газообразования показывает, что в рассматриваемой системе уже при 240–300 °С УВГ полностью сменяются неуглеводородной фазой. В газовой фазе концентрация углекислого газа достигает соответственно $\approx 100\%$, pH близка к нейтральной – 6.22. Отмечается отсутствие в водной фазе ионов и катионов HCO_3^- и NH_4^+ , в твердой фазе существуют кварц, кальцит, гиббсит, графит, мусковит, парагонит и клинохлор. Максимальные концентрации УВ отмечаются в интервале 25–120 °С (в газовой фазе), в водной фазе максимальная концентрация УВ отмечается при 190–220 °С.

Анализ известных методов расчета показывает, что по сравнению с наиболее распространенной балансовой оценкой по нашим данным получено завышение объемов генерации на 7–10 %. Такое отклонение в концентрациях генерированных газов и существенная разница в пространственной динамике их генерации могут быть

связаны с несовершенством самой балансовой модели, не учитывающей пластовых условий, объема пород, взаимодействия всех фаз и др.

Вместе с тем термодинамическая «селекция» фаз в рассматриваемой полной системе показала, что максимум генерации УВ для сапропелевого типа ОВ отмечается на этапах катагенеза ПК₃-МК₂, что согласуется с данными Т.К. Баженовой и Л.А. Гембицкой [5] по исследованию динамики генерации УВГ для пяти типов ОВ с преобладанием сапропелевой составляющей для НГБ Восточно-Европейской и Сибирской платформ, с данными термодинамических расчетов К. Баркера и Н. Такача [4].

Исследования, выполненные Галушкиным Ю.И., Горбанем А.Н., Cosentino L., показали возможность строгого согласования кинетических и динамических аспектов в рамках равновесной термодинамики [1–3]. Применение метода минимизации шести потенциалов в технологиях бассейнового и других видов моделирования позволяет получать единственное строгое согласование полной системы петрофизических, литологических, геохимических и гидрогеологических данных, что существенно повышает эффективность применяемых моделей.

Настоящая работа посвящается нашему учителю – профессору И.К. Карпову (1932– 2005), внесшему значительный вклад в решение рассматриваемых проблем и, по существу, определившему на многие годы эффективную стратегию развития физико-химического моделирования в геохимии и петрологии, что применяется теперь в важнейших вопросах моделирования повышения нефтеотдачи и обработок призабойных зон пласта.

Литература

1. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир, 2007. 456 с.
2. Cosentino L. Integrated reservoir studies. Paris: Technip, 2001. 310 p.
3. Горбань А.Н. Обход равновесия: уравнения химической кинетики и их термодинамический анализ. Новосибирск: Наука, 1984. 226 с.
4. Barker C., Takach N.E. Prediction of natural gas composition in ultradeep sandstone reservoirs // The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1992. V. 76, № 12. P. 1859–1873.
5. Баженова Т.К., Гембицкая Л.А. Закономерности генерации углеводородов различными типами ОВ (на основе расчетного моделирования) // Геохимическое моделирование и материнские породы нефтегазоносных бассейнов России и стран СНГ. СПб., 2000. С. 23–28.

ВЛИЯНИЕ ВОДНОГО ФЛЮИДА НА ПРОЦЕССЫ ЖИДКОСТНОЙ НЕСМЕСИМОСТИ (ЭКСПЕРИМЕНТ)

Сук Н.И.

Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, sukni@iem.ac.ru

Расслоенные интрузивные комплексы являются продуктами сложной эволюции гетерогенных флюидно-магматических систем, представленных как алюмосиликатным расплавом, так и флюидной фазой, которая может трансформироваться в высококонцентрированную солевую жидкость. Поведение столь сложной системы необходимо рассматривать в рамках совместной эволюции флюидной и магматической систем, осложненной явлениями жидкостной несмеси. Такие флюидно-магматические системы относятся к многокомпонентным системам силикат – соль Р-Q типа – вода [1]. Это говорит о том, что при магматических параметрах эти системы могут быть гетерогенными с образованием трех (или более) некристаллических фаз.

Настоящие экспериментальные исследования были поставлены с целью их приближения к природным условиям развития магматизма и рудообразования, неразрывно связанным с флюидным воздействием на магматические системы, роль которого неоднократно отмечалась разными авторами [2–4].

Чтобы выявить эффект флюидного воздействия на магматические системы, содержащие Ti, REE (La, Ce), Y, Sr и Nb, проводились параллельные эксперименты при $T = 1200$ и 1250 °C, $P = 2$ кбар без участия летучих компонентов (в «сухих» условиях), под давлением водного флюида, а также в присутствии флюида щелочного состава, который задавался 10%-ным раствором NaOH, 27%-ным раствором NaOH, 1 М раствором Na_2CO_3 или 0.5 М раствором NaF. Эксперименты проводились в заваренных платиновых ампулах на установке высокого газового давления продолжительностью одни сутки с последующей закалкой. Полученные образцы анализировались на микрозонде.

В сухих системах, содержащих Ti, REE (La, Ce), Y, Sr и Nb, наблюдалось образование кристаллов лопарита в силикатной матрице. В этих же системах под давлением водного (или щелочного) флюида были получены принципиально иные результаты, определенные расслоением расплава на две жидкости: алюмосиликатную, образующую матрицу, и богатую Ti, REE (La, Ce), Y, Sr и Nb с примесью силикатной составляющей, образующую капли. Полученное расслоение условно названо «титанатно-силикатным». Флюид (водный или щелочной) является фактором разделения расплава на несмешивающиеся фазы, понижает температуру ликвидуса и повышает деполимеризацию расплава.

Полученные составы расслоенных фаз показывают резкое обогащение расплава каплей Ti, REE и Nb и обеднение его Si и Al и позволяют примерно оценить коэффициенты разделения этих элементов между расплавом капель и алюмосиликатным расплавом матрицы ($K = C_{\text{кап}}/C_{\text{сил.}}$). Для TiO_2 коэффициенты разделения больше 5, для SiO_2 – меньше 0.35, для Nb_2O_5 приблизительно составляют 10–20, а для REE – больше 15. Для SrO коэффициенты разделения варьируются от 2.3 до 7.6.

Таким образом, за счет возникновения жидкостной несмесимости этого типа магма может существенно обогащаться рудными компонентами, что может иметь определяющее значение для образования богатых редкоземельно-ниобиевых (лопаритовых) месторождений на магматическом этапе.

Исследование силикатно-фосфатных систем в связи с проблемой образования апатитовых месторождений хибинского типа проводилось, исходя из точки зрения, высказываемой различными авторами [5–7], о том, что комплекс пород Хибинского массива сформировался в результате процесса магматической дифференциации, в котором на заключительном этапе отделились апатит-нефелиновые руды.

При $T = 1250$ °C и $P = 2$ кбар в присутствии водного флюида экспериментально воспроизведены процессы жидкостной несмесимости в силикатно-фосфатной системе с расслоением на две несмешивающиеся жидкие фазы – силикатный и фосфатный расплавы. При этом силикатный расплав либо образует капли, заключенные в фосфатной матрице, либо выделяется в виде слоя с четкой фазовой границей между расплавами. Эксперименты, проведенные в сухих и водосодержащих системах, демонстрируют инверсию плотностей: растворение флюида в фосфатном расплаве приводит к уменьшению его удельного веса по сравнению с силикатным расплавом, в результате чего наблюдается «всплывание» солевого расплава, который в этом случае располагается в верхней части образца.

Таким образом, экспериментально воспроизведены процессы жидкостной несмесимости, моделирующие обособление апатит-уртитового горизонта в нефелин-

сиенитовом Хибинском массиве, определившие его рудогенерирующую специализацию.

Апатитовый расплав отличается особенно флюидным характером, что способствует его всплыванию по мере отделения от силикатного расплава и образованию апатитовых залежей в верхних частях уртитового горизонта. Это определяет закономерное положение апатитовых рудных тел в щелочных массивах: они перекрываются нефелиновыми сиенитами и подстилаются уртитам.

Литература

1. Равич М.И. Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях. М.: Наука, 1974. 151 с.
2. Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 216 с.
3. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агапитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
4. Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротаев М.Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1983. № 1. С. 3–20.
5. Маракушев А.А. Проблема генезиса расслоенных интрузивов // Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузивах. М.: Наука, 1979. С. 5–29.
6. Мелентьев Б.Н. Взаимоотношения галогенидов с некоторыми силикатными и фосфатными расплавами // Проблемы минералогии и петрологии. Л.: Наука, 1972. С. 190–201.
7. Делицына Л.В., Делицын Л.М., Тов Г.М. Жидкостная несмесимость в апатит-фторсиликатной системе в связи с генезисом апатитовых месторождений // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып 6. С. 111–118.

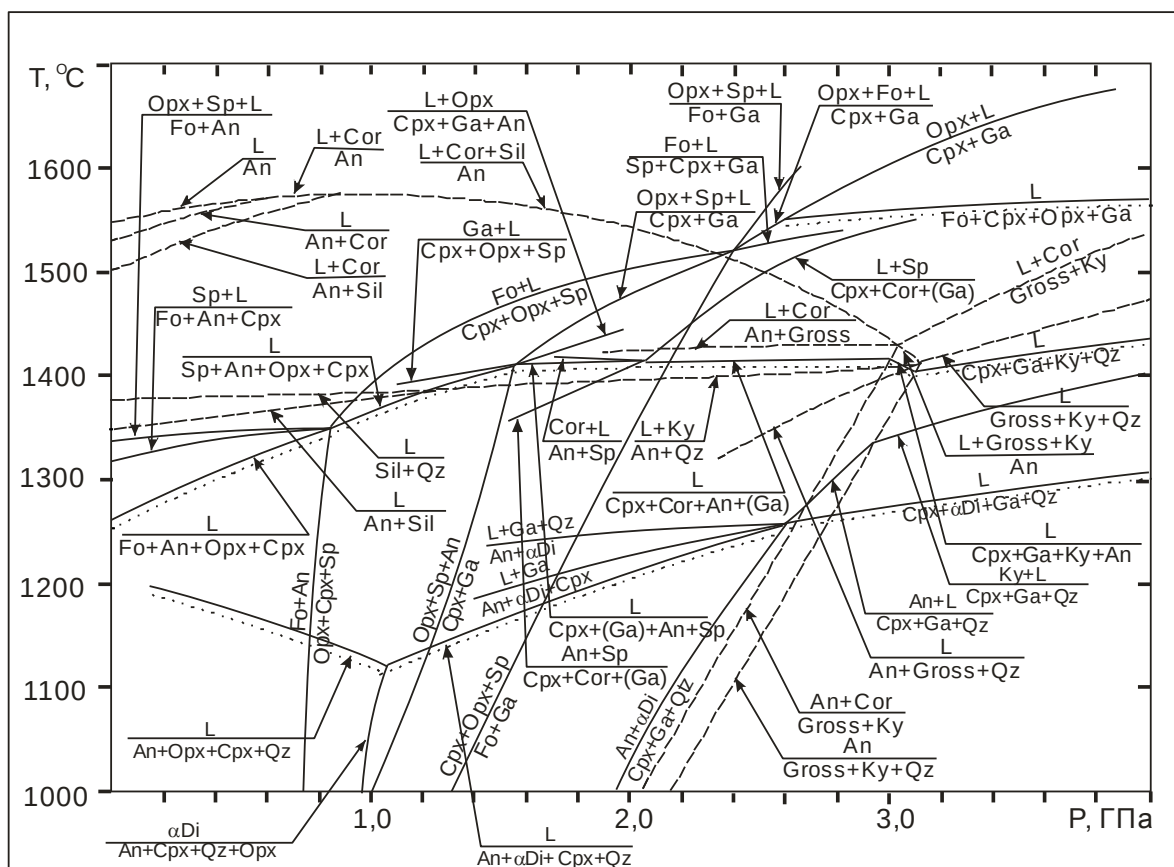
ЭВТЕКТИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ФАЗОВОЙ ДИАГРАММЫ СИСТЕМЫ $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$

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 то же время на поверхности Земли среди магматических пород доминируют породы гранитных серий. Очевидно, что в процессе подъема магматического расплава к поверхности происходит эволюция состава магматического расплава от ультраосновного к гранитному. Очевидно, что это явление имеет физико-химический характер. К настоящему времени физико-химические исследования в базовой модельной системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ позволили накопить достаточно материала для ответа на этот вопрос [1, 2]. В ней определены моновариантные реакции, контролирующие плавление этой системы, выделены эвтектические тренды, определены фации глубинности главных типов мантийных парагенезисов (рисунок).

Первичный ультраосновной магматический расплав формируется на глубинах более 600 км, и эволюция его состава до глубин около 100 км контролируется фундаментальной эвтектикой $L=\text{Fo}+\text{Crpx}+\text{Orpx}+\text{Ga}$. На этом этапе при подъеме расплава к поверхности происходит осаждение и отделение оливина, а состав остаточного расплава изменяется в сторону увеличения концентрации кремнезема 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



Главные эвтектические тренды в системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$.

кремнеземом и кальциевым компонентом. При давлениях ниже 15–16 кбар характер плавления снова меняется на эвтектический. В интервале давлений 8–15 кбар эволюция состава расплава контролируется эвтектикой $L = \text{An} + \text{Cpx} + \text{Opx} + \text{Sp}$, а при давлениях ниже 8 кбар – эвтектической реакцией $L = \text{Fo} + \text{An} + \text{Cpx} + \text{Opx}$. В этом интервале давления в процессе кристаллизационной дифференциации происходит отделение плагиоклаза. Поскольку плагиоклаз представляет собой твердые растворы анортитового (тугоплавкого) и альбитового (низкоплавкого) компонентов, процесс кристаллизационной дифференциации с участием плагиоклаза, обогащенного анортитом, смещает состав остаточного расплава в сторону повышенного содержания щелочных компонентов и кремнезема. 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 дает возможность преодолеть главные методические трудности, возникающие при попытке объяснить происхождение кислых гранитных пород за счет материала ультраосновной оливиновой мантии.

