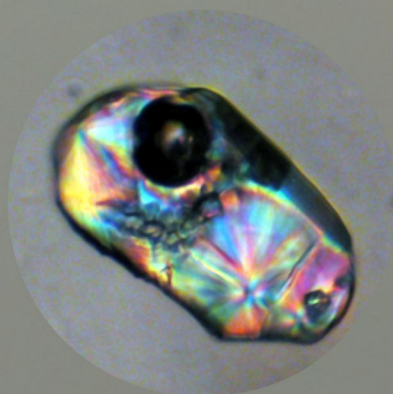
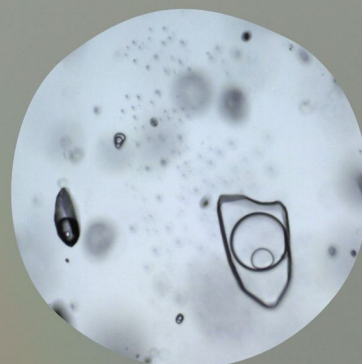
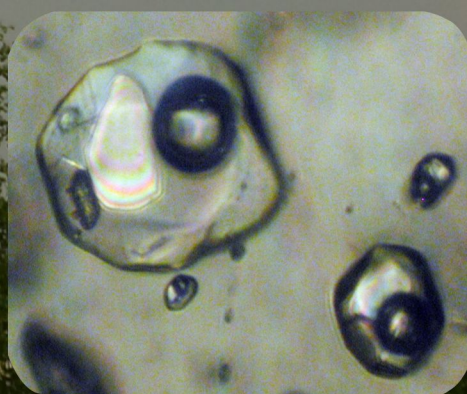


Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии



Иркутск
ИГХ СО РАН
10-14 сентября 2014





Российская Академия Наук, отделение наук о Земле РАН

Российский Фонд Фундаментальных Исследований

**Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского Отделения
Российской Академии Наук**

**Российское Минералогическое Общество
(Восточно-Сибирское отделение)**

**XVI Всероссийская конференция
по термобарогеохимии**

ИРКУТСК, ИГХ СО РАН, 10-14 сентября 2014 г.

Иркутск – 2014

УДК 552.1
ББК Д31.0я431
М34

Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии (Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, 10-14 сентября 2014 г.). – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014. – 137 с.

Сборник содержит тезисы докладов научной конференции по термобарогеохимии и состоит из следующих разделов: 1. Флюидный режим гидротермальных систем; 2. Флюидные и расплавные включения как индикаторы магматических и метаморфических процессов; 3. Аналитические и экспериментальные методы исследования флюидных и расплавных включений; 4. Воспоминания.

Сборник издан при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект № 14-05-20132) и ЗАО «Научное оборудование»

Ответственный редактор: д.г.-м.н. Перетяжко И.С.

Компьютерная верстка: к.г.-м.н. Савина Е.А.

Авторы докладов несут полную ответственность за опубликованные материалы

Содержание

1. Флюидный режим гидротермальных систем

Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Боровиков А.А., Брянский Н.В., Борисенко И.Д., Васюкова Е.А.	8
Состав и металлоносность рудообразующих флюидов Депутатского Sn-W (Ag) месторождения (Якутия)	
Боровиков А.А., Борисенко А.С., Борисенко И.Д., Гаськов И.В.	10
Формы серы в гидротермальных флюидах и их роль в рудообразовании	
Боровиков А.А., Борисенко А.С., Васюкова Е.А., Брянский Н.В.	12
Состав и металлоносность рудообразующих флюидов W-Mo (Be) месторождения Калгута (Горный Алтай), по результатам изучения флюидных включений	
Бортников Н.С., Симонов В.А., Боровиков А.А., Амплиева Е.Е., Котляров А.В.	14
Металлы в растворах современных гидротермальных систем Центральной Атлантики - данные по флюидным включениям	
Буравлева С.Ю. Федосеев Д.Г. Тишкина В.Б.	16
Результаты исследования включений в корундах месторождения Сутара методами Рамановской спектроскопии	
Возняк Д.К., Сёмка В.А., Бельский В.Н., Бондаренко С.Н.	18
Влияние высокотермобарических потоков CO₂ –флюида на формирование геологических объектов Украинского щита по данным изучения флюидных включений	
Волкова М. Г., Фёдоров А. М., Непомнящих А. И.	20
Условия формирования кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг по результатам микротермометрических исследований газовой-жидких включений	
Волкова М.Г., Спиридонов А.М., Савина Е.А.	22
Условия образования грорудитов Карийского рудного узла по данным изучения флюидных включений	
Грознова Е.О., Плотинская О.Ю., Абрамов С.С., Боровиков А.А., Milovska S., Luptakova J.	24
Условия формирования руд и состав рудообразующих флюидов эпитеpmальных и порфировых месторождений Урала	
Дамдинова Л.Б., Брянский Н.В.	26
Условия формирования флюорит-лейкофан-мелинофан-эвидимитовых руд Ермаковского F-Be месторождения	
Дамдинова Л.Б., Смирнов С.З., Дамдинов Б.Б.	28
Бериллиевые руды месторождения Снежное (Восточный Саян): условия формирования и особенности состава рудообразующих растворов	
Занкович Г.О., Наумко И.М., Телепко Л.Ф., Сахно Б.Э.	30
Флюидные включения в кальците прожилково-вкрапленной минерализации в терригенных отложениях северо-западной части Кросненской зоны Украинских Карпат	
Карась О.А., Раткин В.В.	32
Микротермометрия и КР-спектроскопия флюидных включений минералов разных этапов формирования Дальнегорского боросиликатного Месторождения	
Колова Е.Е.	34
Особенности условий формирования месторождений цветных и благородных металлов Магаданской области	
Кургузова А.В., Смирнов С.З., Клюкин Ю.И., Карманов Н.С.	36
Включения богатых Bi растворов в кварце из цвиттеров Северного массива (Чукотка): взгляд на поведение Bi в процессах грейзенизации	

Наумко И.М., Вовк А.П. Генезис берилла в камерных пегматитах Волыни (по включениям в минералах)	38
Оймахмадов И.С. Флюидный режим формирования аметиста по данным газовой-жидких включений (на примере аметистовых месторождений Центрального Таджикистана)	40
Полин В.Ф., Чащин А.А., Нечаюк О.Е., Чащин С.А., Коновалова Н.П., Баранова Л.В. Флюидный режим начальных условий кристаллизации полиформационных магматитов Кеткарско-Юнской магматической провинции Алданского щита	42
Репина С.А., Никандрова Н.К. Флюидный режим хрусталеносных жил месторождения Желанное	44
Ройзенман Ф.М. Новая теория флюидного рудообразования – под воздействием «углекислотной Волны»	46
Ройзенман Ф.М. Белов С.В. Высокоточный глубинный прогноз месторождений и их промышленных параметров с помощью термобарогеохимических критериев	48
Рыжкович Е.В., Никитина Н.Р. Анализ флюидных включений рудопрооявления "Сопка Кварцевая" Жданинского рудного поля	50
Сафина Н.П., Анкушева Н.Н. Термобарогеохимические особенности кварца в обломочных рудах Шемурского колчеданного месторождения (Северный Урал)	52
Сворень И.М., Наумко И.М. Недра Земли – природный физико-химический реактор термобарометрия и геохимия процессов минералогенеза породно-рудных комплексов литосферы	54
Смирнов С.З., Томас В.Г., Каменецкий В.С., Данюшевский Л.В. Силикатные жидкости гидротермального происхождения: артефакт или природное явление?	56
Сокерина Н.В., Кузнецов С.К., Исаенко С.И. Флюидные включения в кварце золоторудных жил проявления Секущий (Чукотка)	58
Степанов О.В., Пахомова В.А., Карась О.А., Федосеев Д.Г. Физико-химические условия образования кварц-вольфрамит-молибденитовой ассоциации месторождения Забытое (Дальний Восток России)	60
Толмачева Е.В., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Прокопов Н.С., Саморуков В.И. Эволюция рудообразующей системы Верхнекаралонского золоторудного месторождения Средневитимской горной страны (по результатам термобарогеохимических исследований включений в кварце)	62
Труфанов В.Н., Рыбин И.В., Гамов М.И., Труфанов А.В. Флюидный режим формирования кварц-углеродистых метасоматитов Восточного Донбасса	64
Шанина С.Н., Сокерина Н.В., Галамай А.Р., Леденцов В.И. Определение температур гомогенизации включений в галите Якинского месторождения Верхнепечорского калиеносного бассейна	66

2. Флюидные и расплавные включения как индикаторы магматических и метаморфических процессов

Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Томас Р. Слюды из включений в кварцах Li-F гранитов Орловского массива в Восточном Забайкалье	69
---	----

Бенедюк Ю.П., Симонов В.А., Мехоношин А.С. Интерпертация состава расплавных включений в хромшпинелидах и петрогенезис ультрабазитов Алхадырского террейна	71
Братусь М.Д., Наумко И.М. Флюидный режим рудного процесса в метаморфических породах Украинского щита	73
Кузнецов С.К., Юхтанов П.П., Сокерина Н.В., Шанина С.Н. Флюидные включения в промышленных типах жильного кварца	75
Кузнецова Л.Г., Прокофьев В.Ю. Состав флюидов сподуменовых пегматитов Сангиленского нагорья	77
Кузьмин Д.В., Соболев А.В. Влияние пограничного слоя на состав расплавных включений в оливине	79
Мамарозиков У.Д. Рудогенерирующие флюидные микрообособления в гранитоидах Алтынауского массива и вмещающих их углеродистых сланцах (Центральные Кызылкумы)	81
Некрылов Н.А., Плечов П.Ю., Blundy J., Е. Мелехова Е., Тихонова М.С., Щербаков В.Д. Режим дегазации расплавов трещинного Толбачинского извержения 2012-2013 года	83
Нестерович Н.В., Наумко И.М., Телепко Л.Ф., Сахно Б.Э. Сравнительная характеристика флюидного режима минералогенеза в базальтах лучичевской толщи и заболотовской свиты трапповой формации Западной Волыни (по включениям в минералах)	85
Перетяжко И.С. Жидкостная несмесимость в гранитоидных расплавах	87
Перетяжко И.С., Савина Е.А., Щербаков Ю.Д. Генезис муджиеритов и бенморейтов вулкана Немрут (Восточная Турция)	89
Пихулина А.В., Баданина Е.В., Бочаров В.Н. Изучение кристаллических и расплавных включений в кварцах из амазонитовых гранитов Ачиканского массива в Восточном Забайкалье методом КР спектроскопии	91
Плечов П.Ю., Некрылов Н.А., Перепелов А.Б., Данюшевский Л.В., Щербаков В.Д. Голоценовый вулканизм Кекукнайского ареального поля Срединного Хребта Камчатки по данным расплавных включений	92
Попов Д.В., Плечов П.Ю. Расплавные включения в плагиоклазе, кварце и пироксене из верхнеальбских туффиитов Горного Крыма	94
Прокофьев В.Ю., Szabo C., Коваленкер В.А., Aradi L., Kaldos R. Новые данные о флюидных и расплавных включениях в кварце Sr-Ba карбонатитов (Мурун, В. Сибирь)	96
Раткин В.В., Карась О.А. Расплавные включения в игнимбритах Восточно-Сихотэ-Алиньского вулcano-плутонического пояса	98
Секисова В.С., Шарыгин В.В., Зайцев А.Н. Химический состав и КР-спектроскопия карбонатов из магматических включений в оливине ийолита вулкана Олдоиньо Ленгаи, Танзания	100
Симонов В.А., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. Петрогенезис дунитов Чадского массива, Сибирская платформа (данные по расплавленным включениям в хромшпинелидах)	102
Соколова Е.Н., Смирнов С.З. Роль флюидно-магматического взаимодействия в формировании гетерогенного онгонит-эльванового восточно-калгутинского дайкового пояса (Ю. Алтай)	104
Степнова Ю.А., Смирнов С.З., Пахомова В.А. Физико-химические параметры образования гранитно-пегматитовой системы Шибановского массива (Дальний Восток, Россия)	106

Тишкина В.Б., Мартынов А.Ю., Пахомова В.А. Расплавные включения в оливинах базальтов Большой Курильской вулканической гряды	108
Толстых М.Л., Бабанский А.Д., Певзнер М.М., Наумов В.Б. Новые данные по составам расплавов вулканического массива Шивелуч	110

3. Аналитические и экспериментальные методы исследования флюидных и расплавных включений

Балицкий В.С., Балицкая Л.В., Пентелей С., Пиронон Ж, Голунова М.А., Баррес О. Кинетика крекинга сырой нефти и влияние ее на состав и размещение в земных недрах углеводородных скоплений различного типа (эксперимент и использованием синтетических флюидных включений)	113
Балицкий В.С., Пентелей С.В., Балицкая Л.В., Бубликова Т.М., Пиронон Ж., Голунова М.А., Баррес О., Ранди О. Использование синтетических флюидных включений для оценки нефтегазового потенциала битуминозных пород и выяснения фазового состояния генерируемых ими углеводородов	115
Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., А.М. Ковальский А.М. Условия образования углеводородсодержащих кристаллических пород (Западная Сибирь)	117
Котельникова З.А., Котельников А.Р. Фторсодержащие системы I и II типа по данным изучения синтетических флюидных включений	119
Кряжев С.Г., Васюта Ю.В. Методические аспекты газохроматографического анализа углекислотно- метановых включений	120
Таусон В.Л. К вопросу о методологии определения химического состава минералообразующих флюидов	122
Федосеев Д.Г., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Тишкина В.Б., Буравлева С.Ю., Степанов О.В. Изучение расплавных и флюидных включений в гранитах и рудных прожилках для решения генетических вопросов	124
Barres O., Pironon J. Analysis of fluid inclusions by micro-FTIR	126
Pironon J., Randi A., Sterpenich J., Jacquemet N., Renard S., Bourdet J. Use of synthetic inclusions for fluid microsampling during experimental works: application to petroleum geosciences	127
Randi A., Pironon J., Balitski V.S., Balitskaya L.V., Pentelei S., Peiffert C., Lorgeoux C., Boiron M.C. Water-Metal-Hydrocarbon Mixtures produced by Interaction between Carbonaceous Rocks and Hydrothermal solution. Experimental Developments	129

4. Воспоминания

Галабурда Ю.А., Возняк Д.К. Г.Г. Леммлейн – один из основателей учения о минералообразующих растворах	132
Кульчицкая А.А., Возняк Д.К., Черныш Д.С. Причины феноменального успеха термобарогеохимии Николая Ермакова (к 100-летию со дня рождения ученого)	134

Алфавитный перечень авторов	136
------------------------------------	-----

1. Флюидный режим гидротермальных систем

Состав и металлоносность рудообразующих флюидов Депутатского Sn-W(Ag) месторождения (Якутия)

**Борисенко А.С.^{1,2)}, Павлова Г.Г.¹⁾, Боровиков А.А.¹⁾, Брянский Н.В.³⁾,
Борисенко И.Д.²⁾, Васюкова Е.А.^{1,2)}**

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

²⁾ Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

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

Депутатское месторождение расположено в северной части Верхоянского прогиба в пределах Полоусненского синклиория. Район месторождения сложен мощной толщей песчано-сланцевых отложений юрского возраста. Осадочные породы в разной степени метаморфизованы интрузией раннемеловых порфировидных биотитовых гранитов, залегающих на глубине от 300 до 1200 и более метров [1-3 и др.]. В пределах месторождения широко развиты разновозрастные дорудные (в том числе и догранитные), внутрирудные и пострудные дайки диабазов, диоритовых порфиров, гранит-порфиров, риолитов, долеритов и лампрофиров. Промышленное оловянное оруденение локализовано в основном в надинтрузивной зоне среди контактово-метаморфизованных терригенных отложений. Оно представлено жилами, жильными и штокверковыми зонами и минерализованными зонами дробления. Главными минералами руд являются кварц, турмалин, пирротин, хлорит, второстепенными - касситерит, халькопирит, арсенопирит, вольфрамит, сфалерит, мангансидерит, флюорит, серицит, редкими - галенит, висмутин, сульфосоли Cu, Pb, Ag, станнин, топаз, альбит, калишпат и другие [3]. На месторождении выделяют три главных этапа формирования оловянного оруденения. Продуктами первого этапа являются грейзены, развитые в основном в апикальных частях гранитоидной интрузии. Со вторым этапом связано формирование основных продуктивных касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых жил, локализованных как в надинтрузивной зоне, так и в гранитах. Эти жилы являются многостадийными и сложены несколькими минеральными ассоциациями, главными из которых являются касситерит-кварцевая и олово-сульфидная. К заключительному третьему этапу относятся галенит-сфалерит-карбонатные жилы с сульфосолями Cu, Pb, Ag [1].

Методами КР-спектроскопии и LA-ICP-MS анализа исследованы многофазные и газовые двух- и трехфазные флюидные включения в кварце касситерит-кварцевого (с арсено-пиритом) и олово-сульфидного парагенезисов. Общий интервал температур их полной гомогенизации составляет 455-180°C [4]. Для рудообразующих флюидов этого месторождения характерно гетерофазное состояние, на что указывает присутствие многофазных и существенно газовых двух- и трехфазных включений (рис. 1). В многофазных включениях кроме фаз газа и раствора присутствует до 5 минералов-узников. Преобладающими в них минеральными фазами являются галит и сильвин, постоянно присутствует анизотропная твердая фаза с высоким коэффициентом преломления, а также ряд мелких ксеногенных фаз.

По результатам КР-спектроскопии анизотропная твердая фаза в многофазных и газовых трехфазных включениях диагностирована как сидерит. Она растворяется при нагреве

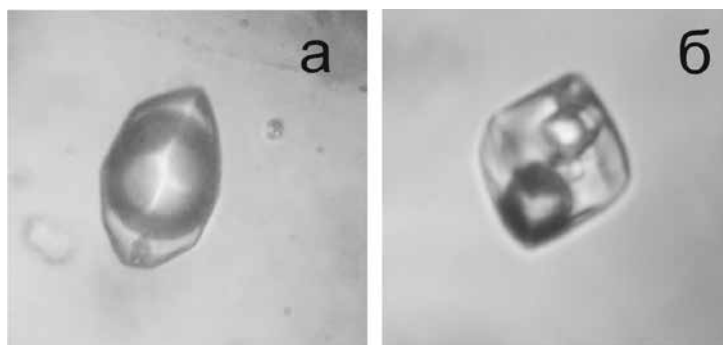


Рис. 1. Типовые флюидные включения в кварце рудных жил Депутатского месторождения: двухфазное – (а) и многофазное (б), гомогенизирующиеся соответственно в газ и жидкость.

включений до 3120-455°C. Другие твердые фазы определены как вольфрамит, касситерит, халькопирит, рутил, пиросмалит или ферропиросмалит $(\text{Fe,Mn})_8\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_{10}$. Они присутствуют во включениях нерегулярно и часть из этих фаз имеет ксеногенное происхождение. В составе газов существенно газовых флюидных включений резко преобладает CO_2 , в меньших количествах (менее 15%) присутствуют N_2 , CH_4 . В газовой фазе многофазных включений главным компонентом является метан, особенно на глубоких горизонтах (800-1000 м.), где его содержание достигает 80-100 мол.%. В растворах включений присутствуют растворенные CO_2 и H_2S , но ионы HCO_3^{1-} и HS^{1-} в них не установлены.

Анализ методом LA-ICP-MS индивидуальных флюидных включений в кварце касситерит-кварцевого минерального парагенезиса установил присутствие (среднее в мас.%) В (0,09), К (0,5), Fe (2,0), Mn (0,2), Cs (0,02), Ba (0,01), а также (среднее в ppm) As (900), Rb (210), Sr (230), Sn (140), Pb (210), Sb (10), Bi (6), In (2). В многофазных включениях в кварце олово-сульфидного минерального парагенезиса определены (среднее в мас.%) В (0,2), К (5,0), Mn (1,1) Fe (4,2), Zn (0,5), Sn (0,11), Cs (0,2), а также (среднее в ppm) As (300), Ni (550), Pb (140), Cu (100), Rb (550), Sr (200), Ag (20), Cd (90), Sb (40), Ba (190), Bi (10). В газовых двух- и трехфазных включениях установлены (среднее в мас. %) К (1,1), Mn (0,1), Fe (1,7), Zn (0,03), а также (среднее в ppm) В (340), Ni (90), As (290), Rb (80), Sr (20), Sn (320), Cs (110). Кроме того, во включениях иногда устанавливается присутствие Mo, Co, W. В составе флюидных включений в кварце сульфидного парагенезиса присутствует индий. Его концентрации в многофазных включениях (с учетом интерференции спектров ^{115}Sn и ^{115}In) составляет 1 - 7 ppm.

Таким образом, рудообразующие флюиды Депутатского месторождения характеризовались хлоридно-карбонатным составом, о чем говорит присутствие во включениях галита, сильвина и сидерита, которые растворяются при нагревании. При этом, высококонцентрированные водно-солевые флюиды имели преимущественно хлоридный состав, а газовые (трехфазные включения с фазой мангансидерита) отличались большей долей карбонатной компоненты в своем составе. Гетерофазные флюиды, формировавшие касситерит-арсенопирит-кварцевый минеральный парагенезис, была обогащены В, Sn, As, что отвечает геохимическому профилю этого парагенезиса. Специфика рудообразующих флюидов формировавших олово-сульфидный минеральный парагенезис выражается в высоких содержаниях (в %) В (0,2), К (5,0), Mn (1,1) Fe (4,2), Zn (0,5), Sn (0,11), Cs (0,2), а также Ni, Cu, Sb, Ag и In. Газовые флюиды содержали сходный комплекс рудных элементов, но в более низких концентрациях.

Исследования поддержаны грантами РФФИ № 12-05-00618-а, 14-05-00893а и 14-05-00191а.

Литература

1. Флеров Б.Л., Индолев Л.Н., Яковлев Я.В., Бичус Б.Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М., Наука. 1971. 315 с.
2. Иванов А.И. Петрология и геохимия гранитоидов Депутатской оловоносной рудно-магматической системы. Автореферат канд. дисс. Якутск: ИГАБМ СО РАН. 2010. 32с.
3. Некрасов И.Я. Основные черты минерализации Депутатского оловорудного месторождения // Тр. ЯФ СЦ АН СССР. Сер. геол. 1960. Вып. 7. С. 58-72.
4. Борисенко А.С., Холмогоров А.И., Боровиков А.А., Шебанин А.П., Бабищ В.В. Состав и металлоносность рудообразующих растворов Депутатского оловорудного месторождения (Якутия) // Геология и геофизика, 1997. Т. 38 (11). С. 1830-1841.

Формы серы в гидротермальных флюидах и их роль в рудообразовании

Боровиков А.А., Борисенко А.С., Борисенко И.Д., Гаськов И.В.

*ИГМ СО РАН, Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск,
borovik@igm.nsc.ru, borisenko@igm.nsc.ru*

Проблема состава и металлоносности рудообразующих флюидов, является одной из важных и фундаментальных в теории эндогенного рудообразования. Исследования флюидных включений в минералах руд гидротермальных месторождений современными инструментальными методами позволили выявить в их составе высокие концентрации рудных элементов, сопоставимые с их содержаниями в самих рудах. Так, для рудообразующих флюидов Cu-Мо порфировых месторождений концентрация профилирующих металлов во флюидах может достигать для Cu – до 6,1 масс. % и для Мо – до 280 г/т, а также Au 11 г/т, Ag 20 г/т. Такие высокие концентрации металлов во флюидных включениях во многих случаях являются вполне достоверными и обоснованными и их нельзя объяснить присутствием во включениях каких либо ксеногенных фаз рудных минералов или погрешностями анализа. Однако, как показывает термодинамическое моделирование растворов «традиционного» состава (NaCl-CO₂-H₂S), такая высокая растворимость для многих металлов в виде сульфидных и хлоридных комплексов далеко не всегда может быть достигнута. Это указывает, что существуют и другие устойчивые, хорошо растворимые химические формы переноса металлов в гидротермальных растворах.

В последние годы по результатам изучения флюидных включений установлено, что эндогенные флюиды весьма разнообразны по составу основных солевых компонентов. Так, В.Ю. Прокофьевым, И.С. Перетяжко, С.З. Смирновым и др. установлены борно-хлоридные флюиды. На оловорудных месторождениях установлены восстановленные карбонатно-хлоридные растворы с высоким содержанием Fe и Mn. Со щелочными комплексами часто связаны гидротермы сульфатно-карбонатного состава. Такие принципиально разные по составу и физико-химическим параметрам гидротермальные растворы характеризуются разной металлоносностью и специализированы на разные комплексы рудных элементов. Своеобразные по составу флюиды установлены во включениях с самородной серой: в галите контактово-метаморфизованных эвапоритов Ленно-Тунгусской провинции, в кварце и флюорите Pb-Zn-F месторождения в Испании, в рубинах из метаморфических пород Вьетнама, в ортопироксенах из дунитах в Италии.

Нами фаза самородной серы установлена во флюидных включениях в кварце рудных жил грейзенового Мо-W месторождения Калгута (Горный Алтай) и в кварце и флюорите из рудных жил Самолазовского золото-рудного месторождения (Центральный Алдан). Самородная сера идентифицирована методом КР-спектроскопии (спектрометр «Ramanog U-1000» фирмы Jobin Yvon, лазер Millennia Pro S2 (532 nm), детектор HORIBA JOBIN YVON) по характерной спектральной линии 471,8 см. На Калгутинском месторождении флюидные включения, содержащие в качестве твердой фазы самородную серу обнаружены в кварцевых вкрапленниках гранит-порфиров и секущих их кварцевых прожилках с пиритом, сфалеритом, халькопиритом и молибденитом. Флюидные включения с самородной серой пространственно тесно ассоциируют с газовыми CO₂ включениями и с флюидными включениями, содержащими твердые фазы халькопирита и молибденита. Самородная сера является дочерней фазой только в существенно газовых включениях (г>>р-р). Газовая фаза этих флюидных включений по данным КР-спектроскопии представлена CO₂ (96,8-86,9 мол. %) и H₂S (13,1-3,2 мол. %). В фазе раствора этих включений присутствуют растворенные формы CO₂, H₂S и HS⁻. Значимых количеств ионов HSO₄⁻ и SO₄²⁻ в растворах включений, а также COS в составе газовой фазы не выявлено. Для включений с другим фазовым составом сера является ксеногенной фазой. В них она присутствует в различных объемных соотношениях с водно-солевой и газовой фазами (рис. 1). Нагревание существенно газовых

($p < p_c$) флюидных включений, содержащих самородную серу приводит к гомогенизации солевого раствора при 285 - 270°C в газовую фазу. При дальнейшем нагревании фаза серы начинает заметно уменьшаться в размерах, не меняя своей округлой формы. При 340-365 °C происходит плавление серы, она приобретает красноватый оттенок и расплывается по стенкам вакуоли включения. При 482-489°C жидкая сера сублимирует и мгновенно исчезает. Более высокие, чем в стандартных условиях, температуры плавления и сублимации серы, связаны с высоким давлением, развивающимся во включениях с жидкой углекислотой при температурах более 350-500°C [Малышев, 2004]. Во флюидных включениях, гомогенизирующихся в жидкую фазу, капля расплава серы не растворяется до температур декрепитации включения (500°C).

На месторождении Самолазовское самородная сера присутствует в многофазных флюидных включениях во флюорите и в двухфазных флюидных включениях в кварце (рис. 1). Примечательно, что так же как и на Калгутинском месторождении сера здесь ассоциирует с плотной жидкой фазой CO₂. В составе твердых фаз во включениях Самолазовского месторождения присутствуют сульфаты (тенардит, гипс, сингенит), карбонаты (нахколит) и др. В растворе методом КР-спектроскопии установлен ионы SO₄²⁻, HSO₄⁻, HCO₃⁻, HS⁻ и в газовой фазе CO₂+N₂+H₂S. Состав флюидных включений свидетельствует о более окисленном состоянии рудообразующих флюидов Самолазовского месторождения по сравнению с флюидами Калгутинского месторождения.

Присутствие во флюидных включениях широкого спектра форм серы (SO₄²⁻, HSO₄⁻, HS⁻, H₂S и S⁰) указывает на возможность нахождения в них и других ее соединений, в том числе и тиосульфатов и сульфитов, являющихся промежуточными продуктами в процессах восстановления - окисления серы. Такие формы серы были установлены при КР-спектроскопии твердых фаз и водно-солевого раствора флюидных включений в рудном кварце Калгутинского месторождения. На полученных КР-спектрах были установлены линии (в см⁻¹: 433, 444, 628, 675, 1017, 1161), характерные для КР-спектров кристаллических тиосульфатов и иона (S₂O₃)²⁻ в водном растворе. Обнаружение признаков присутствия тиосульфатов в эндогенных флюидах имеет важное значение для выяснения эффективных форм переноса рудных элементов, в том числе и золота, в гидротермальных условиях. Тиосульфатные комплексы золота хорошо растворимы, на чем и основаны современные промышленные технологии его выщелачивания из руд.

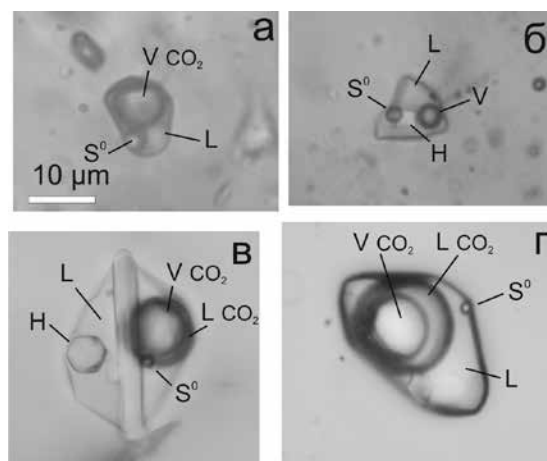


Рис. 1. Флюидные включения, содержащие твердую фазу самородной серы, Калгутинское (а, б), Самолазовское (в, г). Существенно газовые включения с дочерней фазой серы (а, б), прочие флюидные включения, содержащие ксеногенную фазу серы в различных объемных отношениях с другими фазами (г – к). V – газовая фаза, L – водно-солевой раствор, H – галит, S⁰ – самородная сера. Линейка 10 микрон.

Исследования поддержаны грантами РФФИ № 12-05-00618-а и РФФИ №14-05-00893

Состав и металлоносность рудообразующих флюидов W-Mo(Be) месторождения Калгута (Горный Алтай), по результатам изучения флюидных включений

Боровиков А.А.¹⁾, Борисенко А.С.¹⁾, Васюкова Е.А.¹⁾, Брянский Н.В.²⁾

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

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

Калгутинское Mo-W(Be) месторождение является наиболее крупным по запасам Mo-W месторождением Алтайской редкометалльной провинции. Она размещается на территории ЮВ Алтая и СЗ Монголии и включает кроме Калгутинского многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления разных формационных типов: Урзарсайское - шеелитовое штокверковое, Уланульское, Сагсайское и Нарингольское и др. - Mo-W, Кобдогольское - Sb-W, Юстыдское и Ачитнурское - Sn-W, крупное Li-Ta-Nb месторождение Аллаха. Геологическое строение этих редкометалльных месторождений, состав руд и физико-химические условия их формирования изучались В.Б. Дергачевым, Г.Ф. Ивановой, А.А. Поцелуевым, Е.Н. Соколовой и многими другими исследователями [1-4].

Редкометалльные руды Калгутинского месторождения представлены несколькими типами минерализации: 1) существенно молибденовыми двух морфологических типов: а) богатых молибденитовых руд «кварцевого ядра» (50х30х15 м.) б) прожилково-вкрапленное штокверковое (молибденитовый шток); 2) вольфрам молибден (Be) грейзеновая; 3) жильное кварц-вольфрамитовое. В кварце рудных жил Калгутинского месторождения были выделены следующие их типы, различающиеся по фазовому наполнению. Двухфазные флюидные водно-солевые включения, содержащие преимущественно солевой раствор и подчиненное количество газа, а так же часто содержащие одну-две мельчайшие твердые рудные или прозрачные фазы и жидкую CO₂ (рис. 1 а, б). Газовые включения (д, ж). Могут содержать мелкие твердые фазы (рис. 1 д, ж).

Кроме флюидных включений этих типов, близких по составу к жидкой и газообразной фракциям рудообразующего флюида, в кварце присутствуют кристалло-флюидные включения. Такие включения содержат порцию водно-солевого раствора, газ и твердые ксеногенные фазы мусковита, плагиоклаза, таинолита, флюорита, цуниита, молибденита, халькопирита и вольфрамита (рис. 1 в, г). Особый интерес представляет обнаружение флюидных включений, содержащих в качестве твердой фазы самородную серу (рис. 1).

Для исследования концентрации рудных элементов в составе включений методом LA-ICP-MS анализа выбирались относительно крупные двухфазные включения, относящиеся к первому типу, без явных признаков присутствия ксеногенных минеральных фаз типичных для включений второго типа. По данным LA-ICP-MS анализа флюидные двухфазные включения в кварце

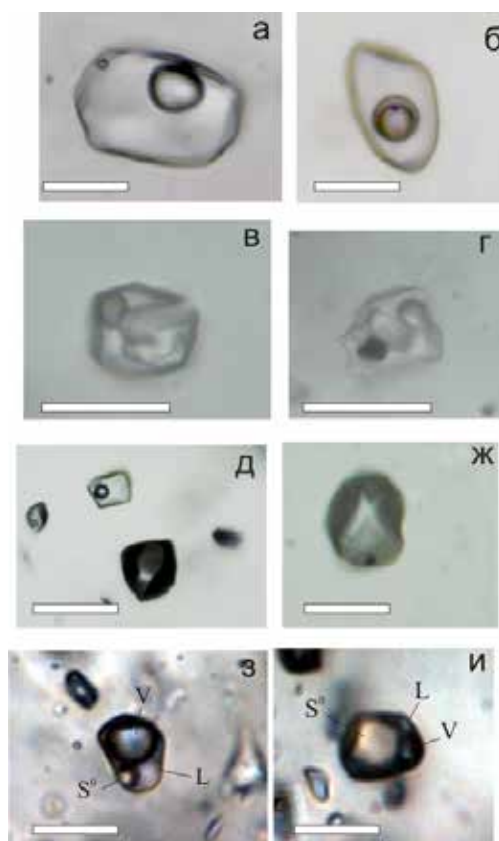


Рис. 1. Флюидные включения из рудных жил Калгутинского месторождения. Двухфазные включения (а, б), просматриваются мельчайшие твердые фазы и тонкая каёмка жидкой CO₂. Газовые включения (д, ж). Кристалло-флюидные включения (в, г). Флюидные включения с самородной серой (з, и), V – газовая фаза, L – водно-солевой раствор, S⁰ – самородная сера. Линейка - 10 мкм.

жил с молибденитом и халькопиритом по результатам расчетов содержат (в мас. %) NaCl - 4,0, KCl - 0,9, CaCl₂ - 1,9. Флюидные включения в кварце комплексных вольфрамитовых жил с молибденитом и бериллом, содержат в среднем (в мас.%) NaCl - 2,2; KCl - 0,6 и CaCl₂ - 0,7. Характерны весьма высокие концентрации CsCl в составе флюидных включений. Они колеблется от 0,1 до 1,6 мас. % во включениях в кварце Cu-Мо минеральной ассоциации и от 1,1 до 1,6 мас. % во включениях в кварце рудных жил с вольфрамитом, молибденитом и бериллом. Двухфазные включения в кварце штокверковых прожилков с молибденитом и халькопиритом, при колебании общей концентрации солей в составе их растворов от 8,9 до 6,5 мас.%, содержат в качестве рудных элементов (среднее в ppm): В (1840), Cu (280), Мо (270), W (140), Mn (1190), Fe (210), а также Rb (1170), Sn (40), Sb (30), Pb (50), Bi (60) и Sr (10). Двухфазные флюидные включения в кварце жил с бериллом, вольфрамитом и молибденитом, при колебании общей концентрации солей в составе их растворов от 5,9 до 4,0 мас. %, в качестве главных элементов содержат (среднее в ppm) Cs (11100), K (3100), В (1870). В качестве рудных элементов эти включения содержат (среднее в ppm) W (550), Sb (320), Mn (216), а также Rb (560), Sr (26), Мо (110), Cu (20), Fe (63), Sn (66), Pb (13). Полученные результаты в целом близки к данным А.А.Поцелуева [5] по содержанию металлов в рудообразующих флюидах Калгутинского месторождения. Результаты исследования флюидных включений приводят к следующим выводам:

1) Рудообразующие флюиды, формировавшие комплексные берилл-вольфрамит-молибденитовые и халькопирит-молибденитовые руды Калгутинского месторождения, являлись высокометаллоносными и были обогащены профилирующими для месторождения рудными элементами (Cu, Мо, W).