Литература

1. Сурков Н.В. Экспериментальное исследование устойчивости и плавления дивариантных ассоциаций в форстеритнормативной части системы $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ в связи с петрологией верхней мантии // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 11. Вып. 832 / Под ред. Н.В. Соболева, Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995, С. 27–43.

2. Сурков Н.В., Гартвич Ю.Г. Физико-химическая модель для кристаллизации пород щелочно-земельной серии // Геохимия. 2012. № 10. С. 891–908.

НЕИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОХИМИИ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ СОСТАВА ПАЛЕОФЛЮИДОВ

Таусон В.Л.

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

Для определения элементного состава палеофлюидов в настоящее время применяют локальные методы анализа включений в минералах, например (и прежде всего) ИСП-МС-ЛА. Считается, что состав включений адекватен составу захваченного ими и «законсервированного» в них флюида. Но, во-первых, не все элементы могут сохраняться во включении в «первозданном» состоянии вследствие их диффузионной миграции как в окружающую матрицу, так и из нее [1]. Во-вторых, равновесность процесса захвата трудно обосновать; эта проблема оказывается существенной даже в контролируемых условиях эксперимента [2]. В-третьих, как правило, изучаются не сами интересующие нас рудные минералы, а ассоциирующие с ними кварц, кальцит и некоторые другие прозрачные минералы, которые не обязательно образовывались из того же флюида. Представительность данных также может составить серьезную проблему из-за дефицита включений определенного типа и качества.

Коэффициенты сокристаллизации Mn и Fe в магнетите и в фазах ассоциации магнетит-пирротин-пирит (450 °C, 1 кбар, растворы NH_4Cl и $\text{NH}_4\text{Cl}+\text{HCl}$)

Минерал	Содержание Mn, мас. %*	$(\text{Mn/Fe})_{\text{до}}^s$	$(\text{Mn/Fe})_{\text{до}}^{aq}$	$D_{\text{Mn/Fe}}^{s-aq}$	$\bar{D}_{\text{Mn/Fe}}$
Однофазный твердый раствор $(\text{Mn,Fe})_3\text{O}_4$					
Магнетит	0.04–8.90	0.00067–0.14	0.067–21.400	0.007–0.011	0.009±0.002
Ассоциация «магнетит-пирротин-пирит»					
Магнетит	5.6	0.085	10.71	0.008	0.0095
	10.2	0.167	15.65	0.011	
Пирротин	0.32	0.0054	10.71	0.0005	0.0006
	0.63	0.0107	15.65	0.00068	
Пирит	0.07	0.0015	10.71	0.00014	0.0002
	0.16	0.0035	15.65	0.00022	

Примечание. * – приведены содержания структурных форм элемента, которые мало отличаются от валовых для магнетита и пирротина, где Mn – изоморфная примесь, и существенно – для пирита.

Между тем, по ряду причин не получил распространения другой путь решения проблемы, использующий геохимические особенности самих изучаемых минералов. Не подлежит сомнению, что соотношение химических элементов в минералообразующем флюиде объективно зафиксировано в составе закристаллизовавшегося из него минерального твердого раствора. Еще в начале 80-х годов прошлого века была разработана теория гидротермальных равновесий минералов переменного состава [3] и показано, что в условиях природного гидротермального процесса валовый коэффициент сокристаллизации изоморфных элементов ($D^{\text{вал}}$) мало изменяется в достаточно широких пределах вариаций физико-химических параметров. Это положение хорошо выполняется, по крайней мере, для элементов близкой химической

природы, таких, например, как Fe и Mn, Zn и Cd. Выполняется и другое важное следствие теории: независимость коэффициента сокристаллизации от формы нахождения в водной фазе анионной составляющей твердого раствора [3]. Это можно видеть из таблицы: значения $D_{\text{Mn/Fe}}$ в магнетите практически совпадают в «чистой» системе и в сульфидной, где магнетит кристаллизуется в равновесии с пиритом и пирротинном [4].

Величина коэффициента сокристаллизации, как в присутствии серы, так и без нее, показывает, что соосаждение с магнетитом существенно не влияет на эволюцию Mn в растворе, тем более такого влияния не ожидается при соосаждении Mn с пиритом и пирротинном, для которых $D_{\text{Mn/Fe}}$ более чем на порядок ниже, чем для магнетита.

Особенно благоприятная, на первый взгляд, ситуация возникает, когда один из компонентов твердого раствора является микроэлементом (МЭ). Тогда раствор можно считать идеальным или допустить одинаковые отклонения от идеальности для обеих солей в водном растворе. Кроме того, для МЭ более точно выполняется так называемая модель сложного растворителя, когда солевым фон резко преобладает над осаждаемыми компонентами. При этом для того, чтобы $D^{\text{бал}}$ оставался постоянным, не требуется обязательного постоянства закомплексованностей элементов в растворе, достаточно постоянства их отношения – условия более мягкого и вполне реалистичного ввиду схожести химического поведения подобных элементов в одном и том же растворе. Однако в случае МЭ возникает серьезная проблема. Необходимо оперировать исключительно структурной составляющей примеси МЭ и учитывать эффекты «улавливания» МЭ дефектами кристаллической структуры или поверхностью кристалла, которые могут существенно повлиять на величину коэффициента сокристаллизации (распределения) [5].

В связи с этим в последние годы мы осуществляем программу по определению так называемых двойственных коэффициентов распределения МЭ в системах «минерал–гидротермальный раствор». В экспериментальном плане применяется техника внутреннего пробоотбора в термоградиентных (ростовых) опытах, в аналитическом – технология СВАДМ (статистические выборки аналитических данных для монокристаллов), позволяющая выделить структурную составляющую МЭ. Выяснилось, что двойственный коэффициент распределения благородных металлов (БМ = Au, Pt, Pd) в пирите, магнетите, гематите более чем на порядок величины превосходит структурный ($D^{\text{стр}}$), главным образом за счет концентрирования БМ в поверхностных слоях растущих кристаллов (так называемых неавтономных фазах). Это приводит к сильному повышению $D^{\text{пов}}$ и невозможности использования $D^{\text{бал}}$ для оценки содержаний БМ во флюидной фазе. Использование $D^{\text{стр}}$, напротив, позволяет получать разумные оценки, не противоречащие прямым определениям элемента во включениях (по крайней мере, для Au) [6].

Работа поддерживается РФФИ (проект № 15-05-00612).

Литература

1. Zajacz Z., Hanley J.J., Heinrich C.A., Halter W.E., Guillong M. Diffusive reequilibration of quartz-hosted silicate melt and fluid inclusions: Are all metal concentrations unmodified? // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2009. V. 73, No. 10. P. 3013–3027.
2. Ballhaus C., Ryan C.G., Mernagh T.P., Green D.H. The partitioning of Fe, Ni, Cu, Pt, and Au between sulfide, metal, and fluid phases: A pilot study // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58, No. 2. P. 811–826.
3. Чернышев Л.В. К теории гидротермальных равновесий минералов переменного состава // *Геохимия*. 1980. № 6. С. 787–797.
4. Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Акимов В.В., Липко С.В., Смагунов Н.В., Пархоменко И.Ю. Микроэлементы как индикаторы физико-химических условий минералообразования в

- гидротермальных сульфидных системах // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 5. С. 687–706.
5. Урусов В.С., Таусон В.Л., Акимов В.В. Геохимия твердого тела. М.: ГЕОС, 1997. 500 с.
 6. Таусон В.Л., Кравцова Р.Г., Смагунов Н.В., Спиридонов А.М., Гребенщикова В.И., Будяк А.Е. Структурное и поверхностно-связанное золото в пиритах месторождений разных генетических типов // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 350–369.

СОСТАВ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ И АЛМАЗАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ И РОССЫПЕЙ ЯКУТИИ

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

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

Природа, состав флюидов в мантии Земли и их роль в магмо- и минералообразовании до сих пор остаются одной из наиболее дискуссионных проблем в петрологии и продолжают привлекать внимание исследователей. Состав флюидов в верхней мантии доступен для прямого изучения в виде флюидных и расплавных включений в минералах различных глубинных ксенолитов и природных алмазах [1–5]. В настоящей работе приводятся новые данные о составе флюидов в верхней мантии, полученные с помощью газовой хромато-масс-спектрометрии флюидных включений в минералах глубинных пород и природных алмазах из кимберлитовых трубок и россыпей Якутии.

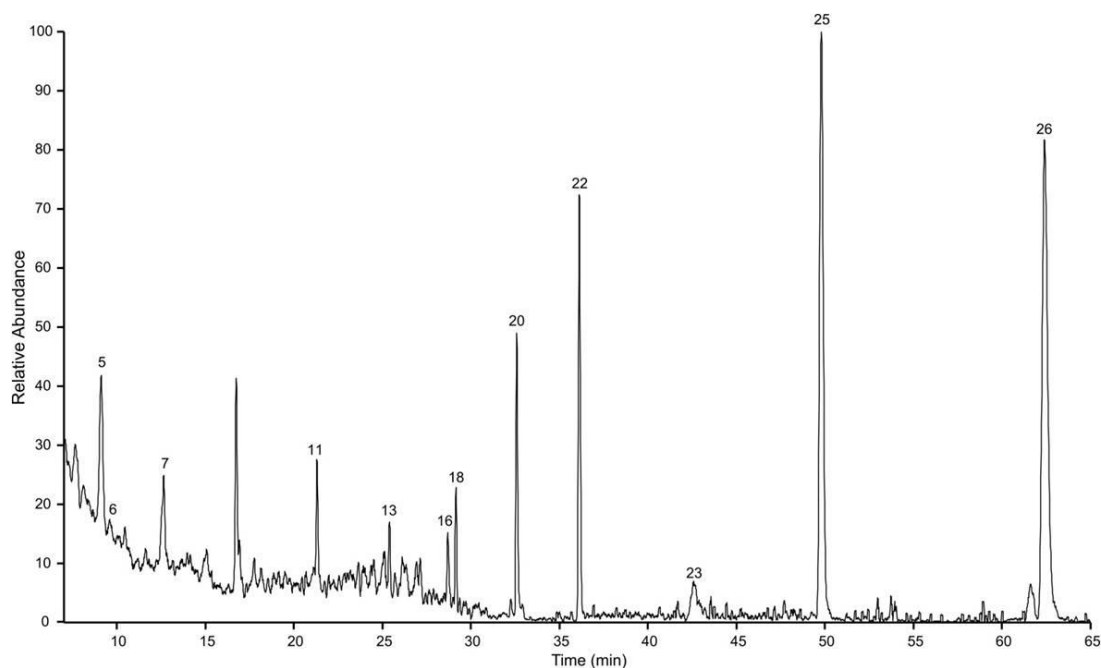


Рис. 1. Фрагмент хроматограммы летучих компонентов, выделившихся из флюидных включений в природном алмазе из россыпей Якутии.

- 5 – 2-Propanone (C_3H_6O); 7 – 2-Butanone (C_4H_8O); 11 – Hexanal ($C_6H_{12}O$); 13 – Heptanal ($C_7H_{14}O$); 14 – Nonane (C_9H_{20}); 16 – 2(3H)-Furanone, dihydro-4-methyl- ($C_5H_{10}O_2$); 18 – Octanal ($C_8H_{16}O$); 19 – 2-Nonanone ($C_9H_{18}O$); 20 – Nonanal ($C_9H_{18}O$); 22 – Decanal ($C_{10}H_{20}O$); 23 – Tridecane ($C_{13}H_{28}$); 25 – Tetradecane ($C_{14}H_{30}$); 26 – Pentadecane ($C_{15}H_{32}$).

Согласно результатам хромато-масс-спектрометрического анализа в алмазах из кимберлитовых трубок и россыпей Якутии, помимо воды, углекислоты и азота, были установлены алифатические углеводороды (парафины, олефины), циклические углеводороды (нафты, арены), кислородсодержащие углеводороды (альдегиды, кетоны, эстеры и др.), азот-, хлор- и серосодержащие соединения (ацетонитрил, ацетилтетразол, октанитрил, хлорбутан, хлоргексан, CS_2 , SO_2 , $\text{C}_4\text{H}_8\text{OS}$ и др.) (рис. 1). Основными компонентами в составе предельных углеводородов являются углеводороды ряда пентан (C_5H_{12})-гексадекан ($\text{C}_{16}\text{H}_{34}$), а количество метана, этана, пропана и бутана в них не более 1.0–1.4 %. При этом количество наиболее тяжелых углеводородов ряда тетрадекан ($\text{C}_{14}\text{H}_{30}$) - гексадекан ($\text{C}_{16}\text{H}_{34}$) среди предельных углеводородов достигает 84 %. Содержание воды и углекислоты составляет 1.8–3.9 % и 0.9–2.4 %, соответственно.

По данным хромато-масс-спектрометрического анализа в составе флюидных включений в гранатах из ксенолита алмазоносного эклогита из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная, помимо воды, углекислоты и азота, были установлены алифатические углеводороды (парафины, олефины), циклические углеводороды (нафты, арены), кислородсодержащие углеводороды (альдегиды, кетоны, эстеры и др.) и азот- и серосодержащие соединения (рис. 2). Главная роль в составе обнаруженных предельных углеводородов принадлежит наиболее тяжелым углеводородам ряда тетрадекан ($\text{C}_{14}\text{H}_{30}$) - гексадекан ($\text{C}_{16}\text{H}_{34}$), количество которых достигает 83 %.

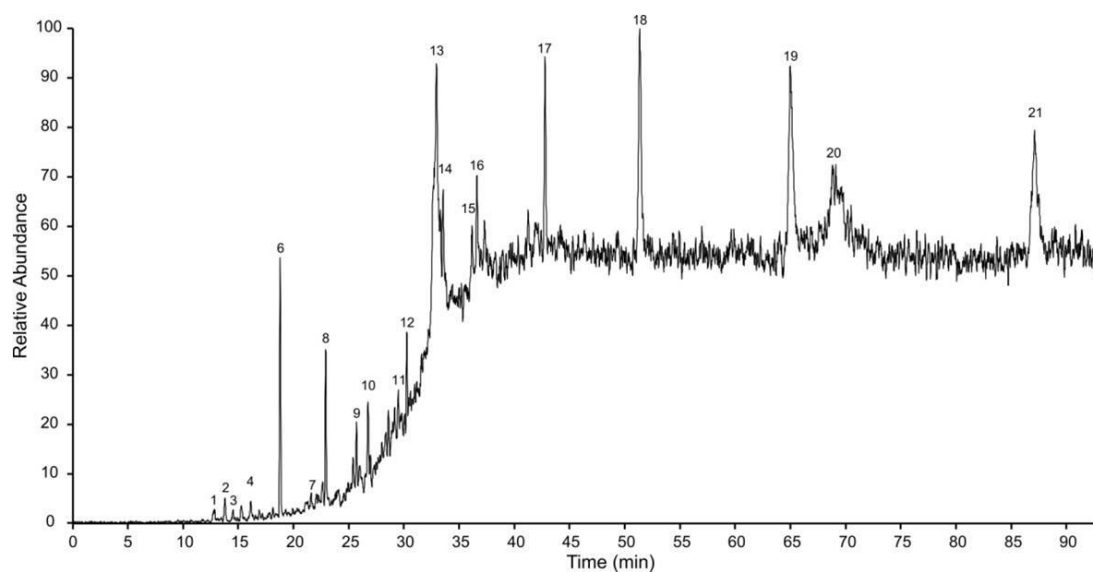


Рис. 2. Фрагмент хроматограммы летучих, извлеченных из флюидных включений в гранатах из ксенолита алмазоносного эклогита из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная, Якутия.

- 1 – 2-Butanone ($\text{C}_4\text{H}_8\text{O}$); 2 – Azetidine, 1-methyl- ($\text{C}_4\text{H}_9\text{N}$); 3 – Hexane (C_6H_{14});
 4 – Butanol, 3-methyl- ($\text{C}_5\text{H}_{10}\text{O}$); 6 – Heptane (C_7H_{16}); 7 – Hexanal ($\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}$); 8 – Octane (C_8H_{18});
 9 – Heptanal ($\text{C}_7\text{H}_{14}\text{O}$); 10 – Nonane (C_9H_{20}); 11 – Octanal ($\text{C}_8\text{H}_{16}\text{O}$); 12 – Undecane ($\text{C}_{11}\text{H}_{24}$);
 13 – Nonanal ($\text{C}_9\text{H}_{18}\text{O}$); 14 – Dodecane ($\text{C}_{12}\text{H}_{26}$); 15 – 2-Decanone ($\text{C}_{10}\text{H}_{20}\text{O}$); 16 – Decanal ($\text{C}_{10}\text{H}_{20}\text{O}$);
 17 – Tridecane ($\text{C}_{13}\text{H}_{28}$); 18 – Tetradecane ($\text{C}_{14}\text{H}_{30}$); 19 – Pentadecane ($\text{C}_{15}\text{H}_{32}$);
 20 – Tetradecane, 6, 9-dimethyl- ($\text{C}_{16}\text{H}_{34}$); 21 – Hexadecane ($\text{C}_{16}\text{H}_{34}$).

В составе летучих из пикроильменитов, помимо воды, углекислоты и азота, как и в алмазах и гранатах, были установлены алифатические углеводороды (парафины, олефины), циклические углеводороды (нафты, арены, полициклические ароматические углеводороды и др.), кислородсодержащие углеводороды (спирты, эфиры, альдегиды, карбоновые кислоты и др.), гетероциклические соединения

(1, 4-диоксан и фураны), а также азотсодержащие соединения (ацетонитрил, диазоэтан, 2-хлор-5-нитропиримидин и др.), серосодержащие соединения (этантiol, дисульфид углерода, тиобисметан и диоксид серы) и хлорсодержащие соединения (от 1-хлорбутана – C_4H_9Cl до 1-хлортетрадекана – $C_{14}H_{29}Cl$) (рис. 3).

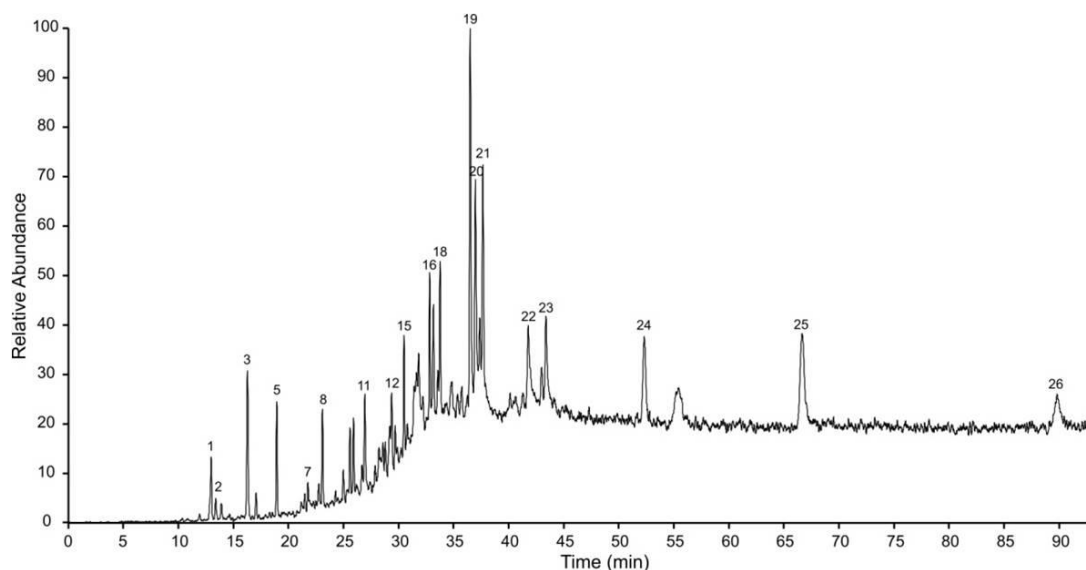


Рис. 3. Фрагмент хроматограммы летучих, извлеченных из пикроильменитов из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная, Якутия.

- 1 – 2-Butanone (C_4H_8O); 2 – Azetidine, 1-methyl- (C_4H_9N); 3 – Butanol, 3-methyl- ($C_5H_{10}O$);
 5 – Heptane (C_7H_{16}); 7 – Hexanal ($C_6H_{12}O$); 8 – Octane (C_8H_{18}); 11 – Nonane (C_9H_{20});
 12 – 2-Octanone ($C_8H_{16}O$); 15 – Decane ($C_{10}H_{22}$); 16 – 2-Nonanone ($C_9H_{18}O$); 18 – Undecane
 ($C_{11}H_{24}$); 19 – 2-Decanone ($C_{10}H_{20}O$); 20 – Decanal ($C_{10}H_{20}O$); 21 – Dodecane ($C_{12}H_{26}$);
 22 – 2-Undecanone ($C_{11}H_{22}$); 23 – Tridecane ($C_{13}H_{28}$); 24 – Tetradecane ($C_{14}H_{30}$);
 25 – Pentadecane ($C_{15}H_{32}$); 26 – Hexadecane ($C_{16}H_{34}$).

Таким образом, впервые получены прямые данные, которые существенно расширили имеющиеся представления о составе флюидов в верхней мантии Земли. Показано, что, наряду с водой и углекислотой, существенную роль в составе флюидов в мантии играют алифатические, циклические и кислородсодержащие углеводороды, а также азот-, хлор- и серосодержащие соединения.

Литература

1. Томиленко А.А., Чепуров А.И., Пальянов Ю.Н., Похиленко Л.Н., Шебанин А.П. Летучие компоненты в верхней мантии (по данным изучения флюидных включений) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 276–285.
2. Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Шебанин А.П. Вариации состава флюидной фазы в процессе кристаллизации природных алмазов // ДАН. 2001. Т. 378, № 6. С. 802–805.
3. Томиленко А.А., Ковязин С.В., Похиленко Л.Н., Соболев Н.В. Первичные углеводородные включения в гранате из алмазоносного эклогита из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия // ДАН. 2009. Т. 426, № 4. С. 533–536.
4. Логвинова А.М., Вирт Р., Томиленко А.А., Афанасьев В.П., Соболев Н.В. Особенности фазового состава наноразмерных кристаллофлюидных включений в аллювиальных алмазах северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 11. С. 1634–1648.
5. Томиленко А.А., Кузьмин Д.В., Бульбак Т.А., Тимина Т.Ю., Соболев Н.В. Состав первичных флюидных и расплавных включений в регенерированных оливинах из гипабиссальных кимберлитов трубки Малокуонапская, Якутия // ДАН. 2015 (в печати).

СИНЕРГЕТИКА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА (НА ПРИМЕРЕ УГЛЕВОДОРОДОВ)

Хаустов А.П.

Российский университет дружбы народов, Москва, akhaustov@yandex.ru

Актуальность проблемы вызвана тотальным загрязнением природной среды различными видами углеводородов (УВ), имеющими техногенное начало. Масса техногенных потоков УВ не менее чем в пять раз превышает естественное УВ дыхание планеты.

В зоне гипергенеза нефть, в отличие от других минералов, активно противодействует факторам деструкции за счет кооперации различных физико-химических процессов и реакций в системе «нефть – вода (газ) – живое вещество». Это позволяет придать загрязнению природной среды нефтью беспрецедентный статус по сравнению с загрязнением другими поллютантами.

До настоящего времени не удастся создать достаточно надежных прогностических моделей основных процессов преобразования УВ в геосредах. Во многом это связано с тем, что исследуются валовые концентрации нефтепродуктов (НП) в почвах, поверхностных водах, донных отложениях (в меньшей степени грунтах и подземных водах), без фиксации образования промежуточных соединений и оценки их индикационных свойств.

Углеводородная техногенная система (УВТС) – любое взаимосвязанное техногенное образование субстанций (элементов), проявляющее признаки упорядочения и включающее «жесткий» или инвариантный (минеральную матрицу горных пород и почв), а также «флюидный» (газожидкостные компоненты) или вариантный аспекты упорядочения. Фазовые переходы, химические преобразования вещества, диссипация энергии вызывают снижение энтропии в системе и локализуют по отношению к внешней среде прогрессирующий техногенез. Такое представление об активных средах, способных к пространственно-временной организации УВ-форм, позволяет создать модели различных, зачастую несхожих процессов. Под *активной средой* понимается среда, в которой каждый элемент выведен из состояния равновесия потоками энергии извне.

Структуризация – образование форм движения и накопления УВ и промежуточных соединений с элементами геосред или формостроительные процессы с различной специализацией, от микро- до макроформирования. С точки зрения формирования УВТС и понятия их *устойчивости* соотношение иерархических структур неоднородностей имеет одно из ключевых значений. Это связано с тем, что гетерогенность строения коллектора создает потенциальные возможности для сопротивления развитию процессов загрязнения. Чем выше степень организации (в нашем случае – соподчиненность иерархических структур неоднородностей), тем выше будет устойчивость системы к внешним воздействиям.

Стремление УВТС к самоорганизации перераспределяет полную энергию как между ее составляющими, так и при взаимодействии с внешней средой или надсистемой. Надсистема всегда имеет более развитую структуру и на выполнение той же работы (миграцию вещества) затрачивает гораздо меньше энергии, чем техногенная. Так создаются флуктуации энергии и возникает неравновесность как в техногенной, так и в надсистеме. Чем выше флуктуации энергии УВТС, тем больше они «расшатывают» или «прорабатывают» внешнюю среду. При рассмотрении материальных и энергетических балансов в макросистемах считается, что для сохранения их устойчивости *вариации составляющих балансов не должны превышать 10 %*; при возрастании их от 7 до 17 % происходит переход энергии на вышележащий уровень

организации, что приводит к появлению новых свойств. По-видимому, эти свойства присущи и УВТС.

Синергетическая основа УВТС с геохимических позиций базируется на вертикальных и горизонтальных миграционных потоках УВ-соединений (механическая форма), а также интегральных процессах дивергенции и конвергенции молекул (диффузионная форма). С динамических позиций процессы техногенеза будем рассматривать как структуризацию и деструктуризацию УВ-соединений, исходя из разных типов направления структурирования – вертикального и горизонтального. В качестве методологической основы предлагается модель неравновесной системы взаимодействия элементов в УВТС.