2) Солевой состав рудообразующих флюидов определялся хлоридами Na, K, Ca и Cs, причем самые большие концентрации Cs (до 1,3 мас.%) присущи флюидам комплексных берилл-вольфрамит-молибденитовых жил Калгутинского месторождения.

3) Различия в особенностях металлоносности и состава рудообразующих флюидов комплексных берилл-вольфрамит-молибденитовых и халькопирит-молибденитовых руд при близких физико-химических условиях их формирования может указывать на то, что генерация этих флюидов происходила в разных источниках и в разное время.

Исследования поддержаны грантами РФФИ № 12-05-00618-а, 14-05-00893а и 14-05-00191а.

Литература

1. Дергачев В.Б., Тимофеев Н.И., Ладыгина И.Н. Зональность Калгутинского молибден-вольфрамового месторождения Горного Алтая. В кн.: «Зональность рудных месторождений». Новосибирск. 1981. С. 84-91.
2. Иванова Г.Ф., Максимюк И.Е., Боровиков А.А. и др. Минералого-геохимическая характеристика вольфрамитового оруденения Западной Монголии // Геология рудных месторождений. - 1988. 30(4), 17-29.
3. Поцелуев А.А., Бабкин Д.И., Котегов В.И. Калгутинское комплексное месторождение (Горный Алтай): минералого-геохимическая характеристика, флюидный режим рудообразования // Геол. руд. месторожд. 2006. 48(5). С. 439-459.
4. Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Анникова И.Ю. и др., Состав, флюидный режим и генезис онгонит-эльвановых магма Калгутинской рудно-магматической системы (Горный Алтай) // Геол. и геофиз. 2011. 52(11). С. 1748-1775.
5. Поцелуев А.А., Бабкин Д.И., Козьменко О.А. Металлы во флюидных включениях грейзеновых месторождений (Калгутинское месторождение) // Известия Томского политехнического университета. 2006. 309(5). С. 26-32.

Металлы в растворах современных гидротермальных систем Центральной Атлантики - данные по флюидным включениям

Бортников Н.С.¹⁾, Симонов В.А.²⁾, Боровиков А.А.²⁾, Амплиева Е.Е.¹⁾, Котляров А.В.²⁾

¹⁾ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, bns@igem.ru,*

²⁾ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, simonov@igm.nsc.ru, kotlyarov@igm.nsc.ru*

Большой объем данных о процессах рудообразования был получен после обнаружения в 1978 году на Восточно-Тихоокеанском поднятии (21° с.ш.) современных гидротермальных источников, отлагающих сульфидные руды на дне океана. За прошедшие 36 лет было открыто и исследовано более 300 субмаринных гидротермальных систем. При этом основные сведения о химизме флюида и концентраций в нем металлов основывались на результатах анализов проб, отобранных на гидротермальных полях с помощью глубоководных аппаратов. Однако исследование флюидных включений в минералах из современных сульфидных построек показало, что условия отложения, эволюция солености и температуры флюидов, изливающихся на дно океанических бассейнов значительно разнообразнее, чем это следовало из непосредственных измерений [1-3]. Разработка новых высокоточных методов анализа открыла совершенно иные возможности изучения широкого спектра химических элементов во флюидах, законсервированных включениями при кристаллизации минералов. Представляется интересным проанализировать с помощью таких методов флюид, захваченный минералами при образовании современных сульфидных руд на дне океана. Для этого нами были выполнены исследования флюидных включений в минералах из гидротермальных полей Центральной Атлантики.

Физико-химические параметры рудообразующих процессов и особенности распределения металлов в растворах современных гидротермальных систем Центральной Атлантики были определены с помощью анализа флюидных включений в барите и ангидрите из образцов сульфидных руд полей Семенов-4, Логачев и Ашадзе. Для определения содержания металлов во флюиде индивидуальных включений использован метод LA ICP MS (метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотборником), перспективность которого для выяснения элементного состава растворов и особенностей распределения рудных компонентов в рудообразующих системах современных гидротермальных полей была показана нами ранее [4].

Анализ индивидуальных флюидных включений в барите (рис. 1) из сульфидных руд поля Семенов-4 с помощью метода LA ICP MS показал, что при вскрытии с помощью лазера из включений выделяется целый ряд элементов, присущих собственно рудообразующим растворам и установленных в составе гидротерм, изливающихся непосредственно на дне современных бассейнов [5]. Среди этих элементов, преобладают Na, K и практически постоянно присутствуют Mg, Ca, Mn, Fe, Cu, Zn, Pb, Ag, Sb, Mo, В. В ходе анализа включений определена также группа других элементов (Au, Pd, Sn, W, Hg, Bi), практически не отмечаемых для современных субмаринных гидротермальных источников. Их присутствие может быть связано как с наличием твердых минеральных микрочастиц (неразличимых под микроскопом даже при максимальных увеличениях) во включениях, так и с особенностями состава флюида. В любом случае причиной появления и источником этих элементов являются гидротермальные растворы. В целом, для включений в барите из сульфидных руд

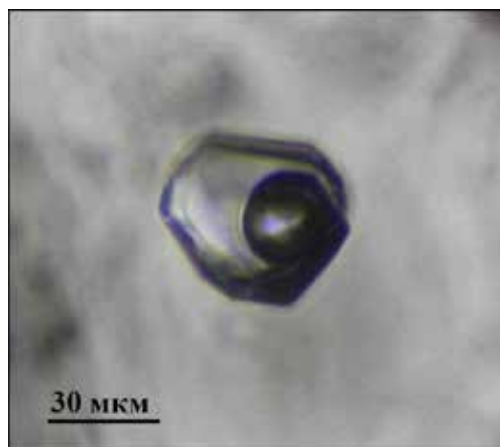


Рис. 1. Флюидное включение в барите из сульфидной руды поля Семенов-4.

поля Семенов-4 наиболее высокими значениями среди рудных элементов обладают Fe (2242 ppm) и Cu (3894 ppm). Учитывая, что в процессе изучения анализируемых включений под микроскопом при максимальном увеличении присутствие в них сульфидов не обнаружено, можно с определенной долей вероятности предположить возможность существования таких повышенных концентраций железа и меди в рудообразующих растворах. Содержания Mn также существенны – 1323 ppm. Представительными значениями обладают Zn (260 ppm), Pb (102 ppm) и Ag (180 ppm). Среди других элементов необходимо отметить присутствие Mo (162 ppm), W (145 ppm), Hg (40 ppm) и Sn (29 ppm). Отмечаются также Au (0.375 ppm) и Pd (70 ppm). Кроме рудных компонентов обнаружены также следующие элементы: K – 2867 ppm, Mg – 585 ppm, Rb – 116 ppm, B – 25 ppm, Ca – около 3 ppm.

Анализ индивидуальных флюидных включений в ангидрите из сульфидных руд полей Логачев и Ашадзе с помощью метода LA ICP MS показал, что при их вскрытии с помощью лазера выделяется значительно меньший набор элементов по сравнению с результатами анализа включений в минералах поля Семенов-4. Среди этих элементов, кроме Na, K, постоянно присутствуют Mn, Fe, Cu, B. В случае Ашадзе встречается Bi. По характеру распределения элементов включения в минералах из этих двух гидротермальных полей близки между собой, показывая обогащение Mn (3543-8070 ppm), Fe (860-5077 ppm) и Cu (662-1105 ppm). Как и в случае поля Семенов-4 при изучении анализируемых включений под микроскопом при максимальном увеличении присутствие в них сульфидов не обнаружено, то есть можно также предположить существование таких повышенных концентраций железа и меди в рудообразующих растворах. Из других элементов необходимо отметить заметные количества K (1190-1770 ppm) и B (153-270 ppm).

Таким образом, исследования индивидуальных включений в минералах поля Семенов-4 с помощью метода LA ICP MS показали, что содержания металлов (Mn, Fe, Cu, Zn, Pb, Ag) в растворах, захваченных этими включениями, существенно превышают концентрации рудных компонентов не только в морской воде, но и в высокотемпературных флюидах гидротермальных источников, изливающихся непосредственно на дно океана. Для рудообразующих систем полей Логачев и Ашадзе также устанавливаются повышенные содержания ряда металлов (Mn, Fe, Cu), но при этом флюиды этих полей явно отличаются по простому набору компонентов от гидротермальных растворов поля Семенов-4, которые обладают гораздо более широким диапазоном рудных элементов.

Работа выполнена при поддержке Федерального агентства Роснаука, Проекта № 36 и Программы Президиума РАН П23.

Литература

1. Бортников Н.С., Симонов В.А., Богданов Ю.А. Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида // Геология рудных месторождений. 2004. 46. С. 74-87.
2. Бортников Н.С., Симонов В.А., Амплиева Е.Е. и др. Физико-химические условия гидротермальных рудообразующих систем "черных курильщиков", ассоциирующих с мантийными гипербазитами в Центральной Атлантике // Геология и геофизика. 2011. 52(11). С. 1790–1801.
3. Vanko D.A., Bach W. Heating and freezing experiments on aqueous fluid inclusions in anhydrite: Recognition and effects of stretching and the low-temperature formation of gypsum // Chemical Geology. 2005. 223. P. 35–45.
4. Бортников Н.С., Симонов В.А., Боровиков А.А. и др. Рудные компоненты в растворах гидротермального района Семенов (Центральная Атлантика) – данные по флюидным включениям // Тезисы XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 21-22.
5. Douville E., Charlou J.L., Oelkers E.H. et al. The rainbow vent fluids (36°4', MAR): the influence of ultramafic rocks and phase separation on trace metal content in Mid-Atlantic Ridge hydrothermal fluids // Chemical Geology. 2002. 184. P. 37-48.

Результаты исследования включений в корундах месторождения Сутара методами Рамановской спектроскопии

Буравлева С.Ю., Федосеев Д.Г., Тишкина В.Б.
ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, s_buravleva@yahoo.com

В рамках гранта РФФИ в Институте геологии и минералогии (г. Новосибирск) были проведены исследования россыпных корундов золоторудного месторождения Сутара (ЕАО), а также образцов корундовых пород – марундитов.

Цель исследования. Цель исследования - изучение состава флюидных включений (первичных и вторичных), минеральных включений сингенетичных корунду, а также определение параметров их захвата, как в россыпных корундах, так и в марундитах, для построения модели корундообразования с использованием количественных данных.

Для достижения этой цели было предусмотрено провести исследование фазового состава всех типов включений в россыпных корундах и марундитах методом КР (рамановской) спектроскопии. Минеральные и флюидные включения, изучались в двусторонне отполированных пластинках, подготовленных в ходе выполнения проекта.

Результаты. Методом КР спектроскопии в россыпных корундах установлено наличие углекислоты, метана во включениях, а также ранее не известной дочерней фазы, которая представлена диаспором. Молекулярные соотношения углекислоты и метана составляют 0.989 и 0.011 соответственно.

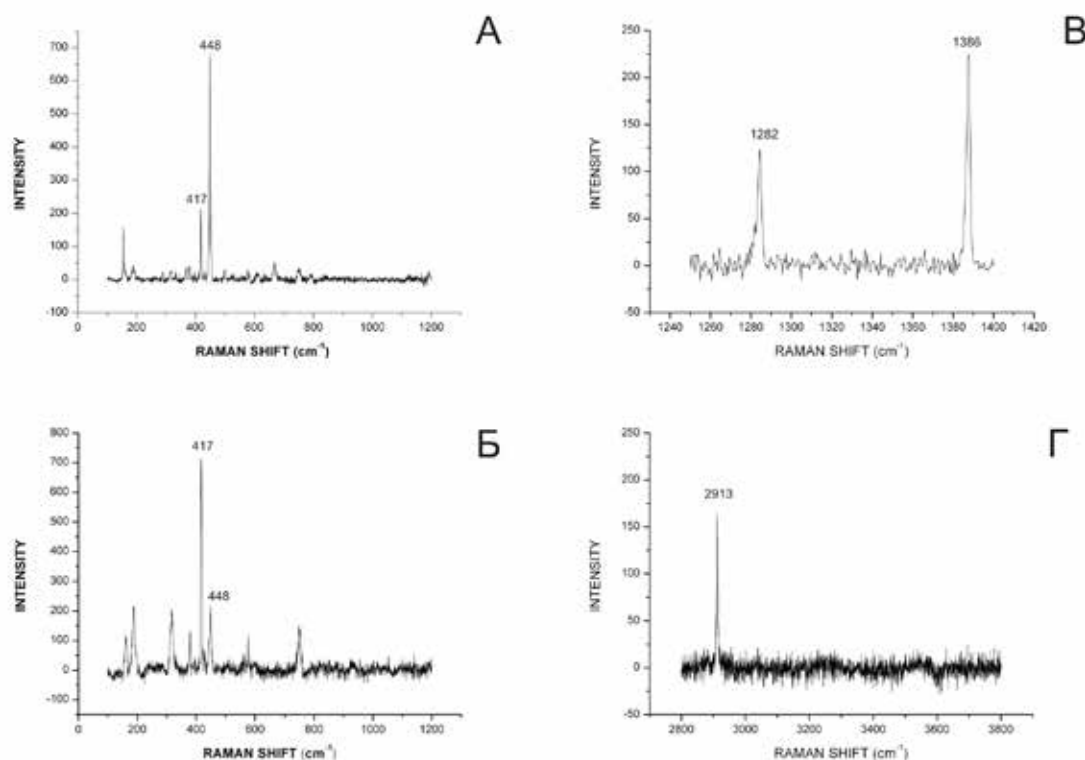


Рис. 1. Состав первичного включения в россыпном корунде месторождения Сутара методом Рамановской спектроскопии. А – корунд, Б – диаспор, В – углекислота, Г – метан.

Исследования минеральных включений в марундитах позволили выделить 2 типа марундитов. Первый тип представлен маргаритом, диаспором и корундофиллитом в промежутках между зернами темно-коричневого корунда. В результате исследования корундов установлено, что минеральные включения в них представлены закономерно

ориентированными ламелями, состав которых отвечает Fe-Ti оксидам, представляющими собой структурами распада корундового твердого раствора, полевыми шпатами, бёмитом, апатитом, маргаритом, мусковитом. Полевые шпаты имеют андезиновый состав (рентгеноспектральном микроанализаторе JXA 8100, ДВГИ).

Второй тип марундитов сложен маргаритом, диаспором, корундофиллитом в промежутках между зёрнами корунда однородно синего цвета и голубовато-белых, с характерной пятнистой окраской. Методом Рамановской спектроскопии установлено наличие углекислоты и метана во включениях, а также определена ранее не исследованная дочерняя фаза, которая представлена диаспором.

Выводы. Исследованы включения в корундах из россыпи и марундитов месторождения Сутара (ЕАО), а также, вмещающие линзы марундитов и связанные с анатектическими гранитами. Установлены два типа марундитов, различающиеся набором кристаллических включений и цветом.

Первичные включения в корундах из россыпи и из коренных руд (марундитов) состоят из диаспора, углекислоты и метана. В качестве сингенетичных корунду минеральных включений доминирует андезин.

Установлено, что в образовании корунда участвовал существенно-углекислотный относительно низкоплотный флюид. Он сформировался в результате термического воздействия магмы на карбонаты, которые при термометаморфизме дали углекислотный флюид. Обилие кальциевых минералов позволяет нам считать, что минералообразующая среда была обогащена кальцием, что может свидетельствовать об участии карбонатов. В корунде в изобилии присутствует средний плагиоклаз, а слюда встречается в виде первичных включений редко. Возможно, исходный парагенезис был существенно плагиоклазовым, а слюда играла в нем второстепенное значение. Впоследствии плагиоклаз заместился хрупкой слюдой - маргаритом.

Единственный возможный в этой ситуации путь образования корунда - это так называемые процессы десициации.

При внедрении богатых глиноземом магматических пород (в нашем случае – анатектических гранитов, а затем – жил пегматитов) в породы, крайне бедные кремнекислотой (известняки и доломиты), происходит реакция между магматическим материалом (расплавом, флюидом) и вмещающей породой, в результате которой кремнекислота и щелочи, присутствующие во флюиде магмы, вступают в реакцию с вмещающими породами. За счет вещества вмещающих пород и привнесённой кремнекислоты кристаллизуются слюда, хлорит, иногда тальк. Сам же магматический материал, теряя щелочи и кремнекислоту, относительно обогащается глиноземом, который может оказаться в избытке, необходимом для кристаллизации корунда.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН № 14-III-B-08-172, № 14-III-B-08-189, № 14-III-B-08-188 и РФФИ 14-05-31032

Влияние высокотермобарических потоков CO₂ – флюида на формирование геологических объектов Украинского щита по данным изучения флюидных включений

Возняк Д.К., Сёмка В.А., Бельский В.Н., Бондаренко С.Н.

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко НАН Украины,
г. Киев, voznyak@igmof.gov.ua*

Лишь на территории Украинского щита (УЩ) обнаружены геологические объекты разного генетического типа, в формировании которых участвовали высокотермобарические ($\geq (1100-1200)^{\circ}\text{C}$ и $\geq (570-870)$ МПа) потоки CO₂-флюида. Их значимость состоит не только в том, что они в виде потоков с большой скоростью поступали в систему минералообразования изученных объектов с больших глубин, но и в том, что и другие флюидопотоки, более ранние и более молодые относительно высокотермобарических, также пульсационно поступали в водный раствор земной коры, образуя гетерогенную систему «водный раствор + CO₂-флюид (жидкий, газовый)» минералообразования изученных объектов. Она (система) характеризуется более низкими РТ-параметрами.

Цель работы - обобщить сведения, полученные по флюидным включениям, о, на наш взгляд, широко распространенном явлении поступления высокотермобарических потоков CO₂-флюида в земную кору, которые принимали участие в формировании разных генетических типов месторождений УЩ.

Признаки воздействия на минералы потоков CO₂-флюида и их влияние на формирование изученных геологических объектов.

1. На Майском месторождении золота они вызвали плавление и растрескивание (взрывание) включений самородного золота в кварце. Включения CO₂ плотностью 1,02 г/см³, находящиеся в залеченных трещинах вокруг взорванных включений золота, законсервировались при $\geq 1112^{\circ}\text{C}$ и ≥ 820 МПа [1]. Продуктивная стадия минералообразования на сульфидно-кварцевых золоторудных месторождениях характеризуется обычно гетерогенной средой «водный раствор + CO₂-флюид». Такая система образуется вследствие поступления потоков CO₂-флюида в водные растворы зон трещиноватости земной коры. Потоки CO₂-флюида принимали участие в отложении золота.

2. Пегматиты Волини отличаются от других занорышевых пегматитов мира поступлением в камеры на заключительном этапе их формирования высокотемпературных потоков CO₂-флюида. Они участвовали в образовании на северных участках Володарск-Волинского пегматитового поля т. н. сотовидных кварцев, т.е. сотового кварца ($>573^{\circ}\text{C}$), претерпевшего перегрев [2]. Высокотемпературные флюидопотоки ухудшают качество кристаллосырья, сокращают время эволюционного становления пегматитов и роста совершенных кристаллов в занорышах.

3. Литиевые пегматиты (Полоховского петалитового месторождения, сподумен-петалитового месторождения Надия и Станковатского Ташлык-Шполянського района Ингульського мегаблока УЩ) изменялись под влиянием потоков CO₂-флюида: происходило метасоматическое замещение кварц-сподуменовых агрегатов мелкозернистой кварц—альбит—петалитовой породой [1]. В кварце контактово-инфильтрационных эндоскарнов месторождения Надия установлены включения, захватившие карбонатный, сульфидный и силикатный расплавы. Образование карбонатного расплава происходило по схеме: $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ (салит) + $2\text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}) [\text{CO}_3]_2$ (карбонатный расплав) + 2SiO_2 (кварц). Показательно, что флюидные включения, «прилипшие» к каплевидным выделениям карбоната, содержат большое количество N₂ в жидком растворе CO₂. Оно вызвано тем, что основная масса CO₂ в изначальном составе флюида была задействована на образование карбонатного расплава и поэтому примесь азота становится основным компонентом флюида

в «прилипших» включениях. Сульфидный расплав возник вследствие плавления в CO_2 -флюиде пирротина, включения которого часто встречаются в кварце.

4. Потоки CO_2 -флюида на Азовском Zr-REE месторождении (Приазовский мегаблок УЩ) вызвали плавление и взрывание (растрескивание) первичных раскристаллизованных магматических включений с образованием включений стекла в кристаллах циркона. Флюидопотоки CO_2 участвовали в метасоматическом замещении магматического бритолита – основного первичного минерала-концентратора REE на месторождении. Вследствие этого процесса возник новый тип REE руды (бастнезит, алланит, апатит, вторичный бритолит).

5. Необычные по генезису и своеобразные по строению вторичные включения с «шапочкой» (фазой, расположенной между головкой включения и минералом-хозяином – кварцем) являются индикаторными (типоморфными): они указывают на участие в их образовании высокотермобарических потоков CO_2 -флюида [3]. Поскольку глубина проникновения включений силикатного и карбонатного расплавов в кварц с помощью минералов «шапочек» (самородного золота и висмута, пирротина и др.) обычно $\leq 0,1$ мм, то время действия экстремально высоких значений температуры и давления флюида было кратковременным. Включения с «шапочкой» установлены в кварцах Майского месторождения, эндоскарнов месторождения Надия, Дибровского REE-U-Th рудопроявления (Приазовский мегаблок УЩ).

Источники поступления потоков CO_2 -флюида. Мантийные магмы содержат большие количества CO_2 -флюида. Лишь в оливинах и пироксенах основных и ультраосновных пород установлены включения жидкой углекислоты плотностью $0,8 - 1,18 \text{ г/см}^3$ и даже $\geq 1,5 \text{ г/см}^3$ [4]. Потоки CO_2 -флюида отвечают наиболее ранним продуктам дегазации основных/ультраосновных магм, поскольку химический состав продуктов их дегазации в процессе снижения температуры и давления изменяется от ранних к поздним в направлении: $\text{CO}_2 \rightarrow \text{NH}_3 \rightarrow \text{SO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{P}_2\text{O}_5 \rightarrow \text{HF} \rightarrow \text{Li}_2\text{O} \rightarrow \text{B}_2\text{O}_3$ [5].

Глубина (H) магматического очага, являющегося источником флюидопотоков, оценивалась [1] по формуле: $H = R_{\text{фл}}/(\Delta P_{\text{л}} - \Delta P_{\text{гидр}})$, где $R_{\text{фл}}$ – давление CO_2 -флюида, установленное по включениям; $\Delta P_{\text{л}}$ и $\Delta P_{\text{гидр}}$ – соответственно литостатический и гидростатический градиенты давления. CO_2 -флюид включения плотностью $\sim 1,0 \text{ г/см}^3$, законсервированный в кварце при 870 МПа, поступал из магматического очага, расположенного на глубине ≥ 44 км.

Выводы. Глубинные потоки CO_2 -флюидов, являющиеся продуктами дегазации мантийных магм, участвуют в формировании эндогенных месторождений разнообразных полезных ископаемых. Они приурочены к зонам тектонических нарушений глубинных разломов и отвечают трансмагматическим флюидам.

Литература

1. *Возняк Д.К.* Мікрровклучення та реконструкція умов ендегенного мінералоутворення. Київ: Наукова думка, 2007. 280 с.
2. *Возняк Д.К., Галабурда Ю.А., Черныш Д.С.* О генезисе сотовидного кварца // Кварц. Кремнезём. Материалы Междунар. семинара. – Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 70-72.
3. *Возняк Д.К., Бельський В.М., Остапенко С.С.* Індикаторне значення вторинних флюїдних включень з проміжною мінеральною фазою у кварці // Мінерал. журн. 2012. Т. 34, № 4. С. 34-40.
4. *Соловова И.П., Наумов В.Б., Рябчиков И.Д. и др.* Глубинные флюиды по данным термобарогеохимии. Труды ИГГ СО АН СССР. Вып. 733. Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. Новосибирск: Наука, 1988. С. 31-41.
5. *Кадик А.А., Луканин О.А.* Поведение воды и углекислоты в магматических процессах, определяемое их растворимостью // Геохимия. 1973. №2. С. 163-180.

Условия формирования кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг по результатам микротермометрических исследований газово-жидких включений

Волкова М.Г., Фёдоров А.М., Непомнящих А.И.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
mariavolkova2008@yandex.ru*

В кварцитах месторождения Бурал-Сарьдаг [1,2] были обнаружены вторичные газово-жидкие и первично-вторичные газовые флюидные включения (ФВ). Микрокриотермометрические исследования ФВ на этом объекте были проведены впервые. Был использован: микрокриотермостойлик THMSG-600 («Linkam»), позволяющий измерять температуры фазовых переходов в интервале от -196 до $+600^{\circ}\text{C}$ (точность измерений $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ в интервале от -20 до $+80^{\circ}\text{C}$ и $\pm 1^{\circ}\text{C}$ за пределами этого интервала); программное обеспечение LinkSys V-2.39. Изучали двухфазные ФВ размером более 5 мкм. Расчеты концентраций солей и давлений проводились с использованием программы FLINCOR [3], а также данных из работ [4,5].

Включения изучались в четырёх петрографических разновидностях кварцитов месторождения [1,2]: «суперкварцитах»; светло-серых мелкозернистых; серых и темно-серых.

В кварце «суперкварцита» встречаются ФВ уплощенные и сложной морфологии. Размер ФВ в поперечнике до 12 мкм, что затрудняет их визуальное изучение и существенно сужает круг методов, позволяющих определить их состав. Первичные газовые ФВ не обнаружены. Отмечаются первично-вторичные газовые ФВ размером менее 3 мкм в поперечнике по зонам роста или в залеченных трещинах. Секущие трещины в кварце содержат вторичные ФВ, и образуют густонасыщенные ленточные скопления (шириной от 10 до 25 мкм) и узкие цепочки, которые пересекаются, простираются параллельно или расположены обособленно. Во вторичных ФВ наблюдается две фазы: жидкая и газовая. Газовый пузырек составляет от 25 до 35 об. % вакуоли.

Включения характеризуются температурами гомогенизации: $t_{\text{гом}} = 241,6^{\circ}\text{C}$. При быстром охлаждении до -100°C наблюдается замерзание жидкости во ФВ; при медленном охлаждении до той же температуры со скоростью $5^{\circ}\text{C}/\text{мин}$ в пузырьке газа происходит разделение на газовую и жидкую. Температуры при микрокриотермометрических исследованиях замерены в восьми ФВ, в остальных из-за малых размеров наблюдать изменения состояния сложно. Температура эвтектики, по первым признакам протавивания, которые наблюдались во ФВ с хорошо различимой жидкой фазой, составляет $-3,5^{\circ}\text{C}$. В результате расчётов [3-5] концентрация солей в составе флюида соответствует 5,71 мас. % экв. NaCl, плотность флюида составляет $0,86 \text{ г/см}^3$; а давление – до 3 кбар.

В кварце светло-серого мелкозернистого кварцита основная масса вторичных газово-жидких ФВ до 15 мкм в поперечнике и имеет форму уплощенную и неправильную. Характер распределения и фазовый состав ФВ такой же, как и в «суперкварците». При этом газовый пузырёк во ФВ в кварце светло-серого кварцита занимает меньший объем и составляет от 10 до 15 об. % вакуоли во включениях неправильной формы и от 15 до 25 об. % вакуоли - в других. Внутри зёрен кварца наблюдаются первично-вторичные газовые ФВ размером менее 5 мкм в поперечнике.

Измерения микротермометрических параметров проводилось по двадцати семи ФВ, размером 8-15 мкм, разнообразной формы. В результате было определено, что температура плавления льда варьирует от $-6,1$ до $-5,9^{\circ}\text{C}$, а температура гомогенизации в жидкость - от $189,1$ до $192,1^{\circ}\text{C}$. Рассчитанные концентрации солей в солевой системе $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ [3-5] в составе флюида соответствуют 9,08-9,34 мас. % экв. NaCl, плотность флюида составляет $0,943-0,949 \text{ г/см}^3$; а давление – 0,1 кбар.

Самые крупные и наиболее подходящие для исследований газовой-жидкие ФВ были обнаружены в кварце серого кварцита. Здесь встречаются включения размером до 37 мкм, при этом доля включений крупного размера (13-32 мкм) достаточно велика и составляет примерно 15% от всей доли включений. Мелкие ФВ имеют округлую неправильную форму, а крупные – сложную с многочисленными апофизами. Обнаруженные включения являются вторичными, они наблюдаются в виде цепочек, которые в свою очередь формируют широкие протяженные полосы (часто до 75 мкм), часто выходящие за пределы одного зерна. В таких полосах отмечаются ФВ разнообразной размерности. Фазовый состав включений такой же, как и в двух предыдущих типах пород. Газовый пузырёк во ФВ в кварце серого кварцита, как правило, небольшой около 10 об. % вакуоли, реже встречаются ФВ с пузырями крупнее до 25-30 об. % вакуоли.

Измерения микротермометрических параметров проводилось по тридцати двум газовой-жидким ФВ, размером от 13 до 37 мкм. В итоге были установлены температура плавления льда равная -6,1 °С и температура, при которой произошла гомогенизация в жидкость $t_{\text{гом}} = 189^{\circ}\text{C}$. Эти значения попадают в диапазон данных, полученных для светло-серых мелкозернистых кварцитов, следовательно флюиды для этих пород имеют одинаковые характеристики.

Газовой-жидкие ФВ в кварце темно-серого кварцита имеют размеры менее 8 мкм в поперечнике, что делает невозможным определить их состав с помощью микротермометрических исследований, так как сложно наблюдать изменения состояния ФВ.

Включения являются также, как и в других изученных типах кварцитов вторичными и встречаются в виде цепочек и узких полос (шириной около 10 мкм), протягивающиеся часто сразу через несколько зёрен. Часто такие цепочки приурочены к трещинам, иногда они тяготеют к межзерновому пространству. Форма включений сложная с апофизами, неправильная, реже встречаются включения, имеющие уплощенную форму. Фазовый состав ФВ идентичен составу во всех других изученных типах пород. Однако во включениях в кварце темно-серого кварцита отмечаются самые маленькие газовые пузыри, составляющие от 5 до 10 об. % вакуоли.

Литература

1. Воробьев Е.И., Спиридонов А.М. Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) // Доклады АН. 2003. Т. 390. № 2. С. 219-223.
2. Федоров А.М., Макрыгина В.А, Будак А.Е., Непомнящих А.И. Новые данные о геохимии и механизме формирования кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг (Восточный Саян) // Доклады АН. 2012. Т. 442. № 2. С. 244-249.
3. Brown P.E. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // American Mineralogist. 1989. V.74. P. 1390-1393.
4. Bodnar R.J. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O -NaCl // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1993. V.57. № 3. P. 683-684.
5. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microtermometric data for H_2O -NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and application. Siena, 1994. P. 117-130.

Условия образования грорудитов Карийского рудного узла по данным изучения флюидных включений

Волкова М.Г., Спиридонов А.М., Савина Е.А.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
mariavolkova2008@yandex.ru*

Исследование таких специфических пород как грорудиты имеет особое значение, так как с ними связывают появление золоторудной минерализации в пределах Карийского рудного узла. Узел расположен в зоне Монголо-Охотской сутуры и контролируется Усть-Карской купольно-кольцевой структурой. Центральное положение в структуре занимают интрузивные образования амуджикано-сретенского комплекса, представленные в пределах узла гранитоидами Кара-Чачинского массива и породами дайковой серии. Ранняя группа пород дайковой серии это гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевыми диориты порфириты; поздняя группа даек - гибридные порфиры, лампрофиры, субщелочными гранит-порфиры и грорудиты.

Грорудиты имеют интрузивно-метасоматическое происхождение, занимают внутрирудное положение и имеют генетическую связь с золотым оруденением позднеюрского рудного этапа [1]. В работе представлены грорудиты, отобранные на рудном участке «Новинка». Здесь они образуют жилы и прожилки различной мощности от 1 см до 30 см, формируют системы сеток, тонкие ответвления, реже появляются дайковые тела мощностью от 0,5 до 10 м; обладают серой, зеленовато-серой окраской, характеризуются порфировой структурой. Вкрапленники в породе составляют до 70-80% объема породы и представлены на 50-65% кварцем, микроклином (10-15%), иногда плагиоклазом. Основная масса сложена лейстами альбита, среди которых встречаются зерна калиевого полевого шпата и кварца. На этом фоне весьма неравномерно (от 10-50% площади базиса) разбросаны шестоватые и игольчатые зёрна эгирина. Также в породах отмечаются сфен и карбонат.

Грорудиты отличаются высокими содержаниями SiO_2 76 мас. % и низкими – Al_2O_3 10 мас. %; низкими концентрациями F, Li, Rb, Ba и Sr, повышенными – бора и большей части рудообразующих элементов, особенно Au (6,8 мг/т) и W (14 г/т); преобладанием K_2O над Na_2O [2].

Микрокриотермометрические исследования флюидных включений (ФВ) выполнены на микрокриотермостоліке THMSG-600 («Linkam») с микроскопом BX-51 («Olympus»), позволяющим измерять температуры фазовых переходов в интервале от -196 до $+600^\circ\text{C}$. Управляющее программное обеспечение LinkSys V-2.39. Точность измерений $\pm 0.1^\circ\text{C}$ в

интервале температур от -20 до $+80^\circ\text{C}$ и $\pm 1^\circ\text{C}$ за пределами этого интервала. Изучали двухфазные ФВ размером более 5 мкм. В порфировых вкрапленниках кварца грорудитов обнаружены ФВ разных типов. Включения характеризуются уплощенной (рис. 1А) и сложными формами с многочисленными апофизами (рис. 1Б).

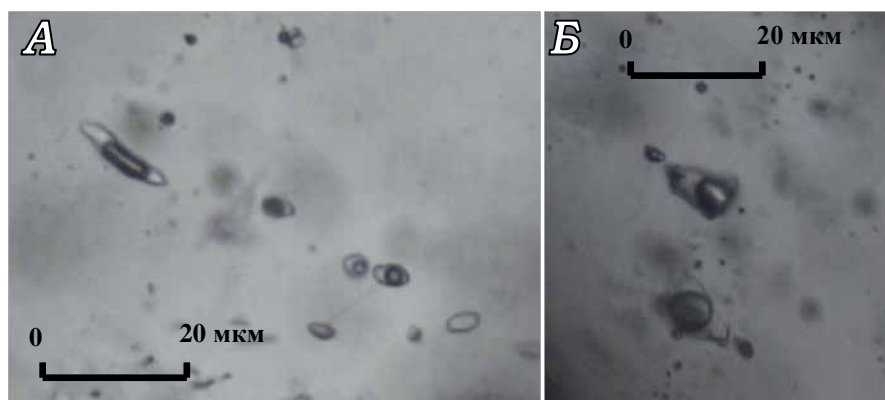


Рис. 1. Вторичные газово-жидкие флюидные включения в кварце грорудитов рудного участка «Новинка» Карийского рудного узла. Фото сделано на микроскопе Olympus BX-51, камера PixeLink.

Основная масса ФВ в поперечнике составляет от 15 до 20 мкм. Первичные газовые ФВ не встречаются. Обособленно по зонам роста или в залеченных трещинах, расположенных внутри вкрапленников, иногда находятся первично-вторичные газовые ФВ.

Секущие трещины во вкрапленниках содержат вторичные газовой-жидкие ФВ. Они образуют густонасыщенные ленточные скопления и узкие цепочки, которые пересекаются, простираются параллельно или расположены обособленно. Газовый пузырек во включениях составляет от 35 до 75 об.% вакуоли (рис. 1).

При быстром охлаждении до -100°C наблюдается замерзание жидкости в ФВ. Из-за небольшого размера некоторых ФВ не удалось точно установить температуру эвтектики растворов. Температуры при микрокриотермометрических исследованиях замерены в 17 ФВ. Судя по первым признакам протаивания, которые наблюдались в ФВ с хорошо различимой жидкой фазой, это температура составляет $-2,5^{\circ}\text{C}$. Лед начинал плавиться за $1-2^{\circ}\text{C}$ до его полного исчезновения. В нескольких ФВ температура плавления льда снижалась или повышалась на $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$. Сокращение объема газа в процессе нагрева ФВ начиналось при температуре более 300°C . Полная гомогенизация ФВ происходила при температуре 350°C . Гомогенизация происходит в жидкую фазу, даже если газовый пузырек занимает 50% от объема включения.

Стартовыми параметрами для проведения расчетов в программе FLINCOR [3] в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ [4,5] стали температура полного протаивания льда $-2,5^{\circ}\text{C}$ и температура гомогенизации 350°C . В результате концентрация солей в составе флюида соответствует 4,2 мас.% экв. NaCl, плотность флюида составляет $0,64 \text{ г/см}^3$, давление от 1,6 до 3 кбар.