К *внешним* источникам структуризации и деструктуризации отнесем собственно среду – атмосферу, гидросферу, педосферу, литосферу; к физическим параметрам среды – температуру воздуха, ветер, освещенность, влагу, насыщенность кислородом, биотой, сорбционную емкость пород, содержание влаги в зоне аэрации и др. К *внутренним возмущениям* можно отнести реакцию нефти и НП с учетом их высочайшего геохимического потенциала и физических свойств (температура, вязкость, содержание воды, растворенных газов, способность к фазовым переходам и др.). Абиогенная трансформация УВ складывается из испарения и окисления (проявление синергизма внешних воздействий), что способствует образованию битумов и агрегации молекул и в конечном итоге приводит к увеличению вязкости. Эти процессы, кроме формирования новой физической субстанции УВ, создают *границы* – первый признак выделения системы из среды. Выделяемые границы могут быть диффузны и весьма условны, но по мере усложнения системы приобретают свои *ограничительные функции*.

Анализировались несколько вариантов взаимодействия разлива нефти с почвами и грунтами. Рассматривались нефти различных месторождений, с широким диапазоном химического состава и плотности – легкой (плотность ниже 0.830), средней (плотность 0.831–0.860) и тяжелой (плотность более 0.860). Анализ полученных значений энтропии показал, что она минимальна в глинистом грунте, а максимальна в торфе.

С *уменьшением нефтеемкости грунтов уменьшается и значение энтропии*. Гравий и песчаный грунт имеют равные значения нефтеемкости при 20%-ной влажности, но коэффициент фильтрации для песчаного грунта меньше, а значит, взаимодействие НП с грунтом интенсивнее, и величина энтропии выше. В легкой нефти преимущественно содержатся подвижные, но трудноразрушаемые ароматические УВ, нафтены и парафины, застывающие при низких температурах и лишаящие нефть подвижности. В составе тяжелой нефти, помимо веществ, характерных для легких нефтей, присутствуют смолы и асфальтены. Возможно, разнообразие новых структур при взаимодействии с почвами тяжелых нефтей будет больше, хотя они могут быть и не столь сложными, а значит, и устойчивыми, как в случае с легкими нефтями.

Наибольшая неравновесность наблюдается в системе взаимодействия «грунты – легкая нефть». Система «живая» за счет внутренних свойств или химического состава нефти, поэтому в ней идут активные процессы самоорганизации. При разнообразии и сложности новых структур энтропия повышается, но как только процессы самоорганизации начинают протекать более активно, ее значение уменьшается. При попадании же тяжелой нефти в грунт система в первое время, как и в первом случае, «живая»: легкие фракции активно взаимодействуют с почвенными кислотами и микроорганизмами, наблюдается рост энтропии. Однако через некоторое время смолы и асфальтены «цементируют» грунт и система становится менее активной. Интенсивность процессов самоорганизации очень низкая, мера неупорядоченности так и остается большой, наблюдается повышение значения энтропии. На этой стадии УВТС

приобретает границы, позволяющие рассматривать ее как *целостную*. Таким образом, в открытой системе *энтропия сначала растет за счет активного химического взаимодействия, затем уменьшается* за счет превалирования факторов надсистемы.

С позиций самоорганизации аэробное окисление бактериями УВ – *более мощный фактор* по сравнению с химическим окислением. Оно происходит по сложной многостадийной схеме, под воздействием вырабатываемых бактериями ферментов-оксигеназ, катализирующих присоединение кислорода к молекуле УВ. Важно отметить, что процессы биокисления нефтяных УВ происходят по принципиально иным схемам, чем абиотическая трансформация.

Иррегулярность загрязнения объясняется *законом функционально-системной неравномерности*: темпы реакций и фаз развития системы (в ответ на действие внешних факторов) закономерно неравномерны – они то усиливаются, то замедляются. Этот закон постулирует процессы самоорганизации системы; весь вопрос в том, насколько мощный источник возбуждения системы и насколько сильна ответная реакция внешней среды. Отсюда продолжительность времени релаксации (самовосстановления) уровней организации и, следовательно, исходных свойств системы.

Одна из форм самоорганизации системы проявляется через *вертикальную и горизонтальную геохимические стратификации*, дифференциации и трансформации УВ-соединений, а также подвижной системы «нефть – вода – газовая фаза», появляющейся над загрязненным телом водовмещающих пород в зоне аэрации. Она также наследует генетические особенности вертикальной и горизонтальной геохимических зональностей поллютантов в зоне насыщения.

МАГМАТИЗМ, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И РУДОГЕНЕЗ НА ЭТАПАХ ЗАКРЫТИЯ (S₂-D₁ И D₃-C₂) УРАЛЬСКОГО ПАЛЕООКЕАНА И ФОРМИРОВАНИЯ ЭПИОКЕАНИЧЕСКОГО ОРОГЕНА

Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, holodnov@igg.uran.ru

Уральский подвижный пояс – эталон палеозойских эпиокеанических орогенов, с полным циклом геодинамического развития. В его строении участвуют ассоциации обстановок океанического бассейна, энсиматических и энсиалических островных дуг, задуговых и междуговых бассейнов, пассивной и активной континентальных окраин, аккреции, коллизии (гиперколлизии) и трансформных обстановок, связанных со скольжением литосферных плит. Основная закономерность в эволюции палеозойского интрузивного магматизма на этапах закрытия Уральского палеоокеана с формированием эпиокеанического орогена состоит в смене мантийного магматизма мантийно-коровым, а затем и коровым гранитным магматизмом, с выделением главных возрастных рубежей этих этапов [3]. Соответствующим образом в ходе развития Уральского орогена меняется не только состав магматических серий, но и их флюидный режим и минерогения. С мантийными по источнику магматическими ассоциациями пространственно и генетически связаны главные для Урала месторождения Fe, V, Zn, Cu, Mo, Cr и платиноидов, определяющие его важнейшую сидерофильно-халькофильную металлогеническую специализацию. С более поздними мантийно-коровыми гранитоидными комплексами окраинно-континентального типа ассоциированы крупные месторождения золота кварц-жильного типа (Березовское, Кочкарское и др.), а с самыми молодыми пермскими коровыми гранитами и

лейкогранитами этапа гиперколлизии литосферных плит – камнесамоцветная и богатая фтором редкометалльная (Be, Mo, W, Ta, Nb, Li и др.) минерализация.

Вышеприведенная генеральная последовательность в эволюции палеозойского магматизма Урала нарушается проявлением деструктивных процессов, к которым относится трансформная сдвиго-раздвиговая деструкция и надсубдукционный окраинно-континентальный рифтогенез, характеризующиеся образованием специфических рудно-магматических ассоциаций (магматизм «slab-window» и трансформных обстановок).

На Среднем и Северном Урале – в Тагильской мегазоне – появление ярко выраженной трансформно-сдвиговой составляющей в субдукционном и аккреционно-коллизционном процессах происходит значительно раньше, чем на Южном Урале, уже в позднем силуре – раннем девоне [4]. Трансформный тектоно-геодинамический режим сопровождается здесь формированием палеодепрессий и грабенов, контролирующих на западе Тагильской мегазоны размещение бимодальных вулканитов S₂-D₁ и рудоносных интрузий габбро-диорит-сиенитового состава тагило-кушвинского комплекса и связанных с ними крупных скарново-магнетитовых месторождений. Важная роль трансформной сбросо-сдвиговой тектоники характерна и для условий образования и размещения железорудных, медно-скарновых, медно-порфировых и золоторудных месторождений Масловско-Ауэрбаховской рудной зоны на востоке Тагильской мегазоны. Пример Краснотурьинского рудного поля этой рудной зоны свидетельствует о том [1], что здесь наблюдается тесно сближенное в пространстве нахождение близких по возрасту надсубдукционных андезитоидных (407.7 млн лет) и внутриплитных базальтоидных комплексов (404–405 млн лет), с первыми из которых связаны крупные медно-скарновые месторождения, а со вторыми – крупные месторождения скарново-магнетитовой рудной формации (Песчанская и Ауэрбаховская группы). Габбро-(сиенит)-гранитные интрузии внутриплитного типа, как на западе Тагильской мегазоны (тагило-кушвинский комплекс), так и на ее востоке (ауэрбаховский), характеризуются наиболее высокой активностью хлора в составе магматогенных рудообразующих флюидов. В то же время для диорит- и монцодиорит-порфировых массивов с медно-порфировой минерализацией характерен более сложный по составу хлоридно-сульфат-гидросульфидный состав рудообразующего флюида. Апатиты в таких интрузивных породах одновременно содержат высокие концентрации не только хлора (до 1.0 мас. %), но и сульфатной серы (до 0.5 мас. %).

К наиболее достоверно установленным геодинамическим системам такого типа на Южном Урале относится раннекаменноугольная Магнитогорско-Богдановская трансформная рифтогенно-грабеновая структура. С крупными субмеридиональными разломами в этой структуре ассоциирует раннекаменноугольный магнитогорский комплекс габбро-гранитных интрузий, сопровождаемый крупными месторождениями железа скарново-магнетитового типа (Магнитогорское месторождение и др.). Формирование интрузий этого комплекса связывается с деструкцией субдуцирующей океанической плиты, образованием и подъемом горячих астеносферных диапиров к основанию литосферы [2]. Здесь, так же как и в Тагильской мегазоне, проникновение в зону астеносферного мантийного диапира сопровождалось мощным потоком флюидов, богатых хлором. В апатитах магнитогорского комплекса содержание Cl достигает 2–3 мас. %, то есть становится максимальным для уральских магматических образований. Этот поток флюидов в зоне «slab-window» взаимодействовал с внутриплитной магмой мантийного диапира, обогащенной как рудными металлами (Fe, Ti, V), так и высокочargedными элементами (Nb, Zr, Hf, Y и др.), оказывая существенное влияние на состав и масштабы гидротермально-метасоматического магнетитового оруденения.

Существенно иной флюидный режим характерен для окраинно-континентальных мантийно-коровых ГТГГ плутонов и связанных с ними золотоносных

массивов и золото-сульфидно-кварцевых (с шеелитом) месторождений, формирующихся в близком возрастном диапазоне (365–300 млн лет). Низкая хлороносность – это одна из наиболее значимых флюидно-геохимических характеристик магматизма такого типа. Содержание Cl в апатите и в гидроксилсодержащих силикатах (в амфиболе и биотите) не превышает здесь 0.1–0.2 мас. %. К другой важной флюидно-геохимической характеристике золотоносных массивов относится высокая активность в расплавах и рудообразующих флюидах сульфатной серы. На это указывают ее повышенные концентрации (до 1 мас. % SO₃) в составе апатитов. Сера в золотоносных мантийно-коровых интрузивах (при отсутствии хлора) становится ведущим элементом-минерализатором, и именно она определяет интенсивную экстракцию и перенос золота рудообразующим флюидом.

Охарактеризованные выше закономерности, таким образом, подчеркивают важную роль гидроксилсодержащих минералов (апатита, биотита, амфибола и др.) как эффективных индикаторов флюидного режима и потенциальной рудоносности магматических пород, способствуя разработке новых критериев регионального и локального прогноза эндогенного оруденения, основанных на поведении галогенов и серы и связанных с ними химическим средством рудных элементов.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-00576).

Литература

1. Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л., Пучков В.Н., Гердес А., Ровнушкин М.Ю. Краснотурьинское медно-скарновое рудное поле (Северный Урал): U/Pb-возраст рудоконтролирующих диоритов и их место в схеме металлогении региона // ДАН. 2014. Т. 456, № 4. С. 443–447.
2. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
3. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
4. Холоднов В.В., Петров Г.А., Коновалова Е.В. Скарново-магнетитовые месторождения Урала: возрастная и геодинамическая типизация, флюидный режим, магматические источники // Процессы рудообразования и прикладная геохимия. М.: ИМГРЭ, 2013. С. 94–109.

УГЛЕВОДОРОДЫ ВО ФЛЮИДАХ ЗОЛОТОРУДНОГО ШТОКВЕРКА ВАСИЛЬКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

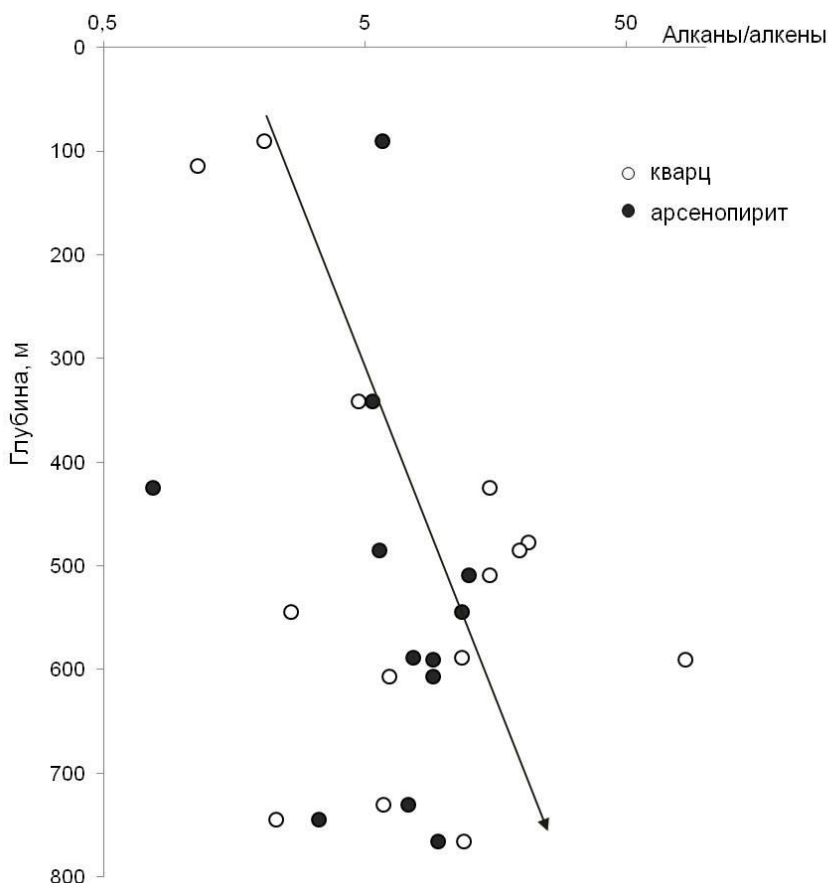
Хоменко М.О., Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Рябуха М.А.