Литература

1. Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М., Гнилуша В.А. и др. Об условиях образования жильных щелочных гранитов Карийского рудного узла по расплавленным и флюидным включениям // Доклады Академии наук. 1992. Т.326. № 3. С. 521-523.
2. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2006. 91 с.
3. Brown P.E. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // American Mineralogist. 1989. V.74. P. 1390-1393.
4. Bodnar R.J. Revised equation and table for determining the freezing point depression of $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1993. V.57. № 3. P. 683-684.
5. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microtermometric data for $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and application. Siena, 1994, P. 117-130.

Условия формирования руд и состав рудообразующих флюидов эпитермальных и порфировых месторождений Урала

*Грознова Е.О.¹⁾, Плотинская О.Ю.¹⁾, Абрамов С.С.¹⁾, Боровиков А.А.²⁾, Milovska S.³⁾,
Luptakova J.³⁾*

¹⁾Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии, геохимии РАН,
г. Москва, grozelena@yandex.ru

²⁾Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,

³⁾Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, B.Bystrica

Изучение условий формирования эпитермальных и порфировых месторождений на Урале началось относительно недавно [1-3] и полученные результаты весьма ограничены. Нами было проведено изучение рудообразующих флюидных систем, сформировавших месторождения Биргильдинско-Томинского рудного узла, Мо-Си-порфировое Михеевское (Южный Урал) и Мо-порфировое месторождение Талицкое (Средний Урал).

Биргильдинско-Томинский рудный узел включает месторождения, соответствующие разным уровням глубинности порфирово-эпитермальной системы. Так, в наименее эродированной части узла, в андезит-дацитовых туфах (D_3-C_1) локализовано эпитермальное Au-Ag **Березняковское** месторождение. К подстилающим туфы известнякам и мраморам (O_2-S) приурочено Cu-Ag-Pb-Zn стратиформное рудопроявление **Биксизак**. Нижележащие базальты (O_{1-2}) вмещают Си-порфировое месторождение **Калиновское**. Все они генетически связаны с интрузиями андезитовых и диоритовых порфиритов (D_3-C_1).

Мо-Си-порфировое **Михеевское** месторождение [4] приурочено к поясу даек кварцевых диоритов и их порфировых разностей, который протягивается субмеридионально между двумя крупными штоками диоритов (C_{1-2}), внедрившихся в вулканогенно-осадочные породы (D_3-C).

Мо-порфировое **Талицкое** месторождение [5] локализовано в пределах одноименного массива (C_{1-2}), сложенного породами монцонитоидного ряда среди серпентинизированных ультрабазитов и вулканитов риолито-базальтовой формации D_{1-2} .

Были изучены различные типы флюидных включений в кварце, карбонате, барите и сфалерите из рудных ассоциаций перечисленных месторождений. Методами микротермометрии (термо-криокамера Linkam-THMSG-600, ИГЕМ РАН) определены температуры гомогенизации, состав и соленость флюидов, рассчитано давление. Методом Рамановской спектроскопии (спектрометры Ramanor U-1000, ИГМ СО РАН, Новосибирск и LabRAM-HR ГИ САН, Б.Быстрица, Словакия) анализировался состав газовой и твердой фаз. Для оценки температур минералообразования и давления были использованы также различные минеральные геотермометры. Результаты приведены в таблице.

Прослежены закономерности эволюции температур, состава и концентрации флюидов при переходе от порфирового к эпитермальному этапу. В формировании раннего порфирового этапа месторождений Урала участвовали гетерогенные высокотемпературные (до 550°C) и высокосолёные (до 35 мас.%) флюиды, содержащие двухвалентные катионы (Mg, Ca) при участии высокоплотной CO_2 с примесями других газов (CO_2 , N_2 , H_2S , CH_4). Давления на этом этапе были высокими (400–1700 бар). На этом этапе отлагались халькопирит, борнит, молибденит, в меньшей степени пирит.

В дальнейшем происходило взаимодействие рудообразующих флюидов с вмещающими породами, разбавление метеорными водами и характер флюидов менялся. Минерализацию более позднего и менее глубинного эпитермального этапа формировали, в основном, гомогенные, относительно низкотемпературные (до 270°C) слабосолёные (1 – 10 мас.% экв. NaCl) Na-хлоридные растворы при давлении не превышающим 300 бар. Газовая фаза представлена низкоплотным водным флюидом с переменным количеством CO_2 . На этом этапе образовалась золото-полиметаллическая минерализация (блеклая руда, галенит, сфалерит, самородное золото, теллуриды Au, Ag, Pb, Bi, сульфосоли Ag, Cu, Pb, Bi и др.).

Таблица. РТ- параметры и состав рудообразующих флюидов на порфировых и эпitherмальных месторождениях Урала.

Т _{гом.} , °С	Р, бар	С, мас. %- экв. NaCl	Состав		
			раствора	газ. фазы	тв. фазы
Березняковское (энаргит, блеклая руда, самородное Au, теллуриды Au, Ag, Pb, галенит, сфалерит)					
150 - 250	80 - 160	4 - 15	Na-Cl	H ₂ O, CO ₂	не обн.
Биксизак (пирит, сфалерит, галенит, блеклая руда)					
150 - 270	~300	1 - 10	Na-Cl	H ₂ O, CO ₂	не обн.
Калиновское , порфировый этап (халькопирит, борнит, молибденит)					
250 - 540	450 - 1100	15 - 30	Ca(Mg,Na)-Cl Mg,Na-Cl	CO ₂ , N ₂ , H ₂ S	Кальцит, гематит, магнетит
Калиновское , субэпитеpмальный этап (пирит, халькопирит, сульфосоли Bi, самородное Au)					
150 - 250	190 - 350	3 - 12	Na-Cl	CO ₂	не обн.
Михеевское , пропилиты (пирит, халькопирит)					
150 - 350	100 - 350	10 - 35	Ca(Mg,Na)-Cl Mg,Na-Cl Na-Cl	CO ₂ , N ₂	Кальцит, галит
Талицкое , кварц-молибденит-пиритовая стадия (молибденит, пирит, халькопирит)					
320 - 510	900 - 1700	25 - 35	Mg,Na-Cl Na-Cl	CO ₂ , CH ₄ , H ₂	Нахколит, галит
Талицкое , полиметаллическая стадия (пирит, халькопирит, блеклая руда, сфалерит, галенит)					
200 - 450	400 - 1300	5 - 15	Na-Cl	CO ₂ , CH ₄ , N ₂	Силикат

Некоторые различия в РТ-параметрах рудообразующих флюидов на порфировых месторождениях Южного и Среднего Урала могут быть обусловлены их генетической связью с интрузивными породами различного состава: на Южном Урале это диоритоиды известково-щелочной серии, а на Среднем – гранитоиды субщелочной серии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ №№ 13-05-00622а и 14-05-00725а и Программы Президиума РАН №27.

Литература

1. Lehmann B., Heinhorst J., Hein U. et al. The Bereznjakovskoe gold trend, southern Urals, Russia // Mineralium Deposita. 1999. 34. P. 241-249.
2. Грабежеев А.И., Боровиков А.А., Вигорова В.Г. Флюидные включения в прожилковом кварце и карбонате медно-порфировых месторождений Урала // Ежегодник -2007. Екатеринбург: изд-во ИГГ УрО РАН. С. 308-312.
3. Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Groznova E.O. et al. The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda–Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V.79. Part B. P. 910-931.
4. Шаргородский Б.М., Новиков И.М., Аксенов С.А. Михеевское месторождение медно-порфировых руд на Южном Урале // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 57-61.
5. Азовскова О.Б., Грабежеев А.И. Талицкое медно-молибден-порфировое месторождение – первый объект субщелочной порфировой системы на Среднем Урале // Доклады Академии наук. 2008. Т.418. №2. С. 237-240.

Условия формирования флюорит-лейкофан-мелинофан-эвдидимитовых руд Ермаковского F-Be месторождения

Дамдинова Л.Б.¹⁾, Брянский Н.В.²⁾

¹⁾Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, ludamdinova@mail.ru

²⁾Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, tridigron@yandex.ru

Расположенное в Забайкалье Ермаковское F-Be месторождение выделяется среди аналогов самым высоким в мире средним содержанием BeO (1.3 мас.%) в берtrandит-фенакитовых рудах [1]. Вместе с тем Be оруденение на этом месторождении проявлено в разных формах, в разной степени различающихся составом жильных минералов и содержанием Be. Это может быть обусловлено спецификой рудообразующих растворов или особенностями их взаимодействия с вмещающими породами. Одним из примеров является малоизученная XVIII рудная зона, отличающаяся от основных рудных зон специфическим составом оруденения (флюорит-лейкофан-мелинофан-эвдидимитовые руды). При ограниченном практическом значении эта зона представляет большой научный интерес для уточнения геологических и физико-химических условий образования разных типов бериллиевых руд.

Отдельной проблемой гидротермального рудообразования является определение концентрации металлов в законсервированных растворах. За последнее время в этом отношении наблюдается прогресс благодаря появлению и доступности нового метода вскрытия включений (лазерная абляция) и анализа их содержимого методами ICP-MS. В отношении содержания бериллия в гидротермальных растворах и его переноса и отложения в природе данные в настоящее время в мировой литературе весьма немногочисленны.

XVIII рудная зона расположена на юго-западном фланге месторождения и представляет собой минерализованную зону дробления среди скарнированных карбонатных пород, возникшую в трещинной зоне между дайками диоритовых порфириров, сиенит-порфириров и мезократовых сиенитов и порфирировидных эгириновых гранитов [2].

Руды имеют мелко-, среднезернистую структуру, светлую или светло-фиолетовую окраску, сложены флюоритом, в меньшей мере кальцитом, фенакитом, эвдидимитом, мелинофаном, лейкофаном, альбитом, в небольших количествах присутствуют апатит, бавенит, гельвин, флогопит и др. До изучения Ермаковского месторождения эвдидимит как весьма редкий минерал был известен лишь в высокощелочных (нефелиновых) пегматитах Норвегии, Гренландии и Хибин, мелинофан/лейкофан также характерны для щелочных пород. Присутствие таких минералов в рудах XVIII зоны предполагает повышенную щелочность рудообразующих растворов.

Комплексом термобарогеохимических методов изучены первичные флюидные включения (ФВ) гомогенного захвата во флюорите, практически все они имеют трехфазовый состав: газ+водный раствор+кристаллик кальцита, видимая кайма жидкой CO₂ отсутствует. Размер таких включений в среднем варьирует от 15-20 до 30-35 мкм. Температуры растворения газового пузыря ($T_{г.р.}$) в большинстве ФВ варьируют от 136 до 207°C и лишь в одном включении достигли 320°C, полной гомогенизации ФВ достичь не удалось, поскольку включения декрипитируют до растворения труднорастворимого кристаллика кальцита.

Температуры плавления льда ($T_{пл.льда}$) в разных ФВ варьируют от -2.5 до -7.8°C (табл. 1), соответственно соленость растворов варьировала от 4.1 до 11.46 мас.% (экв. NaCl). Температуры эвтектики ($T_{эвт}$) находятся в интервале от -30 до -34.5°C, что наиболее всего соответствует температурам эвтектик растворов MgCl₂-H₂O либо MgCl₂-NaCl-H₂O. Давление, рассчитанное с помощью программы FLINCOR, варьирует в пределах 5-77 Мпа.

Таблица 1. Обобщенные результаты термометрии и криометрии флюидных включений

$T_{ч.г}$	$T_{пл.льда}$	$T_{эвт}$	Соленость раствора (мас.%, экв. NaCl)	Тип солевой системы	Содержание Be (г/кг раствора)	Давле ние, МПа
°C						
+136... +207	-2.5...- 7.8	-30... -34.5	4.1-11.46	MgCl ₂ -H ₂ O MgCl ₂ -NaCl ₂ - H ₂ O	0.24-5.47	5-77

Металлоносность рудообразующих растворов определена методом LA-ICP-MS на приборе ICP-MS NexION с лазерной абляцией NWR-213 (ИГХ СО РАН). В проанализированных включениях обнаружены повышенные содержания следующих элементов: Li, Be, Na, Mg, Al, Fe, Cu, Zn, Nb, Mo, Ag, Sn, W, Pb. Результаты криометрических исследований состава и концентрации основных солевых компонентов ФВ позволили использовать Mg в качестве внутреннего стандарта для расчета концентрации обнаруженных во включениях элементов.

По содержанию Be (см. табл. 1), рудообразующие растворы XVIII зоны вполне сопоставимы с ранее изученными растворами [3], сформировавшими богатые апокарбонатные руды месторождения (до 5.4 и до 6.1 г/кг, соответственно), но, в отличие от последних, обладали повышенной щелочностью.

Согласно расчетным данным Wood [4], охлаждение таких высокофтористых растворов повышенной щелочности с 300 до 200 °C сопровождается уменьшением растворимости доминирующих в них фтор-карбонатных комплексов бериллия (BeCO₃F⁻) практически на порядок, чем и обусловлено высокое содержание BeO в рудном теле. Роль фторидных комплексов в таких условиях (BeF³⁻, BeF₄) второстепенна.

Таким образом, изученная XVIII рудная зона образована высокофтористыми слабосолеными (4-11 мас.% экв. NaCl) не содержащими CO₂ растворами повышенной щелочности, что можно предположительно связывать с совместным влиянием эгириновых сиенитов и субщелочных гранитов. Отложение флюорита происходило в интервале температур от ≥320 до 136°C, при давлениях от 5-77 МПа в результате охлаждения растворов.

Кроме F и Ca, присутствующих в растворах, методом ICP-MS с лазерным вскрытием ФВ в растворах были установлены концентрации следующих элементов: Be, Li, Na, Mg, Al, Fe, Cu, Zn, Nb, Mo, Ag, Sn, W, Pb. Образование эвидимита и мелинофана/лейкофана происходило путем замещения фенакита, в результате повышения активности натрия и уменьшения бериллия. По содержанию Be, рудообразующие растворы XVIII зоны сопоставимы с растворами, сформировавшими богатые апокарбонатные руды месторождения.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ: № 12-05-31132 мол-а, № 14-05-00339-а.

Литература

1. Barton M.D., Young S. Non-pegmatitic deposit of beryllium: Mineralogy, geology, phase equilibria and origin // Rev. Miner. Geochem. 2002. V.50. P. 591–691.
2. Куприянова И.И., Шпанов Е.П., В.И. Гальченко // Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение (Западное Забайкалье, Россия) М.: ВИМС. 2009. 309 с.
3. Дамдинова Л.Б., Рейф Ф.Г. Особенности формирования разнотипной прожилковой бериллиевой минерализации на Ермаковском F–Be месторождении (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 8. С. 979–991.
4. Wood S.A. Theoretical prediction of speciation and solubility of beryllium in hydrothermal solutions to 300° C at saturated vapor pressure: Application to bertrandite/phenakite deposits // Ore Geology Reviews. 1992. V.7. P. 249-278.

Бериллиевые руды месторождения Снежное (Восточный Саян): условия формирования и особенности состава рудообразующих растворов

Дамдинова Л.Б.¹⁾, Смирнов С.З.²⁾, Дамдинов Б.Б.¹⁾

¹⁾Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, *damdinov@mail.ru, ludamdinova@mail.ru*

²⁾Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН,
г. Новосибирск, *ssmr@igm.nsc.ru*

Бериллиевое месторождение Снежное расположено в Окинском районе р. Бурятия вблизи границы с Иркутской областью и Тувой, в этом регионе оно является одним из наиболее богатых по содержанию Ве (среднее содержание ВеО=0.9 мас.%) и относится к биотит-флюорит-фенакит-берилловому типу. Более полная информация по его геологическому строению приведена в работах [1,2].

Рудные зоны месторождения контролируются трещинными структурами и в плане образуют ромбовидный блок длиной 550 м и шириной 220 м, сложенный брекчиями сланцев, габбродиоритов и гранитоидов. Рудные тела с бериллиевой минерализацией представляют собой сложные минерализованные зоны дробления, локализованные в пределах крупных тектонических нарушений сбросового характера. Границы минерализованных зон четкие, внутреннее строение рудных зон весьма неоднородно [2]. Максимальная концентрация бериллия приурочена к мелкообломочным брекчиям. Бериллиевые минералы входят в состав цемента брекчий, либо в состав рудных прожилков. Основные минералы-концентраторы бериллия представлены фенакитом и бериллом, очень редко встречаются берtrandит и бавенит. Минералы-спутники представлены флюоритом, альбитом, КПШ, в подчиненном количестве присутствуют кварц, слюды (биотит и мусковит), кальцит, апатит, титанит, кроме того, отмечаются пирит, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит.

Нами изучены наиболее богатые типы руд: флюорит-берилл-фенакитовые (I тип), берилл-фенакитовые прожилковые (II тип), микроклин-берилл-фенакитовые руды (III тип), а также практически безрудные флюоритовая и микроклин-флюоритовая зоны (на контактах рудных тел), для сокращения условно отнесенные к IV типу. Установлено, что продуктивная ассоциация состоит из единого набора минералов с различными соотношениями последних. Поскольку в рудах формировался парагенезис Флюорит+КПШ+Альбит+Фенакит+Берилл+Кварц±Биотит/Мусковит, растворы, формировавшие руды, были обогащены не только Ве, но и F, K, Na, Si, Al, Fe и Ca. Единый состав рудной ассоциации в разных типах оруденения, вероятнее всего, свидетельствует о близком временном интервале формирования руд месторождения. Основные типы руд (I-III) представляют собой брекчиевые и прожилковые руды, сложенные средне-, крупнозернистыми агрегатами с кристаллами свободного роста в гидротермальном цементе минерализованной брекчии или в прожилках, это дает основание считать, что основным механизмом образования этих руд было выполнение полостей и трещин вследствие охлаждения растворов, а не замещение боковых малокальциевых пород. Присутствие флюорита во всех типах руд предполагает повышенную концентрацию F в растворах.

Практически все минералы рудной ассоциации месторождения содержат флюидные включения (ФВ), но, только в берилле, редко во флюорите, их размеры являются пригодными для термометрического изучения. К категории первичных включений отнесены относительно крупные (10-15 мкм, редко до 15-25 мкм) единичные ФВ, не принадлежащие к шлейфам вторичных включений. Результаты изучения ФВ приведены в таблице 1, состав газовой и твердых фаз определен методом КР-спектроскопии.

Поскольку интервалы температур гомогенизации ФВ из трех типов руд перекрываются (табл. 1), то можно предполагать, что их формирование происходило в близких температурных условиях от ≥ 230 -340°C.

Выявленные особенности минерального состава руд дают возможность приблизительно оценить кислотность растворов, сформировавших их.

Таблица 1. Обобщенные результаты термометрии и криометрии флюидных включений.

Тип ФВ	Температура, °C		Состав ФВ, мас. %					Состав солевой системы	Твердые фазы
	$T_{\text{эвт}}$	$T_c, T_{\text{чз}}(^{\circ})$	Газовая фаза				экв. NaCl 1		
			CO ₂	N ₂	H ₂ S	CH ₄			
I тип оруденения									
A (L1)	-21... 21.5	+230- 290	+	-	-	-	3.59- 4.86	NaCl*2H ₂ O, KF*H ₂ O NaCl- Na ₂ CO ₃ -H ₂ O	кальцит
II тип оруденения									
Б (L2)	- 35.7... -37	+262- 310*	+	+	-	-	3.4- 18.22	Na ₂ CO ₃ -K ₂ CO ₃ - H ₂ O, MgCl ₂ -NaCl- H ₂ O, NaCl-FeCl ₂ - H ₂ O	кальцит ± накхолит, шор тит, яффеит, кристабит
III тип оруденения									
В (L3)	- 23.8... 22.9	+260- 340	+	-	-	-	3.87- 7.59	NaCl-KCl-H ₂ O	накхолит± неизвестная фаза (?)
Флюоритовое и микроклин-флюоритовое тела									
Г (L4)	-74...- 74.5	+110- 240*	-	-	-	+	≥23.18	LiCl-H ₂ O	кальцит

Отсутствие в рудах I типа и во флюоритовом и флюорит-микроклиновом телах щелочных темноцветных минералов, а также микроклина с признаками мусковитизации, может говорить, что рудообразующие растворы (**L1** и **L4**) были скорее околонеутральными, чем щелочными или кислыми. Поскольку в ФВ из руд II и III типа присутствуют щелочные карбонаты накхолит и шортит, можно предполагать, что растворы **L2** и **L3** имели повышенную щелочность. Повышенные содержания флюорита (CaF₂) в рудах, а также отсутствие высококальциевых боковых пород (например, известняков) предполагают, что в рудообразующих растворах происходил совместный перенос Ca и F. Методом ICP-MS с лазерным вскрытием ФВ в растворах были установлены концентрации следующих элементов: Li, P, Mn, Cu, Rb, Cs, кроме F, Be и Ca, присутствующих в растворах.

Таким образом, прожилковые и брекчиевые рудные тела месторождения Снежное сформировались при ведущей роли выполнения трещин и полостей, а не замещения малокальциевых рудовмещающих пород. Установлено, что продуктивная ассоциация трех основных наиболее богатых типов руд состоит из единого набора минералов с различными соотношениями последних.

Ca и F, необходимые для образования флюорита в I-III типах руд, привносились высокофтористыми околонеутральными растворами (I тип), содержащими CO₂, и растворами повышенной щелочности (II, III типы), в виде комплексных соединений Na₂CaF^o₄, Ca₂Cl₃F^o и др. Отложение бериллиевых минералов происходило в интервале от ≥+340 до 230°C за счет охлаждения растворов и за счет связывания F во флюорит, что приводило к распаду фторокомплексов Be и интенсивному отложению минералов бериллия, что и обусловило формирование богатых бериллиевых руд на месторождении.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ: № 12-05-31132 мол-а, № 14-05-00339-а.

Литература

1. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия // Москва: «Недра», 1975. 247 с.
2. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. // Бериллиевые месторождения России // М.: ГЕОС, 2011. 353 с.

Флюидные включения в кальците прожилково-вкрапленной минерализации в терригенных отложениях северо-западной части Кросненской зоны Украинских Карпат

Занкович Г.О., Наумко И.М., Теленко Л.Ф., Сахно Б.Э.

ИГГГИ НАН Украины, г. Киев, zankovuch@gmail.co, naumko@ukr.net

Комплексные прецизионные исследования агрегатного состояния, фазового и компонентного состава включений флюидов в прожилково-вкрапленной минерализации терригенных отложений северо-западной части Кросненской зоны Складчатых Карпат составляют часть оригинальных исследовательских подходов к предпосылкам выявления перспектив поиска и открытия в ее пределах залежей углеводородов.

В геологическом строении Кросненской структурно-фациальной единицы принимают участие терригенные отложения мел-палеогенового возраста, в которых значительно развита прожилково-вкрапленная минерализация. Жилы и прожилки преимущественно субпараллельные, иногда разноориентированные, часто выклинивающиеся. Их мощность колеблется от первых мм до 55 мм и больше. Угол падения жильных образований 60–80°C. Доминируют жилы крутого падения (60–90°C), т. е. субвертикальные и вертикальные, причем наибольшей крутизны (75–90°C) и толщины достигают именно в кросненской свите.

Прожилково-вкрапленная минерализация представлена кальцитом со следами кварца [1]. По данным онтогенетических, минералогических и рентгеновских исследований кальцит образует кристаллические индивиды разного габитуса, зернистые плотные агрегаты, друзы, иногда хорошо ограненные кристаллы. Размер колеблется от мелких зерен (0,1 мм) до крупнокристаллических выделений (4–6 мм). Цвет кальцита большей частью молочно-белый, окрашен примесями в разные светлые цвета, встречаются прозрачные индивиды.

Флюидные включения в кальците из прожилков и вкрапленников в коренных выходах пород в природных обнажениях в северо-западной части Кросненской зоны Украинских Карпат, как установлено в результате микроскопических и термометрических наблюдений, неравномерно насыщают зерна минерала и расположены в плоскостях залеченных трещин, преимущественно по спайности, реже в виде групп вне связи с залеченными трещинами.

Доминируют плоские включения неправильной формы. Реже они имеют удлиненную форму, с “рваными” краями или прямоугольную. По фазовому составу включения чаще двухфазовые – газовой-жидкие с наполнением (L) 75–80 об.%. Отдельные вакуоли имеют ступенчатое строение стенок, характерное для карбонатов. Размеры включений колеблются от 0,01 до 0,001 мм наиболее распространенными температурами гомогенизации являются 170–225°C (в жидкую фазу). Самые поздние включения гомогенизируются при температуре 80–105°C. Промежуточные значения температуры гомогенизации составляют 135°C.

Подобные результаты получены и по разрезу параметрических скважин, в частности, в кальците из мономинерального кальцитового прожилка в аргиллитистом известняке скважины 1-Битлянская (интервал 2239–2247 м) [2] газовой-жидкие включения типа L+G = 70+30, расположенные вне связи с кристаллографическими элементами и плоскостями залеченных трещин, гомогенизируются при температуре 215–218°C (в жидкую фазу), типа L+G = 80+20 в плоскостях залеченных трещин – 160–185°C, снижаясь во включениях типа L+G = 90+10 до 140 и 105°C.

По генетическим признакам включения флюидов в кальците прожилково-вкрапленной минерализации, расположенные обособленными группами без видимой связи с плоскостями залеченных трещин, отнесены к первичным (?) (ранневторичным), остальные – к поздневторичным. Очевидно, что и первые, и вторые характеризуют постседиментогенные преобразования пород, но на разных этапах процесса.

По данным масс-спектрометрического химического анализа (аналитик – Б.Э. Сахно) в составе летучих компонентов флюидных включений в кальците присутствуют только

углеводороды: метан (98,2–100 об.%), этан (0,3–0,6 об.%), пропан (0,3–1,8 об.%). Весовая концентрация этих углеводородных компонентов во флюиде чрезвычайно высокая и достигает $534,535 \cdot 10^{-6}$ г/г пробы кальцита.

Высокой является относительная газонасыщенность включений (до 9,33 Па) по сравнению с остаточной величиной давления в напускной системе масс-спектрометра МСХ-3А (порядка $1 \cdot 10^{-3}$ Па). Во включениях в кальците из значительного числа проб определено высокое содержание пара воды (23,3–60,0%) как показателю содержания воды во флюидах.

Укажем, что включения в кальците из аргиллитов скважины 1-Битлянская содержат 91,2 об.% метана, 3,3 об.% – этана, 3,8 об.% – пропана и характеризуются высокой относительной газонасыщенностью (12,6 Па) при практическом отсутствии паров воды [2].

Установленные температуры гомогенизации включений в кальците прожилково-вкрапленной минерализации, вследствие гетерогенного состояния флюидной среды, близки к истинным температурам постседиментогенного минералогенеза породных комплексов северо-западной части Кросненской зоны. Исходя из ранневторичной природы некоторых групп включений, наиболее вероятными температурами прожилкового минералообразования считаем область 200°C. Это отвечает верхнему пределу температуры при термальных изменениях в процессе катагенеза (данные Дж.М. Ханта, приведенные в работе [3], что способствовало условиям максимального сохранения углеводородов во всем стратиграфическом диапазоне продуктивных горизонтов осадочного слоя земной коры.

Следует заметить, что именно в таком температурном интервале залегают породы меловой и палеогеновой систем Украинских Карпат и прилегающих прогибов, достигая, например, в скважине 1-Шевченко на глубине 7 км 170°C при пластовом давлении 98,1 МПа [4], а в скважине 1-Смилно на глубине 5600 м – 182°C. Важно, что в скважине 1-Шевченко в интервале глубин 6945–6985 м и 7020–7070 м методом бокового каротажного зондирования получена полная положительная характеристика пласта-коллектора на предмет нефтегазоносности [4].

Обзор, выполненный в [2], подтвердил сделанные на основании флюидных включений выводы, в частности, Б.Й.Маевский (1990) на основании фактического увеличения пластовых температур в глубоких скважинах 1-Шевченко (7200 м, 172°C), 1-Луѓи (6250 м, 145°C), 4-Новосхидныця (6050 м, 149°C), принимая во внимание средний геотермический градиент 2,3–2,5°C на 100 м, показал, что температура 220°C в Предкарпатском прогибе может быть достигнута на глубинах порядка 8,5–9 км. Наличие подобных температур для глубин 7,5–9 км при геотермическом градиенте 2,0°C на 100 м допускают и (Kolodiy et al., 1999). Близкие прогнозные значения средней пластовой температуры предлагают (Філяс і ін., 1999) : 185–190, 200–205 и 215–220°C на глубинах 8000, 9000 и 10000 м, соответственно.

Кстати, подобные условия, отвечающие зоне перехода от катагенеза к зеленосланцевой фации метаморфизма, определены реально [5] : на глубине 9 км (в пределах 9,07–9,14 км) температура достигает 210°C, давление – 250 МПа.

Литература

1. Наумко І., Занкович Г., Яремчук Я. Поширеність і склад прожилково-вкрапленої мінералізації у теригенних верствах північно-західної частини Кросненської зони (Українські Карпати) // Мінерал. зб. 2013. № 63. Вип. 1. С. 81–93.
2. Naumko I. M., Kovalyshyn Z.I., Svoren'J.M. et al. Towards forming conditions of veinlet mineralization in sedimentary oil- and gas-bearing layers of Carpathian region (obtained by data of fluid inclusions research) // Геологія і геохімія горючих копалин. 1999. № 3 (108). С. 83–91.
3. Браунлоу А.Х. Геохимия. – Москва : Недра, 1984. 463 с.
4. Бандурович Е.М., Буров В.С., Глагола Д.Д. и др. Сверхглубокая скважина в Карпатах. – Ужгород : Карпати, 1977. 72 с.
5. Friedman G.M., Reeckmann S.A. and Borak B. Carbonate deformation mechanisms in world's deepest wells (~9 km) // Tectonophysics. 1981. V.74. N3/4. P. 15-19.

Микротермометрия и КР-спектроскопия флюидных включений минералов разных этапов формирования Дальнегорского боросиликатного месторождения

Карась О.А., Раткин В.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, okaras@yandex.ru

Боросиликатное месторождение с точки зрения масштабности, практической значимости и в особенности чистоты получаемого продукта является наиболее значимым месторождением бора. Это вызывает особый интерес к проблеме его генезиса. Несмотря на высокую степень геологической изученности, месторождение остается объектом острых дискуссий в вопросах его генезиса и источника бора рудообразующих растворов.

Описание геологического строения месторождения приведено в работе [1], поэтому здесь лишь кратко рассматриваются его основные черты. Скарновые залежи боросиликатных руд приурочены к крутопадающему пластовому олистолиту триасовых известняков толщи микститов раннемеловой Таухинского аккреционной призмы. Линзовидный скарново-рудный массив развит по известнякам и алюмосиликатным породам и имеет в целом сложное внутреннее строение, обусловленное наличием блоков незамещенных пород, тектонических нарушений, даек различного состава. В составе скарнов доминирует волластонит, гранат, геденбергит. Боросиликаты – преимущественно датолит и аксинит, реже данбурит.

Выполненные авторами ревизионные работы на объекте показали, что скарнообразование проявлялось на месторождении дважды. В силу этого в объеме скарновой залежи различаются три обособленные минералого-геохимические зоны: Западная зона поздних скарнов палеоценового возраста, Левобережная зона ранних скарнов кампанского возраста и Центральная зона их совмещения.

Проведено сравнительное термобарогеохимическое изучение боросиликатов разновозрастных скарнов. В качестве объектов исследования были выбраны следующие минеральные агрегаты: данбурит ранних скарнов Левобережной зоны [1] и псевдоморфозы по раннему данбуриту [2]; поздний датолит из датолит-гранат-геденбергитовых скарнов Центральной зоны, сформированных при замещении ранних скарнов с данбуритом [3]; крупнокристаллический датолит из поздних скарнов Западного участка, для которого характерна ассоциация с андрадитом и длиннолучистым геденбергитом.

Для всех изученных минералов типично присутствие газовой-жидких включений. Гомогенизация включений происходит по первому типу. Основные результаты термобарогеохимических исследований вынесены в таблицу. Самые высокие температуры гомогенизации ($T_{\text{гом.}}$) свойственны для раннего данбурита Левобережной зоны (360-340°C), для датолитов Центральной зоны характерно понижение $T_{\text{гом.}}$ (340-210°C), а самыми низкими $T_{\text{гом.}}$ обладает крупнокристаллический датолит Западной зоны (205-170°C).

По данным криометрических исследований, зафиксированы отчетливые различия температур эвтектики для включений датолитов, образованных в разных условиях. Так, для включений датолита, сформированного в относительно высокотемпературных условиях при замещении раннего данбурита Центральной зоны, свойственны диапазоны температуры эвтектик ($T_{\text{эвт.}}$) от -56÷-52°C до -39÷-33, -28°C, в то время как для низкотемпературного датолита позднего этапа из Западной зоны характерны солевые системы с $T_{\text{эвт.}}$ -4.5÷-3.2. Для данбурита ранних скарнов характерны низкие значения $T_{\text{эвт.}}$ в интервале -65÷-62°C. Растворы, законсервированные во включениях, существенно отличаются и по концентрации солей (см. табл.) и по их составу. При доминировании во всех боросиликатах хлоридов Ca и Na для раннего данбурита характерно присутствие магния, а для позднего датолита – калия.

Исследование газовой составляющей включений в боросиликатах с применением КР-спектроскопии показало переменное присутствие водорода и угольной кислоты при постоянном

наличии метана. Однако, по данным хроматографического исследования, для данбурита Левобережной зоны характерно резкое доминирование уголекислоты (в количестве до 1.84 моль/кг), в то время как содержание CO_2 в датолите Центральной зоны составляет 0.32 моль/кг [2].

Таблица

		$T_{\text{гом.}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{эвт.}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{пл. льда}}, ^\circ\text{C}$	$C_{\text{солей}},$ мас.% экв. NaCl	КР
Левобережная зона	данбурит	360-340	-65 -63÷-62	-3.5÷-0.5	5.71-1	H_2O CO_2 CH_4
Центральная зона	датолит	340-260	-39÷-33 -56÷-52	-11.5÷-1.6	15.47-2.74	CH_4 H_2
Западная зона	датолит	205-170	-4.5÷-3.2	-1.3÷-0.1	2.24-0.18	CH_4

Таким образом, полученные термобарогеохимические данные подтверждают выводы об этапности формирования Дальнегорского боросиликатного месторождения [1]. Ранние скарны с данбуритом формировались при участии высокотемпературных (360-340°C), низкоконцентрированных, насыщенных CO_2 гидротерм, с характерным преобладанием хлоридов Ca, Na и Mg. Поздние скарны с датолитом формировались в понижающемся температурном поле (от 340 до 170°C) при участии восстановленных, насыщенных углеводородами и водородом, гидротерм. Для гидротерм второго этапа характерно снижение концентрации солей по мере эволюционного снижения их температуры при сохраняющемся доминировании хлоридов Ca, Na и K.

Литература

1. Карась О.А., Раткин В.В. Дальнегорское скарновое месторождение: этапность и источники вещества боросиликатных руд (Сихотэ-Алинь) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 455. №4. С. 444-446.
2. Хетчиков Л.Н., Раткин В.В., Гнидаш Н.В. и др. Флюидный режим формирования поздних продуктивных ассоциаций Дальнегорского боросиликатного месторождения. Владивосток: ДВО АН СССР. 1991. 27 с.
3. Карась О.А., Пахомова В.А. Флюидный режим формирования Дальнегорского известково-скарнового месторождения бора (Приморский край, Россия) // Записки Российского минералогического общества. Ч.СХLI. №6. 2012. С. 18-28.

Особенности условий формирования месторождений цветных и благородных металлов Магаданской области

Колова Е.Е.

ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан, kolova@neisri.ru

В соответствии с имеющимися методиками [1-4] установлены физико-химические параметры формирования 12 золоторудных объектов Северо-Востока России. Для семи из них, методом КР-спектроскопии (г. Новосибирск, ИГМ СО РАН) установлены составы газовых и дочерних фаз ФВ. Для пяти рудных объектов атомно-эмиссионным анализом (Agilent4100 MP-AES, г. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН) определен анионный состав растворов (водные вытяжки готовились по методике [3]).