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

Суперкрупный золоторудный штокверк Васильковского месторождения с запасами золота более 380 т локализован на контакте порфиробластовых гранодиоритов и диоритов в зоне влияния трех глубинных разломов: Широтного, Донгульагашского и Васильковско-Березовского [1, 2]. Вдоль последнего разлома выявлены зоны углеродистого метасоматоза [3]. Золотое оруденение связано с ранней арсенопиритовой и поздней висмутсодержащей минерализацией, тесно ассоциирующих с жильным, так называемым «рудным» кварцем серого цвета. Оруденению предшествовала площадная калишпатизация гранодиоритов с образованием метакристаллов микроклина красного и серого цвета.

Методами термобарометрии, рамановской спектроскопии, газовой хроматографии и хромато-масс-спектрометрии исследованы флюидные включения в арсенопирите, в сером и белом кварце с разных глубин золоторудного штокверка в интервале от 90 до 765 м. Изотопно-геохронологические данные получены на основе Ar-Ar метода определения возраста калийсодержащих минералов: биотита из гранодиоритов, микроклина из метакристаллов красного и серого цвета, серицита из золотоносных парагенезисов месторождения.

На основе полученных данных установлено, что серый «рудный» кварц и арсенопирит Васильковского штокверка сформирован K-Na-Mg-Cl-содержащими, углекисло-углеводородными флюидами в интервале температур 250–550 °С, сопровождавшихся вариациями флюидного давления от 0.1 до 2.5 кбар, солёности – от 7.0 до 22.5 мас. % (NaCl-экв.), эпизодически превышающей 30–40 мас. %. Белый кварц штокверка кристаллизовался на фоне затухания гидротермальной деятельности при более низких температурах (120–310 °С), давлениях (0.2–1.0 кбар) и из менее солёных Ca-Na-Cl-содержащих флюидов (< 11.0 мас. %).



Тренд отношения алканы/алкены во флюидных включениях кварца и арсенопирита на глубину штокверка Васильковского золоторудного месторождения, скв. 1673 (по данным газовой хромато-масс-спектрометрии).

В рудообразующих флюидах, помимо H_2O и CO_2 , активно участвовали алифатические углеводороды (парафины, олефины), арены, кислородсодержащие углеводороды (спирты, эфиры, альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты) и серосодержащие соединения (CS_2 , COS , O_2S , $C_2H_6S_2$), являющиеся индикаторами восстановительных условий. Для реконструкции окислительно-восстановительного потенциала флюидов Васильковского штокверка использовались отношения

алканы/алкены через фугитивность водорода, как предложено в работе [4]. На рисунке в координатах глубина – отношение алканы/алкены во флюидах арсенопирита и серого кварца отчетливо просматривается увеличение доли восстановленных углеводородов в корневой части штокверка. В восстановительной среде транспорт золота и других металлов мог осуществляться в форме элементоорганических соединений (ЭОС), имеющих в своем составе серу и другие элементы, что неоднократно отмечалось в работах [5, 6].

В рудном процессе ЭОС крайне неустойчивы, что приводит к их распаду, при этом происходит кристаллизация золота и сульфидов, а их переносчики – углеводороды – консервируются во флюидных включениях. При распаде углеводородных соединений образуются и тонкодисперсные выделения углерода, которые в виде черных частичек захватываются кварцем, что и определяет его серый цвет. Возможно, что при таком же механизме сформировались и зоны углеродистого метасоматоза, зафиксированные вдоль Васильковско-Березовского разлома на месторождении.

Полученные нами данные по Ar-Ar возрасту показывают, что около 200 млн лет длился период от кристаллизации рудовмещающих гранодиоритов (443.5 ± 4.1 – 490.0 ± 4.4 млн лет), с последующей площадной калишпатизацией гранодиоритов (375.0 ± 3.7 – 304.4 ± 2.8 млн лет), до формирования золотоносной кварц-сульфидной минерализации Васильковского штокверка в период от 311.7 ± 6.4 до 179.2 ± 2.5 млн лет [7].

Литература

1. Абишев В.М., Баханова Е.В., Зорин Ю.М., Левин Г.Б., Мукатаев К.А., Нарсеев В.А., Шурунов М.В. Геология, вещественный состав руд и геохимические особенности Васильковского золоторудного месторождения // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата: КАЗИМС, 1972. С. 107–162.
2. Рафаилович М.С., Лось В.Л. Васильковское штокверковое месторождение золота: геологическая и структурная позиция, прогнозно-поисковая модель // Руды и металлы. 2007. № 4. С. 26–36.
3. Ужкенов Б.С., Любецкий В.Н., Беспяев Х.А., Любецкая Л.Д. Глубинные факторы локализации золоторудных поясов Казахстана // Геология Казахстана. Алматы: Институт геологических наук, 2008. С. 300–315.
4. Blamey N.J.F. Composition and evolution of crustal, geothermal and hydrothermal fluids interpreted using quantitative fluid inclusion gas analysis // *Geochemical Exploration*. 2012. V. 116–117. P. 17–27.
5. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 291–307.
6. Летников Ф.А., Заячковский А.А., Летникова А.Ф. К вопросу о геохимической специализации глубинных высокоуглеродистых систем // ДАН. 2010. Т. 433, № 3. С. 374–377.
7. Хоменко М.О., Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Рябуха М.А., Семенова Д.В. Золоторудный штокверк Васильковского месторождения (Северный Казахстан): ТР-условия, соленость и состав флюидов, углеводороды, $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст формирования (в печати).

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЕЙ ВОДЫ В ПЬЕЗОМЕТРАХ ИРКУТСКОЙ ГЭС В СВЯЗИ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ НА БАЙКАЛЕ

Черных Е.Н., Добрынина А.А.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, cher@crust.irk.ru

Изменения уровней воды при землетрясениях, а иногда и перед землетрясениями известны давно. В.П. Солоненко [1] приводил примеры наблюдений таких изменений при сильнейших землетрясениях в Восточной Сибири и Монголии, которые происходили на больших удалениях от эпицентра – до 500 км и более. Такое дальное действие землетрясений на изменения уровней можно объяснить тем, что подземные воды образуют единое пространство – подземную гидросферу, которая чутко реагирует на подъем-опускание дневной поверхности, хорошо передает звук и давление от взрывов и землетрясений.

В работе рассматриваются измерения уровней воды в пьезометрических скважинах во время подготовки и реализации землетрясений в районе Южного Байкала: Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. ($K=15.2$) и землетрясения 25 февраля 2010 г. ($K=11.8$). Култукское землетрясение 2008 г. было наиболее сильным в Прибайкалье за последние десятилетия. Это землетрясение вызвало сейсмический эффект в районе сейсмостанции «Иркутск» 6 баллов, в здании Иркутской ГЭС – 5 баллов (эпицентральное расстояние 110 км). Оно предвлялось и сопровождалось характерными изменениями уровней воды, зарегистрированными системами оперативного контроля на Иркутской ГЭС. Часть данных, особенно измерения уровней в пьезометрах здания ГЭС, полученных оперативным персоналом ГЭС, представляют интерес для прогноза землетрясений.

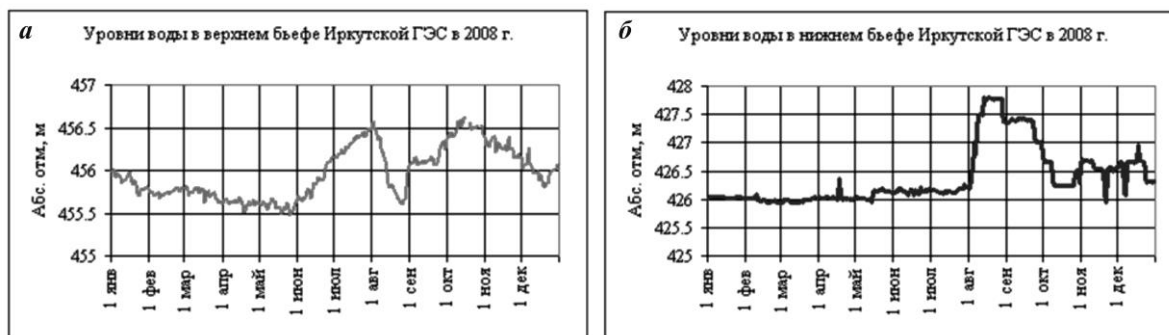


Рис. 1. Уровни воды на верхнем (а) и нижнем (б) бьефах Иркутской ГЭС в 2008 г.

Изменения уровня Иркутского водохранилища по замерам на верхнем и нижнем бьефах в 2008 г. происходили характерным образом (рис. 1). Култукское землетрясение случилось на фоне подъема воды в водохранилище, начавшегося в первых числах июня и продолжавшегося до начала августа, затем наступил спад вплоть до землетрясения 27 августа, после него уровень стал возрастать. Кроме того, в это же время на ГЭС были увеличены расходы воды – от 1400 м³/с в начале августа до 2800 м³/с к 12 августа. По замерам 28 августа расходы составляли 2700 м³/с и оставались на этом уровне до 23 сентября, после чего расходы снижались – в октябре они составили 1600 м³/с. Уровень воды в нижнем бьефе с начала увеличения расходов стал быстро увеличиваться после 1 августа. После землетрясения он резко понизился на 0.5 м. Таким образом, увеличение расходов воды и землетрясение по времени практически совпали, и разделить эти два процесса для оценки их влияния на уровень водохранилища на нижнем бьефе затруднительно. Возможно, что землетрясение

произошло как отклик на максимальные изменения водного режима Иркутского водохранилища. Однако нельзя игнорировать и противоположный вывод, что очаг готовящегося Култукского землетрясения изменил напряженно-деформированное состояние таким образом, что это сказалось на водном режиме территории, включающей и Иркутское водохранилище.

Интересные данные получены по пьезометрам, установленным в основании здания ГЭС. Эти данные связаны с замерах уровней на разных глубинах с различных водоносных горизонтов по поперечному сечению плотины. В конце мая часть пьезометров отметила повышение, часть – понижение уровней, а по части не наблюдалось никаких изменений (рис. 2). Однако в первой декаде августа по всем пьезометрам отмечено повышение уровней практически скачком от 30–50 см до 1 м, и этот повышенный уровень сохранялся до главного толчка. После толчка уровни также скачком понизились.

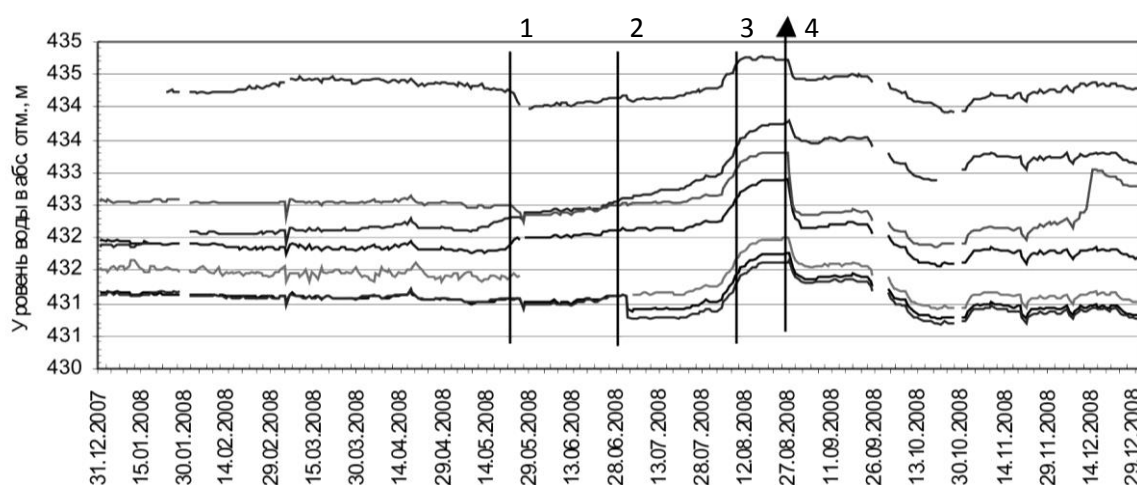


Рис. 2. Изменение уровней воды в пьезометрах здания Иркутской ГЭС в 2008 г.
1, 2 – начало изменений уровня; 3 – конец изменений уровня; 4 – момент землетрясения.

Анализ данных изменений уровней воды в пьезометрах здания ГЭС показывает, что они могут использоваться в качестве предвестников, так как, в отличие от уровней, которые фиксируются в открытых водоемах с дренированием, уровни в пьезометрах, устроенных в водоносных породах, ограниченных водоупорными слоями, практически измеряют изменения в «недренируемых» условиях водоносных горизонтов, связанных с передачей гидравлического давления по порам и трещинам. Такое давление может быть создано на глубинах водоносных прослоев деформационными процессами в очаговой зоне готовящегося сильного землетрясения. В связи с этим можно выделить два проявления предвестника такой подготовки. Первый проявился 29 мая (за три месяца до землетрясения) в виде понижения уровня в пьезометре на верхнем бьефе и повышения – на нижнем. Эти изменения продержались до 7 августа (около 70 дней). Затем произошло резкое повышение уровней по всем пьезометрам, которое наблюдалось вплоть до основного толчка. Так проявился гидрогеодинамический предвестник второй раз. Этот подъем уровней фиксировался в течение 20 дней, вплоть до главного толчка. Приведенный сценарий развития событий в принципе согласуется с этапами ДД-модели подготовки очага землетрясения. Здесь фаза дилатансионного разуплотнения в очаге землетрясения отражается в показаниях пьезометров верхнего бьефа как снижение напора, а фаза роста напряжений перед главным толчком – как его

повышение. Главный толчок сопровождается частичным сбросом напряжений в эпицентральной зоне и соответствующим спадом уровней по всем пьезометрам.

25 февраля 2010 г. на Байкале произошло землетрясение на эпицентральной дистанции, примерно в 1.4 раза большем от Иркутска, чем Култукское, сейсмический эффект от этого события в г. Иркутске равен 4 баллам, а на ГЭС – 3 балла. На рис. 3 показаны колебания уровней в одном из пьезометров здания ГЭС. Можно видеть, что с 16 по 31 января наблюдалось понижение уровней, а затем происходил подъем до 5 февраля. Стабильное положение уровня наблюдалось в течение пяти дней, потом небольшой рост. Главный толчок случился 25 февраля, то есть практически через те же 20 дней, что и при Култукском землетрясении. Однако резкого спада уровней при землетрясении здесь не отмечено.



Рис. 3. Изменение уровней в пьезометре здания ГЭС в 2010 г.

1 – начало изменений уровня; 2 – конец изменений уровня; 3 – момент землетрясения.

Измерения уровней воды в пьезометрических скважинах и открытых водоемах показывают их характерные изменения во время подготовки и реализации Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. ($K=15.2$) и 25 февраля 2010 г. ($K=11.8$) на Байкале, которые могут использоваться в качестве предвестников. Прогнозное значение зарегистрированных изменений уровней воды в пьезометрах еще нуждается в подтверждении другими землетрясениями в Байкальской рифтовой зоне и соответствующими замерами в пьезометрах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке программы Президиума РАН (проект № 4.1).

Литература

1. Солоненко В.П. Прогноз землетрясений Байкальской рифтовой зоны по геолого-геофизическим данным // Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Изд-во «Фан», 1976. С. 172–179.

РАЗВИТИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В ПОРОДАХ МАНТИЙНОГО КЛИНА НАД ОЧАГАМИ БАЗИТОВЫХ МАГМ

Шарапов В.Н.¹, Кузнецов Г.В.¹, Томиленко А.А.¹, Чудненко К.В.²

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

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Решена задача динамики развития фронтальной метасоматической зональности, с которой сопряжены процессы верлитизации ультрабазитов мантийного клина над магматическими очагами базитовых расплавов под фронтальными зонами эпиконтинентальных вулканических дуг. Прототипом для физической и математической модели послужили комплексные данные геолого-геофизического изучения Авачинской группы вулканов (Камчатка). Из анализа геофизических и геохимических данных следует, что под вулканами Камчатки в литосферной мантии существовали и существуют магматические очаги на уровнях глубинности гранатовой и шпинеливой фаций [1]. Для Авачинской группы вулканов, согласно [2], такие источники флюидов могут располагаться на глубине около 120, 100 и 75 км. Нами решалась задача тепломассообмена в проницаемых зонах шириной 4 км с меняющимися по разрезу проницаемостями и пористостью для потоков флюидов постоянного и переменного состава с начальными температурами 1300, 1200, 1100 и 1000 °С. Гидродинамика потоков описана в приближении Дарси. Динамика температур флюидного потока сопоставлена с описанием гетерофазного взаимодействия флюид–порода для случая дебазификации ультрабазитов в рамках модификации проточного многорезервуарного реактора ПК «Селектор» [6].

Показано, что под фронтальными вулканическими дугами западной окраины Тихого океана в породах мантийного клина проявлен специфический Ca-Mg-Si метасоматоз [3]. По данным этих авторов, его структурно-минералогические характеристики сводятся к тому, что первичные породы мантийного клина, представленные преимущественно гарцбургитами, замещаются пироксенитами и слабо амфиболизируются. Нами установлено, что зонами такого процесса являются также оливиниты. Сопоставление данных изучения минералогии и геохимии метасоматизированных пород мантийного клина в ксенолитах и родингитов Камчатки [1, 3, 5] в рамках главной теоремы теории подобия позволяет предположить, что специфичность указанного мантийного метасоматоза может состоять в реализации начальной стадии процесса дебазификации ультрабазитовых матриц в определенной части метасоматической магматогенной флюидной системы. Проведенные численные эксперименты для отмеченных начальных условий в системах с источниками флюида постоянного и переменного состава показали правдоподобность этой гипотезы. Действительно, в динамике дебазификации ультрабазитов в локальных точках системы над источником флюида в виртуальных системах есть два основных этапа: нестационарный начальный и квазистационарный. В первый этап гетерофазного взаимодействия флюид–порода формирующийся минеральный состав зависит от состава исходной породной матрицы. Во второй этап, когда в начальной зоне метасоматической колонки произошло полное преобразование исходной породной матрицы, физико-химическое равновесие в ней зависит от физико-химических характеристик в источнике флюида. Для всех последующих зон колонки начальная зона с равновесным составом минералов становится стационарным физико-химическим «фильтром», задающим глубину изменения состава исходной породной матрицы и последовательность метасоматических преобразований далее по потоку флюидов, фильтрующемуся в проницаемой зоне мантийного клина. Сопоставление реализуемых динамических последовательностей стадий метасоматических минеральных

преобразований во всех Т-Р областях флюидной системы и реальных минералогических ассоциаций с их температурами формирования на уровнях захвата обломков пород расплавами позволяет предполагать, что изученные в образцах ксенолитов проявления метасоматических изменений могут относиться к начальным стадиям преобразования мантийного субстрата в верхней части метасоматических колонок. Таким образом, в действующей флюидной системе под Авачинским вулканом в области глубин захвата включений метасоматическое преобразование породных матриц в узком диапазоне температур от 900–960 до 1100 °С [5] не достигает стационарной стадии метасоматического преобразования. Следовательно, области формирования гранатовых родингитов (гроспидитов) и захвата верлитизированных пород пространственно существенно разделены. Важно также то, что при извержениях андезитовых вулканов «опробуются» преимущественно области значительного сейсмогенного разрушения мантийных пород шпинеливой фации, где их массив обладает минимальной структурной «связанностью» при течении через него вязких жидкостей. Более глубокие уровни флюидной системы с существенно более глубокой дебазификацией и сопряженной с ней зоной базификации ультрабазитовых матриц не представлены в наблюдаемых выборках ксенолитов [1]. В численных экспериментах для разноглубинных магматических источников флюидов получены основные высокотемпературные минералогические зоны, аналогичные коровым родингитам Камчатки [4]. Отметим, что временные отсечки проявления катастрофических извержений вулканов фронтальной зоны и оценки времен существования магматической системы [7], соотнесенные с виртуальными динамическими схемами развития зон фронтальных метасоматических процессов над предполагаемыми источниками флюидов, показывают, что предположение о реализации только начальных стадий дебазификации мантийных пород в проницаемых зонах в целом совпадает как с температурными характеристиками метасоматических процессов в реальных породах [5], так и с проявлениями начального процесса верлитизации. Резко различная локальная трещиноватость ультрабазитов привела к совмещению в пересекающихся трещинах различного времени образования минеральных отложений разных стадий с прогрессивным увеличением температуры процесса минералообразования в реальных обломках мантийных пород. Из изучения случайно совмещенных при эксплозивном извержении обломков пород из неустановленных по глубине участков разреза мантийного клина над магматическим источником невозможно ясно установить последовательность стадий метасоматического воздействия флюидов, которые различаются по составам элементов примесей или флюидов. Полная реставрация процессов инфильтрационного фронтального метасоматоза и отложения в открытых трещинах в рамках количественных моделей динамики – следующий этап моделирования реальных флюидных систем над магматическими очагами.

Литература

1. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 220 с.
2. Гонтовая Л.И., Ризниченко О.Ю., Нуждина И.Н. и др. Авачинская группа вулканов: глубинное строение и особенности сейсмичности // Материалы конференции, Петропавловск-Камчатский, 2010. С. 50–58.
3. Arai S., Ishimaru S. Insights into petrological characteristics of the lithosphere mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: a review // Petrology. 2008. V. 49, № 4. P. 359–395.
4. Селиверстов В.А., Осипенко А.Б. Петрология родингитов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 1998. 123 с.

5. Timina T.Yu., Tomilenko A.A., Sokolova E.N. Composition of fluid and melt inclusions in minerals of orthopyroxenite xenoliths from Avacha volcano (Kamchatka) // Abstracts 5th ACROFI, Xi'an, China, 2014.
6. Шарапов В.Н., Чудненко К.В., Томиленко А.А. О физико-химической динамике карбонатизации пород литосферной мантии под кратоном Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 5. С. 698–708.
7. Базанова Л.И., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. и др. Катастрофические извержения Авачинского вулкана (Камчатка) в голоцене, хронология, динамика, геоморфологические и экологические эффекты, долгосрочный прогноз // Вулканология сейсмология. 2004. № 6. С. 3–8.

ФОРМИРОВАНИЕ СОСТАВА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СТРОЕНИЯ ФЛЮИДОПРОВОДНИКОВ, НА ПРИМЕРЕ ВУЛКАНА ГОЛОВНИНА (ЮЖНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА, РОССИЯ)

Шевко Е.П.^{1,3}, Бортникова С.Б.^{2,3}, Бортникова С.П.², Панин Г.Л.²

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

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

³Томский политехнический университет, Томск

Термальные воды, разгружающиеся на склонах и в кратерах активных вулканов, часто представляют собой контрастные типы растворов как по физико-химическим параметрам, так и по содержанию широкого круга элементов. Большая разница указанных параметров характерна не только для разных вулканов, она обнаруживается в пределах одного вулкана и даже на локальных термальных полях. В кальдере вулкана Головнина наиболее активные термальные поля расположены на берегах оз. Кипящего [1].

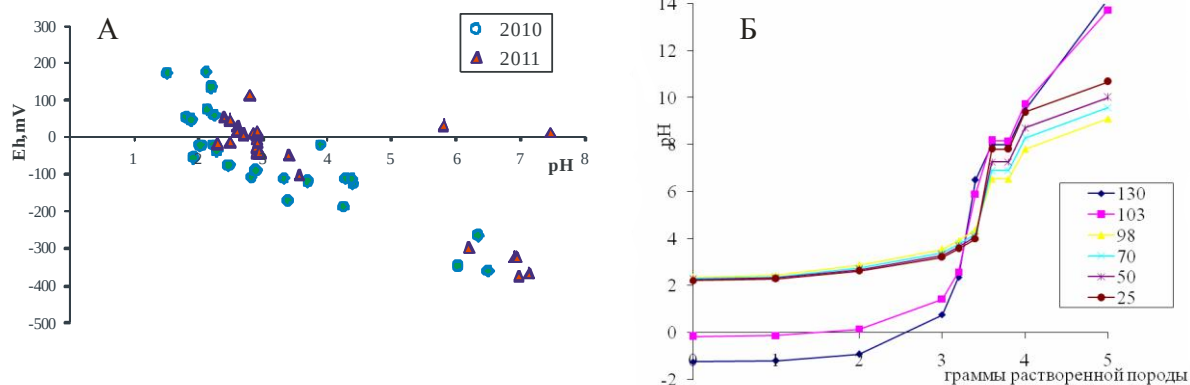


Рис. 1. *А* – закономерности распределения кислотно-основных и окислительно-восстановительных свойств термальных растворов и конденсатов вулканических газов; *Б* – расчетное изменение кислотно-основных характеристик растворов в зависимости от степени взаимодействия с породой и T , °С.

На расстоянии нескольких метров друг от друга выходят на поверхность источники с нейтральными слабовосстановленными водами и с ультракислыми окисленными (рис. 1, *А*). Как видно из диаграммы, в течение двух лет состав источников достаточно устойчив, что говорит не о флуктуации растворов, а об истинных значениях величин. Объяснение такого рода явлений следует искать в подповерхностных взаимодействиях флюид/порода и изменениях состава растворов на

геохимических барьеров. Большая часть постройки вулкана Головнина сложена туфами андезидацитового состава. Для понимания возможностей изменения составов растворов в ходе взаимодействия с породами постройки проведены термодинамические расчеты равновесия при взаимодействии флюида с разным количеством андезита при разных температурах, с помощью ПК «Селектор» [2]. Результаты расчетов демонстрируют, что всего нескольких граммов андезита, вступившего в реакцию, достаточно для нейтрализации ультракислых растворов (рис. 1, Б). Температура взаимодействия, безусловно, влияет на интенсивность процесса, но значение ее не определяющее.

Вторым механизмом смены типа раствора могут быть геохимические барьеры, и наиболее эффективные из них – фазовые. До недавнего времени была возможность оценить их местоположение и принципы действия лишь на основе численного моделирования. В проведенных исследованиях с помощью методов бесконтактного геофизического зондирования построены карты, демонстрирующие геоэлектрическую зональность подповерхностного пространства термальных полей и подводных термальных выходов (рис. 2). На разрезах отчетливо определены контрастные границы электропроводности среды, которые отражают изменение химического и фазового состава флюида.