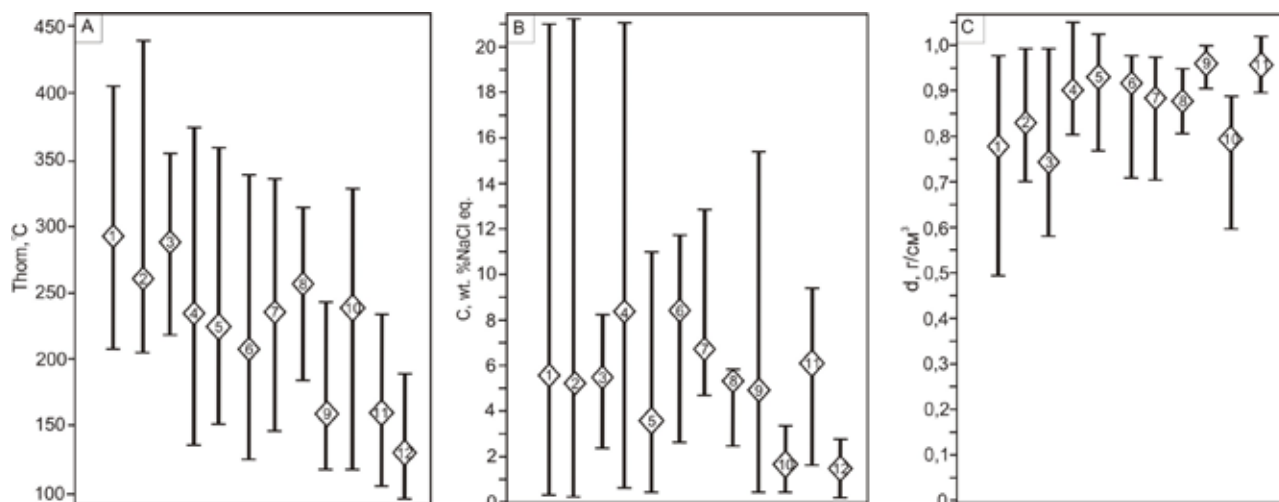


Рис. 1. Температурный режим, соленость и плотность флюидов при формировании различных месторождений Северо-Востока РФ. Ромбиками обозначены область средних показателей, вертикальными линиями – пределы вариаций значения, цифрами – месторождения: 1 – Cu-Мо-порфировое Лора; 2 – Co-Ni-Au-Bi Обход; 3 – Q-S-Sn г. Надежда (Сылгытарский массив); 4-9 – Au-Q: 4 – Чумыш; 5 – Совинное; 6 – Дорожное; 7 – Надежда (Приколымское поднятие); 8 – Каральвеем; 9 – Нодди (Омолонский массив); 10-12 – Au-Ag; 10 – Теплый; 11 – р.з. Тихий-1 (Джультетта); 12 – Аган.

По набору полученных параметров изученные золоторудные объекты, возможно, разделить на три группы:

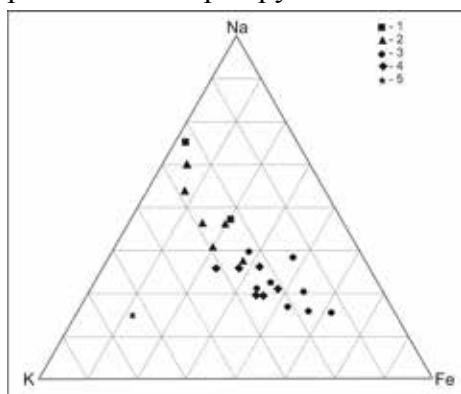


Рис. 2. Диаграмма соотношений Na-K-Fe во флюиде по данным анализа водных вытяжек. Мономинеральные пробы кварца из рудных тел месторождений: 1 – Нодди; 2 – Чумыш; 3 – Лора; 4 – Обход; 5 – Аган (уч.Финиш).

1) рудные объекты, сформированные при высоких и средних температурах (450–200°C), из умеренно концентрированных гидротерм ($C = 22,0-0,5$ мас.% экв. NaCl), на начальных стадиях рудообразования имеющих низкую плотность ($d = 0,52-0,73$ г/см³), насыщенных ионами $Fe \gg Na \geq K$ ($T_{эвт.} = -41 - -22^\circ C$) ($Na/K = 0,7-1,3$; $Na/Fe = 0,2-1$). Окислительно-восстановительный потенциал флюидов этой группы рудных объектов соответствует значениям сульфид-сульфатного равновесия, о чем свидетельствует присутствие во ФВ гематита, гипса и феропиромалита. В составе газовой фазы определено наличие малоплотной CO_2 ($d = 0,01-0,1$ г/см³) $\gg CH_4 > H_2S$. Эта группа охарактеризована на примере: Cu-Мо-порфирового месторождения Лора, Co-Ni-Au-Bi месторождения Обход и Q-S-Sn рудопоявления г.

Надежда (Сылгытарский массив), локализованные в эндоконтактовых зонах крупных гранитоидных массивов.

2) рудные объекты, образовавшиеся при средних температурах (372-135°C), из умеренно концентрированных гидротерм (широкий диапазон концентраций 21,0–0,5 мас.% экв. NaCl), $\text{Na} \gg \text{K} \geq \text{Fe} > \text{Mg}$ состава (Тэвт. = -42 – -16°C) ($\text{Na/K} = 1,5-2,5$; $\text{Na/Fe} = 1-30$), плотностью – от 0,7 до 1,04 г/см³, со значительной примесью высокоплотной CO_2 ($d = 0,3-1$ г/см³) $\gg \text{CH}_4 > \text{H}_2\text{S} \geq \text{N}_2$. В эту группа охарактеризована на примере Au-Q месторождений: Чумыш, Надежда, Нодди, Дорожное и Каральвеем, располагающиеся в экзоконтактовых зонах гранитоидных массивов либо занимающие надинтрузивное положение.

3) рудные объекты этой группы не имеют схожих физико-химических параметров рудообразования, но сформированы они в аналогичных геологических условиях, это эпитермальные объекты в областях активной вулканической деятельности в меловое время.

Так, кварц-родонитовые жилы месторождения Теплый, размещающегося в южном обрамлении Омсукчанского континентального рифта и занимающее надинтрузивное положение (массив лейкократовых гранитов, находится на глубине 450 м), образовались при температуре 338-120°C, из низко концентрированных (3,38-0,35 мас.% экв.) и малоплотных (0,61-0,9 г/см³) гидротерм, по составу близких к NaCl (Тэвт. = -28 – -23°C), при этом газовая фаза представлена только парами H_2O .

Условия формирования р.з. Тихий-1 (месторождение Джульетта), отвечают характерным для Au-Ag эпитермальных месторождений (Тгом. = 230–105°C; $\text{C} = 9,21-1,74$ мас.% экв. NaCl; Тэвт. = -22 – -30°C).

Самые низкие температуры гомогенизации ФВ (120-100 °C), так же как и самые низкие концентрации флюида в них (2,2-0,2 масс.% экв. NaCl), отмечены для ФВ в кварце участка Аган, который относится по минералого-геохимическим характеристикам к Hi-S-типу. Солевой состав флюида так же контрастно отличается, в нем значительно преобладает K над Na и др. элементами ($\text{Na/K} = 0,2$; $\text{Na/Fe} = 1,2$).

В соответствии предложенной Борисенко А.С. [5] типизацией флюидов. первая и вторая группа рудных объектов сформировались на гипабиссальном уровне из гетерофазных (водно-солевая и парогазовая) «окисленных» и «восстановленных» флюидов соответственно. Такие флюиды являются высокометаллоносными, а комплекс рудных элементов в них определяется геохимической специализацией рудно-магматической системы, причем наличие CO_2 играет важную роль при формировании именно золоторудных объектов. Рудные тела третьей группы формировались в близповерхностных условиях из гомогенного надкритического флюида, наличие которого характерно для районов, где проявлена активная вулканическая деятельность.

Литература

1. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. – М.: Недра. 1979. 270 с.
2. Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. – Киев: Наук. Думка. 1982. 240 с.
3. Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2006. № 4. С. 30-36.
4. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. Т.1. М.: Мир, 1987. 560 с.
5. Борисенко А.С., Боровиков А.А., Житова Л.М., Павлова Г.Г. Состав магматогенных флюидов, факторы их геохимической специализации и металлоносности // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. №12. С. 1308-1325.

Включения богатых Bi растворов в кварце из цвиттеров Северного массива (Чукотка): взгляд на поведение Bi в процессах грейзенизации

Кургузова А.В.¹⁾, Смирнов С.З.^{2,3)}, Клюкин Ю.И.^{3,4)}, Карманов Н.С.²⁾

¹Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», г. Санкт-Петербург,
kurguzova.anna@gmail.com

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
ssmr@uiggm.nsc.ru

³Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

⁴Virginia Polytechnic Institute and State University, Department of Geoscience, Blacksburg, VA,
USA, yury84@vt.edu

Северный массив располагается на восточном побережье Чануской губы. В строении массива выделено несколько магматических комплексов: основной объем (более 80%) представлен биотитовыми гранитами, подвергшимся значительным метасоматическим преобразованиям (альбитизация, протолитионизация, цвиттеризация) в результате внедрения комплекса литий-фтористых гранитов. Наиболее молодыми продуктами редкометалльного магматизма являются позднемеловые онгониты [1], дайки которых приурочены к участку пересечения массива Ичувеевским дайковым поясом в перивулканической зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Детально изучены многофазовые включения в кварце цвиттеров, расположенные в азональных группах. Методом КР-спектроскопии диагностировались газы и твердые фазы включений (Horiba Labram HR 800, с 514 Ar лазером, ИГМ СО РАН, Новосибирск). Преобладающим компонентом газовой фазы является CO_2 , а среди кристаллических фаз установлены хлориды железа. Соединения Bi , а также самородный висмут методами КР-спектроскопии не обнаружены. Сухие остатки солей, остающихся во включениях при выпаривании воды после вскрытия, проанализированы на сканирующем электронном микроскопе TESCAN Mira 3 LMU с полупроводниковым EDS-детектором фирмы Oxford Instruments. Для определения составов использовано ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда около 1 нА. Толщина пучка электронного зонда около 10 нм.

Изучено более 200 вскрытых включений. В большинстве случаев среди сухого остатка преобладают хлориды Fe, Na и K, а также Mn и Zn, являющиеся продуктами упаривания растворов включений. Кроме того, обнаружены включения, среди сухого остатка которых преобладают оксихлориды Bi . Такие включения приурочены к циркону и торияниту. Главными компонентами сухих остатков включений с высокими содержаниями висмута являются O, Bi, Cl и Th. В подчиненном количестве установлены As, U, Ca, Zn и Fe.

На основании анализа атомных соотношений во включениях с Bi были выделены три состава, условно названные фазами 1, 2 и 3 [2]. Фаза 1 представляет собой оксихлорид висмута с атомным соотношением Bi/Cl 1,6 – 1,9, пониженным содержанием Th (1-1,4 ат.%) и As (0,5-0,8 ат.%), и повышенным – U и Zn. Для фазы 2 характерно более низкое содержание Bi и Cl при том же атомном соотношении (Bi/Cl 1,4 – 1,8), что и в фазе 1. Однако в ней установлены наиболее высокие содержания Th (3-3,6 ат.%) и As (1-1,8 ат.%). Для фазы 2 систематически отмечаются более высокие концентрации F. Состав, соответствующий фазе 3, был установлен в сухом остатке включения в топазе. Он отличается от остальных несколько пониженными содержаниями Bi (5,5-9 ат.%) и Cl (1,8-4 ат.%) при высоком атомном отношении Bi/Cl (2,3-3,0). Для этой фазы характерна наиболее высокая концентрация Ca (0,5-1,2 ат.%). Анализы позволяют предположить несколько повышенное относительно фаз 1 и 2 содержание F. Фаза 3 характеризуется наиболее низкими концентрациями Zn, Th, U и As.

На рис. 1 приведены графики корреляций содержаний Bi, Cl, F, As и Th в сухих остатках включений образца 3279. На рис. 1а очевидна прямая зависимость между концентрациями Bi и Cl для всех трех фаз. Таких же отчетливых корреляций между Th и As (рис. 1б) и между Bi и F (рис. 1в) внутри составов каждой из фаз нет. Тем не менее, все составы по Th и As также ложатся на прямую зависимость, аналогично Bi и Cl. Для Bi и F характерна обратная корреляция.

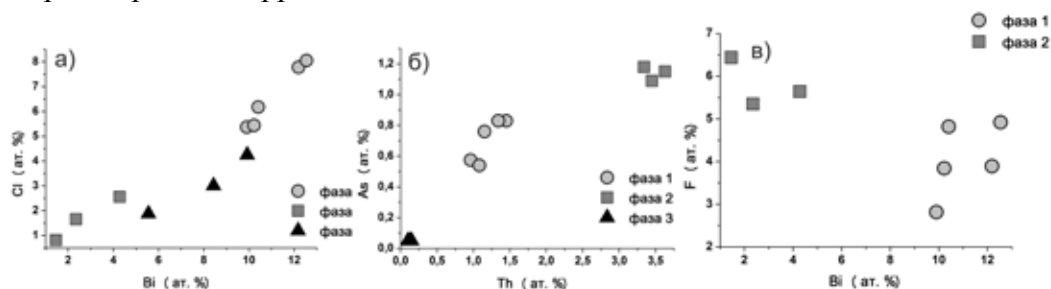


Рис. 1. Графики корреляции содержания отдельных элементов во вскрытых включениях.

Поскольку Bi и Cl отсутствуют в составе минералов, содержащих вскрытые включения, их принадлежность к составу законсервированного раствора не вызывает сомнений. Th входит в состав циркона, который присутствует в качестве кристаллического включения в кварце вблизи вскрытой вакуоли. Для содержаний Zr и Th во вскрытых включениях также характерна положительная корреляция. По данным EDS анализа, Th присутствует в виде примеси в цирконе и атомное соотношение Zr/Th составляет 8,3. В наиболее ториевой фазе 2 это соотношение равно 0,6-0,9, а в менее ториевой фазе 1 отношение 0,8-1,4. Гораздо меньшие (до обратных) Zr/Th соотношения позволяют заключить, что большая часть Th в фазе 2 имеет отношение к веществу флюидного включения. Для фазы 3 сухого остатка включения в топазе отмечается более высокое содержание F, который также может быть следствием контаминации минералом-хозяином. Однако для фаз 1 и 2 характерны хоть и более низкие, но сопоставимые концентрации этого элемента. Это означает, что F также является компонентом законсервированного флюида.

Приведенные данные свидетельствуют, что обнаруженные фазы вскрытых включений представляют собой продукт кристаллизации растворов флюидных включений обогащенных Bi, Cl, Th, As и F. По-видимому, одной из доминирующих фаз в них является оксихлорид висмута, который по отношению Bi/Cl может быть отнесен к ряду бисмоклит BiClO – добреит $\text{BiO}(\text{Cl}, \text{OH})$. Вторым по значимости является соединение Th и As. Таким образом, в формировании цвиттеров принимали участие водные растворы, принципиально отличающиеся друг от друга по составу. Первый тип представлен типичными флюидами, имеющими щелочно-хлоридный (Na, K) состав с примесью Ca и Fe. Второй тип растворов ранее не отмечался и обнаружен впервые: хлоридные или фторидно-мышьяково-хлоридные растворы Bi, Th и U с примесью Fe, Zn и Ca.

Обнаруженный оксихлорид висмута в сухих остатках включений в кварце цвиттеров Северного массива может являться свидетельством наличия хлоридных форм растворения и переноса Bi в постмагматических кислых флюидах. Редкость находок таких включений свидетельствует о том, что флюиды с высокими концентрациями Bi характеризуют краткий временной эпизод процесса минералообразования.

Исследования поддержаны грантом РФФИ №14-05-00364

Литература

1. Алексеев В.И., Марин Ю.Б. Позднемеловой возраст онгонитов Дальнего Востока (результаты U-Pb-датирования цирконов) // Докл. РАН. 2013. Т.453. №4. С. 420- 423.
2. Кургузова А.В., Смирнов С.З., Клюкин Ю.И. и др. Включения богатых Bi растворов в кварце из цвиттеров в литий-фтористых гранитах Северного массива (Чукотка): взгляд на поведение Bi в процессах грейзенизации // Записки РМО. 2014. №2. С. 23-34.

Генезис берилла в \square еол. \square их пегматитах Волыни (по включениям в минералах)

Наушко И.М.¹⁾, П. Вовк А.П.²⁾

¹⁾ ИГГГИ НАН Украины г. Киев, e-mail: naumko@ukr.net

²⁾ ВНУ им. Леси Украинки, geologygeochemistry@gmail.com

Отличительной особенностью минерального состава камерных пегматитов Волыни (северо-западная часть Украинского щита) является значительно развитие акцессорного берилла – единственного промышленного источника этого вида камнесамоцветного сырья в Украине. Минерал встречается в занорышевой области, зоне метасоматически измененных пород и зоне выщелачивания пегматитовых тел. Ниже охарактеризованы генетические особенности берилла камерных пегматитов Волыни – надежного типоморфного минерала-индикатора кислотно-щелочных условий минералогенеза.

В берилле из **занорышевых областей** [1] *первичные* включения образуются как в местах залечивания дефектов роста (вероятно, по швам срастания блоков минерала), так и в сингенетической зоне роста между двумя параллельными плоскостями твердых присыпок кварца. Первые из них – это существенно газовые и жидко-газовые включения (наполнение (L) 0–30 об.%, размер 0,001–0,5 мм, трубчатая форма), гомогенизирующиеся при 390–415°C (в газовую фазу). Вторые – равномерно расположены по всей зоне роста и параллельны оси L₆, трубчатой формы с размерами про удлинению, ограниченными зоной присыпок (0,15 мм). Температура гомогенизации составляет 373–415°C. По температуре плавления последнего кристаллика льда (-2,0÷-3,5°C) суммарная концентрация отвечает 5–7 мас.% по NaCl-экв.

Вторичные существенно газовые включения формы отрицательного кристалла, размера до 0,5 мм гомогенизируются при 352–372°C и 385–412°C (в газовую фазу). Фазовый состав *сложных* включений CO₂ определяется формулой 80G+15L+5L₁ (здесь и далее: G – газовый пузырек; L – водный раствор; L₁ – жидкий CO₂; цифры возле символов – содержание фазы, об.%). Температуры частичной гомогенизации – 22,7–24,0, полной – 345–382°C (в газовую фазу). *Многофазовые* включения содержат от 2 до 5 отдельных микрокристалликов. Четко выделяются минералы-узники – галит и, возможно, хлорид калия (KCl). Остальные минералы остаются без изменений при нагревании до 450°C.

В берилле из **метасоматически измененных пород** [2] *первичные* включения жидко-газовые с наполнением 30–40 об.%, трубчатые, размера от 0,05 до 0,5 мм, располагаются вне связи с плоскостями залеченных трещин и параллельны L₆. Их гомогенизация проходит при 480–510°C (в газовую фазу). Разнонаполненность *вторичных* включений от существенно газовых до газовой-жидких свидетельствует о залечивании трещин в условиях гетерогенного состояния минералообразующей среды. *Сложные* включения CO₂ имеют неправильную форму. Их состав (80–75)L+20G+(5–10)L₁, частичная гомогенизация осуществляется при 27,8–29,2, полная – 305–327°C. *Многофазовые* включения встречаются нечасто.

В берилле из **зон выщелачивания** [3] *первичными*, прежде всего, являются системы существенно газовых и жидко-газовых включений с наполнением от 0 до 30 об.%. Включения в виде трубчатых вакуолей размещены по удлинению кристаллов, т. Е. параллельно оси L₆. Размер 70–120 мкм, отношение длины к ширине ~ 50. При нагревании гомогенизируются при температуре порядка 425°C (в газовую фазу). Во внешних зонах идентифицированы *первичные* газовой-жидкие включения, расположенные перпендикулярно к граням гексагональной призмы и оси L₆. Включения круглые, объемные, с соотношением фаз (80–85)L+(20–15)G, размера до 200 мкм и T_{гом.} 275°C (в жидкую фазу).

К *ранневторичным* отнесены семейства разнонаполненных включений с минералами-узниками и –спутниками во внутренних зонах кристаллов. Плоскости залеченных трещин ограничены зоной присыпок. Они отвечают началу формирования внешних зон кристаллов.

Среди *вторичных* включений установлены двухфазовые (существенно газовые, жидко-газовые), трехфазовые (с фазой жидкого CO_2) и многофазовые (с анизотропными твердыми минералами). Нередко во многих газовых включениях, часто с анизотропными твердыми фазами, выделяется фаза жидкого CO_2 и они приобретают вид $90\text{G}+(5-7)\text{L}_1+(3-5)\text{L}$. Включения объемные, правильной формы, размера от 30–40 мкм до 0,6–0,7 мм. В существенно углекислотных включениях наблюдается постоянное соотношение фаз $(87-90)\text{G}+(13-10)\text{L}_1$ и только в некоторых из них еле заметен ободок водного раствора. Вакуоли имеют форму отрицательного кристалла, вытянутые до изометрических, объемные, размер до 220 мкм. Частичная гомогенизация проходит при 24–25°C (в газовую фазу). В нескольких сложных включениях CO_2 типа $60\text{L}+35\text{L}_1+5\text{G}$ температура частичной гомогенизации находится в пределах 19–20°C (в фазу жидкого CO_2), полная – не определена.

В итоге показано, что температуры процесса бериллообразования находились в области 400–450°C. Наличие первичных включений с низкой степенью наполнения свидетельствует о том, что кристаллизация кондиционных кристаллов берилла начиналась в условиях уменьшения плотности флюида, что подтверждается экспериментальными данными [4]. Их дальнейший рост и залечивание трещин в них осуществлялись в условиях обогащения флюида хлоридами щелочных металлов, диоксидом углерода и метаном. Кристаллы росли путем как свободной кристаллизации в полостях, так и метасоматического замещения других минералов, прежде всего полевых шпатов, при выщелачивании и частичном гидролизе которых кислыми растворами в системе накапливался калий, увеличивая щелочность среды минералообразования, что подтверждается данными анализов водных вытяжек и результатами измерения pH индивидуальных включений $(7,5-8,5\pm 0,2)$ [5]. Средние концентрации солей достигали 7–10 об.%. Давление, определенное Ю. А. Долговым (1970) при температуре гомогенизации включений в пределах 210–510°C, составляло 15,2–55,8 Мпа и соответствовало, по его мнению, более позднему гидростатическому давлению в системе связанных пор (40–60 Мпа). По включениям гетерогенного происхождения отмечены частые случаи кипения флюидов. Увеличению параметров их критической точки и возрастанию способности к гетерогенизации способствовало наличие метана в ощутимых концентрациях.

Таким образом, берилл формировался из достаточно высокотемпературных растворов, содержащих фтор-бериллиевые комплексы и подтекающих в пегматитовые тела с нижезалегающих толщ еще не раскристаллизованного гранитного расплава. Именно зонами повышенной флюидопроводимости в пределах крупного Володарск-Волынского глубинного разлома, который по геофизическим данным на глубине может соединяться с Коростеньским или Центральным глубинным разломом, интенсивно осуществлялся приток глубинных флюидов как преобладающей составляющей минералообразующих флюидов периода формирования камнесамоцветной минерализации в камерных пегматитах Волыни.

Литература

1. Ремешило Б.Г. О жидких включениях в акцессорном берилле занорышевых пегматитов Волыни // Минерал. Сб. Львов. Ун-та. 1971. № 25. Вып.3. С. 262–264.
2. Ремешило Б.Г. Включения в акцессорном берилле метасоматически измененных пород (на примере занорышевых пегматитов Волыни) // Минерал. Сб. Львов. Ун-та. 1972. № 26. Вып.3. С. 318–320.
3. Наумко І.М. Акцесорний берил із зон вилуговування топаз-моріонових пегматитів Волині // Минерал. Журн. 1999. Т. 21. № 5–6. С. 22–28.
4. Лебедев А.С., Кляхин В.А., Шацкий В.С. Исследования кристаллизации берилла в натрово-хлоридных растворах при 350°C // Исследования по экспериментальной минералогии. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1978. С. 59–66.
5. Калюжная К.М., Калюжный В.А. К парагенезису акцессорных берилла, фенакита и эвклаза в топаз-морионовых пегматитах // Минерал. Сб. Львов. Геол. Об-ва. 1963. №17. С. 136–147.

Флюидный режим формирования аметиста по данным газово-жидких включений (на примере аметистовых месторождений Центрального Таджикистана)

Оймахмадов И.С.

*Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ,
г. Душанбе, ilhomjon_55@mail.ru*

В настоящее время в Центральном Таджикистане известно более 30 месторождений и проявлений аметиста, среди которых видное место занимают Сельбурское аметистоносное поле, Муджихарвский аметистоносный район, месторождения Кауфара, Охангарон, Тагикамар. Аметистовая минерализация Центрального Таджикистана, кристаллизовавшаяся в завершающих стадиях развития гидротермального процесса, в основном связана с тектоно-магматической активизацией консолидированных структур.

Результаты термобарогеохимических исследований аметистовых месторождений Центрального Таджикистана [1] показали присутствие значительных количеств двухфазовых газово-жидких включений – первичных, мнимо-вторичных и вторичных.

Для диагностики физико-химической природы формирования аметистовой минерализации наиболее детально изучались первичные и мнимо-вторичные включения. Они в основном двухфазовые газово-жидкие с соотношением фаз 1:8-1:17, преимущественно идиоморфные в виде негативных кристаллов. Наблюдаются также удлинённые, линзовидные, трубчатые, овальные, квадратные, и округлые по облику вакуоли. Выявлено, что чем ближе к центру кристалла, тем совершеннее огранка включений. Размер вакуолей изменяется от 0,009 до 0,05 мм.

Гомогенизация первичных и мнимо-вторичных газово-жидких включений показала, что кристаллизация аметиста из различных месторождений Центрального Таджикистана происходила в широких интервалах температур (табл. 1). На площади Сельбурского аметистоносного поля аметист характеризуется следующими значениями термобарических параметров: аметистизированный жильный кварц – 235-180°C, P – 490-410 бар, кристаллы аметиста 195-115°C и параллельно-шестоватые агрегаты аметиста 170-110°C, P – 450-150 атм. Для кристаллов аметиста из месторождения Кауфара гомогенизация первичных и мнимо-вторичных газово-жидких включений соответствовала 180-115°C, а для месторождения Охангарон – 175-100°C (кристаллы аметиста) и 165-130°C (параллельно-шестоватые агрегаты аметиста). Кристаллы аметиста из месторождения Муджихарф образовались при температурах 165-130°C [4]. Давления минералообразующих растворов при формировании аметиста из месторождений Кауфара и Охангарон равны соответственно 250-150 и 200-100 бар. Судя по результатам химического анализа тройных водных вытяжек [2, 3], гидротермальные растворы, из которых формировался аметист, имели сульфатно-бикарбонатно-хлоридно-калиево-натриево-кальциевый состав. Солевой состав газово-жидких включений также определялся методом замораживания индивидуальных включений, с помощью которого установлено, что для аметистообразующих растворов Центрального Таджикистана характерны $MgCl_2$ -KCl- H_2O , $MgCl_2$ - H_2O , NaCl-KCl- H_2O , NaCl- H_2O и KCl- H_2O водно-солевые системы. Концентрация минералообразующих растворов изменялась от 17.5 до 4.5 мас. %.

По результатам газовой хроматографии (табл. 2) в аметисте из месторождений Центрального Таджикистана установлено, что содержание воды изменяется в диапазоне от 95.89 до 99,36 mol. %. В составе газов установлены как преобладание CO_2 (0.473-3.604 mol. %), N_2 (0.073-0.372 mol. %), CH_4 (0.051-0.180 mol. %), так и наличие Ar, C_2H_6 , а также в одной пробе отмечено незначительное содержание H_2S (0.001 mol. %).

Таблица 1.

Физико-химические параметры формирования аметиста из месторождений Центрального Таджикистана

Раджикистана					
Месторождение	Форма нахождения аметиста	T, °C	P, бар	Состав растворов включений	Концентрация растворов, мас. %
Сельбурское аметистоносное поле	Аметистизированный жильный кварц	235-180	490-410	$\text{Cl}^- \text{HCO}_3^- \text{SO}_4^{2-}$ $\text{Na}^+ \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$	17,5-7,5
	Кристаллы	195-115	450-150		14,5-5,8
	Параллельно-шестоватые агрегаты	170-110			
Муджихарф*	Кристаллы	165-130	-		-
Кауфара	Кристаллы	180-115	250-150		11,8-5,5
Охангарон	Кристаллы	175-100	200-100		12,5-4,5
	Параллельно-шестоватые агрегаты	160-120			

Примечание: *По данным Морозова и др. [4].

Таблица 2.

Содержание основных газов в аметисте из месторождений Центрального Таджикистана (mol.%)

№ пробы	Месторождение	H ₂ O	N ₂	Ar	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	H ₂ S	Σ газов + H ₂ O
1-AMSL	Сельбур	98.37	0.253	0.054	1.095	0.152	0.071	-	99.995
2-AMKF	Кауфара	95.89	0.372	0.035	3.604	0.078	0.020	-	99.999
3-AMMUD	Муджихарф	99.36	0.073	0.021	0.473	0.051	0.023	-	100.001
4-AMOH	Охангарон	97.60	0.322	0.071	1.751	0.180	0.064	0.001	99.989

Примечание: Газово-хроматографический анализ выполнен в лаборатории газовой хроматографии Института геологии и геофизики Академии наук Китая.

Литература

1. Оймахмадов И.С. О физико-химических условиях формирования аметистовой минерализации Центрального Таджикистана // Тезисы докладов третьей Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2006. С. 174-175.
2. Оймахмадов И.С. Состав и концентрация минералообразующих растворов кварц-аметистовой минерализации Сельбурского аметистоносного поля // Труды института геологии, новая серия. Вып. 4. Душанбе: Поликомп, 2004. С. 228-233.
3. Оймахмадов И.С. К вопросу об условиях образования аметистовой минерализации в пределах Каратегинского хребта (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН РТ. 2003. Т. 46. №7-8. С. 35-45.
4. Морозов С.А., Хасанов А.Х., Зевакин Н.Н. Закономерности размещения и термобарогеохимические условия формирования проявлений аметиста Таджикистана // Докл. АН СССР. 1987. С. 200-203.

Флюидный режим начальных условий кристаллизации полиформационных магматитов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита

Полин И.Ф.¹⁾, Чащин А.А.¹⁾, Нечаюк О.Е.¹⁾, Чащин С.А.¹⁾,
Коновалова Н.П.¹⁾, Баранова Л.В.²⁾

¹⁾Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, vfpolin@mail.ru

²⁾Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Флюидный режим является одним из главных факторов, определяющих скорость и масштабы плавления горных пород, состав выплавляющихся магм, пути их эволюции, и оказывает значительное влияние на процессы магматического минералообразования. Определенную информацию о нём поставляют непосредственные определения состава газовой фазы, окклюдированной в минералах-вкрапленниках эффузивных и субинтрузивных пород. Достаточно достоверные данные по составу газовых смесей получаются при использовании метода газовой хроматографии флюидных компонентов, заключенных в горных породах и минералах.

В настоящем исследовании предпринята попытка реконструкции флюидного режима начальных условий кристаллизации пород полиформационных комплексов Кеткапско-Юнской магматической провинции (ККЮМП) – тектонотипа зон мезозойской активизации Алданского щита: **тефрифонолит – щелочнотрахитового бокурского, фonoлит-тингваит-нефелинсиенитового постбокурского, фoидо-щелочно-сиенитового дарьинского, трахиандезит-диорит-гранодиорит-гранитного учурского и монцонит-сиенитового кеткапского.** Щелочные комплексы профилированы на редкоземельное, субщелочные – на золотое оруденение. Основой для оценки флюидного режима кристаллизации расплавов послужили материалы хроматографического анализа газовой фазы лейкократовых минералов-вкрапленников. По данным газовой хроматографии были рассчитаны, с помощью программы «Селектор-С», фугитивности кислорода при формировании пород, с целью выявления характерных отличий между флюидными режимами магматогенно-рудных систем разной специализации.

Установлено, что преобладающие компоненты газовой фазы включений из большинства проанализированных минералов – вода и водород. Для многих

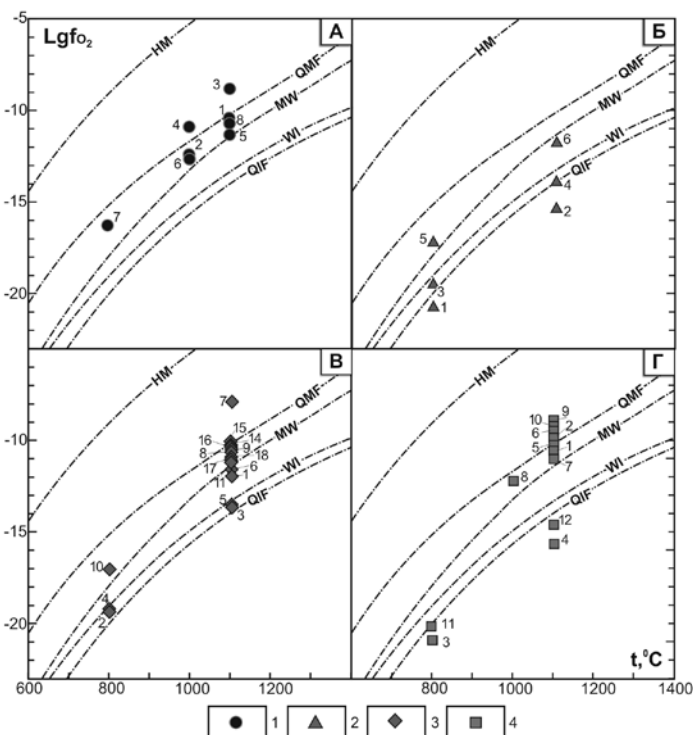


Рис. 1. Диаграмма $\lg f_{O_2}$ – T , отображающая особенности флюидного режима начальных этапов кристаллизации пород полиформационных комплексов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана:

А – бокурского; Б – дарьинского; В – учурского; Г – кеткапского. 1-4 – Фигуративные точки пород комплексов: 1- бокурского и постбокурского; 2 – дарьинского; 3 – учурского; 4 – кеткапского. Цифры у точек: бокурский и постбокурский комплексы: 1 – кислый щелочной трахит, 2-3 – щелочные трахиты, 4-6 – фонтотрифты; 7-8 – тингуаит; дарьинский комплекс: 1-2 – щелочной сиенит, 3-4 – апонифелиновый сиенит-пегматит, 5-6 – сиенит вишневитовый; учурский комплекс: 1-5 – гранодиорит-граниты четвертой фазы, 6 – гранодиорит и 7 – гранодиорит-порфир второй фазы, 8 – субщелочной диорит и 9 – субщелочной кварцевый диорит третьей фазы, 10-11 – субщелочной кварцевый диорит и 14-17 – субщелочные диориты и диоритовые порфиры первой фазы, 18 – уралитовое габбро третьей фазы; кеткапский комплекс: 1-2 – граносиениты, 3-5 – кварцевые диориты-монцодиориты, 6-8 – сиениты-кварцевые монцониты, 8-12 – монцониты.

из них характерна высокая доля окисленных флюидов, в основном, за счет воды. Возможно, высокая «водонасыщенность» газовых смесей обусловлена окислением водорода «первичного» флюида в близповерхностных условиях.

Постбокурский комплекс. В газовой смеси преобладает вода; на втором месте находится CO_2 , на третьем – CO . Характерны умеренно-восстановительные условия кристаллизации, с величиной $f\text{O}_2$, меньшей, чем для буфера «QMF» (рис. 1А).

Бокурский комплекс. Породы комплекса отличает высокая газонасыщенность, при преобладании воды. Вторая по объему составляющая представлена CO_2 либо водородом и CO . Подчиненное положение занимает метан. Для большинства бокурских фонотефритов характерны восстановительные условия начала кристаллизации, соответствующие буферу «MW» (рис. 1, А). Близки к ним по редокс-состоянию условия кристаллизации кислого щелочного трахита. Менее восстановительные условия характерны для начала кристаллизации фонотефрита и щелочного трахита (буфер «QMF»).

Дарьинский комплекс. Преобладающий компонент газовой смеси включений в полевых шпатах фельдшпатоидных сиенитов – водород. Вторая, по объему, составляющая представлена CO_2 , третья и четвертая – CO и CH_4 . Вода присутствует лишь в одной пробе из трёх. Расчетные оценки величин летучести кислорода соответствуют ультравосстановительным условиям кристаллизации (рис. 1Б).