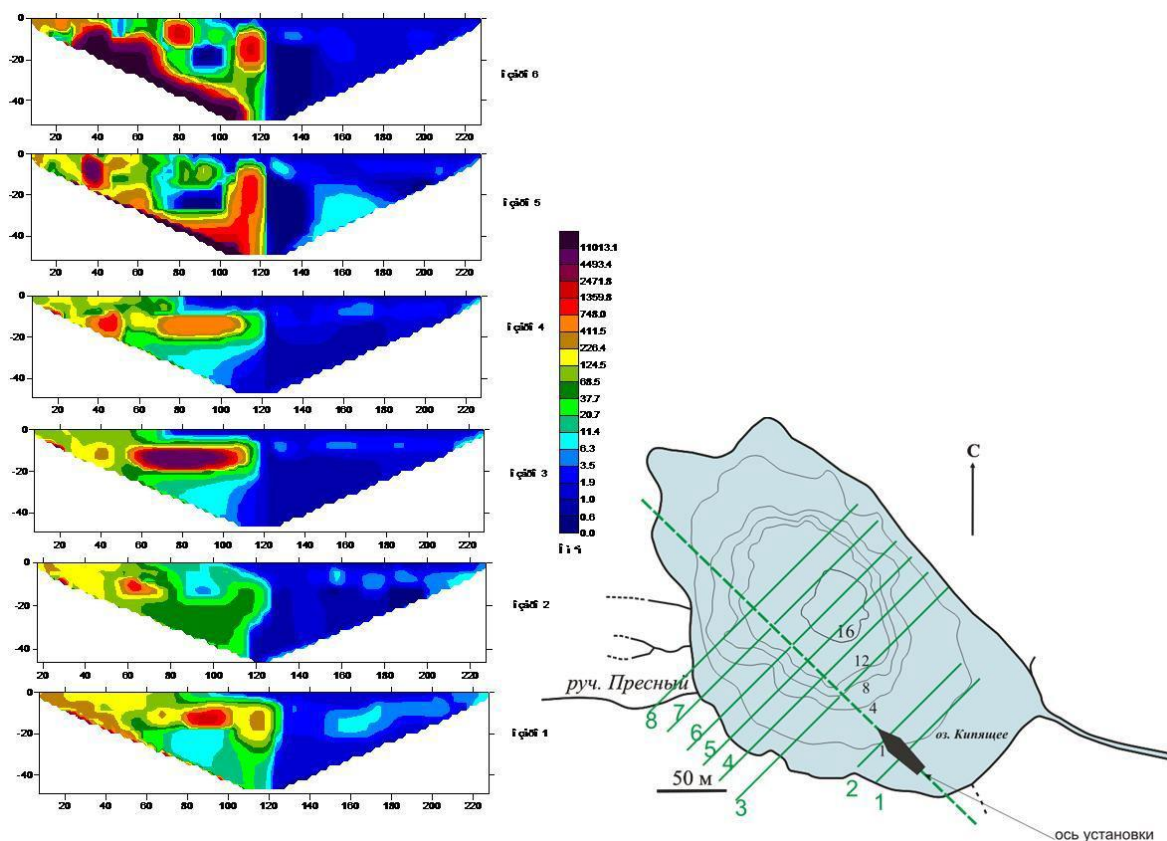


Рис. 2. Расположение профилей электротомографии на акватории озера и инверсия данных.

Проведенные исследования можно резюмировать в виде кратких выводов, которые справедливы и для других аналогичных термальных полей.

По результатам термодинамических расчетов можно с уверенностью заключить, что подъем на поверхность ультракислых термальных растворов должен проходить без взаимодействия с вмещающими породами, по хорошо проработанным каналам.

В подповерхностном пространстве термальных полей фиксируются фазовые барьеры, которые, очевидно, не только способствуют смене химического состава

растворов, но и представляют собой зоны концентрации химических элементов, в том числе и рудных.

Строение флюидопроводника определяет проявление газо-гидротермальной деятельности на поверхности и формирование геохимических аномалий внутри вулcano-гидротермальных систем. Важной особенностью является возможность формирования контрастных систем в пределах одной вулканической постройки.

Литература

1. Бортникова С.Б., Бессонова Е.П., Гора М.П., Шевко А.Я., Панин Г.Л., Жарков Р.В., Ельцов И.Н., Котенко Т.А., Бортникова С.П., Манштейн Ю.А., Котенко Л.В., Козлов Д.Н., Абросимова Н.А., Карин Ю.Г., Поспеева Е.В., Казанский А.Ю. Газогидротермы активных вулканов Камчатки и Курильских островов: состав, строение, генезис / Ред. О.Л. Гаськова, А.К. Манштейн. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. 282 с.
2. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: «Гео», 2010. 283 с.

МНОГООБРАЗИЕ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕРОДНЫХ ФАЗ. ФЛЮИДОГЕННЫЕ АЛМАЗЫ

Шумилова Т.Г.

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

Возможные механизмы формирования углеродных фаз и их многообразие были нами описаны ранее в системном виде, в том числе и для флюидных процессов [1]. Исследование возможных фазовых состояний углеродных веществ и технологий их синтеза в последние десятилетия получило небывалое развитие и привлекло широчайший круг специалистов в связи с появлением высокоразрешающих методов исследований вещества, позволяющих проводить комплексное изучение вещества на наномасштабе, вплоть до атомарного.

Согласно существующим представлениям в геологии, флюид – существенно водная, водно-газовая, паровая или газовая среда. В отличие от рассмотренных ранее механизмов [1], флюидная система имеет ряд особенностей. Очень широкие пределы существования флюидов от низких до экстремально высоких термодинамических параметров, разная степень неоднородности фазового состояния флюида – с преобладанием паровой (газовой) или жидкой фазы, оказывающие существенное влияние на механизм формирования углеродного вещества, могут определять продуктивность системы на тот или иной тип углеродного вещества. Поскольку флюид представляет собой часто неоднородную, динамичную систему, это может быть причиной участия разных механизмов в формировании углеродных фаз для конкретного геологического объекта.

С учетом того, что важными компонентами флюида в геологических процессах являются углеродсодержащие соединения, образование различных типов углеродных фаз во флюидных системах имеет принципиальное значение как для формирования непосредственно месторождений алмазов и графита, так и для участия углерода в рудообразующих процессах. При этом конкретные механизмы формирования углеродных веществ являются весьма слабоизученными как в условиях эксперимента, так и в геологических средах. Вопросы формирования самородного углерода с участием флюидных геологических систем на данный момент исследованы достаточно бессистемно и во многих аспектах весьма поверхностно, хотя развитие данного направления началось еще в 70-х годах прошлого века. Зачастую возникают трудности в определении генезиса углеродного вещества, причем даже изотопный анализ не

всегда позволяет разобраться в генетической сути флюидогенного вещества. Наибольший провал наблюдается в области экспериментального моделирования флюидных систем с термодинамическими параметрами средней величины, отвечающей существованию широко распространенных в литосфере гидротермальных и пневматолитовых процессов. Известны лишь отдельные работы по флюидогенному графиту, в которых приводятся природные доказательства флюидного генезиса графита и описываются типоморфные свойства синтетических продуктов. Вопросы же флюидогенного генезиса природных алмазов во многом до сих пор вызывают жаркие дискуссии.

Проводя обзор многообразия углеродных фаз и имеющихся методов синтеза, мы пришли к выводу о том, что наиболее широко изучаются процессы, протекающие при ультравысоких термодинамических параметрах, и CVD технологии (синтез из газовой фазы при пониженном давлении). При этом в условиях, близких к природным (со средними термодинамическими параметрами), отсутствуют серьезные системные экспериментальные работы по исследованию механизмов формирования флюидогенного самородного углерода, а имеющиеся не позволяют в полной мере оценить специфику образования, многообразие и типоморфизм углеродных фаз, формирующихся из флюида. Отсутствуют также единые понятия и терминология, приемлемые как для лабораторных, так и для природных процессов.

Лишь с недавнего времени стали проводиться работы по системному экспериментальному анализу формирования консолидированного углерода из флюида в условиях повышенных давлений и температур. Получены предварительные, но весьма представительные экспериментальные данные о многофазном формировании самородного углерода во флюидогенных системах [2, 3], которые показали вероятность получения при средних термодинамических параметрах (400–800 °С и 0.5–4.0 кбар) углеродного вещества шунгитового типа, аморфного углеродного вещества с существенной долей карбинового углерода, углеродных микротрубок и возможное присутствие sp^3 -углерода (углерода алмазоподобного типа).

Углерод в самородном виде в природе в основном известен в виде кристаллических форм – графита и алмаза, а также слабоупорядоченного шунгита, которые являются важными полезными ископаемыми, используемыми в широчайшем спектре человеческой деятельности. Углерод имеет и другие фазовые состояния, многие из которых были обнаружены в природе [1]. В то же время условия их формирования и распространения, возможности образования существенных скоплений для практического использования, а также возможности их парагенезиса с алмазом и графитом, влияние на технологические свойства природных углеродных материалов исследованы исключительно недостаточно, что, прежде всего, определяется наноразмерными обособлениями и вхождением данных фаз в структуру углеродных материалов на наноуровне.

Недостаточная изученность степени полиморфизма и полигенности углерода на многие годы послужила сдерживающим фактором понимания процессов и механизмов формирования углеродных веществ, в том числе поисков коренных источников алмазов проблемного генезиса, включая флюидогенные объекты, характеризующиеся в ряде случаев гигантскими запасами. К последним относится Кумдыкольское месторождение микроалмазов с уникально высокими содержаниями и запасами алмазов.

С развитием современных методов исследований минерального вещества на наноуровне многократно возрастают возможности понимания протекания природных процессов, в частности механизмов образования минералов, минеральных фаз и наноструктурированных слабоупорядоченных веществ.

Нами были проведены эксперименты флюидогенного синтеза углеродных фаз в наименее исследованном диапазоне средних температур и давлений [2–4], а также

детальные исследования типоморфных признаков флюидогенной углеродистой минерализации на примере широкого спектра различных геологических объектов с флюидогенной углеродной минерализацией низкотемпературных, высокотемпературных систем и высокотемпературных высокobarных систем на примере углеродистых объектов Урала, Тимана, Казахстана, Прибайкалья, Дальнего Востока, Узбекистана.

В результате проведенных исследований установлено, что типоморфным признаком флюидогенной углеродной минерализации является ее полифазный характер, что, вероятнее всего, предопределяется кинетическим режимом кристаллизации в условиях больших градиентов термодинамических и концентрационных параметров.

Экспериментально установлено, что структурно-морфологические особенности углеродного вещества, образованного из флюида, могут существенно зависеть от молекулярной структуры исходного углеродсодержащего флюида и, оставаясь преимущественно плохо упорядоченными, при повышении термодинамических параметров проявляют относительное совершенствование структурного состояния, при этом температура 800 °С, выше которой образуется вещество чисто углеродного состава, является определяющей [2, 3].

Установлена полигенность углеродных фаз в отношении существенно различных термодинамических параметров – в условиях средне- и ультравысокопараметрических продуктов синтеза. Здесь могут образовываться структурно идентичные углеродные вещества, а также их аналогичные парагенезисы.

В целом для среднепараметрического углеродного вещества флюидогенного происхождения посредством экспериментального синтеза и изучения природных объектов установлено, что его фазовое состояние с повышением температуры и давления проявляет тенденцию к совершенствованию структуры и элементного состава до свободного углерода, имеющего, как правило, полифазный характер и большие вариации в степени кристалличности.

Попытка произвести системный анализ флюидогенного образования углеродных фаз, включая алмаз, пока носит предварительный характер, при расширении вариантов прекурсоров и термодинамических параметров синтеза ожидается проведение более корректного сравнения продуктов синтеза и природных веществ и выявление более существенных закономерностей в формировании флюидогенного самородного углерода, в том числе специфики образования алмазов. Но уже сегодня можно с полной уверенностью сказать, что флюидогенное образование углеродных веществ, в том числе при формировании месторождений алмазов, имеет более существенное значение, чем это принято до сих пор, причем в отношении не только нетрадиционных алмазов кумдыкольского типа. Согласно существующим современным представлениям о генезисе кимберлитовых алмазов, участие флюида является неотъемлемой частью процесса алмазообразования, детали механизма которого до сих пор не выяснены. Таким образом, дальнейшее изучение флюидогенных процессов образования самородного углерода имеет важное фундаментальное и прикладное значение.

Автор выражает благодарность А.Ф. Гончарову, С.Н. Ткачеву, Л.А. Ивановой, А.И. Ханчуку, Л.П. Плюсниковой, Ю.В. Даниловой, А.В. Татаринцеву и др. за помощь в проведении экспериментальных работ и изучении природных углеродных веществ, А.А. Заячковскому – за предоставленный материал для исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы УрО РАН (проект № 12-С-5-1035).

Литература

1. Шумилова Т.Г. Минералогия самородного углерода. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 318 с.
2. 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 (в печати).
3. Иванова Л.А., Шумилова Т.Г., Медведев В.Я., Марчук М.В., Шевчук С.С., Исаенко С.И. Углеродное вещество, синтезированное из флюида С-О-Н состава при 500–800 °С и 500–1000 атм. // Материалы IV Российского совещания с международным участием: Органическая минералогия. Черноголовка: ИЭМ, 2013. С. 40–43.
4. Шумилова Т.Г., Гончаров А.Ф., Раппенглюк М.А. Углерод в экстремальных условиях. Углеродные звезды: Девятая международная конференция: «Углерод: фундаментальные проблемы науки, материаловедение, технология». М. – Троицк: ТИСНУМ, 2014.