Учурский комплекс. Величина газонасыщенности пород – умеренная; выделяются две контрастные по составу и задаваемому ими редокс-потенциалу группы газовых смесей: весьма восстановленные и умеренно восстановленные. В единичном случае наблюдаются условия умеренного окисления. В восстановленных газовых фазах вода отсутствует либо присутствует в подчинении; лидирующее положение занимают CO_2 и H_2 ; в ограниченных, но, все же, значимых количествах присутствуют CH_4 и CO . В умеренно-восстановленных смесях вода принадлежит к значимым или преобладающим компонентам; второе по распространенности место занимают CO_2 и H_2 , в сопоставимых с ними объемах порой наблюдается CO . Метан распространен ограниченно. Максимально восстановительные условия характерны для начальных условий кристаллизации субщелочных гранодиорит-гранитов заключительной фазы становления комплекса. Меньшую восстановленность задает флюид в начале кристаллизации диоритов первой фазы; на третьем месте – условия начала кристаллизации большой группы пород первой, второй и третьей фаз комплекса, отвечающие полю между буферами «QMF» и «MW». Лишь единичный состав газовой смеси попадает в окислительные условия. Для промышленно-золотоносных пород третьей фазы значения $f\text{O}_2$ при кристаллизации порфировидных вкрапленников свидетельствуют об умеренно-восстановительных условиях (рис. 1В).

Кеткапский комплекс. Как и в учурском комплексе, наблюдаются две контрастные по составу группы газовых смесей: с весьма низкой фугитивностью кислорода и с умеренными по величине показателями $f\text{O}_2$. Восстановленные газовые смеси не содержат воды, характеризуются большой долей водорода, относительно высокой ролью CO_2 и CO , и заметной – метана. В умеренно-восстановленных и слабо-окисленных смесях преобладает вода, в меньшей мере, содержатся CO_2 , CO и H_2 .

Выводы. Начало кристаллизации большинства пород исследованных комплексов осуществлялось в восстановительной либо высоковосстановительной обстановке. Роль буфера, задающего определенный редокс – потенциал, в изученных магматических системах играли, по-видимому, флюиды. Как показано нами ранее, именно постоянным притоком флюидов, буферирующих окислительные реакции, объясняются выдержанные по восстановленности режимы олово-сереброносного, бериллиеносного и золото-сереброносного типов магматизма. Золотоносный магматизм, как правило, отличается меньшей степенью восстановленности флюидов в расплавах. Полученные для учурского, промышленно-золотоносного, и кеткапского, умеренно золотоносного, комплексов данные удовлетворительно согласуются с этими закономерностями.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта 12-II-CY-08-012.

Флюидный режим хрусталеносных жил месторождения Желанное

Репина С.А., Никандрова Н.К.

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, nikandrova@ilmeny.ac.ru, repina@ilmeny.ac.ru

Определением физико-химических условий формирования жильного кварца и горного хрусталя месторождения Желанное, расположенного на территории Приполярноуральской хрусталеносной провинции, занимались со времен его открытия. Ранними работами было установлено, что кварцевые жилы формировались из растворов, насыщенных бикарбонатами Na, K, Ca и CO₂, при температурах 180–270°C, а наложенные хрусталеносные гнезда – при 140–250°C. Поздние материалы полностью подтвердили уже имеющиеся данные, но в них не были учтены известные к этому времени высокотемпературные минеральные парагенезисы: в жильном кварце – турмалина с цирконом, в кристаллах горного хрусталя – вольфрамита с сульфосолями висмута-теллура. Несоответствие минералогических и термобарогеохимических данных послужило поводом для проведения собственного изучения ФВ в жильном и гнездовом кварце месторождения Желанное.

Пробы для исследований отбирались по профилям, вкрест наибольшей изменчивости кварцевых жил. Среди жильного кварца выделены следующие разновидности: серый грануломорфный кварц в лежащем зальбанде жил, самый ранний по времени образования; молочно-белый кварц, выполняющий основной объем жил; реликтовый стекловидный кварц и кварц повышенной прозрачности, локализованные в осевых участках жил. Кристаллы кварца различаются в зависимости от залегания хрусталеносных гнезд – на Западной зоне это крупные внутрижильные гнезда с горным хрусталем и гнезда на выклинивании жил с дымчатыми кристаллами в серицитолитах; на Восточной зоне – кристаллы цитринового типа, бесцветные и окрашенные. Оценка температуры образования жильного и гнездового кварца проведена методом гомогенизации ФВ без поправки на давление.

Большая часть включений в кварце является первично-вторичной, соответствующей разным генерациям и стадиям кварцеобразующего процесса. Лишь очень небольшая часть первичных включений уцелела от разрушительных процессов. Для их выявления участки пробоотбора были тщательно продуманы, а препараты изготовлены из кварца, сохранившего элементы ростовых структур.

Единое кварцевожильное тело 12-13 Западной зоны формировалось в диапазоне температур от 400°C в лежащем зальбанде жилы 13 (обр. 7/1) и до 270°C в его осевых участках (обр. 7/5). В жиле 12, образованной позднее, отложение кварца происходило при 220–300°C. Снижение температуры с 400 до 280°C подтверждается данными декрепитационного анализа. Температурный градиент в процессе формирования кварцевожильного тела 12-13 ориентировочно составлял 100–130°C.

Первичное существенно газовое ФВ с $T_{\text{гом}}$ 499°C в молочно-белом кварце из зальбанда крупной внутрижильной полости указывает на существование поздней высокотемпературной генерации кварца, соответствующей началу хрусталеносной стадии (обр. 8/16). Вероятно, что кристаллогенезис во хрусталеносной полости протекал в высокотемпературных и, возможно, пневматолитовых условиях, отсюда столь редкий для горного хрусталя парагенезис с вольфрамитом и сульфосолями Bi-Te, а также с самородным золотом и сульфидами.

Хрусталеносные гнезда, размещенные в нижнем выклинивании кварцевых жил на контакте с серицитолитами являются многоуровневыми, что не было учтено в ходе пробоотбора. Полученные результаты в связи с этим не отражают полного диапазона температур образования хрусталеносных гнезд подобного типа. В дымчатых кристаллах гомогенизация включений происходит при 180–280°C (обр. К2), тогда как при декрепитационном анализе массовое растрескивание ФВ происходит при 300–350°C.

Таблица

Крио- и термометрические параметры ГЖВ в кварце месторождения Желанное

Тип кварца		Номер п/п	Номер пробы	Тип ФВ (кол-во)	V _{гф} , %	T _{гом} , °C	T _{энт} , °C	T _{пл. льда} , °C	C, мас.% экв. Na ₂ CO ₃
Жильный – индивиды (2-8) и агрегаты (1)	Грануломорфный серый (1), молочно-белый (2-8), повышенной прозрачности (5)	1	7/1	П (2) В (28)	30 5–10	382–418 108–249	-37 -(35–37)	-4.1 -(4.9–12.4)	– 5.8–6
		2	7/3	ПВ (1) В (42)	30 5–20	349 98–228	-37 –	– -(4.5–6.5)	– –
		3	7/4	П (1) В (27)	20 5–40	301 197–276	– –	– -(6.8–10.1)	– –
		4	7/5	ПВ (2) В (1)	20 5–50	257–275 218	– –	– -8.6	– –
		5	7/7	В (20)	5–30	110–237	–	-(5.4–9.9)	–
		6	8/5	В (23)	20–30	196–212	-(34–38)	-(6.0–7.5)	8–12
		7	8/16	П (1) В (8)	70 5–15	499 (Г) 193–221	– –	– –	– –
		8	Вз5	В (6)	8–15	188–218	-(37–40)	–	–
Гнездовый (кристаллы)	Бесцветный	9	КГ1	П (6) В (6)	10–25 15–30	203–241 221	-(24–25) -36	-(2.8–6.6) -6.6	– 24
	Дымчатый	10	К2	П (5) ПВ (37)	20–25 20–30	178–251 196–280	-(24–28) -(35–36)	-(4.3–4.5) -(6.7–7.2)	– 9–23
	Цитрин-овый	11	К3	ПВ (2) ПВ (4) В (15)	70–80 40–60 5–30	410–463 (Г) 337–381 134–251	-(36–37) – –	-10.9 -(4.3–7.6) -(3.8–6.1)	– – –

Примечание. Жильный кварц: 1–7 – Западной зоны, профиль по жиле 13 от лежащего до висящего контакта (1–5), жила 12 (6), зальбанд внутрижильного гнезда (7); 8 – Восточной зоны, шт. 5. Кристаллы кварц из хрусталеносных гнезд: 9–10 – Западной зоны, из мелких внутрижильных гнезд (9); из гнезд в серицитолитах (10); 11 – Восточной зоны, бесцветные и с желтой окраской. ФВ – флюидные включения: первичные (П), первично-вторичные (ПВ), вторичные (В); V_{гф} – объем газовой фазы; T_{гом} – температура гомогенизации в газовую фазу (Г), T_{эвт} и T_{пл. льда} – температуры эвтектики и плавления льда; С – концентрация солей; «–» – не определялось; «–» – не определялось.

Кварцевые жилы Восточной зоны формировались при температурах порядка 250–300°C. Хрусталеобразование в этих жилах протекало в широком диапазоне температур – от 460 до 170°C. В кристаллах кварца, по данным декрептометрии, выделяется два интервала температур гомогенизации включений. Высокотемпературные включения (340–460°C) зафиксированы в корневых участках кристаллов, тогда как во внешней зоне кристаллов включения гомогенизируются при температурах 250–170°C.

При криометрических наблюдениях начало оттаивания криогидрата (T_{эвт}) минералообразующего флюида происходит в диапазоне температур от –34 до –40°C, что соответствует температурам эвтектических растворов бикарбонатов Na₂CO₃–K₂CO₃–H₂O. Лед плавится при температурах от –3 до –12°C, соответственно концентрация солей по данным криометрии во ФВ из жильного кварца составляет 5.8–12 мас. % экв. Na₂CO₃ а в кристаллах кварца из хрусталеносных гнезд – 9–24 мас. % экв. Na₂CO₃.

Бикарбонатный состав растворов подтвержден данными водных вытяжек из флюидных включений разных типов кварца. Растворы в кварцевожильную стадию были бикарбонатно-натриевые, в хрусталеносную – бикарбонатно-калиевые. По данным водных вытяжек соленость растворов на порядок ниже и составляет 1–3.9 мас. %.

Кварцевые жилы месторождения Желанное формировались при температурах от 400 до 300°C, наложенные хрусталеносные гнезда от 500 до 150°C.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН № 12-П-5-1001

Новая теория флюидного рудообразования – под воздействием «углекислотной волны»

Ройзенман Ф.М.

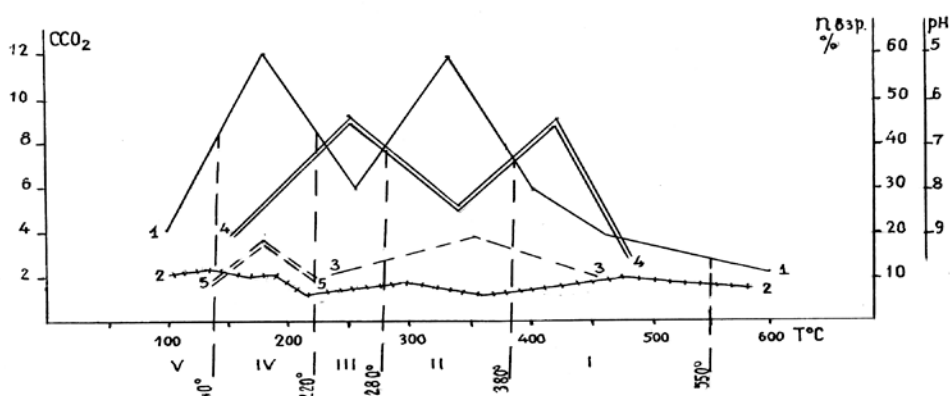
Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва,
feliksmr@gmail.com

Существующая уже более 60-ти лет теория рудообразования не дает объяснения всем важнейшим вопросам: 1. Проблема специфики богатого оруденения, 2. Проблема обратимости минералообразования, 3. Проблема скачкообразности рудообразования, 4. Проблема крупных разломов в рудообразовании, 5. Проблема кислотности-щелочности в эволюции минералообразующих растворов. 6. Условия образования крупных кристаллов.

Нерешенность этих проблем является причиной низкого уровня прогнозных термобарогеохимических методов поисков и промышленной оценки месторождений полезных ископаемых.

Все указанные важнейшие проблемы решены в новой теории – богатого флюидного рудообразования под воздействием «углекислотной волны» [1,2]. Эта теория разработана в результате термобарогеохимических исследований на месторождениях различных генетических типов различных полезных ископаемых: флогопита, мусковита, графита, олова, никеля, меди, лития, рубидия, цезия, тантала, ниобия, бериллия, кварцевого сырья, полевошпатового сырья. Для всех изученных полезных ископаемых выявлена однотипность рудообразующих процессов [2].

В новой теории установлено, что при остывании рудообразующих растворов происходило колебательное, волнообразное изменение концентрации CO_2 (CCO_2) – эффект «углекислотной волны» (рисунок).



Рисунок

Модель флюидного рудообразования. 1 – график изменения концентрации CO_2 в богатых рудах, 2 – то же – в бедных рудах, 3 – изменение концентрации CO_2 в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ (по данным [3]), 4 – график декрепитации газовой-жидкой включений, 5 – график изменения «коэффициента высаливания» Ksh (по данным [4]). I, II, III, IV, V – стадии минерало – и рудообразования.

В связи с тем, что увеличенная концентрация CCO_2 существенно (для ряда полезных ископаемых – до десятков раз) повышает растворимость минералов, при остывании рудообразующих растворов происходили последовательные процессы кристаллизации и растворения рудных минералов (рисунок):

стадия I – при высоких температурах (550 – 380°C) и низких CCO_2 (2 – 5 моль/кг H_2O), в условиях высокой пересыщенности растворов происходило бедное, рассеянное оруденение (первая стадия рудообразования);

стадия II (380 – 280°C) – в результате резкого (до 12 моль/кг H_2O) возрастания CCO_2 , происходило растворение отложенных на стадии I рудных минералов (первая стадия растворения);

стадия III (280 – 220°C) – в связи с существенным уменьшением CCO_2 (до 6 моль/кг H_2O), при более низких температурах и пересыщениях раствора, происходило формирование богатых, в том числе – крупнокристаллических руд (вторая стадия рудообразования);

стадия IV (220 – 140°C) – при снижении температуры и резком увеличении CCO_2 (до 12 моль/кг H_2O) происходило растворение низкотемпературных рудных минералов – киновари и других (вторая стадия растворения);

стадия V (ниже 140°C) – при уменьшении CCO_2 (до 4 кг/кг H_2O) – происходила кристаллизация низкотемпературных минералов (третья стадия рудообразования).

Явление «углекислотной волны» установлено только на месторождениях богатых руд. Как видно на рисунке, на месторождениях бедных руд (график 2 на рисунке) во всём температурном интервале (600 – 100°C) CCO_2 оставалось стабильно низким (1 – 2 моль/кг H_2O).

Причинами «углекислотной волны» являются кардинальные изменения физико-химических параметров при остывании рудообразующих растворов. Как видно на рисунке, пик CCO_2 на стадии рудообразования при температурах 380-280°C совпадает с температурным интервалом «эффекта высаливания», по данным [4]. Второй пик CCO_2 (при температурах 220 – 140°C) совпадает по температурам с пиком CCO_2 в закрытой, экспериментальной системе $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$ (по данным [3]).

Как было установлено Акинфиевым Н.Н. [5], существование «углекислотной волны» подтверждается при физико-химическом моделировании рудообразующих процессов (на примере месторождений галенита).

Из указанных данных следует, что формирование богатых руд было возможно только в закрытых геологических структурах. А образование месторождений бедных руд происходило в открытых структурах. Этим, в частности, объясняется отсутствие богатых месторождений в крупных региональных разломах, где происходила циркуляция огромных масс гидротермальных растворов.

На основе теории «углекислотной волны» разработаны принципиально новые, весьма эффективные методы и критерии количественного глубинного прогноза месторождений, с определением по «ореолам пропаривания», в том числе – глубине, промышленных параметров рудных тел: из размеров и запасов полезных ископаемых, содержаний и качества минерального сырья. Использование этих критериев привело к открытию и промышленной оценке многих металлических и неметаллических полезных ископаемых [1,2].

Литература

1. Ройзенман Ф.М. Углекислотная волна в метаморфогенном рудообразовании // В сб. Термобарогеохимия эндогенных процессов. – Благовещенск, 1984.
2. Ройзенман Ф.М. Теория богатого флюидного рудообразования под воздействием «углекислотной волны». – М.: Изд-во МЮИ, 2008.
3. Такеноучи С., Кеннеди Дж.К. Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и давлениях // В сб. Термодинамика постмагматических процессов. – М.: Изд-во Мир, 1968.
4. Малинин С.Д. Физическая химия гидротермальных систем с углекислотой. – М.: Наука, 1979.
5. Акинфиев Н.Н. Физико-химические основы моделирования гидротермальных систем // Автореферат диссерт. Доктора геолого-минералогических наук. – М., 1995.

Высокоточный глубинный прогноз месторождений и их промышленных параметров с помощью термобарогеохимических критериев

Ройзенман Ф.М.¹⁾, Белов С.В.²⁾

¹⁾ Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва,
feliksmr@gmail.com

²⁾ ОАО Зарубежгеология, г. Москва

В связи с интенсивно проведенными в 1950 – 1970-х годах поисково-разведочными геологическими работами, фонд легко открываемых на дневной поверхности месторождений был в значительной мере исчерпан, и в мировой геологии на передний план выдвинулась проблема глубинных поисков и промышленной оценки месторождений. Но достоверность геологического глубинного прогноза до сих пор остается на весьма низком уровне – для большинства полезных ископаемых всего 5-10%, что приводит к огромным потерям времени и средств на открытие промышленных месторождений.

Одной из важных причин такой низкой эффективности прогноза месторождений является существующая уже более 60-ти лет, несовершенная теория рудообразования.

На основе новой теории флюидного рудообразования – под воздействием «углекислотной волны», были разработаны принципиально новые и на порядок более достоверные критерии прогноза (в том числе – на глубине) всех промышленных параметров месторождений: 1) их размеров, 2) содержаний полезных ископаемых, 3) запасов полезных ископаемых, 4) качества полезных ископаемых [1-4].

3. **Прогнозирование местоположения и размеров рудных тел.** На рисунке 1 приведен пример прогнозирования местоположения и размеров флогопитоносного тела XXV на месторождении Южном в Алданском районе Якутии.

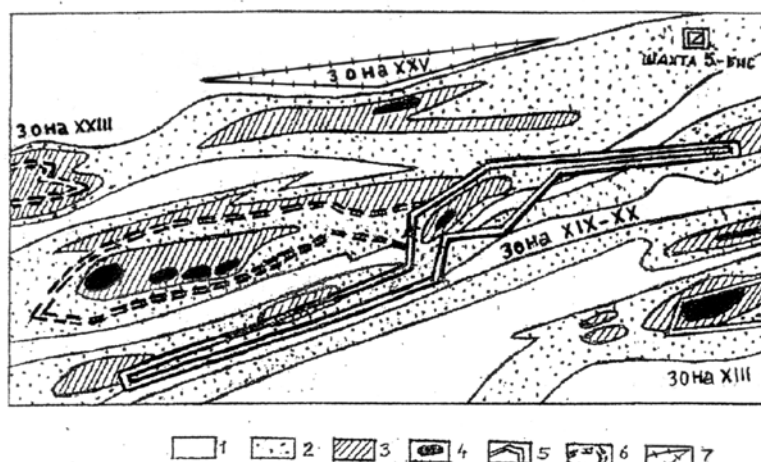


Рис. 1. Карта декрептометрических аномалий Кд и размещения промышленных флогопитоносных тел на горизонте 1130 м месторождения Южного (Алдан). 1 – 4 – зоны со значениями «Поискового декрептометрического коэффициента» Кд: 1 – (0-7%), 2 – (7-20%), 3 – (20-35%), 4 – более 35%; 5 – 6 – промышленные флогопитоносные зоны: 5 – на горизонте 1130 м, 6 – проекция на горизонт 1130 м с горизонта 1089 м; 7 – проекция на горизонт 1130 м с горизонта 1089 м флогопитоносной зоны XXV, открытой по аномалии декрептометрического коэффициента Кд [1,2].

4. **Прогнозирование содержаний полезных ископаемых.** На рисунке 2 приведен пример количественного прогноза содержаний флогопита [1] и мусковита [5] по термобарогеохимическим критериям: $ССО_2$ – концентрации CO_2 в газовой-жидких включениях, Кд – поисковый декрептометрический коэффициент.

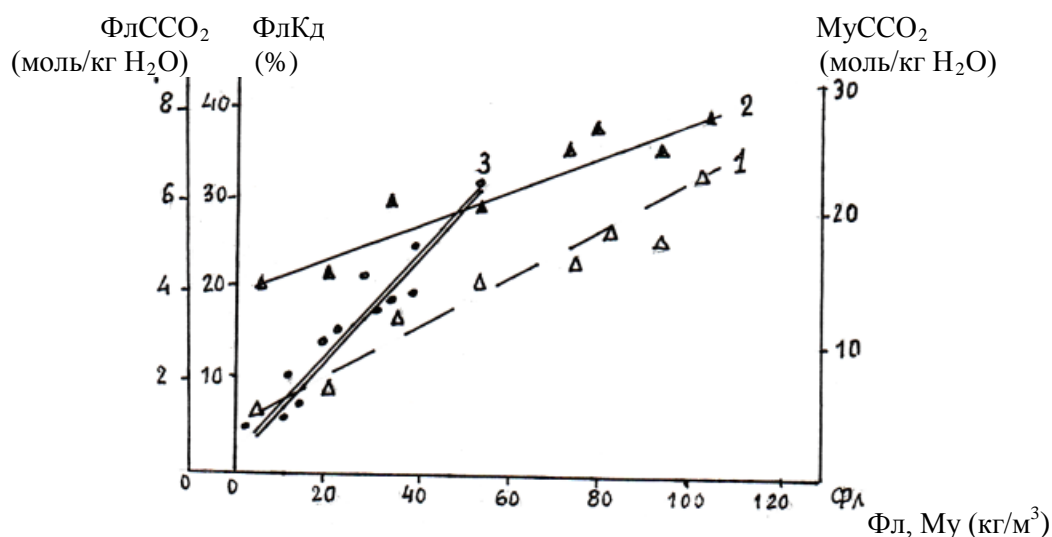


Рис. 2. Графики соотношения между содержаниями флогопита (Фл) и мусковита (Му), кг/м^3 , и термобарогеохимическими параметрами: 1 – ФлССО₂ – содержания флогопита (кг/м^3), 2 – ФлКд – содержания флогопита (кг/м^3), 3 – МуССО₂ – содержания мусковита (кг/м^3). ФлССО₂ – концентрация СО₂ в газовой-жидких включениях, ФлКд – коэффициент декрепитации газовой-жидких включений, МуССО₂ – концентрация СО₂ в газовой-жидких включениях.

3. Прогнозирование запасов полезных ископаемых. По размерам аномалии Кд (рис. 1) и графику определения содержаний флогопита по Кд (рис. 2) были рассчитаны прогнозные запасы флогопита в зоне XXV месторождения Южного – 5000 тонн. Фактические запасы флогопита, по данным его шахтной добычи, составили 5400 тонн (достоверность прогноза составила 93%).

4. Прогнозирование качества полезного ископаемого. Установлены критерии термобарогеохимического прогноза качества полезных ископаемых. Например, разработано прогнозирование качества (сортности) кварцевого сырья по газонасыщенности ($p \cdot 10^{-3} \text{ г/кг}$) и концентрации СО₂ (ССО₂) в газовой-жидких включениях [2,3].

Закключение. Всего для 11-ти исследованных полезных ископаемых на 46-ти месторождениях и промышленных участках было составлено 14 эталонировочных графиков определения промышленных параметров месторождений. Это позволило рассчитать рентабельность разработки месторождения и на этой основе достоверно решить вопрос о целесообразности его разведки. Применение указанной системы термобарогеохимических прогнозных критериев вошло важной составной частью в разработанную общую систему высокоточного, в том числе – глубинного, прогноза месторождений. Эта система прогноза позволяет повышать достоверность глубинного прогноза месторождений более чем в 10 раз (по проверенным 70-ти успешным прогнозам – в 11-18 раз) [3].

Литература

1. Ройзенман Ф.М. и др. Возможности поисков и оценки месторождений флогопита по ореолам пропаривания // В кн. Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток. Изд-во ВДНЦ, 1978.
2. Ройзенман Ф.М. Система количественной оценки оруденения // Изв. Вузов. Геол. И разв., 1996. № 3.
3. Ройзенман Ф.М. Условия образования и количественный локальный прогноз метаморфогенных месторождений. М.: изд-во Щит-М, 2004.
4. Ройзенман Ф.М. Теория богатого флюидного рудообразования под воздействием «углекислотной волны». М.: изд-во МЮИ, 2008.
5. Громов и др. Содержание углекислоты в минералах пегматитов и возможности его использования для оценки слюдоносности // Термобарогеохимия и геохимия рудообразующих флюидов. Ч. 2. Тезисы VII Всесоюз. Совещ. Львов, 1985.

Анализ флюидных включений рудопроявления «Сопка Кварцевая» Жданинского рудного поля

Рыжкович Е.В., Никитина Н.Р.

*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск,
2909-87@mail.ru*

Жданинское рудное поле расположено в пределах Верхне-Индигирского района, Восточная Якутия. Площадь района приурочена к Сияльской гряде, расположенной в горной системе Черского, а также к отдельным горным массивам Яно-Оймяконского нагорья.

На рудопроявлении Сопка Кварцевая, территория сложена алевролитами с редкими маломощными прослоями песчаников верхнетриасового возраста и песчанистыми алевролитами с редкими пластами песчаников нижней юры.

Рудные тела представлены золотоносными арсенопирит- кварцевыми жилами, которые локализуются в зонах разрывных нарушений и в трещинах скола. По морфологии выделяются три типа рудных тел: 1 – линзовидные жилы в зонах секущих разрывных нарушений (рис. 1А); 2 – межпластовые жилы в трещинах срыва (рис. 1Б); 3 –простые лестничные жилы кварца (рис. 1В).

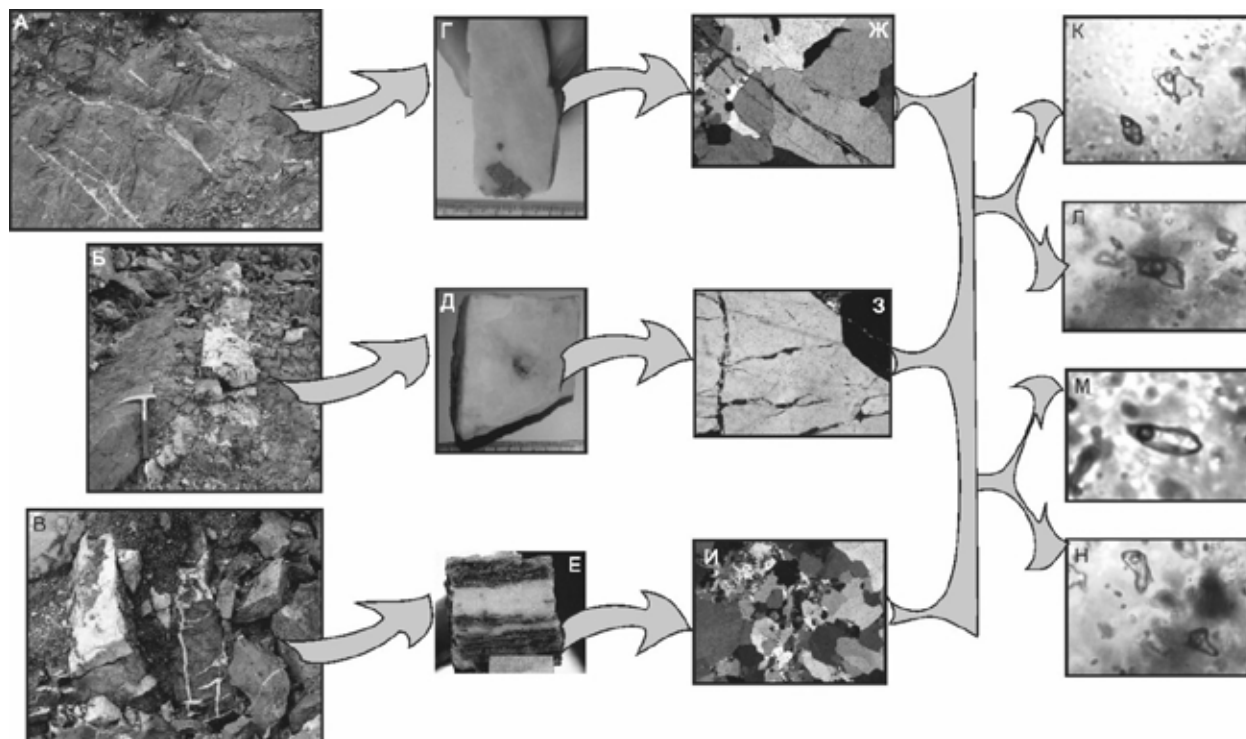


Рис. 1. Разновидность кварцевых жилы рудопроявления Сопка Кварцевая – А, Б, В; образцы – Г, Д, Е; фото шлифов разновидностей кварца – Ж, З, И; флюидные включения в кварце – К, Л, М, Н.

В образцах и шлифах кварц из межпластовых жил крупнокристаллический, молочно – белый с включениями. Кварц по трещинам в зонах прожилкования в виде отдельных прожилков обычно плотный, мелко- и среднезернистый, сливной. Кварц образующий микропрожилки, заполняющий секущие жилы и прожилки часто гребенчатый иногда друзовидный или шестоватый.

Был выполнен некоторый объем термо- и криометрических исследований. В кварце из рудных жил были обнаружены флюидные включения (рис. 1К,Л,М,Н).

Большинство флюидных включений имеют размер 10-1 мкм и форму отрицательных кристаллов или неправильную. Микротермометрические исследования флюида проводились в лаборатории СВФУ им. М.К.Аммосова используя оптический микроскоп AxioScore.A1

отражённого и проходящего света включая моторизованный температурный стол (до 600°C) и LNP95 – систему охлаждения образца жидким азотом (до -196°C). Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектик [1].

Термо- и криометрические исследования индивидуальных флюидных включений представлены в таблице 1. Рудообразующие флюиды рудопроявления Сопки Кварцевой захватывались в интервале температур (217-183 °C), и содержали растворенные хлориды натрия и магния (концентрация 5,71-1,23 мас.% экв. NaCl).

Таблица

Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце				
№ образца	Температура, °C			Концентрация солей, мас.% экв. NaCl
	гомогенизации	эвтектики	плавления льда	
Сопка Кварцевая				
Ж-1	206,9	-38,2	-2,0	3,39
	193	-34	-2,1	3,55
	200	-37,1	-1,8	3,06
	197	-35	-1,9	3,23
	194,4	-33,7	-1,6	2,74
Ж-2	183,8	-32	-2,5	4,18
	187	-34,3	-3,5	5,71
	184	-30	-0,8	1,4
	217,3	-33,2	-3,3	5,41
Ж-3	197,3	-36,4	-0,7	1,23

Зависимость изменения температуры гомогенизации от концентрации для рудообразующих флюидных включений отображена на рис. 2Б. Температура гомогенизации на рудопроявлении Сопка Кварцевая четко фиксированная в одном интервале (рис. 2А).

Таким образом, мы можем предположить, что золоторудный этап на данной территории образовался в этом температурном интервале.

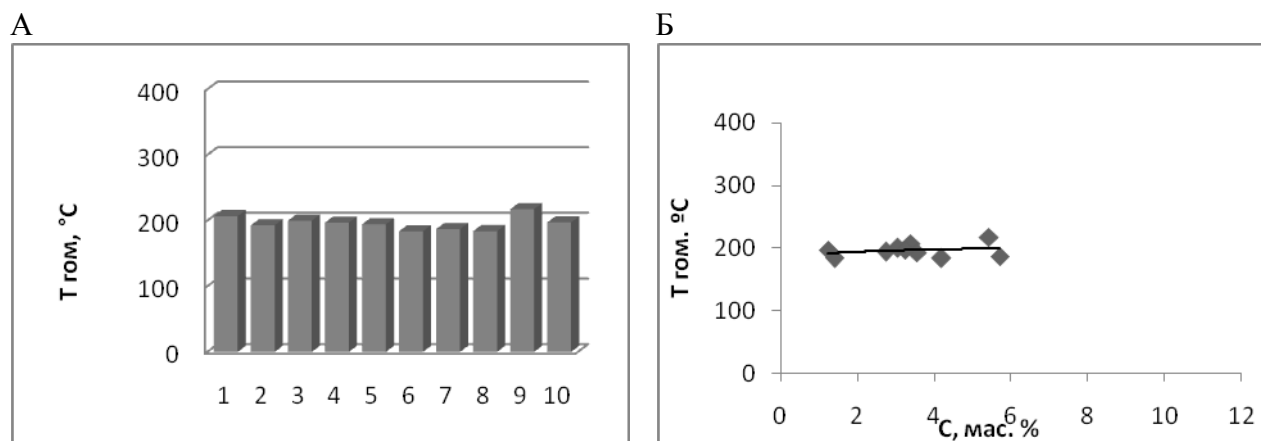


Рисунок. 2А – гистограмма величины температуры гомогенизации включений в кварце. Б – гистограмма зависимости изменения концентрации солей от температуры гомогенизации для рудообразующих флюидных включений

Литература

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16-28.

Термобарогеохимические особенности кварца в обломочных рудах Шемурского колчеданного месторождения (Северный Урал)

Сафина Н.П.^{1),2)}, Анкушева Н.Н.¹⁾

¹⁾ Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс,

²⁾ Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс; safina@ilmeny.ac.ru

Преобразованные в результате диа- и постдиагенетических процессов обломочные руды на выклинках колчеданных залежей характеризуются своими литологическими и минералого-геохимическими особенностями, отличными от исходных гидротермально-осадочных руд [1]. Цель настоящих исследований – изучение наложенных минеральных ассоциаций, содержащих кварц, и оценка физико-химических параметров растворов, участвующих в преобразовании обломочных руд.

Объектом исследований стало Шемурское колчеданное месторождение, расположенное в северной части Тагильской мегазоны в Тарньерско-Шемурском рудном районе. Оруденение приурочено к породам контрастной риолит-базальтовой формации O_3-S_1 [2]. На месторождении установлено преобладание обломочных руд, которые представлены серноколчеданными брекчиями, а также полосчатыми кремнисто-сульфидными алевропесчаниками с признаками растрескивания пиритовых обломков и оползневыми текстурами. Существенную роль в преобразовании обломочных руд играли постседиментационные процессы, которые заключались в росте конкреций и кристаллов пирита, sdвойникового сфалерита, магнетита и кварца.

Установлено несколько генераций кварца: кварц-I цементирует обломки пирита в брекчиях; кварц-II цементирует неясно-полосчатые руды (с органическими остатками и пиритом); кварц-III образует прожилки мощностью до 1 см в неясно-полосчатых рудах (с эпидотом, цоизитом, карбонатом, пиритом, халькопиритом).

Типизация ФВ в кварце проводилась в соответствии с [3]. Для измерений были выбраны сингенетические первично-вторичные и эпигенетические вторичные ФВ. Сингенетические ФВ группируются по зонам роста в кварце-I и II в ассоциации с новообразованными кристаллами пирита. Эпигенетические ФВ в кварце-III образуют полосы, выходящие за контуры зерен. Включения двухфазные и состоят из светлой жидкости и газового пузырька. Объем газового пузырька варьирует от 5 до 30%. Преобладающие размеры включений – 8-15 мкм.

Преобладающие значения температур эвтектики во всех типах кварца $-23.0 -24.0^{\circ}\text{C}$ указывают на солевую систему $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$. Температура плавления последнего кристаллика льда ($-6.1-3.0^{\circ}\text{C}$) свидетельствует о концентрациях солей 5.0-9.3 мас.% NaCl -экв. Выявлен широкий диапазон температур гомогенизации $99.8-227.0^{\circ}\text{C}$.

Для ФВ из кварца брекчий (I) установлены повышенные значения солёности (6.9-9.3 мас.% NaCl -экв.) при наименьших температурах гомогенизации ($99.8-121.7^{\circ}\text{C}$). ФВ из кварца-II алевропесчаных руд отличаются широкими вариациями значений солёности и температур гомогенизации (5.0-9.3 мас.%, $109.0-170.7^{\circ}\text{C}$). В кварце-III из прожилков получено две группы значений: низкотемпературный ($113.0-131.3^{\circ}\text{C}$) и высокотемпературный ($213.6-227.0^{\circ}\text{C}$). Значения солёности в двух группах (6.1-7.73 и 5.86-7.45 мас.% NaCl -экв.) сходны. Присутствие второй группы значений свидетельствует о двух порциях раствора, участвующих в процессе формирования кварца. Кварц в прожилках испытал большую перекристаллизацию. Это выражается в укрупнении его зерен, появлении на контактах зерен метагенетических структур рекристаллизационно-грануляционного бластеза [4]. Присутствие в кварцевых прожилках эпидота и цоизита также свидетельствует о большей степени преобразования кварца-III, в сравнении с кварцем-I и II. Для первых двух генераций кварца установлены зазубренные регенерационные границы, которые образовались в результате гравитационного уплотнения осадка в условиях позднего диагенеза и катагенеза.

Фиксируется общий тренд уменьшения солёности флюида по мере повышения температуры гомогенизации и степени преобразования обломочных руд.

Полученные результаты были сопоставлены с параметрами образования нерудных минералов на других колчеданных объектах. Так, на Сафьяновском месторождении на Среднем Урале, в ряду гидротермально-осадочные колломорфные руды – серноколчеданные коллювиальные брекчии – полосчатые барит-сульфидные алевропелиты возрастает температура гомогенизации (130-170, 160-190, 190-230°C) и снижается солёность флюида (2.5-5.0, 2.2-4.0, 1.5-3.0 мас.% NaCl-экв.), что согласуется с увеличением степени их постседиментационного (катагенетического) преобразования. В этом же ряду происходит смена многокомпонентного состава флюида (NaCl-Na₂SO₄-H₂O – колломорфные руды, NaCl-Na₂CO₃-NaHCO₃-Na₂SO₄-H₂O – брекчии) на преимущественно хлоридно-натриевый. На Молодежном колчеданном месторождении Южного Урала низкотемпературные (65-107°C) и высокосолёные (8.0–11.0 мас.% NaCl-экв.) ФВ в барите отмечены в пиритизированных трубчатых червях из обломочных руд. Барит, заполняющий осевые полости трубчатых червей, был образован при диагенетическом преобразовании обломочных разностей.

Проведенные исследования ФВ в кварце Шемурского месторождения показали, что параметры флюидов при формировании различных генераций кварца существенно различаются только по температурам гомогенизации. Широкий разброс значений солёности ФВ в кварце алевропесчаных руд может быть результатом смешивания флюидов с меньшей или большей солёностью при изменении РТ-параметров среды минералообразования [5].

Сравнительный анализ результатов изучения флюидных включений свидетельствует о том, что диа- и постдиагенетические кварц и барит в преобразованных полосчатых рудах, отличаются пониженными значениями солёности и повышенной температурой гомогенизации ФВ, относительно исходных гидротермальных и крупнообломочных руд, которые близки к источнику сноса. Это можно объяснить кристаллизацией нерудных минералов из растворов «истощенных» гидротерм в условиях постдиагенетического преобразования.

В целом, термобарогеохимические особенности дополняют результаты минералого-геохимических исследований, направленных на выявление признаков придонного преобразования обломочных руд.

Исследования выполнены в рамках государственной темы «Создание моделей минералообразования в рудно-седиментационных системах вулканогенных и осадочных формаций» ГРН№01201350139 (руководитель В.В. Масленников) и поддержаны РФФИ (проект № 14-05-31330 мол_а).

Литература

1. Сафина Н.П., Масленников В.В. Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское (Урал) Миасс: УрО РАН, 2009. 260 с.
2. Трякина Н.П. Некоторые особенности геологического строения и зональности руд Шемурского месторождения // Вопросы генезиса эндогенной зональности колчеданных месторождений. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 148. М., 1979. С. 62–65.
3. Кульчицкая А.А., Возняк Д.К., Черныш Д.С. Диагенетические включения и их место в генетических классификациях // Материалы XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Москва: ИГЕМ РАН, 2012. С. 48–49.
4. Япаскурт О.В. Стадиальный анализ садочного процесса // Литосфера, 2008. №4. С. 364–377.
5. Wilkinson J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // Lithos, V.55. 2001. P. 229–272.

Недра Земли – природный физико-химический реактор: термабарометрия и геохимия процессов минералогенеза породно-рудных комплексов литосферы

Сворень Й.М., Наумко И.М.

ИГТГИ НАН Украины, г. Киев, igggk@mail.lviv.ua, naumko@ukr.net

Дефекты в твердых телах, в частности, включения, пузыри и другие, в разных формах нахождения в минералах и породах литосферы, играют важную роль в воссоздании процессов флюидопереноса вещества и условий образования породно-рудных комплексов, установлении состава флюидной среды, в которой они осуществляются. Соединения углерода, исходя из их строения, стойкости в аномальных термодинамических условиях и уникальности физико-химических свойств, занимают особое место в решении этих проблем.

Поднятые в разных местах со дна Индийского, Атлантического, Тихого океанов закалочные стекла основных магм возникают при почти мгновенном остывании расплава в месте контакта его с водой. Быстрота процессов закалки расплава способствует сохранности первичного состава флюида, законсервированного возникшей коркой вулканического стекла мощностью 0,5–2,5 см, которая содержит мелкие фенокристаллы оливина (0,01–0,05 мм) и газовые пузыри сферической формы размером до 0,5 мм в диаметре. Газовая фаза включений расплава в оливине с $T_{\text{гом}} = 1100\text{--}1150^\circ\text{C}$ обычно составляет примерно 3 % вакуоли [1].

Газовая фаза пузырей в стекле соответствует составу летучих компонентов, отделившихся от вскипающей на глубине магмы, до излияния ее на поверхность дна океана.

Масс-спектрометрическим химическим методом изучено содержимое этих пузырей и установлено, что летучим веществом представлен исключительно лишь диоксид углерода (CO_2) с $\delta^{13}\text{C} = (-6,1 \pm 0,5) \text{‰}$ [2]. В этой связи именно CO_2 нами уделено особое внимание.

Диоксид углерода в молекулярной форме нахождения и азот (в малых количествах) нами установлены во флюидных включениях в кристаллах алмаза октаэдрического габитуса из кимберлитовых трубок “Мир” и “Айхал”. Это позволило сделать вывод, что он выражает специфику флюидного режима Якутской алмазоносной провинции. Кроме CO_2 , в составах газов дополнительно выявлено незначительное количество углеводородов, воды, водорода и оксида углерода (CO), выделенных из дефектов в кристаллах алмаза их нагреванием. Установлена закономерная зависимость количественного содержания летучих веществ от числа твердых включений, их минерального состава и структуры с учетом факта на порядок высшей концентрации летучих веществ в алмазах эклогитового парагенезиса по сравнению с алмазами ультраосновной ассоциации.

Атомы углерода имеют одинаковое количество протонов, равное шести, однако содержат разное количество нейтронов в атомных ядрах при одинаковом количестве электронов и поэтому в периодической таблице элементов занимают свое место. Стабильные изотопы углерода ^{12}C и ^{13}C существуют в природе неопределенно длительное время и из-за этих уникальных свойств успешно используются в науке и практике, в частности и для решения природных генетических проблем.

В многочисленных экспериментальных исследованиях изотопного состава углерода используют эталон Г. Крейга – углерод карбоната кальция окаменелости *Belemnitella americana* позднемелового возраста из формации Пи-Ди (США), названный термином “PDB” (пидиби), с соотношением $^{12}\text{C}/^{13}\text{C} = 88,99$ или с соотношением $^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = 0,0112372$ (практически используют число 0,01124), а саму информацию выражают в промиле (δ , ‰).

Несмотря на полученные многими исследователями в ходе исследований важные результаты, поставленной задачи, например, о генезисе углеродсодержащих газов мигрирующих флюидов не было решено до этого времени, ибо эта сложность частично заложена собственно в стандарте PDB. Даже изотопно легкий состав метана по углероду

($\delta^{13}\text{C}$) или по водороду (δD) не свидетельствует о его сингенетичности вмещающим осадкам, и наиболее вероятно в зону стабильности он поступает из глубин литосферы.

Нами [3] расчетным путем показано, что углерод метана с $\delta^{13}\text{C}$, равной $-40,0\text{‰}$, имеет отношение $^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = 0,0107877$. Подставляя эту величину в известную формулу и делая одновременно замену значения стандарта PDB на полученную соавторами [2] величину отношения глубинного диоксида углерода: $(-6,1 \pm 0,5)\text{‰}$, получаем $\delta^{13}\text{C} = -33,4\text{‰}$.

Разница этих величин составляет $-6,6\text{‰}$, т. е. использование в качестве стандарта изотопного соотношения глубинного диоксида углерода автоматически утяжелило изотопный состав углерода какого либо минерального образования или породы на $-6,6\text{‰}$, а на самом деле длительное использование стандарта PDB искусственно облегчило все изотопные результаты, полученные к этому времени. Использование стандарта PDB для воспроизведения сложных физико-химических процессов с участием исходного глубинного диоксида углерода порождает проблему в понимании этих реальностей природных явлений. Прослеживается дополнительно ещё одна интересная закономерность: подставляя в известную формулу одновременно оба эти соотношения попеременно числитель–знаменатель и наоборот получаем в одном случае $(-6,2)\text{‰}$, в другом – $(+6,2)\text{‰}$ при своей стандартной величине, равной $(-6,1)\text{‰}$. В пределах точности измерений получено фундаментальное число 6,0, равное числу протонов в атоме углерода.

Дифференциацию изотопов углерода в природе промоделировано процессами синтеза некоторых карбонатов в среде геля кремниевой кислоты при комнатных условиях и установлено, что изотопный состав углерода в полученных за два года кристалликах CaCO_3 потяжелел от $-19,6\text{‰}$ (исходное соединение Na_2CO_3) до $-10,6\text{‰}$, соответственно $\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$ – до $-14,7\text{‰}$ за три месяца кристаллизации. Такое значительное изменение $\delta^{13}\text{C}$ в полученных синтетических карбонатах невозможно объяснить ни диффузионными процессами, ни адсорбционными свойствами молекул, которые вмещают разные по массе изотопы (квантостатистический изотопный эффект), ни фракционированием изотопов [3].

В итоге доказано, что смена-дифференциация изотопного состава углерода в гидротермальных карбонатах и других углеродсодержащих образованиях зависит как от разной химической активности его изотопов относительно разных элементов, в частности, катионов кальция и меди, так и длительности медленного процесса синтеза кристаллов, который протекает при минимуме энтропии системы в диффузионных условиях, т. е. установлена ранее неизвестная большая химическая активность ^{13}C в процессах образования этих карбонатов и других углеродсодержащих твердых тел и легкого изотопа углерода в процессах синтеза легких компонентов, в частности, метана в глубинных геосферах, прежде всего литосфере, Земли.

Полученными термобарически-геохимическими (минералофлюидологическими) результатами также утверждается факт построения планеты Земля в разное время двумя отличающимися по происхождению комплексами углеродсодержащих образований–пород : 1 – расплавной части, верхи которой называли астеносферой, и 2 – литосферы, которая во времени позже окутала астеносферу, вместе создавшие нашу планету с сегодняшними параметрами на орбите и благоприятными условиями для жизни на ней.

Такова была Воля Создателя Вселенной!

Литература

1. Шнюков Е.Ф., Калюжный В.А., Щирица А.С. и др. Газовые флюиды контактовых базальтов дна Индийского океана (по реликтовым включениям) // Докл. АН СССР. 1987. Т.297. № 6. С. 1457–1460.
2. Мамчур Г.П., Сворень Й.М., Калюжный В.А. и др. Изотопный состав углерода свободной углекислоты из базальта дна Индийского океана // Тез. докл. Всесоюз. совещ. по геохимии углерода. М. : ГЕОХИ, 1981. С. 234–235.
3. Сворень Й.М. Значення ізотопів вуглецю для вирішення проблем генези родовищ корисних копалин // Геологія і геохімія горючих копалин. 2012. № 1–2 (158–159). С. 138–143.

Силикатные жидкости гидротермального происхождения: артефакт или природное явление?

Смирнов С.З.^{1,2,3)}, Томас В.Г.⁴⁾, Каменецкий В.С.⁴⁾, Данюшевский Л.В.⁴⁾

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

²⁾ Новосибирский государственный университет

³⁾ Томский государственный университет

⁴⁾ CODES University of Tasmania, Hobart, Australia.

Введение. Силикатные жидкости в геологии считаются магматическими средами минералообразования. Исследование процессов, характеризующих завершение кристаллизации водосодержащих кислых магм и переход от магматического минералообразования к гидротермальному в гранитных пегматитах привело к открытию необычных силикатных жидкостей. Включения этих жидкостей встречаются в минералах миарол гранитных пегматитов, образование которых происходит из гидротермальных пегматитовых растворов. Считается, что эти включения представляют собой остаточные пегматитовые расплавы и/или результат их ликвации [1-3]. В данном исследовании мы предлагаем альтернативную модель образования силикатных жидкостей из высокотемпературных гидротермальных водных растворов и оцениваем в каких геологических обстановках такая модель может реализоваться.

Включения водно-силикатных жидкостей в гидротермальных минералах. Минералообразующие среды в подавляющем большинстве гидротермальных минералов представлены включениями рассолов, разбавленных жидких и газообразных водных растворов. Тем не менее, в кристаллах кварца из миароловых пустот гранитных пегматитов с высокими содержаниями бора и фтора, которые, как считается, имеют гидротермальное происхождение, часто встречаются включения раскристаллизованных водно-силикатных жидкостей. При комнатной температуре они состоят из агрегата дочерних силикатных фаз. Их прогрев в автоклаве приводит к полному переплавлению крупных и гомогенизации мелких включений при 600-650°C и давлении воды 2 – 3 кбар. Составы стекол похожи на водонасыщенные гранитные расплавы, но часто отличаются от последних пониженным содержанием SiO₂ (до 58 мас. %), повышенным содержанием H₂O (до 15 мас. % и более) и необычным соотношением щелочей. Кроме этого для стекол характерны повышенные содержания бора, фтора и некоторых рудных металлов. В ассоциации с этими включениями всегда встречаются сингенетичные флюидные включения. Детальные исследования их фазового и химического состава методами рамановской спектроскопии и LA-ICP-MS показали, что они содержат растворы боратов Li, Na, K, Rb и Cs с примесями As и Sb.

Водно-силикатные жидкости в гидротермальных экспериментах. Водно-силикатные жидкости с содержанием SiO₂ от 58 до 71 мас.% и воды – 10 – 18 мас.% являются закономерным продуктом экспериментов, проведенных при 500 – 600°C и 1,5 кбар в щелочных и щелочно-боратных водных растворах с шихтой SiO₂, SiO₂-Al₂O₃ и Li гранита [4,5]. Появление и количество силикатной жидкости в эксперименте определяется концентрацией щелочных металлов и практически не зависит при этом от концентрации в растворах бора, хлора и фтора. Как при закалке, так и при охлаждении водно-силикатные жидкости превращаются в прозрачное бесцветное стекло по свойства подобно твердым гидрогелям кремнезема. Механизм образования водно-силикатных жидкостей в гидротермальных процессах. Считается, что природные силикатные жидкости возникают в результате плавления силикатных минералов, а гидротермальный процесс всегда следует за магматическим. Последнее определяется тем, что при кристаллизации силикатов остаточный расплав обогащается водой, которая выделяется из него в результате декомпрессии или ретроградного кипения. Образование силикатной жидкости из водного раствора в такой модели представляется незакономерным.

Для определения механизма возникновения силикатных жидкостей в гидротермальных условиях в системе Li гранит – вода был проведен эксперимент с ампулой ловушкой. Схема сборки предполагала, что если силикатная жидкость образуется как результат плавления шихты, то ее не будет в ампуле-ловушке. В результате эксперимента в ловушке оказалась линза из прозрачного стекловатого материала, а основная масса стекловатых продуктов отвердевания водно-силикатной жидкости скопилась вблизи поверхности раздела между шихтой и водным раствором. Из оценок материальных балансов следует, что значительная часть водно-силикатной жидкости образовалась путем ее осаждения из водного раствора, а не в результате реакционного плавления.

Растворимость и способность к полимеризации кремнекислородных соединений увеличивается по мере роста содержания в растворе щелочных металлов, что обусловлено образованием их легко растворимых соединений с кремнеземом. В щелочных растворах полимеризация кремнезема ведет к появлению коллоидных частиц, которые коагулируя, образуют капли водно-силикатной жидкости, опускающиеся на поверхность шихты.

Условия образования водно-силикатных жидкостей в природе. Эксперименты убедительно показывают, что водно-силикатные жидкости легко образуются в гидротермальных условиях, если водные растворы при высоких температурах характеризуются повышенной щелочностью, объясняющейся высокотемпературным гидролизом солей, растворенных во флюиде. В первую очередь этой особенностью будут обладать растворы солей слабых и, в некоторой мере, средних по силе кислот: угольной, борной, мышьяковой и некоторых других. Установлено, что подобные соединения присутствуют во включениях водных флюидов в миароловом кварце турмалиноносных пегматитов, а некоторые, например бораты, играют в них главную роль.

Солевой состав пегматитовых флюидов является результатом их совместной эволюции с силикатным расплавом. Щелочно-боратный состав определяет высокую растворимость в нем SiO_2 , часть которого, выделяясь из флюида в форме водно-силикатной жидкости, может захватываться растущими кристаллами в виде включений. Старение захваченного силикатного вещества приводит к дальнейшей полимеризации кремнекислородных соединений, отделению воды, и кристаллизации силикатных минералов. При комнатной температуре такие включения имеют все признаки расплавных, хотя, по сути, не являются результатом захвата магматического расплава. Коллоидная природа продуктов отвердевания экспериментальных водно-силикатных жидкостей позволяет предполагать, что пегматитовые водно-силикатные жидкости изначально также имели коллоидную природу и являлись результатом полимеризации растворенного в воде силикатного вещества, а не продуктом кристаллизационной дифференциации пегматитовой магмы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ гранты (09-05-00153, 13-05-00471) и CODES Initiative Grant P2.N1 (В.С. Каменецкий).

Литература

1. Thomas R. Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluid at low pressure // Contrib. Miner. Petrol. 2000. V.139. P. 394-401.
2. Thomas R., Forster H. J., Rickers K. et al. Formation of extremely F-rich hydrous melt fractions and hydrothermal fluids during differentiation of highly evolved tin-granite magmas: a melt/fluid-inclusion study // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V.148. P. 582-601.
3. Смирнов С.З., Перетяжко И.С., Загорский В.Е. и др. Включения необычных позднемагматических расплавов в кварце пегматитовой жилы Октябрьская (Малханское поле, Центральное Забайкалье) // Доклады РАН. 2003. Т.392. №2. С. 239-243.
4. Smirnov S.Z., Thomas V.G., Demin S.P. et al. Experimental study of boron solubility and speciation in the $\text{Na}_2\text{O}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ system // Chem. Geol. 2005. V.223. N1-3. P. 16-34.
5. Томас В.Г., Смирнов С.З., Козьменко О.А. и др. Образование и свойства водно-силикатных жидкостей в системах $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ и гранит- $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ при 600°C и 1.5 кбар // Геол. Геофиз. 2014. Т.22. № 3. С. 327-344.

Флюидные включения в кварце золоторудных жил проявления Секущий (Чукотка)

Сокерина Н.В., Кузнецов С.К., Исаенко С.И.

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

Золоторудное проявление Секущий расположено на севере Чукотки в пределах Алярмагтынского рудного поля и охватывает территорию верхнего течения р. Куэкунь. Сведения о геологическом строении района и рассматриваемого проявления, рудных телах, условиях рудообразования изложены в работах В.А. Войнова и других геологов [1,2]. Рудные тела проявления Секущий представляют собой кварцевые, кварц-карбонатные жилы север-северо-западного простирания с наложенной сульфидной минерализацией и зоны прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации северо-западного и субширотного простирания, прослеживающиеся в углисто-глинистых филлитизированных сланцах иультинской свиты поздней перми-триаса. Золото находится в ассоциации с сульфидами.

Присутствующие в жильном кварце флюидные включения весьма разнообразны по форме, величине, содержанию газовой и жидкой фаз. По особенностям локализации можно выделить первичные и вторичные включения. Результаты изучения флюидных включений методами гомогенизации и криометрии представлены в таблице 1.

Таблица 1

Результаты изучения флюидных включений в золотоносном кварце
проявления Секущее

№№	ГФ, %	Т пл. CO ₂	Т пл. газогид, °C	Т гом., CO ₂ , °C	Т полн. гом., °C	Краткая характеристика
1	50-70	-56.6 -58.6	7.1-8.8	26.8-29.0	342-369 350*	Трехфазовые включения с жидкой углекислотой. При нагревании частичная гомогенизация CO ₂ происходит в газовую фазу, полная гомогенизация так же происходит в газовую фазу
2	25-60	-56.6 -59.9	7.1-8.0	8.5-27.9	317 (остальные взорвались)	Трехфазовые включения с жидкой углекислотой. При нагревании частичная гомогенизация CO ₂ происходит в жидкую фазу. Часто декрепитация происходит до температуры полной гомогенизации
3	100	-56.9 -57.3	-	15.8-28.8	-	Двухфазовые включения с жидкой углекислотой. При нагревании гомогенизация CO ₂ происходит в жидкую фазу.
4	до 10	-	-	-	136-281	Двухфазовые вторичные включения

Примечание: * - наиболее типичны.

Газовый состав включений изучался методом Рамановской спектроскопии. Установлено, что в составе флюидных включений преобладает углекислый газ, содержание которого изменяется в интервале 85.2—100 мол.%. В некоторых случаях газовая фаза полностью состоит из углекислого газа, но чаще всего встречаются незначительные примеси таких газов как азот и метан (табл. 2). Содержание азота колеблется в интервале 0—11.2 мол.% и, в среднем, составляет 6.6 мол.%. Метан присутствует в очень незначительных количествах 0—3.6 мол.%, в среднем – 1.6 мол.%. Соотношение CO₂/CH₄ в среднем равно 60.1, что свидетельствует об окислительных условиях минералообразования.

Таблица 2

Состав газовой фазы флюидных включений золотоносного кварца проявления Секущее
(по данным Рамановской спектроскопии)

№№	CO ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂ / CH ₄	Примечание
	мол. %				
1	87.1	10.6	2.3	37.9	Трехфазовое включение Ж _{H2O} + Ж _{CO2} + Г _{CO2}
2	100	0	0	-	Однофазовое газовое включений Ж _{CO2}
4	93.0	6.6	0.4	232.5	Трехфазовое включение Ж _{H2O} + Ж _{CO2} + Г _{CO2}
5	93.8	4.6	1.5	62.5	Трехфазовое включение Ж _{H2O} + Ж _{CO2} + Г _{CO2}
6	85.2	11.2	3.6	26.4	Трехфазовое включение Ж _{H2O} + Ж _{CO2} + Г _{CO2}
среднее	93.8	6.6	1.6	60.1	-

Результаты изучения флюидных включений в жильном кварце рудопрооявления Секущий свидетельствуют о том, что формирование золото-сульфидно-кварцевых жил происходило при температуре 300-350°C. Обращает на себя внимание широкие вариации соотношения жидкой и газовой фаз во включениях, наличие трехфазных включений с жидкой углекислотой, гомогенизация включений как в жидкую, так и газовую фазы. Можно полагать, что рудообразующая система была неоднородна по составу и фазовому состоянию. В системе присутствовали два флюида: водно-углекислотный с незначительными примесями азота и метана и существенно газовый углекислотный с незначительными примесями азота, етана и воды. Возможно, происходило вскипание растворов с отделением углекислоты и других компонентов вследствие проявления тектонических подвижек и падения давления в трещинных полостях. Соотношение содержаний CO₂/CH₄ в газовой фазе включений, обычно использующееся для оценки окислительно-восстановительного потенциала, достаточно высокое – составляет в среднем 60,1, что свидетельствует об окислительных условиях минералообразования.

Следует заметить, что значительная газонасыщенность флюидных растворов, повышенное содержание углекислоты является характерным для золото-сульфидно-кварцевых месторождений. В связи с этим, полученные нами данные косвенно свидетельствуют о перспективности Алярмагтынского рудного поля.

Работа выполнена при финансовой поддержке НИИ 4795.2014.5, Программ: УрО и ДВО РАН № 12-С-5-1006, Президиума РАН № 12-П-5-1027; Проекта фундаментальных исследований УрО РАН 12-5-6-016-АРКТИКА и ОФИ УрО РАН 12-5-031-УПП.

Литература

1. Бортников Н.С., Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н. и др. Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы и условия образования. // Геология рудных месторождений. 2004. Т.46. № 6. С. 475–509.
2. Войнов В.А. и др. Информационный геологический отчёт о результатах и объемах работ, выполненных в 2011 году по объекту «Поисково-оценочные работы на золото в пределах Алярмагтынского рудного поля (Чукотский АО)», Певек, 2011 г.

Физико-химические условия образования кварц-вольфрамит-молибденитовой ассоциации месторождения Забытое (Дальний Восток России)

Степанов О.В., Пахомова В.А., Карась О.А., Федосеев Д.Г.

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки ДВГИ ДВО РАН,
г. Владивосток, stepanov@fegi.com*

Месторождение Забытое образовалось в связи со становлением штока литий-фтористых редко-металльных гранит-порфиров, по мнению некоторых авторов, при участии более глубинного источника рудоносных растворов. Пространственно месторождение локализовано в экзо- и эндоконтактах небольших штоков литий-фтористых гранитов, которые прорывают песчано-сланцевые отложения уктурской свиты и верхние горизонты валанжинского яруса раннего мела. Вмещающие породы на контакте с гранитами биотитизированы и окварцованы.

Рудные тела, связанные с редкометалльными гранитами, представлены жилами и линейными прожилковыми зонами субмеридионального простирания с крутым падением. Рудные минералы представлены вольфрамитом, молибденитом, касситеритом, реже арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, пирротинном, висмутином, козалином, самородным висмутом, сфалеритом, шеелитом, галенитом, марказитом. Из Жильных минералов распространены кварц, топаз, слюды, калиевый полевой шпат, флюорит, серицит.

Выделены следующие рудные минеральные ассоциации [1]: 1 - кварц-молибденитовая, 2 - кварц-вольфрамит-молибденитовая (с аксессуарным бериллом), 3 - кварц-вольфрамит-флюорит-касситеритовая, 4 - кварц-вольфрамит-арсенопиритовая, 5 - кварц-пирит-сфалерит-галенитовая и 6 - кварц-карбонат-пиритовая.

В процессе образования месторождения Забытое выделяют [2] три основных этапа: дорудный, рудный и пострудный. В дорудный этап формировались ранние прожилки кварца без рудных минералов, затем образовались мелкие пегматоидные тела и сопровождающая их слабо проявленная флюоритовая и молибденитовая минерализация. В рудный этап формировались ассоциации грейзеновой, кварц-вольфрамитовой и кварц-сульфидной стадий. К кварц-вольфрамитовой стадии относятся кварц-вольфрамит-молибденитовая и кварц-вольфрамит-флюорит-касситеритовая ассоциации, а к кварц-сульфидной стадии - кварц-вольфрамит-арсенопиритовая и кварц-пирит-сфалерит-галенитовая ассоциации. В пострудный этап отлагались только прожилки кварц-карбонат- пиритового состава.

В порфировидных включениях кварца из гранита наблюдаются редкие расплавные и большое количество газожидких включений. Объем жидкой фазы непостоянен (10-20 об.%), характерно присутствие 3-4 и более кристалликов (галит, сильвин, каробиинит). Включения в постмагматическом кварце содержат заметно большее количество воды и углекислоты, количество твердых фаз обычно не превышает двух, реже трёх [3].

Задачей данной работы является термобарогеохимическое изучение газовой-жидких включений, а так же выяснение последовательности выделения минералов в кварц-вольфрамит-молибденитовой ассоциации.

Кварц-вольфрамит-молибденитовая ассоциация слагает жилы, состоящие из крупнокристаллического кварца с гнездовыми скоплениями вольфрамита, рассеянной вкрапленностью или оторочками молибденита. В незначительном количестве в жилах присутствуют топаз, флюорит, ортоклаз, слюды, представленные литийсодержащим мусковиг-фенгитом и мусковитом. В ряде участков кварц-вольфрамит-молибденитовые жилы сопровождаются слюдистыми грейзенами, которые сменяются кварц-слюдистыми, а последние - грейзенизированными гранитами.

В данной ассоциации выделен следующий порядок кристаллизации:

Топаз (ранний) → вольфрамит → кварц, топаз (поздний).

Топаз и вольфрамит выделялись близодновременно, о чем свидетельствуют петрографическое изучение, а так же рудный минерал во включениях в топазе. Температуры гомогенизации включений в минералах этой ассоциации достаточно высоки: для кварца 380-250°C; для топаза 394-360°C. В литературе приведены диапазоны температур кварц-вольфрамотовой стадии, в которую входит и данная ассоциация: 410-150°C для кварца; 425-200°C для топаза.

При петрографическом изучении взаимоотношений минералов и последующем изучении включений в них можно проследить уменьшение объема газообразной фазы, которая представлена CO_2 газ. В самом начале кристаллизации газовый пузырёк занимает 45-40 об.% от общего объема вакуоли, а в

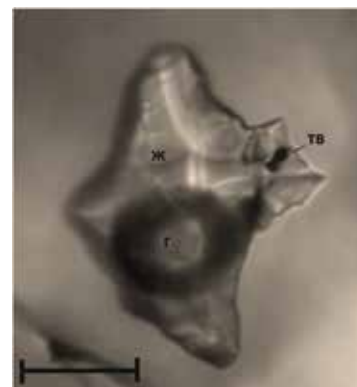


Рис. 1. флюидное включение в топазе. г– CO_2 , ж– жидкость, тв– вольфрамит. Длина отрезка – 20 мкм.

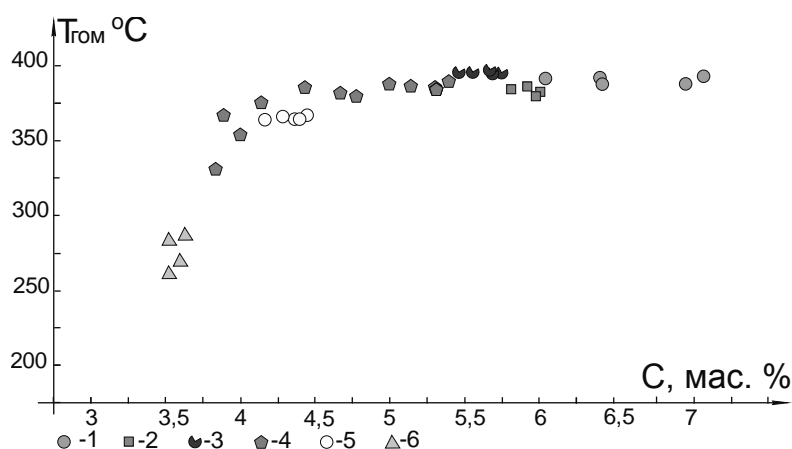


Рис. 2. График распределения флюидных включений в зависимости от концентрации солей (в пересчёте на NaCl) и температуры гомогенизации

1 - ранний топаз, 2 - идиоморфные кристаллы топаза, 3 - поздний топаз, 4 - ранний кварц, 5 - поздний кварц, 6 - идиоморфные кристаллы кварца

По мере кристаллизации минералов концентрация солей во включениях снижается от 7 до 3,5 мас.% (в пересчёте на эквивалент NaCl). Температура гомогенизации для данной ассоциации соответствует интервалу 394 – 250°C.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ №№ 14-05-31032, ДВО РАН №№ 14-III-B-08-188, 14-III-B-08-189.

Литература

1. Гвоздев В.И., Давыдов А.С., Макиевский В.П. Висмутовые минералы в рудах месторождения Забытое // Информационная записка. Владивосток, 1987. 54с.
2. Гвоздев В.И., Коростелёв П.Г., Игнатъев А.В., Малахов В.В., Кокорин А.М., Боровик Л.В., Макиевский В.П., Давыдов А.С. Минеральные ассоциации и генезис руд месторождения Забытое (Приморье) // минеральные ассоциации месторождений олова и вольфрама на Дальнем Востоке: сборник научных трудов, Владивосток, 1990. С. 3-16.
3. Руб А.К., Руб М.Г. Редкометальные граниты Приморья. М.: ВИМС, 2006.

идиоморфных кристаллах кварца из микрополостей, который кристаллизовался последним – объем пузырька примерно равен 30-25об.%. Такая закономерность характерна не только в рамках одной ассоциации, но и в целом для рудного этапа.

Определение методом криометрии состава флюидных включений показало преобладание хлоритов щелочных и щелочноземельных металлов, наиболее часто встречаются хлориты натрия и калия, реже хлориты магния.

Результаты измерений приведены на графике (рис. 2).

Эволюция рудообразующей системы Верхнекаралонского золоторудного месторождения Средневитимской горной страны (по результатам термобарогеохимических исследований включений в кварце)

Толмачева Е.В.¹⁾, Рыцк У.Ю.¹⁾, Великославинский С.Д.¹⁾, Прокопов Н.С.²⁾, Саморуков В.И.³⁾

¹⁾ Институт геологии и геохронологии докембрия, г. Санкт-Петербург,

helenatolmacheva@yandex.ru

²⁾ НИИ Физической и органической химии Южного федерального университета, Ростов-на-Дону, nsprokov1803@yandex.ru

³⁾ ООО "РудКаралон"

Верхнекаралонское золоторудное месторождение представляет один из рудных объектов Каралонского рудного поля в вулканоплутоническом комплексе позднего неопротерозоя Байкало-Муйского пояса. Согласно новым геологическим данным, месторождение образовано пакетами сближенных в вертикальном разрезе пологих золото-кварцево-жильных рудных зон, которые локализованы в массиве субщелочных лейкогранитов падоринского комплекса с возрастом 590 млн. лет, прорванных разновозрастными дайками диоритовых и базальтовых порфиритов. В формировании рудных зон установлено три этапа. С первым этапом связаны кварц-альбит-хлоритовые метасоматиты и тектониты, сопровождающиеся системами ветвящихся кварцевых прожилков с золотом. В ходе второго этапа на эти образования наложен метасоматический комплекс золотоносных березитов с одиночными малосульфидными кварцевыми жилами в кровле зон березитовых изменений. Березиты и кварцевые жилы включают ксенолиты и реликтовые участки переработанных хлоритовых метасоматитов. В локальных структурных участках на комплекс золотоносных метасоматитов рудных зон, наложено брекчирование и катаклаз, с которыми в ряде мест ассоциируют жилы гранулированного кварца с сульфидами.

Для выяснения условий формирования и эволюции рудообразующей системы Верхнекаралонского месторождения изучены включения минералообразующих сред в образцах кварца рудных зон его Центрального участка. Образцы отобраны из золотоносных кварц-альбит-хлоритовых метасоматитов, более поздних березитов и участков наложенного брекчирования и катаклаза. Микроскопические исследования включений проводились при увеличениях 250-1000 раз. Температуры ($T_{\text{гом}}$) определялись методом гомогенизации. Расчет давлений ($P_{\text{фл}}$) осуществлялся по сингенетичным включениям водных рассолов и углекислоты и по температурам частичной и полной гомогенизации водно-солевых включений.

Кварц-альбит-хлоритовые метасоматиты представлены мелкозернистой сланцеватой массой хлорита, кварца, слюды, сульфидов и содержат видимое золото. Первичные флюидные включения в кварце этих пород сохранились плохо, что свидетельствует о проявлении более поздних высокотемпературных процессов. Цепочки первичных флюидных включений в кварце представлены несколькими генерациями гетерогенного флюида, состоящими из сингенетичных включений CO_2 ($\pm \text{H}_2\text{O}$) и включений водных рассолов ($\text{H}_2\text{O} + \text{соли}$). В ранних генерациях преобладают включения CO_2 (с двумя фазами CO_2), тогда как в более поздних – включения водных рассолов. $T_{\text{гом}}$ наиболее ранних включений водных рассолов варьирует в диапазоне 265-270°C, а более поздних - 220-225°C. Газ и жидкость CO_2 во включениях гомогенизируются при $T=25^\circ\text{C}$, что соответствует ее удельному объёму 1.43 см³/г. Соответственно, $P_{\text{фл}}$ при захвате этих включений около 1.2 кбар. В более поздних первичных включениях иногда отмечаются признаки вскипания флюида, что связано, по-видимому, с декомпрессией при миграции флюида в трещины.

Березиты состоят из кварца, серицита, альбита и пирита. Кварц березитов исключительно флюидонасыщенный и обогащенный CO_2 . В нем также наблюдается

несколько генераций первичных включений гетерогенного флюида, представленного сингенетичными включениями водных рассолов и включениями CO_2 ($\pm\text{H}_2\text{O}$) с двумя фазами CO_2 . Но в более ранних цепочках первичные включения рассолов имеют более высокую концентрацию солей, а включения CO_2 содержат больше сжиженной фазы CO_2 , чем в аналогичных более поздних включениях. $T_{\text{гом}}$ наиболее ранних включений рассолов варьирует в пределах 370-400°C, а давление около 1.2 кбар. В более поздних включениях $T_{\text{гом}}$ не превышает 230-240°C, а $P_{\text{фл}}$ не более 0.8 кбар.