СОСТАВ СОЛЕВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ РАСПЛАВОВ-РАССОЛОВ В ФОРСТЕРИТЕ РУДНОГОРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Яковлев И.В.¹, Гришина С.Н.², Мазуров М.П.², Старикова А.Е.²

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Yakistar2020@mail.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
grishina@igm.nsc.ru

Всестороннее исследование процессов магматизма, метаморфизма и строения рудных полей позволило установить взаимосвязь флюидного режима и продуктивности рудно-магматических систем траппов Сибирской платформы. Показано, что именно реакция внедряющихся расплавов с химически активными карбонатно-эвапоритовыми отложениями нижних горизонтов платформенного чехла, содержащими солевые рассолы и скопления углеводородов, создает рудообразующий флюид [1]. Эволюция рудообразующего флюида определяет явления извлечения, переноса и отложения рудных компонентов. Флюидные и расплавные включения являются прямым свидетельством состояния палеофлюида на различных этапах формирования месторождений. При этом наиважнейшей задачей для определения флюидного режима каждого этапа формирования месторождения является выбор минералов для изучения включений, соответствующих стадиям рудообразования. Внедрение магматических масс в карбонатно-эвапоритовые отложения сопровождалось глобулированием расплава, фрагментацией и смешением его с соленосными породами. Образованный при этом водонасыщенный расплав считается главным агентом метасоматических процессов [2]. Его состав определен по включениям в метаморфизованном галите из галит-магнетитовых руд, слагающих конформные залежи в окрестностях лакколитов, и представляет собой высококонцентрированный хлоркальциевый расплав-рассол. Основная стадия рудообразования связывается с метасоматическими преобразованиями долеритов. Для изучения состава флюида этой стадии рудообразования изучались включения в форстеритах, образованных на начальном, высокотемпературном, этапе развития рудномагматической системы. Образцы форстерита отобраны из вкрапленной форстерит-магнетитовой руды, образованной на глубоких горизонтах Рудногорского месторождения, в контакте долеритов с доломитами кембрийской литвинцевской свиты.

Мы использовали методы электронной микроскопии и КР-спектроскопии для изучения состава различных фаз во включениях. Во всех включениях присутствуют две основные фазы с резкой границей перехода: мелкокристаллический полупрозрачный агрегат бурого цвета и агрегат прозрачных кристаллов (рис. 1). Эпизодически присутствуют один или несколько анизотропных кристаллов. Прозрачная фаза не

имеет КР-спектра, что позволяет предполагать присутствие хлоридов натрия и калия. Мелкокристаллическая фаза, имеющая коричневый цвет в плоских включениях, обнаружила спектр, близкий к КР-спектру айоваита. Анизотропные кристаллы определены как ангидрит и кальцит по данным КР-спектromетрии.

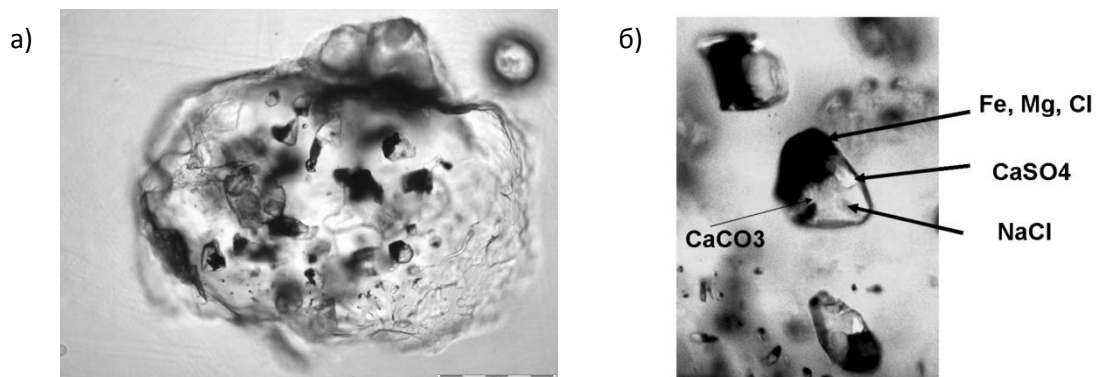


Рис. 1. Включения солевых расплавов-рассолов в форстерите Рудногогорского месторождения (образец Р-267): *а* – зерно форстерита в полистироловой смоле; *б* – морфология и основные фазы включений.

Картирование с применением электронной микроскопии выявило присутствие в мелкокристаллической фазе соединений следующего состава: Fe-Mg-Cl-O, Ca-Fe и FeCl, что позволило предположить присутствие смеси магнетита, магнезиоферрита полукальциевого феррита и портландита – $\text{Ca}(\text{OH})_2$ (рис. 2).

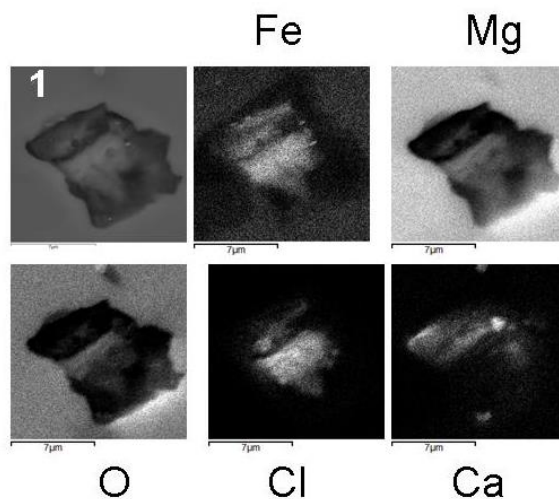


Рис. 2. Карты распределения элементов во включении (сканирующая электронная микроскопия).

Предварительное исследование включений методом термометрии [3] показало, что первые признаки плавления наблюдаются в мелкокристаллической фазе при $T = 470\text{--}525^\circ\text{C}$. Агрегат становится гомогенным при $T = 550\text{--}580^\circ\text{C}$, и в нем появляется флюидная фаза. Изотропные кристаллы плавятся в области $670\text{--}720^\circ\text{C}$. Анизотропные кристаллы исчезают совместно с изотропными или раньше, при $T = 545\text{--}610^\circ\text{C}$ [3].

Работа выполняется при поддержке РФФИ (гранты № 15-05-09345 и № 15-05-04805).

Литература

1. Мазуров М.П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Титов А.Т. Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла юга Сибирской платформы // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 4. С. 306–320.
2. Мазуров М.П., Гришина С.Н., Титов А.Т. Магнетиты из магнезиальных скарнов на контактах долеритов с каменной солью // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. С. 1198–1207.
3. Zhitova L.M., Sharygin V.V., Mazurov M.P. Salt inclusions in forsterite from magnesian skarns on the contact between dolerites and evaporites of the Siberian Platform // Terra Nostra. 1999. No 6. P. 328–329.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абрамов Б.Н. **22**
Авченко О.В. **24, 25**
Агашев А.М. **134**
Айриянц Е.В. **72, 127**
Алексеев С.В. **51**
Анникова И.Ю. **27, 51**
Антошкина А.И. **29**
- Бадрединов З.Г. **25**
Базарова Е.П. **31, 160**
Банушкина С.В. **74**
Баскина В.А. **33**
Белянин Д.К. **72, 127**
Бортникова С.Б. **196**
Бортникова С.П. **196**
Бульбак Т.А. **158, 181, 188**
Быкова В.Г. **106**
Бычинский В.А. **35, 37, 55, 119, 162, 173**
- Вах А.С. **24**
Вещева С.В. **39**
Вилор М.А. **41**
Вилор Н.В. **41, 43, 46**
Вишневская И.А. **48, 101**
Владимиров А.Г. **27, 51, 138**
Воднева Е.Н. **143**
Волкова Н.И. **51**
- Гаврюшкина О.А. **27**
Гибшер Н.А. **158, 188**
Голубев В.А. **53**
Гомболевский Г.И. **55**
Гора М.П. **57, 70**
Граханов С.А. **66**
Гришина С.Н. **106, 201**
- Данилов Б.С. **170**
Данилова Ю.В. **59**
Добрынина А.А. **191**
Дорогокупец П.И. **61, 63, 103, 170**
Дорошкевич А.Г. **146**
Дымшиц А.М. **63**
- Егоров К.Н. **66**
- Жатнуев Н.С. **68, 164**
Житова Л.М. **57, 70**
Жмодик С.М. **72, 82, 127**
Журко З.Ф. **74**
- Завадич Н.С. **99**
Загорский В.Е. **51**
Зенкова С.О. **78**
- Иванова Л.А. **76, 108, 111, 150**
Избродин И.А. **146**
Ильченко Е.А. **92**
Ильясова А.М. **143**
- Казьмин Л.А. **46**
Калашникова Т.В. **171**
Каллистов Г.А. **86**
Канева Е.В. **97**
Каримова Ф.Б. **78**
Кирдяшкин А.А. **80**
Кирдяшкин А.Г. **80**
Кириченко И.С. **72, 82**
Киселев А.И. **66**
Киселева О.Н. **72, 127**
Коваленко Н.И. **152**
Колпакова М.Н. **51**
Кольцов А.Б. **84**
Коновалова Е.В. **86, 186**
Костровицкий С.И. **171**
Котельников А.Р. **88, 89, 91**
Котельникова З.А. **88, 89, 91**
Котляров А.В. **166**
Крупенин М.Т. **84**
Кузнецов Г.В. **194**
Кузнецова Л.Г. **51**
- Лаврушин В.Ю. **125**
Лазарева Е.В. **82**
Ласточкин Е.И. **146**
Левашова Е.В. **92**
Левин А.В. **94**
Левицкий В.И. **97, 99**
Левицкий И.В. **99**
Летников Ф.А. **11**
Летникова Е.Ф. **101**
Литасов К.Д. **61, 63, 103, 113, 134, 170**
Лифшиц С.Х. **105**
Логвинова А.М. **181**
Лупашко Т.Н. **92**
- Мазуров М.П. **106, 201**
Макагон В.М. **51**
Мальковец В.Г. **134**
Марчук М.В. **108**

Медведев В.Я. 76, 108, **111**, 150
Минин Д.А. **113**
Миронов А.Г. 72, 127
Миронова О.Ф. **115**
Михеев Е.И. 138
Мороз Т.Н. 72, 127, 130, 138

Наумов В.Б. 115
Нуждаев А.А. **117**

Ощепкова А.В. **119**

Павлова Л.А. 99
Панин Г.Л. 196
Пахомова В.А. 24
Перепечко Ю.В. **121**
Поляк Б.Г. **123**, **125**
Пономарчук В.А. 72, **127**, **130**, 138
Посохов В.Ф. 22
Похиленко Л.Н. **132**, 134, 181
Похиленко Н.П. **134**
Поцелуев А.А. **136**
Приходько В.С. 166
Пыряев А.Н. 127, **138**

Рагозин А.Л. 181
Рампилов М.О. 141
Рампилова М.В. **141**
Рассказов С.В. **143**, 150
Рафиков Я.М. **145**
Ращенко С.В. 63
Рипп Г.С. 141, **146**
Рогова В.П. 167
Розен О.М. **148**
Ружич В.В. **150**
Рыженко Б.Н. **152**
Рычагов С.Н. 117
Рябинкин С.В. **154**
Рябинкина Н.Н. 29
Рябов В.В. 130, **156**
Рябуха М.А. **158**, 188

Савельева В.Б. 150, **160**
Савина Ю.А. **162**, 173
Сазонов А.М. 158
Санжиев Г.Д. **164**
Самойленко А.Ю. 162
Сапожников А.Н. 97
Симонов В.А. **166**
Скворцов В.А. **167**
Скублов С.Г. 92
Смирнов С.З. 27, 51

Соколова Т.С. 61, **170**
Соловьева Л.В. **171**
Солодилова В.В. 99
Сорокин К.Э. 121
Старикова А.Е. 201
Степанов А.Н. 162, **173**
Ступаков С.И. 166
Суворова Л.В. 97
Сук Н.И. 88, 89, 91, **175**
Сурков Н.В. 74, **177**

Таусон В.Л. **179**
Титов А.Т. 106, 130, 138
Томиленко А.А. 158, **181**, 188, 194
Тупицын А.А. 35, 37

Филинов И.А. 39
Филиппов М.М. 91

Хаустов А.П. **184**
Холоднов В.В. **186**
Хоменко М.О. 158, **188**

Чалая О.Н. 105
Чебыкин Е.П. 143
Черкашина Т.Ю. 101
Черных Е.Н. **191**
Чешко А.Л. 125
Чувашова И.С. 143
Чудненко К.В. 24, 25, 35, 37, 55, 121,
162, 173, 194

Шагалов Е.С. 186
Шарапов В.Н. 121, **194**
Шарыгин В.В. 113
Шарыгин И.С. 63, 113
Шацкий А.Ф. 63, 103, 113
Шварцев С.Л. 51
Шевко А.Я. 57
Шевко Е.П. 70, **196**
Шихова А.В. 106
Школьник С.И. 101
Шумилова Т.Г. 59, 76, **198**

Щетников А.А. 39

Юсупов Р.Г. 145

Яковлев И.В. **201**

Научное издание

**ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ
ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ**

Материалы всероссийского совещания, посвященного
50-летию лаборатории петрологии, геохимии и рудогенеза ИЗК СО РАН

(Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 6–9 октября 2015 г.)

Литературный редактор *Н.Г. Балукова*
Компьютерная верстка *Т.С. Соколова*

Подписано в печать 10.09.2015 г. Формат 60×90/8.
Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. _____. Усл. печ. л. _____. Тираж 160 экз. Заказ _____.

Отпечатано в Институте географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1.