В брекчиях участков наложенной тектонической переработки рудных зон, обломки представлены березитами или кварц-альбит-хлоритовыми метасоматитами, а цемент – гранулированным кварцем с рудными минералами. Интенсивные деформации кварца обломков в брекчиях и присутствие в кварце деформационных полосок Бёма свидетельствуют о высоком давлении при их образовании. Гранулированный кварц цемента брекчий практически не содержит первичных включений, в результате чего весь флюид скапливался в межзерновых пространствах и заполнял трещины в кварце обломков, образуя в них вторичные включения водных рассолов. Наиболее ранние из них имеют очень высокую концентрацию солей (преимущественно хлоридов Na и K) – до 60-80 мас.% в эквиваленте NaCl, их $T_{\text{гом}}$ варьирует в интервале 350-450°C, а $P_{\text{фл}}$ составляет 2.0-3.5 кбар. Изредка среди включений водных рассолов наблюдаются сингенетичные с ними включения сжиженной CO_2 , свидетельствующие о ещё более высоком $P_{\text{фл}}$ – не менее 4-5 кбар. $T_{\text{гом}}$ более поздних вторичных включений водных рассолов не превышает 265-310°C, а $P_{\text{фл}}$ колеблется в широком интервале от 1.2 кбар до 0.7 кбар. В межзерновом пространстве гранулированного кварца наблюдается большое количество газовых пузырей CO_2 и признаки их миграции. В крупных кварцевых жилах рудных зон иногда находятся небольшие пустоты с прозрачным крупнозернистым кварцем и мелкими кристаллами свободного роста. Образование этого кварца также происходило при участии мобилизованного углекислотного и водно-солевого флюида при $T=270-275^\circ\text{C}$ и $P_{\text{фл}}$ ниже 0.9 кбар. Признаки вскипания флюида и различные соотношения жидкой и газовой фаз CO_2 в водно-углекислотных включениях указывают на крайне неравномерное снижение давления в ходе формирования этого позднего кварца.

Таким образом, формирование рудных зон Верхнекаралонского месторождения происходило в три геологических этапа, сменяющих друг друга во времени. Этапы отличаются P-T условиями флюидного режима образования кварца, сопровождающего формирование золотоносного комплекса кварц-альбит-хлоритовых метасоматитов и березитов и их тектоническую переработку на участках наложенных синдвиговых деформаций, где были достигнуты наиболее высокие P-T параметры. Формирование оруденения определялось стандартной эволюцией кислотно-основных свойств флюида в условиях снижения P-T параметров в ходе каждого этапа: стадии кислотного выщелачивания, мобилизации и миграции флюида сменялись стадиями рудоотложения при снижении его кислотности, $P_{\text{фл}}$ и T в условиях раскрывающихся трещин и зон. Удаление из флюида CO_2 при образовании гранулированного кварца, а также снижение T и P привело к резкому повышению щелочности остаточного флюида, что наиболее интенсивно проявилось при формировании березитов.

Флюидный режим формирования кварц-углеродистых метасоматитов Восточного Донбасса

Труфанов В.Н., Рыбин И.В., Гамов М.И., Труфанов А.В.

*Южный федеральный университет, Институт наук о Земле, г. Ростов-на-Дону,
trufanov_v37@mail.ru, iliaribin@mail.ru, gamov@sfedu.ru, SMAF2007@mail.ru,*

Среди актуальных научно-технических проблем, сложившихся к началу XXI века, одно из важнейших мест принадлежит проблеме воспроизводства минерально-сырьевых ресурсов недр, в том числе в результате комплексного использования новых и нетрадиционных видов полезных ископаемых. К их числу относятся кварц-углеродистые метасоматиты Восточного Донбасса, которые содержат высокие концентрации цветных, редких и благородных металлов.

Для реконструкции флюидного режима формирования метасоматически-измененных угольных пород применялись термобарогеохимические методы исследования. Данные исследования осуществлялись по методике Н.П. Ермакова, Ю.А. Долгова, В.Н. Труфанова и других авторов [1,2]. Они содержали оптико-минералогическое изучение полированных препаратов, вакуумно-декриптометрический анализ (ВДА) и газово-хроматографический анализ (ГХА). Эти методы, выявляя РТХ-параметры формирования минералов, были направлены на создание объективной картины минералообразования, под действием флюидов различного состава. Метод гомогенизации не применялся в связи с ультрамикроскопическими размерами флюидных включений.

Оптическое изучение полированных пластинок, толщиной 0,3 мм осуществлялось с помощью поляризационного микроскопа ПОЛАМ Р-312. При описании флюидных включений использовались увеличения $400\times$, $600\times$. Идентификация генетических типов включений осуществлялась с использованием рекомендаций изложенных в монографии Э.Реддера [3].

Методика оптико-микроскопического изучения флюидных включений в минералах основывалась на их обнаружении в прозрачных участках шлифов, классификации (типизации) включений по генезису, описании морфологии, определении размеров включений, их фазового состава, объемного соотношения фаз, определение минералов «узников».

Вакуумно-декриптометрический метод (от англ. «decrepitation» – растрескивание, поскрипывание; в отечественной литературе применяется термин «декриптометрия», от греч. «descryptos» – вскрытый, раскрытый), примененный впервые Г.Скоттом, основан на свойстве флюидных включений в минералах вскрываться при температурах, близких к температурам минералообразования. В исследованиях данной работы применяются вакуумные декриптографы типа ВД-5, разработанные на кафедре МПИ РГУ на основе изобретения «Устройство для определения температур газовой выделения» [4].

Газово-хроматографический метод определения состава выделяющихся при нагревании исследуемых проб газообразных продуктов проводилось на хроматографе ЛХМ-80, конструктивно соединенном с вакуумным декриптографом ВД-4, что дает возможность проводить качественный и количественный анализ летучих в любом заданном температурном интервале.

В изученных пробах обнаружен богатый спектр флюидных включений, характеризующих весьма сложную историю и механизм формирования кварц-углеродистых метасоматитов Восточного Донбасса.

Для кварц-карбонатных гидротермалитов характерны первичные многофазовые включения, образовавшиеся в результате консервации высокоминерализованных рассолов, первично-вторичные существенно-газовые вакуоли, возникшие в процессе динамической разгрузки системы «минерал-флюид», и вторичные газово-жидкие и битумные включения – реликты углеводородно-водных гидротермальных флюидов.

В кварцолитах обнаружены первичные кристаллогазовые включения, формирующиеся из надкритических флюидов, существенно-газовые первично-вторичные включения в зонах усадки при фазовых переходах минералов, а также газовой-жидкие и битумные вторичные включения, локализующиеся в тектонических трещинах из гидротермальных углеводородно-водных флюидов.

В ходе выполнения ТБХ исследований было установлено, что метасоматиты образовались при разных температурах и давлениях: гидротермалиты сформировались при температурах 320-540°C и давлениях 50-70 МПа из высококонцентрированных кремнезем-углекислотных флюидов, о чем свидетельствует состав и агрегатное состояние газовой-жидких включений. В составе газов преобладали H₂O, CO₂ и N₂ при ограниченном содержании CO и CH₄. Фтаниты при температурах 230-540°C и давлениях до 80-120 МПа, в составе флюидов среди газов преобладали предельные и непредельные углеводороды, H₂S, N₂, CO и H₂O. Углеродистое вещество представлено инертинитом, антраксолитом, ренитом и другими тонкодисперсными органическими формами. Лидиты до 200°C (80-120°C) и давлении 5-6 МПа., в составе флюидов среди газов присутствовали CO₂, H₂O, N₂, CH₄, C₂H₂. Кварц-халцедон-углеродистые лидиты имеют микроглобулярные выделения халцедона и пленки битумов, обволакивающих кварцевые зерна. Кварцолиты при температурах 230-520°C и давлениях до 150-200 МПа. В составе флюидов среди газов присутствовали CO₂, N₂, H₂O, CH₄. Кварцевые тела кварцолитов имеют флюидные включения в виде кристалло-газовых вакуолей, что свидетельствует об их агрегатном состоянии в виде щелочных кремнеземсодержащих рассолов. Специфическим является и присутствие высокотемпературного β-кварца, а также типичные гранобластовые структуры кварцевых агрегатов. Углерод в кварцолитах представлен графитом.

По совокупности полученных данных можно заключить, что формирование изученных кварц-углеродистых метасоматитов происходило в прогрессивный, экстремальный и регрессивный этапы гидротермального литогенеза, каждый из которых характеризуется определенными системами флюидных включений.

На основании результатов проведенных исследований можно представить следующую генетическую типизацию кварц-углеродистых метасоматитов. В прогрессивный этап гидротермального литогенеза сформировались фтаниты, в экстремальный этап – кварцолиты, в регрессивный этап флюидизации углеводородных пород – лидиты и кварц-карбонатные гидротермалиты.

Проведена оценка практического использования кварц-углеродистых метасоматитов для каждого генетического типа, включающая их применение для получения ценных элементов-примесей (цветных, редких, благородных металлов) при использовании специальных методик, основанных на процессах деструкции и фазовых переходах, возникающие в породе. Также, данные метасоматиты, по предварительной оценке, можно использовать в качестве пробирного камня, получения сажистого углерода, графита, фоамсила.

Литература

1. *Ермаков Н.П., Долгов Ю.А.* Термобарогеохимия. М.: Недра. 1979. 272 с.
2. *Труфанов В.Н.* Минералогия и термодинамика хрусталоносных полостей гранитных пегматитов. Ростов-на-Дону: ИРУ. 1969. 170 с.
3. *Рёддер Э.* Флюидные включения в минералах. Т.1. Природа включений и методы их исследований. М.:Недра. 1987. 558 с.
4. *Демин В.М., Куршев С.А., Майский Ю.Г., и др.* Устройство для определения температур газовой-деления // А.С. 322655 СССР. Б.Н. 1969. №4.

Определение температур гомогенизации включений в галите Якшинского месторождения Верхнепечорского калиеносного бассейна

Шанина С.Н.¹⁾, Сокерина Н.В.¹⁾, Галамай А.Р.²⁾, Леденцов В.Н.³⁾

¹⁾ИГ Коми НЦ УрО РАН, shanina@geo.komisc.ru

²⁾ИГГГК НАНУ, halamay.an@rambler.ru

³⁾ЗАО «Муреко», terriminerals@mail.ru

Проведены исследования температур гомогенизации первичных включений в галите из пласта подстилающей каменной соли Якшинского месторождения (скважины 12 и 15, пробуренные ЗАО «Муреко» в 2010-2011 гг). По всему разрезу соляных отложений в галите постоянно встречаются хорошо сохранившиеся седиментационные реликты придонного галита в виде «елочек». Их размер в наиболее крупных кристаллах галита достигает 3.5 см. Зональность в седиментационных структурах преимущественно ритмическая с четким чередованием молочно-белых полос с включениями и прозрачных – без включений. Широкое распространение подобной зональности в галите свидетельствует о вероятной мелководности солеродного бассейна. Для исследования включений были подготовлены пластинки из выколотых по спайности кристаллов галита. Толщина пластинок в зависимости от прозрачности образца составляла от 1 до 3 мм. Полученные пластинки предварительно просматривались под микроскопом для изучения особенностей седиментационных структур галита, установления генетического типа жидких включений, их формы, размера и фазового состава. Затем образцы галита помещались в стеклянные бюксы с несколькими гранулами безводного CaCl_2 для избежания конденсирования паров влаги на поверхности образца в процессе охлаждения в морозильной камере при температуре $-13 \pm 5^\circ\text{C}$. Для определения температур гомогенизации образцы приносились в камеру термо-криостоллика THSG600 Linkam, после чего быстро охлаждались до -10°C и затем медленно нагревались. Скорость нагрева на заключительном этапе составляла $0.5^\circ\text{C}/\text{мин}$.

В ходе исследований установлено, что во включениях галита из скважины 12 газовые пузырьки появились через две недели после помещения образцов в морозильную камеру (рис. 1), тогда как в галите из скважины 15 газовая фаза во включениях была обнаружена только через 2 месяца после охлаждения образцов. Отличия во временном интервале обособления газовой фазы, по нашему мнению, связаны с различной концентрацией рассолов включений [1] изученных образцов. Обнаруженный факт совершенно очевиден, исходя из законов термодинамики, согласно которым, для обособления новой фазы необходима дополнительная энергия, выражаемая произведением площади поверхности раздела на коэффициент поверхностного натяжения и этот коэффициент при снижении температуры повышается для более высококонцентрированных рассолов и рассолов с большей плотностью [2]. Поэтому в жидких включениях с высокими концентрациями хлоридов калия и магния получить газовую фазу путем охлаждения галита более проблематично. После охлаждения образцов газовые пузырьки появились в менее чем 5% включений.

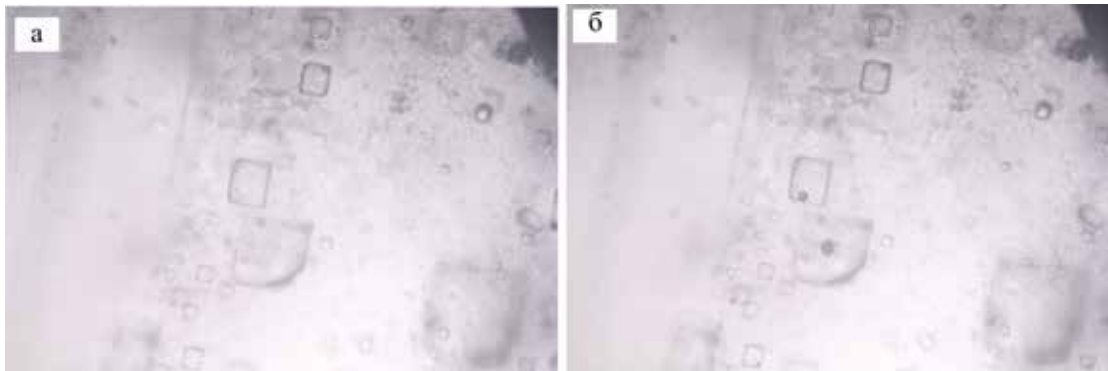


Рис. 1. Флюидные включения в галите: а – исходный, б – после охлаждения в морозильной камере, обр. 11/12.

Значения температур гомогенизации включений в изученных нами образцах изменяются от 8.9 до 42.6°C (см. таблицу) и соответствуют аналогичным данным ранее изученных мелководных пермских бассейнов [3]. Включения большего размера обычно гомогенизировались при более высокой температуре. Нами пока что не установлено, происходили ли изменения температуры кристаллизации галита в процессе роста отдельных кристаллов на дне бассейна. Однако существование различных температурных интервалов, количество которых определялось по формуле Стерджесса ($n=1+3.322 \lg N$) и их широкий диапазон (рис. 2), однозначно подтверждает высказанное нами мнение о мелководности бассейна.

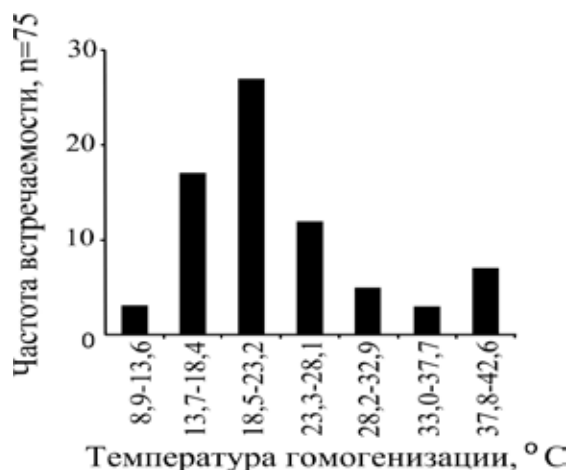


Рис. 2. Частота встречаемости включений с определенной температурой гомогенизации

Таблица

Температуры гомогенизации флюидных включений в галите		
Образец	Глубина, м	Диапазон $T_{\text{ГОМ}}$, °C
скв. 15		
8/15	308.8	14.2 – 25.0 (19.9*)
22/15	395.7	10.0 – 21.0 (17.7*)
36/15	473.9	14.1 – 25.4 (20.2*)
скв. 12		
2/12	245.7	20.3 – 36.9 (29.0*)
10/12	270.8	11.7 – 25.2 (19.7*)
11/12	271.6	8.9 – 31.5 (21.0*)
16/12	282.4	32.5 – 42.6 (38.8*)

Примечание: * - среднее значение

Работа выполнена при поддержке Программы интеграционных фундаментальных исследований № 12-И-5-2026.

Литература

1. Галамай А.Р., Шанина С.Н., Игнатович О.О. Состав минералообразующих рассолов Верхнепечорского солеродного бассейна на стадии кристаллизации галита // Записки РМО. 2013. № 4. С. 32–46.
2. Жуховицкий А.А., Шварцман Л.А. Физическая химия. М.: Металлургия, 1968. 520 с.
3. Benison K.C., Goldstein R.H. Permian paleoclimate data from fluid inclusions in halite // Chemical Geology. 1999. V.154, P. 113–132.

2. Флюидные и расплавные включения как индикаторы магматических и метаморфических процессов

Слюды из включений в кварцах Li-F гранитов Орловского массива в Восточном Забайкалье

Баданина Е.В.¹⁾, Сырицо Л.Ф.¹⁾, Волкова Е.В.¹⁾, Томас Р.²⁾

*¹⁾ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
г. Санкт-Петербург, Россия, e.badanina@spbu.ru;*

²⁾ Геоисследовательский центр, г. Потсдам, Германия

Как отмечалось ранее [1,2] в строении Орловского массива Li-F гранитов в Восточном Забайкалье прослеживается ряд особенностей, которые не укладываются в модель типичной однонаправленной кристаллизационной дифференциации Li-F расплава, приводящей к образованию разреза пород с эволюцией состава слюд в ряду биотит-лепидолит. И, напротив, хорошо прослеживаемое геологическое строение массива позволяет судить о многоэтапности его формирования, которое проявляется в наличии резких, секущих границ между зонами разреза, пересечениях внутриинтрузивных даек, присутствия на верхних горизонтах в амазонитовых гранитах ксенолитов более глубокозалегающих пород – альбититов с зеленым мусковитом. Главной отличительной и наиболее дискуссионной особенностью массива является то обстоятельство, что горизонт амазонитовых пород подстилается здесь зоной микроклин-альбитовых гранитов и альбититов с зеленым мусковитом.

Изучение состава слюд из раскристаллизованных расплавных (РВ) и кристаллических включений (КВ) в кварце из гранитов полного ряда дифференциатов массива методом микрозондового анализа (Cameca SX-100) и рамановской спектроскопии комбинационного рассеяния света (Horiba LabRam) и сопоставление с составами слюд из пород вскрыло три главные закономерности. Прежде всего, следует отметить, что РВ практически отсутствуют в микроклин-альбитовых гранитах и альбититах с зеленым мусковитом редки в амазонитовых гранитах основного объема главного купола Орловского массива, что, безусловно, может быть следствием маскировки магматического этапа наложенными метасоматическими процессами. Другой особенностью, заслуживающей внимания, является отсутствие собственно литиево-железистых слюд в составе расплавных включений в кварце из пород основного объема массива. Единичные их находки обнаружены лишь в маломощной эндоконтактовой зоне. Начиная с порфировластовых микроклин-мусковит-альбитовых гранитов и выше по разрезу, слюды РВ представлены исключительно высокоглиноземистыми мусковитами с содержанием фтора до 1 мас. % и лития до 0.4 мас.% Li_2O , в то время как слюды из пород являются литиевыми фенгитами-мусковитами с высоким содержанием фтора (до 4 мас.%) и лития (до 2.8 мас.% Li_2O). Наибольшей контрастности указанное различие в составах слюд достигает в амазонитовых гранитах, где слюда в РВ является высокоглиноземистым мусковитом, в то время как из вала пород – соответствует железистым лепидолитам и циннвальдитам. Третья, не менее парадоксальная закономерность заключается в том, что слюды из РВ всех разновидностей пород, будучи менее железистыми, с меньшим содержанием магния и титана по сравнению со слюдами из вала породы, в тоже время, характеризуются стабильно более низкими уровнями концентрации F, Rb, Li и Mn. Таким образом, общей тенденцией изменения состава слюд, как в ряду РВ – КВ – порода, так и в вертикальном разрезе пород в целом является устойчивое увеличение содержаний характерной и, казалось бы несовместимой, ассоциации элементов – Fe, Mn, Rb, Li, F.

Заслуживает исключительного внимания принципиально иной характер соотношения составов слюд в ряду РВ – КВ – вал породы в амазонитовых гранитах малого купола юго-западного фланга Орловского массива, который, по сути дела, представляет собой его эндоконтактовую фацию. В этих породах, в отличие от пород главного купола, РВ пользуются широким распространением. Слюды РВ и пород представлены здесь сходными по составу железистыми лепидолитами и в указанном ряду не прослеживается

вышеописанная тенденция, характерная для главного купола. Слюдь РВ этого участка характеризуются максимальным содержанием масутомелитового компонента (до 0.25 ф.е. Мп в октаэдре), фтора (до 9 мас.% F) и бора (до 0.94 мас.% B_2O_3). Слюдь из РВ пегматоидов являются здесь протолитионитами, сходными по составу с протолитионитами из гранитов глубоких горизонтов. Различие составов слюд в амазонитовых гранитах, локализованных в главном и малом куполах единого Орловского массива и, главное, характер их эволюции в системе РВ – КВ - вал породы, является показателем различных механизмов их образования. Единообразие составов слюд в породе и в РВ в малом куполе находится в лучшем согласии с кристаллизацией слюд непосредственно из расплава, в отличие от большой камеры основного купола, где кристаллизация расплава протекала медленнее, фиксируя этапы фракционирования, и завершилась интенсивным проявлением послемагматического метасоматоза. Сложный ряд эволюции составов слюд, и, главное, характер их взаимоотношения в вертикальном разрезе пород отражают этапы становления массива и свидетельствуют об образовании Li-Fe слюд основного объема Орловского массива в режиме послемагматического метасоматоза.

Принципиально различный характер эволюции составов слюд в рассматриваемом ряду в пределах большой и малой камер Орловского массива может свидетельствовать о конвергентности механизма формирования лепидолит-амазонитового парагенезиса Li-F гранитов. Этот парагенезис может возникать как в результате кристаллизации из расплава (в зоне эндоконтакта), так и метасоматическим путем (основной купол) и, что исключительно важно подчеркнуть, только в последнем случае с ним ассоциирует продуктивная рудная минерализация.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 13-05-01057 и стипендии Службы Академических Обменов Германии (DAAD).

Литература

1. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. СПб.: Изд-во СПбГУ. 2002. 356 с.
2. Баданина Е.В., Сырицо Л.Ф., Волкова и др. Состав расплава Li-F гранитов и его эволюция в процессе формирования рудоносного Орловского массива в Восточном Забайкалье // Петрология. 2010. Т.18. №2. С. 139-167.

Интерпретация состава расплавных включений в хромшпинелидах и петрогенезис ультрабазитов Алхадырского террейна

Бенедюк Ю.П.¹⁾, Симонов В.А.²⁾, Мехоношин А.С.¹⁾

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

²⁾ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, simonov@igm.nsc.ru

Представления о генезисе пород влияют на оценку перспектив их потенциальной рудоносности и имеют особую актуальность при изучении основных-ультраосновных комплексов. В решении генетических проблем важную роль играет состав хромшпинелидов и захваченных ими расплавных включений. В рамках данного исследования изучались включения в хромшпинелидах из пород ультрабазитовых массивов, расположенных в центральной части Восточного Саяна, в пределах Алхадырского террейна [1]. Применялась методика экспериментов В.А. Симонова с использованием специальной микрокамеры на основе силитового нагревателя [2,3].

Рассматриваемые силикатные включения в хромшпинелидах содержат газовый пузырек, располагающийся в однородной массе и имеющий в большинстве случаев практически идеальную сферическую форму (рис. 1). Подобные округлые формы газовых пузырьков могли образовываться только в жидкости (расплаве), которая при заливке превратилась в стекло.

Изучение на микрозонде и сканирующем электронном микроскопе показало, что стекло прогретых двухфазных расплавных включений в хромшпинелидах обладает нормальной щелочностью, поскольку устанавливаются низкие суммы щелочей (до 1.6 мас.%), и относится к толеитовым сериям. По соотношению $MgO-SiO_2$ включения с содержанием магния от 13.6 до 16.9 мас.% попадают в поле пикробазальтов. По основным петрохимическим компонентам (SiO_2 , TiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 , FeO , CaO , Na_2O) стекла включений в целом согласуются с данными по расплавным включениям в хромшпинелидах Карашатского и Кондерского массивов [2,4]. По распределению FeO и SiO_2 изученные включения вполне соотносятся также и с информацией по расплавным включениям в хромитах из Срединно-Атлантического хребта [3]. По соотношению Al_2O_3 и FeO/MgO рассмотренные включения располагаются рядом с трендом оливиновых кумулатов, ассоциируя с данными по низкожелезистым включениям, содержащим расплавы, ответственные за формирование базит-гипербазитовых интрузивных комплексов из современной океанической коры, офиолитов и платиноносных массивов.

Таким образом, исследования стекол фактически гомогенизированных после опытов двухфазных расплавных включений показали, что кристаллизация ультрабазитов Алхадырского террейна происходила из пикробазальтовых расплавов нормальной щелочности. Очевидно, что состав включений в хромшпинелидах отвечает расплаву, существовавшему на момент кристаллизации шпинелей и, явно эволюционировавшему с момента его зарождения. В связи с этим уместно предположить, что родоначальным для пикробазальтового расплава являлся менее дифференцированный и, следовательно, более магниезильный пикритовый расплав.

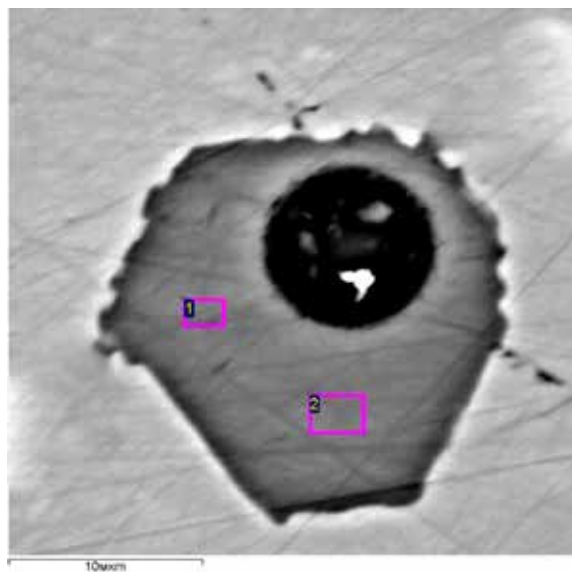


Рис. 1. Двухфазное расплавное включение после высокотемпературного эксперимента.

Моделирование с помощью программы PETROLOG [5] позволило получить информацию о температурах формирования рассматриваемых ультрабазитов. Расчеты параметров кристаллизации проводились на основе составов стекол расплавных включений. Было выяснено, что ультрабазиты Алхадырского террейна кристаллизовались в интервале температур от 1310 до 1190°C (хромшпинелиды – 1310–1280°C, оливин – 1290–1230°C, клинопироксен – 1250–1230°C, плагиоклаз – 1220–1190°C). Близкие температурные параметры кристаллизации минералов из верлитов (1250–1220°C) Карашатского массива (офиолиты Южной Тувы) ранее были установлены на основе данных по расплавным включениям в хромшпинелидах [4].

Изучение расплавных включений в хромшпинелидах ультрабазитов Алхадырского террейна позволяет сделать следующие выводы:

1. Родоначальным для ультрабазитов Алхадырского террейна являлся пикритовый расплав нормальной щёлочности.

2. Минералы ультрабазитов региона имели следующие температуры кристаллизации: хромшпинелиды формировались в интервале температур от 1310 до 1280°C, оливин – 1290–1230°C, кристаллизация клинопироксена происходила в диапазоне температур 1250–1230°C, а плагиоклаза – 1220–1190°C.

Литература

1. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Формационная типизация базит-ультрабазитовых комплексов Алхадырского террейна (юг Сибири) в связи с их потенциальной рудоносностью // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы конференции, Качканар, 2009. Т.2. С. 51–54.

2. 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.

3. Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В. Петрогенезис Fe-Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // Петрология. 2009а. Т.17. № 5. С. 521–538.

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

5. Плечов П.Ю., Данюшевский Л.В. Petrolog III. Моделирование равновесной и фракционной кристаллизации // Вестник Отделения наук о Земле РАН, 2006. №1(24). С 1–2.

Флюидный режим рудного процесса в метаморфических породах Украинского щита

Братусь М.Д., Наумко И.М.

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины. 79060

г. Львов, ул. Наукова, 3-а, mdbratus@gmail.com

Блоковое строение Украинского щита в значительной мере определяет его современную металлогеническую специализацию. Рудная специализация его отдельных геоблоков активно изучается в последние десятилетия. В результате были обнаружены многочисленные месторождения и рудопроявления золота и редких металлов.

В Подольском геоблоке [1] крупными объектами являются Майское золоторудное месторождение и Чемирпольское, Капустинское и др. рудопроявления золота. Они приурочены к породам чарнокит-гранулитового комплекса раннего архея. Последние представлены кристаллосланцами, амфиболитами, породами ультраосновного состава с преимуществом пород с повышенной основностью. Наиболее ранним рудным минералом на месторождении является магнетит, который замещается пиритом и пирротинном. Последние представлены несколькими генерациями и с ними ассоциирует золото.

В Кировоградском блоке [2] наиболее детально разведано и изучено Клиновское и менее Восточноюрьевское месторождение золота и Петроостровское золото-редкометальное рудное поле. Они расположены в породах чечелиевской свиты ингуло-ингулецкой серии нижнепротерозойского возраста. Месторождения обоих блоков относятся к среднепротерозойской эпохе золотонакопления возрастом 2.1-1.8 млрд. лет. Клиновское и Восточноюрьевское месторождения относятся к малосульфидному типу. Наиболее ранними золотосодержащими минералами является арсенопирит и лелингит. Более поздними являются жильные золотосодержащие кварцы. Клиновское месторождение характеризуется наименее интенсивным метасоматическим изменением рудовмещающих пород. На Петроостровском рудном поле золото наложено на редкометальное оруденение.

Золоторудные месторождения Балка Золотая, Балка Широкая в Приднепровском геоблоке [1] приурочены к зеленокаменным поясам. Рудные тела представлены жильным и стратиформными типами при интенсивном развитии метасоматических изменений вмещающих пород. В составе рудных тел сульфиды занимают от 5-10 до 25% объема.

Оруденение на месторождениях приурочено к зонам тектонической активизации, фиксируемых по проявлениям расщеливания и метасоматических преобразований пород. В осаднении и локализации золотого оруденения литофациальный контроль имеет определяющее значение лишь в зеленокаменных структурах Приднепровья.

Упомянутые месторождения в трех геоблоках УЩ отличаются составом вмещающих пород, интенсивностью метасоматических преобразований, содержанием рудных минералов и др. Но на всех месторождениях в составе вмещающих пород присутствует графит, реже карбонатные породы.

Температуры начала формирования рудных комплексов на месторождениях следующие. На Майском месторождении по составу гексапирротина температура начала рудного процесса равна 600-500°C. По составу арсенопирита на Клиновском месторождении начало золоторудного процесса оценено температурой 540-480°C, а по гомогенизации включений – 450-420°C, и 470-350°C на Петроостровском рудном поле. Рудный процесс на месторождении Балка Широкая начался при $T_{гом} = 500-350^\circ\text{C}$, а на Балке Золотой при $T_{гом} = 435-385^\circ\text{C}$.

Доминирующую роль в составе газовой фазы на всех месторождениях играет диоксид углерода (CO_2) высокой плотности. На Майском месторождении плотность CO_2 во включениях достигает 0,940-0,930 г/см³, на Клиновском – 0,860-0,850 г/см³, на Петроостровском рудном поле – 0,820-0,830 г/см³, на Балке Золотой – 0,90-0,89 г/см³, на Балке Широкой – 0,86-0,81 г/см³.

По солевому составу рудоносные растворы представлены гидрокарбонатно-натриевым типом, реже – гидрокарбонатно-кальций-магниевым.

Концентрация солей в растворах включений на месторождениях Подольского и Приднепровского блоков достигает 25-35 мас.%, в Кировоградском блоке она не превышает 10 мас.%.

Исследовался изотопного состава углерода CO_2 из включений в минералах, графита вмещающих пород, гидротермальных карбонатов. Для Клиновского месторождения источником углерода для CO_2 включений и гидротермальных карбонатов с $\delta^{13}\text{C} = -8,0-21,0\text{‰}$ был вмещающий графит. Для месторождений Приднепровского блока источником углерода для CO_2 включений и гидротермальных карбонатов с $\delta^{13}\text{C} = +5,0-10,0\text{‰}$ были преимущественно вмещающие оруденение карбонатные породы. Кислород CO_2 включений и гидротермальных карбонатов с $\delta^{18}\text{O} = +10,0. +25,0\text{‰}$ носит полигенный характер [3].

Локализация золота на месторождениях среди метаморфических пород обусловлена совокупным взаимодействием множества факторов. Повышенные содержания углерода (графита) и фосфора (апатита) в исходных породах благоприятствовали концентрации в них золота, как источника для последующего формирования месторождений. Процессы метаморфизма и ультраметаморфизма способствовали перераспределению и перегруппированию золота и других металлов между минералами и породами. С процессами ультраметаморфизма связано формированием аплитов-пегматоидных гранитов и появлением значительных количеств водных растворов. Последние начали экстракцию неструктурных, а в последующем и структурных примесей рудных компонентов из минералов-концентраторов. Тектоническая активизация создала обширные пути миграции золота и других металлов а также обстановки для их накопления.

Литература

1. Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України / Бобров О.Б., Сіворонов А.О., Гурський Д.С. і ін. Київ, УкрДГРІ. 2004. 368 с.
2. Братусь М.Д., Наумко І.М. Бабинін О.К. Зв'язок хімічного складу розчинів включень з типом метасоматозу на Клинівському золоторудному родовищі // Мінерал. журн. 1998. №3. С. 39-46.
3. Братусь М.Д. Ізотопний склад вуглецю і кисню в мінералах рудоносних та вмісних /. Мінерал. зб. 2011. №61. Вип.1-2. С. 89-113.

Флюидные включения в промышленных типах жильного кварца

Кузнецов С.К., Юхтанов П.П., Сокерина Н.В., Шанина С.Н.

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

Флюидные включения в жильном кварце представляют интерес как для оценки условий минералообразования, так и оценки качества кварцевого сырья, используемого для синтеза монокристаллов и плавки стекла [1-3 и др.] Нами проведено изучение флюидных включений в жильном кварце различных месторождений Урала, Прибайкалья и Карелии с использованием методов вакуумной декрепитации и газовой хроматографии. В крупно-гигантозернистом молочно-белом кварце содержание флюидных включений значительно выше, чем в прозрачном, полупрозрачном и гранулированном. Большинство включений вторичные, образовавшиеся в результате развития и залечивания трещин. Форма, величина включений, соотношение газовой и жидкой фаз сильно варьируют. В составе включений нередко устанавливается жидкая уголекислота, иногда – твердые фазы, представленные, вероятнее всего галитом и сильвином. При повышении температуры флюидные включения гомогенизируются, а затем вскрываются с выделением газовой фазы.

Методом вакуумной декрепитации в режиме непрерывного нагревания до 1000°C оценена флюидонасыщенность и прослежен характер выделения газовой фазы из кварцевой крупки. На кривых (рис. 1,2) декрепитации проб жильного кварца (не подвергнутых термической обработке) выделяется четыре температурных интервала с характерным газоотделением: 20–220°C – в этом интервале в основном происходит освобождение поверхности пробирки и кварцевой крупки от адсорбированных паров воды и газов захваченных из воздуха. Хотя в интервале 160–220°C (иногда и при более низких температурах) в кварце некоторых жил наблюдается газоотделение, связанное с декрепитацией газовой-жидких включений; 200–450°C – основной интервал декрепитации крупных и близко расположенных к поверхности зерна включений. Они фиксируются пилообразным характером кривой; 550–650°C – низкотемпературная модификация кварца (α-кварц) при температуре 573°C испытывает полиморфный переход в высокотемпературную модификацию – β-кварц. При перестройке структуры происходит вскрытие значительного количества микро- и субмикроскопических включений. Так как нагрев кварцевой крупки в вакуумированной пробирке происходит с некоторым запаздыванием, то на термовакуумной кривой наблюдается достаточно широкий пик, хотя и отличающийся по скорости газоотделения от более низкотемпературных максимумов своей остротой. Выше 850°C на всех графиках наблюдается слабое увеличение газоотделения. Природа этого явления не ясна. Так как интенсивность газоотделения в этом интервале у разных проб неодинакова, то правомерно предполагать, что оно обусловлено выделением газа из кварцевой крупки, возможно, удалением структурно связанной воды.

На газовом хроматографе ЦВЕТ-800 проведена оценка состава, выделяющихся из кварцевой крупки газов в температурных интервалах 100–600 и 600–1000°C. Основными компонентами газовой фазы являются пары воды H₂O и уголекислый газ CO₂ (табл.). Содержание H₂O колеблется от 20 до 600 ppm, CO₂ – от 1.5 до 10–15 ppm. Фиксирующиеся в отдельных случаях аномально высокие содержания CO₂ (особенно в высокотемпературной области), вероятно, обусловлены присутствием в кварце включений карбонатов. Наряду с H₂O и CO₂. в составе флюидной фазы в значительно меньшем количестве отмечаются SO₂, N₂, H₂ и углеводородные соединения. Большая часть газов всех изученных проб жильного кварца выделяется в области 100–600 С. В высокотемпературной области – 600–1000°C газоотделение снижается приблизительно в 3–4 раза. По данным вакуумной декрепитации и газовой хроматографии наиболее флюидонасыщенным является молочно-белый крупно-гигантозернистый жильный кварц. Содержание флюидной фазы достигает 400-500 ppm, а в единичных случаях – более 600 ppm. Низким содержанием флюидной фазы характеризуются высокопрозрачный крупно-гигантозернистый кварц и гранулированный кварц. Пробы

жильного кварца прошедшие обработку, включающую их прогрев, особенно глубоко обогащенные пробы, отличаются от исходных проб низким содержанием флюидной фазы - 30-50 ppm, хотя в отдельных случаях ее содержание остается довольно высоким – более 100 ppm. Очевидно, что значительная часть флюидной фазы выделяется при предварительном прогреве проб, однако ее полного удаления не происходит.

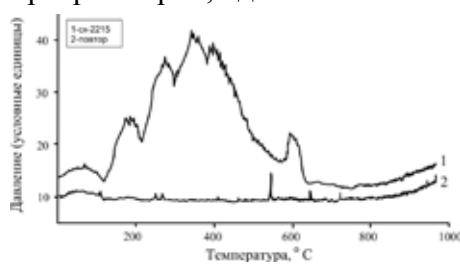


Рис. 1. Кривая вакуумной декрепитации молочно-белого гигантозернистого жильного кварца месторождения Желанное, Приполярный Урал (1); кривая без выраженных пиков – повторный прогрев навески (2). Режим постоянного вакуумирования.

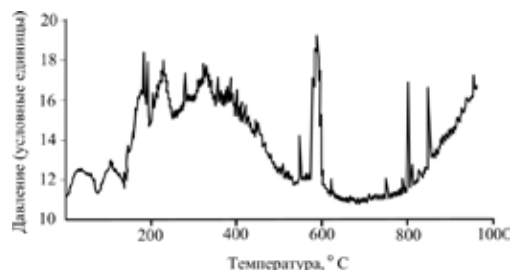


Рис. 2. Кривая вакуумной декрепитации молочно-белого (слабопрозрачного) гигантозернистого жильного кварца месторождения Додо, Приполярный Урал. Режим постоянного вакуумирования.

Результаты газовой хроматографии гигантозернистого жильного кварца месторождений Желанного и Додо (Приполярный Урал)

№ пп	№ проб	Место отбора проб	Интервал, Т°С	Компоненты, мкг/г					
				H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	N2	TU
Гигантозернистый слабопрозрачный (молочно-белый) кварц									
1	Ж56/86	Желанное	100-600 600-1000	225.88 29.5	8.55 2.21	0.8 4.32	0.17 0.02	1.52 0	0.37 0
2	Ж69/86	То же	100-600 600-1000	274.75 20.38	22.08 4.82	1.95 9.94	0.2 0.01	0.99 0	0.24 0
3	2215	То же	100-600 600-1000	362.92 39.24	7.0 2.08	1.71 4.88	0.08 0.01	4.29 0	0.32 0
4	1778	То же	100-600 600-1000	280.52 27.39	9.3 2.02	0.51 2.76	0.06 0.01	1.23 0.81	0.16 0
8	01-04	Додо	100-600 600-1000	282.49 65.09	7.00 4.76	5.04 4.24	0.24 0.02	5.57 0	0.34 0
9	Ю-11	То же	100-600 600-1000	240.32 82.05	13.27 8.43	5.08 11.96	0.29 0.07	0 0	3.0 0
Высокопрозрачный кварц (участки в гигантозернистом слабопрозрачном)									
8	3095	Желанное	100-600 600-1000	57.27 13.35	1.58 0.5	0.56 1.95	0.05 0.01	0 1.64	0.16 0
9	55/86П	То же	100-600 600-1000	107.36 20.35	12.55 3.7	1.79 16.54	0.13 0.01	0.26 0.21	0.3 0
10	3041-1	То же	100-600 600-1000	121.02 29.02	6.47 1.83	1.74 7.27	0.17 0.01	0.12 1.14	0.82 0

На основе результатов проведенных исследований выделены месторождения с жильным кварцем наименее насыщенным флюидной фазой и представляющим интерес как потенциально высококачественное сырье. Динамику газовыделения при нагревании кварцевой крупки целесообразно учитывать при ее обогащении и при определении режимов плавки стекла.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 12-П-5-1027; Проекта фундаментальных исследований УрО РАН 12-5-6-016-АРКТИКА; Программы Президиума РАН АРКТИКА.

Литература

1. Крейсберг В.А., Ракчеев В.П., Серых Н.М., Борисов Л.А. Диагностика газовой-жидких примесей в кварце масс-спектрометрическим методом // Разведка и охрана недр. 2007. №10. С. 12–18.
2. Филиппов В.Н., Юхтанов П.П., Успенский М.И. Природа высоковакуумных декрепобарограмм и применение ЭВМ для их анализа // Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР. Вып.51. Экспериментальные модели минералообразования и рост кристаллов. Сыктывкар: 1985. С. 84-88.
3. Кузнецов С.К. Жильный кварц Приполярного Урала. СПб.: Наука, 1998. 203 с.

Состав флюидов сподуменовых пегматитов Сангиленского нагорья

Кузнецова Л.Г.¹⁾, Прокофьев В.Ю.²⁾

¹⁾ *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, lkuzn@igc.irk.ru*

²⁾ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, г. Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35, vpr@igem.ru*

Исследования состава флюидных включений в кварце редкометальных сподуменовых пегматитов Сангиленского нагорья (Россия, Республика Тыва) проведены методами микротермометрии, газовой и ионной хроматографии, ICP-MS водных вытяжек. Объектами исследования послужили сподуменовые пегматиты нескольких жильных серий Хусуингольского и Сольбельдерского пегматитовых полей, сформировавшиеся во время двух импульсов редкометального гранитного магматизма (490–480 и 290–270 млн. лет), проявившихся в различной геодинамической обстановке (постколлизийной и внутриплитной, соответственно). Состав пегматитов характеризуется одинаковым минеральным составом, но значительными вариациями содержаний литиевого пироксена – сподумена, отражающими дифференцию редкометальных расплавов. Исследования первичных флюидных включений в магматическом кварце этих пород показали, что на раннемагматической стадии они кристаллизовались из расплавов, недосыщенных относительно В, F, H₂O, в присутствии слабоминерализованного углекислотного флюида. При формировании сподуменовых пегматитов Хусуингольского поля начальное флюидное давление достигало при T=600°C 4.2 кбар, а при формировании пегматитов Сольбельдерского поля – 5.8 кбар. Полученные оценки температуры и флюидного давления, согласно [1], соответствуют области стабильности сподумена в магматических условиях.

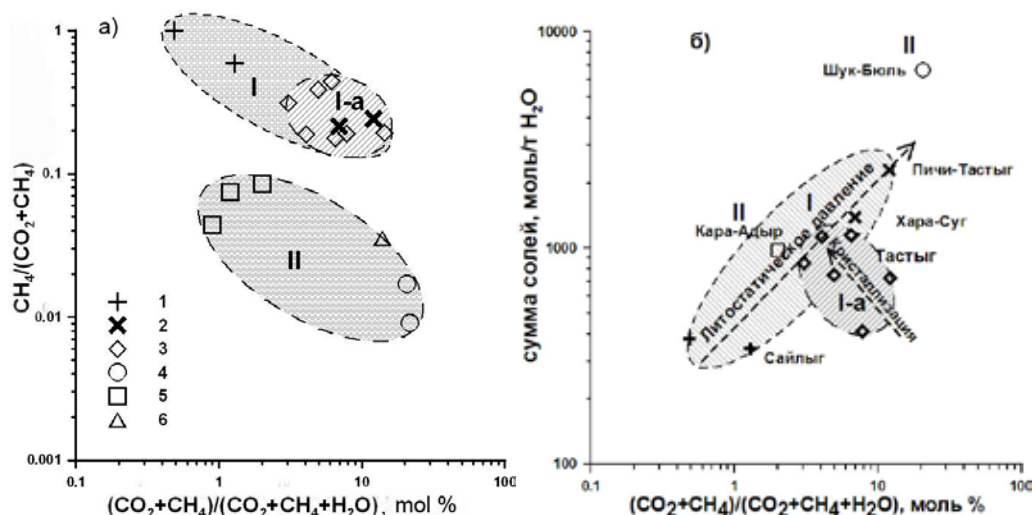


Рис. 1а-б. Соотношение газовых и солевых компонентов во флюидных включениях из кварца сподуменовых пегматитов Хусуингольского и Сольбельдерского пегматитовых полей по данным валового анализа методом газовой и ионной хроматографии и ICP-MS водных вытяжек: а) соотношения углеродистых газов и воды; б) соотношения общей минерализации флюидов и их обогащения углеродистыми газами $(\text{CO}_2+\text{CH}_4)/(\text{CO}_2+\text{CH}_4+\text{H}_2\text{O})$

Условные обозначения. I-II поля (выделены цветом): I –Хусуингольское (включает Ia – составы флюидов месторождения Тастыг), II – Сольбельдерское; 1-6 – жильные серии сподуменовых пегматитов обоих полей: 1 – Сайлыг, 2 – Хара-Суг и Пичи-Тастыг, 3 – Тастыг; 4 – Шук-Бюль, 5 – Кара-Адыр, 6 – Надежда (жила Скаполитовая).

Установлено, что среди газовых компонентов флюидов преобладают соединения водорода и углерода ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4, \text{N}_2$), в составе катионов доминируют щелочные металлы (в основном – Na, Li, меньше – K, Rb, Cs \pm Ca, Sr, Mg), а в составе анионов доминирует HCO_3^- при подчиненной роли B, F, Cl, Br. По сравнению с составом магматических флюидов гранитоидов других типов [2,3 и др.], флюиды сподуменовых пегматитов Сангиленского массива относительно обогащены Li и B, что отражает геохимическую специфику этих пород.

Мольные отношения главных газовых компонентов флюидов $\text{CO}_2/\text{CH}_4/\text{N}_2$ и $\text{CH}_4/(\text{CO}_2+\text{CH}_4)$ в сподуменовых пегматитах каждого поля довольно стабильны (Рис. 1а) и отражают состав первичного флюида. Значительные различия этих соотношений между пегматитами двух полей (в основном, степени их восстановленности) – следствие специфических особенностей флюидного режима зарождения редкометальных расплавов в различной геодинамической обстановке. Наряду с давлением и температурой, они оказывали существенное воздействие на петрогенез пегматитов.

Изменения соотношений других взаимосвязанных компонентов флюидов, в том числе «индекса углеродистости» – $\text{C\#} = [\text{X}_{\text{CO}_2} + \text{X}_{\text{CH}_4}]/[\text{X}_{\text{CO}_2} + \text{X}_{\text{CH}_4} + \text{X}_{\text{H}_2\text{O}}]$ и общего уровня минерализации, испытывали сильное влияние переменного литостатического давления, определявшегося тектонической обстановкой при формировании отдельных жильных серий сподуменовых пегматитов, но слабо контролировались процессами фракционной кристаллизации (Рис. 1б). Это подтверждает высказанное ранее предположение [4,5], что дифференциация литиеносных расплавов могла происходить путем их надликвидусного расслоения еще в глубинных магматических очагах в условиях относительно стабильного флюидного режима.

Тесная корреляционная зависимость уровней содержаний и соотношений солевых и газовых компонентов флюидов сподуменовых пегматитов, установленная по результатам анализа их валового состава, говорит в пользу их обусловленности в основном процессами магматической эволюции. Однако, изменения некоторых индикаторных отношений солевых компонентов – Li/Na, (As+Sb+Cu+Zn)/Fe – свидетельствуют о возможном влиянии на их состав также процессов субсолидусного замещения первичных минералов.

В результате проведенных исследований определен состав магматических C-O-H-N флюидов и установлена их существенную роль в процессах формирования крупных месторождений сподуменовых пегматитов. В зависимости от геодинамической обстановки, они оказывали существенное воздействие на выплавление редкометальных гранитных расплавов, влияли на их вязкость, механизмы дифференциации, направление эволюции и геохимическую специализацию. Повышенная восстановленность магматических углеродсодержащих флюидов и их относительное обогащение бором, по-видимому, являются особо благоприятными условиями для формирования крупных очагов литиеносных гранитных расплавов.

Литература

1. London D. Experimental phase equilibria in the system $\text{LiAlSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$: a petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites // Am. Mineral. 1984. V.69. P. 995–1004.
2. Yardley B.W.D. Metal concentrations in crustal fluids and their relationship to ore formation // Econ. geol. 2005. V. 100. № 4. P. 613–632.
3. Audetat A., Pettke T., Heinrich C.A., Bodnar R.J. The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions // Econ. Geol. 2008. V.103. N.5. P. 877–908.
4. Kuznetsova L.G. Geochemistry of Li-rich aplite-pegmatites enclosed in bituminous limestones (Sangilen area, south Siberia) // Book of Abstracts of International Symposium “Granitic Pegmatites – the State of the Art”. Porto. 2007. P. 52–53.
5. Кузнецова Л.Г., Прокофьев В.Ю. Петрогенез аномально богатых литием сподуменовых аплитов месторождения Тастыг (Сангиленское нагорье, Республика Тыва) // Докл. академии наук. 2009. Т.428. №6. С. 786–791.

Влияние пограничного слоя на состав расплавных включений в оливине

Кузьмин Д.В.^{1,2)}, Соболев А.В.^{3,4)}

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

²⁾Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

³⁾Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва

⁴⁾ISTerre, University J. Fourier, France

При росте кристаллов из расплава, вокруг них образуется диффузионный (пограничный) слой, в котором происходит обеднение совместимыми элементами и обогащение несовместимыми. При захвате расплавного включения растущим кристаллом происходит и захват пограничного слоя. По этой причине противники изучения расплавных включений утверждают, что химический состав расплавного включения не отвечает составу расплава, из которого шла кристаллизация минерала хозяина.

Размер и химический состав пограничного слоя в первую очередь зависят от коэффициента диффузии, коэффициента распределения и скорости роста кристалла. Реальные размеры пограничного слоя по оценкам различных авторов [1,2] для различных минералов и расплавов находятся в пределах от нескольких микрон до 100 мкм. Для растущего скелетного кристалла оливина Дональдсон [3] определил размер пограничного слоя от 1.6 до 25 мкм для различных элементов.

Нами было проведено исследование химического состава пограничного слоя на границе Ол-базальтовый расплав на электронном микрозонде JEOL 8200 с использованием функции map-analysis с высоким разрешением (размер точки от 0.3 мкм).

Размер пограничного слоя для скелетного кристалла оливина в бонинитовом стекле о. Кипр составляет от 6 до 30 мкм для различных элементов. Он обеднен совместимыми элементами, такими как Mg, Fe, Ni и обогащен несовместимыми – Ti, Al, Na, K. Оливин является недосыщенной по Si фазой, поэтому наблюдается обогащение по кремнию на границе кристалла.

Однако изменение концентраций элементов в пограничном слое достаточно легко приводится к исходному расчетным методом - путем добавления к расплаву равновесного оливина. Исключение составляет зона непосредственно на границе интерфейса размером в несколько микрон.

Что же происходит в пограничном слое с отношениями несовместимых элементов? Как известно, несмотря на кристаллизацию минерала-хозяина, эти отношения должны оставаться постоянными. Это правило не выполняется на расстоянии нескольких микрон от границы интерфейса.

Наиболее чувствительно к эффекту пограничного слоя K_2O/CaO отношение – оно может увеличиваться на 40-60%. Na_2O/CaO отношение увеличивается на 20-40%. Наименьшее изменение в пограничном слое имеют TiO_2/Al_2O_3 (уменьшается на 5-12%) и TiO_2/CaO (увеличивается на 3-15%) отношения. Al_2O_3/CaO отношение увеличивается на 15-20%, причем наибольший эффект достигается на наиболее быстро растущих гранях. Именно этот слой, размером в несколько мкм, в случае захвата его расплавным включением, может дать некорректную оценку состава исходного расплава.

Основной вопрос, который задают себе исследователи расплавных включений - насколько точно отвечает состав расплавного включения составу исходного расплава? Есть ли какой-нибудь критерий, однозначно характеризующий захват расплавным включением пограничного слоя?

Реддер [4] ввел общий критерий - если размер расплавного включения в 2 раза больше размера пограничного слоя, то его влияние на состав захваченного включения незначительно.

Были проанализированы 6 расплавных включений различного размера в одном небольшом кристалле оливина. После этого полученные данные были скорректированы до равновесия с оливином-хозяином. Несмотря на значительный разброс измеренных значений, особенно заметный в мелких расплавных включениях, после перерасчета все составы выравниваются и отличаются от состава стекла основной массы только небольшой фракционной кристаллизацией последнего. Наибольший эффект при этом наблюдается для совместимых элементов.

Несмотря на ярко выраженное обогащение расплавных включений алюминием и кальцием, отношение этих элементов такое же, как и в матричном стекле. Это отношение резко изменяется только в самых мелких включениях, размером 3 и 5 мкм, изменение отношения элементов в котором аналогично изменению в пограничном слое.

Были измерены размеры пограничного слоя вокруг оливинов, подвергшихся различной скорости охлаждения. Для этого использовалось перпендикулярное сечение корочки пиллоу лавы, внешние зоны которой претерпели экстремальную, практически мгновенную закалку, а по мере удаления скорость остывания уменьшалась.

Размер пограничного слоя вокруг оливина увеличивается по мере удаления от внешней экстремально закаленной зоны, из чего можно сделать однозначный вывод, что мощные пограничные слои образуются в результате высоких скоростей роста при неэффективной закалке. При этом большинство расплавных включений захватывается при средних и низких скоростях роста - $10^{-5} - 10^{-7}$ см/сек в более спокойной обстановке, где расчетные градиенты концентраций и размер пограничного слоя незначительны и не оказывают существенного влияния на состав захватываемого расплавного включения.

Полученные результаты позволяют сделать следующие основные выводы:

- 1) Необратимый эффект пограничного слоя не наблюдается в расплавных включениях в оливине размером более 10-15 мкм.
- 2) Изменение отношений несовместимых элементов (например, Al/Ca) могут служить критерием оценки захвата расплавным включением пограничного слоя.

Литература

1. *Muncill G.E., Lasaga A.C.* Crystal-growth kinetics of plagioclase in igneous systems – on-atmosphere experiments and application of a simplified growth-model // *Am. Min.* 1987. V.72, N3-4. P. 299-311.
2. *Faure F., Schiano P.* Experimental investigation of equilibration conditions during forsterite growth and melt inclusion formation // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V.236. P. 882–898.
3. *Donaldson C.H.* Calculated diffusion coefficients and the growth rate of olivine in a basalt magma. // *Lithos*. 1975. N8. P. 163-174.
4. *Roedder E.* Fluid inclusions // *Rev. Mineral.* V.12. Mineral. Soc.Am. 1984. 646 pp.

Рудогенерирующие флюидные микрообособления в гранитоидах алтынтауского массива и вмещающих их углеродистых сланцах (Центральные Кызылкумы)

Мамарозиков У.Д.

Институт геологии и геофизики АН РУз им. Х.М. Абдуллаев, г. Ташкент, Узбекистан,
udmamarozikov@rambler.ru

В настоящее время, на целом ряде площадей Центрально-Кызылкумского региона (Западный Узбекистан) среди высокоуглеродистых (черносланцевых) комплексов обнаружены руды благородных, редких и цветных металлов. Для данного региона предполагается несколько моделей формирования редкометального оруденения и крупных рудных месторождений [1].

Алтынтауский гранитоидный массив, имеющий площадь выхода на эрозионном срезе около 150 км², расположен в Южно-Букантауской зоне Центральных Кызылкумов. Гранитоиды массива прорывают вулканогенно-кремнисто-терригенные (С₁₋₂), карбонатные (D₁₋₂-С₁) и метаморфизованные терригенно-обломочные (S₁) толщи. Радиологический возраст пород массива – 257-280 млн. лет при среднем значении 264,8 млн. лет (значения определены калий-аргоновым методом в ИГГ АН РУз), что соответствует нижней перми [2].

Массив обрамляют роговики, углеродисто-кремнистые сланцы, маломощные прослои карбонатных пород, углеродисто-глинистые и песчано-глинисто-углеродистые сланцы, переслаивающиеся с маломощными прослоями песчаников и, реже, туфогенными породами. К надинтрузивному и околоинтрузивному ореолам приурочены пегматитовые, кварцевые и баритовые жилы, а также выходы “железных шляп” – ожелезненных углеродисто-кремнистых сланцев, содержащих повышенные концентрации Fe, Cu, Mo, Zn и некоторых других элементов.

Микроскопическим и электронно-микрондовым исследованиям в этих гранитоидах обнаружены кремне-щелочно-хлоридные флюидные микрообособления с нанокристаллитами, содержащие Cu, Zn, Mo, Ag, Au, платиноиды и другие элементы. Эти микрообособления также выявлены в минералах пегматитовых жил, а также в контактовых роговиках, развитых по углеродистым сланцам (рис. 1).

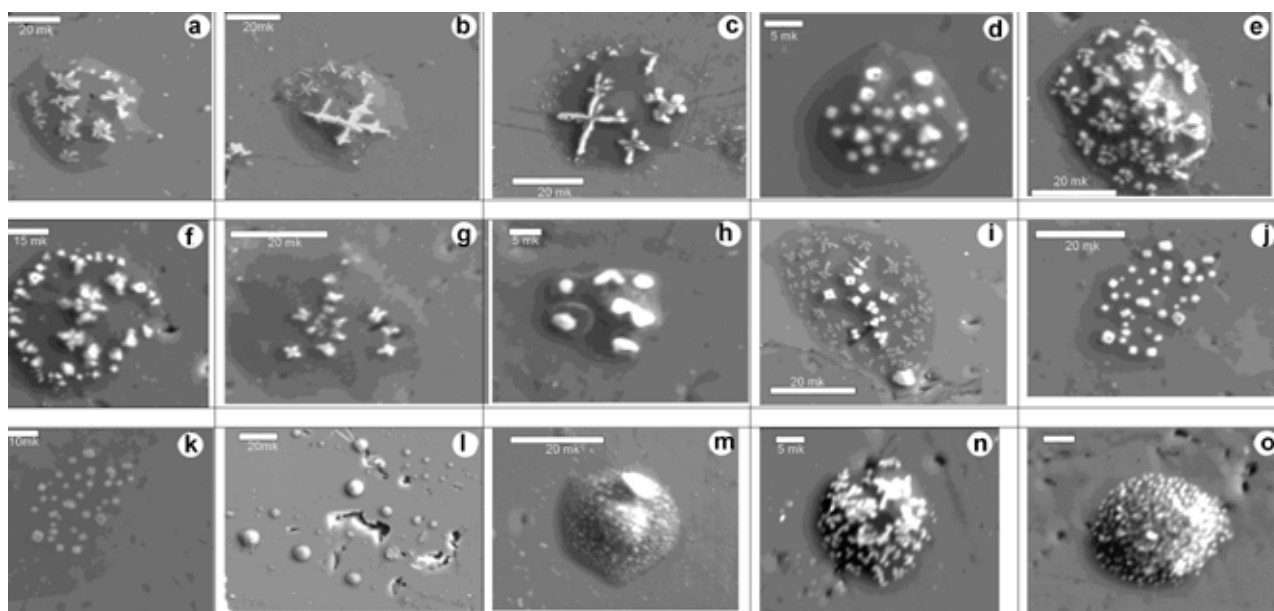


Рис. 1. Форма нахождения кремне-щелочно-хлоридных флюидных микрообособлений и нанокристаллов в грейзенизированных аляскитоидных лейкогранитах (a, b, c, d, e, f, g, h), грейзенах (i, j), пегматитах (k), околоконтактных углеродисто-кремнистых роговиках (l, m) и углеродисто-кремнистых (черных) сланцах (n, o) Алтынтауского рудного поля (Центральные Кызылкумы, Западный Узбекистан). Микрофотографии получены с помощью электронного-микроанализатора Jeol-8800R (Япония) в институте Геологии и геофизики имени Х.М. Абдуллаева Академии наук РУз.

Определены составы сухих остатков флюидных обособлений (таблица).

Таблица

Результаты электронно-микронных анализов кремне-щелочно-хлористых флюидных микрообособлений и нанокристаллов в них, мас. %																		
№ проб	n	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	SO ₃	CuO	ZnO	MoO ₃	Ag ₂ O	Au	Ru ₂ O ₃	Rh ₂ O ₃	Pd	Re
Кремне-щелочно-хлористые флюидные микрообособления																		
Ж-13	2	56,95	0	0,28	0,20	0,53	0,12	0,18	0,93	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ж-15	2	31,89	16,98	0,40	0,90	7,23	8,88	7,57	0	0,03	0,45	0	1,72	0,07	0	1,25	1,42	0
	2	46,16	12,92	0,03	1,40	9,04	3,73	2,74	0	0,17	0,70	0	0,76	0,09	0	0,80	0,75	0
	2	69,50	1,10	0,05	0,46	3,38	2,49	1,93	0	0,08	0,47	0	0,40	0,09	0	0,57	0,42	0,07
Ж-19	1	34,53	10,93	0,60	1,22	7,39	28,07	17,06	0,20	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	1	67,93	0	0	0	4,87	16,18	11,03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ж-25	2	52,39	0,87	0,04	1,68	7,86	9,36	5,02	0,79	3,29	3,47	1,38	0,21	0,26	0,20	0,58	0,07	0,71
	4	88,21	0,30	0,06	0,36	1,69	3,65	2,35	0,27	0,82	1,05	0,33	0,03	0,03	0	0,09	0,02	0,33
Ж-33	5	79,05	1,94	0,38	1,59	2,83	2,44	1,61	0,88	0	0,10	0,01	0,05	0	0,10	0,09	0,01	0
Нанокристаллиты во флюидных микрообособлениях																		
Ж-13	4	3,98	0,86	0,10	0	0	0,46	0,16	0	0	0,05	0	92,76	0,68	0	0	0	0
	1	17,01	0,77	0,10	0,70	0,76	0	0,07	0,68	0	0	0	50,65	0,24	0	0	0	0
	1	39,03	0	0,21	0,19	0	0,14	0,45	0,45	15,89	31,14	0,17	0,11	0	0,20	0,23	0,07	0
Ж-15	2	37,56	0,94	0	0,46	3,95	18,86	13,23	0	0,10	0,32	0	3,54	0	0	2,33	2,95	0,08
	7	59,47	0,85	0	0,23	2,87	12,01	8,26	0	0,02	0,04	0	1,99	0,13	0	0,87	1,04	0,01
Ж-19	5	50,37	13,48	0,09	0	0,63	10,52	0,03	0,20	0	0	0	24,40	0	0	0	0	0
	9	76,72	0	0	0	6,76	5,96	4,21	1,92	1,53	0,75	1,42	0	0	0	0	0	0,12
Ж-25	2	53,12	1,00	3,40	1,39	0,37	11,59	9,96	0	7,17	7,02	1,56	0,20	0,33	0	0,54	0	0
	5	76,81	2,16	1,07	0,83	0,52	1,30	0,57	0,65	5,06	3,69	0,44	0,03	0,47	0	0,03	0	0,22
Ж-33	1	61,05	0,68	0,09	0	2,58	20,88	14,47	0,01	0,06	0	0	0	0	0	0	0	0
	5	74,06	1,43	0,10	2,52	2,38	5,58	3,32	0,18	0,16	0,09	0,04	0,04	0	0	0,08	0,04	0

Примечание: Ж-13 – двуслюдяной гранит, Ж-15 – грейзенизированный лейкогранит, Ж-19 – аляскитовый лейкогранит, Ж-25 – роговик по углеродисто-кремнистому сланцу, Ж-33 – кремнисто-углеродистый сланец. Электронно-микронные анализы выполнены на электронном микроанализаторе Jeol-8800R (Япония) в ИГиГ АН РУз; содержания H₂O, B, C, CO₂, CH₄ не определены; n – количество анализов.

Полученные результаты указывают на прямую связь дефлюидизации гранитной магмы с формированием и локализацией комплексного благородно-редкометального оруденения в ороговикоманных высокоуглеродистых (черных) сланцах из фронтальной (экзоконтактовой) зоны Алтынтауского массива. Наблюдается прямая зональность в распределении рудоконцентрирующих флюидных обособлений среди углеродистых сланцев – чем ближе к гранитному интрузиву, тем чаще они встречаются. По-видимому, такие флюидные среды перемещались по зонам тектонических нарушений в экзоконтактовой зоне массива.

Литература

1. Рудные месторождения Узбекистана / Т.: ГИДРОИНГЕО, 2001.
2. Каталог интрузивных массивов Узбекистана / Отв. ред. И.Х.Хамрабаев. Т.: Фан, 1975. Ч.1.
3. Борисенко А.С., Боровик А.А., Житова Л.М. и др. Состав магматогенных флюидов, факторы их геохимической специализации и металлоносности // Геология и геофизика. 2006. Т.47. №12. С. 1308-1325.
4. Возняк Д.К., Квасница В.Н. Необычные включения минералообразующие среды – включения раскристаллизованного солевого расплава // Геохимия, 1988. №11. С. 1661-1665.
5. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Богатилов О.А. Природные силикатные и солевые расплавы, флюиды и связанные с ними оруденения // Геология и геофизика. 1986. №7. С. 52-55.

Режим дегазации расплавов трещинного Толбачинского извержения 2012-2013 года

Некрылов Н.А.¹⁾, Плечов П.Ю.¹⁾, Blundy J.²⁾, Мелехова Е.²⁾, Тихонова М.С.¹⁾, Щербаков В.Д.¹⁾

¹⁾ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, г. Москва, nekrilov.n@gmail.com

²⁾ Department of Earth Sciences, University of Bristol, Bristol, BS8 1RJ, UK

В августе 2013 года были отобраны продукты текущего извержения вулкана Толбачик. Расплавные включения в оливине изучались как в тонкой тефре с конуса Набоко, представляющей собой мгновенно закаленные фрагменты лавы размером до 1 мм, так и в застывшей лаве на фронте вулканического потока (рис. 1). Расплавные включения в двух изученных образцах оказались контрастными по содержанию воды. Содержание воды в стеклах расплавных включений из тефры существенно выше содержания воды в стеклах расплавных включений из лавы. Пониженные содержания воды связаны с эффектом потери воды [4] расплавными включениями из лавы. При этом содержание воды в интерстициальных стеклах обоих образцов одинаково. Также выявлены отличия в содержаниях FeO и MgO расплавных включений двух образцов, которые связаны с кристаллизацией оливина-хозяина на стенках включений по мере остывания лавы в размере 6-9% от объёма включений, а так же с эффектом их переуравновешивания [2].

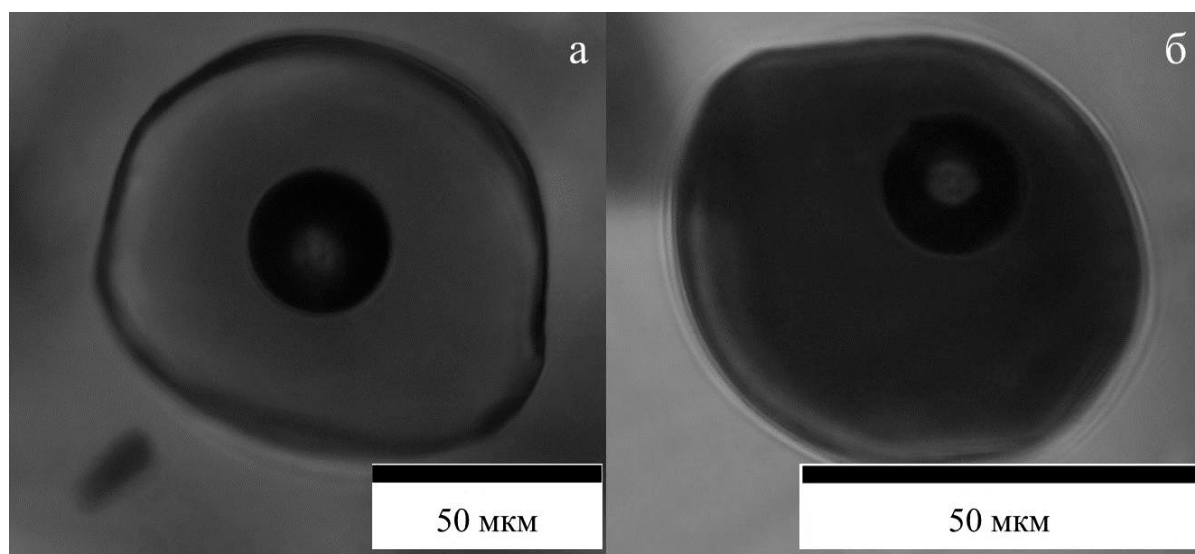


Рис. 1. Расплавные включения в оливине из тефры (а) и лавы (б) Трещинного Толбачинского извержения 2012-2013 года.

Большая часть расплавных включений в оливине из тефры не содержит признаков переуравновешивания с оливином-хозяином, что свидетельствует о несущественном времени, прошедшем с момента захвата включения до закалки образца. При этом, включения из лавы имеют явные следы переуравновешивания. Мы предполагаем, что все различия между расплавными включениями из тефры и из лавы объясняются процессами, происходящими во время течения лавы по поверхности. Они выражаются в 1) кристаллизации оливина на стенки включений по мере остывания лавы; 2) потери воды из включений; 3) диффузионному переуравновешиванию расплавных включений и оливина-хозяина.

Составы магматического расплава данного извержения были восстановлены путём моделирования растворения оливина в расплавных включениях по модели [1] до достижения

равновесия с оливином-хозяином с помощью программы Petrolog3 [3] для расплавных включений из оливина тефры.

Литература

1. *Danyushevsky L.V.* The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2001. V.110. N3. P. 265-280.
2. *Danyushevsky L.V., Della-Pasqua F.N., Sokolov S.* Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. V.138. №1. C. 68-83.
3. *Danyushevsky L.V., Plechov P.* Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. V.12. N7.
4. *Mackwell S.J., Kohlstedt D.L.* Diffusion of hydrogen in olivine: implications for water in the mantle // *Journal of Geophysical Research*. 1990. V.95. B4. P. 5079-5088.

Сравнительная характеристика флюидного режима минералогенеза в базальтах лучичивской толщи и заболотовской свиты трапповой формации Западной Волыни (по включениям в минералах)

Нестерович Н.В., М. Наумко И.М., Ф. Теленко Л.Ф., Э. Сахно Б.Э.

ИГГГИ НАН Украины, natalja2302@mail.ru, naumko@ukr.net

Выполненное обобщение и анализ многочисленных литературных данных изучения трапповой формации Западной Волыни [1] позволили сделать вывод, что исследования флюидного режима минералогенеза в пределах исследуемой территории проводились фрагментарно, а в ряде случаев такие результаты пока отсутствуют. Вместе с тем, именно по данным, полученным по флюидным включениям в прожилково-вкрапленной минерализации как непосредственному показателю процессов флюидопереноса вещества и механизмов залечивания мигрирующих трещин [2], представляется возможным установить температуру и состав минералообразующих флюидов периода продуктивного минералогенеза породно-рудных комплексов, а также воссоздать условия формирования меденосности траппов в связи с миграционными процессами и перераспределением и локализацией рудного вещества. В связи с этим были выполнены систематические исследования включений в минералах прожилковых образований в базальтах лучичивской толщи и заболотовской свиты, результаты которых послужили основанием для их сравнительной характеристики.

Породы заболотовской свиты составляют основание разреза трапповой формации Западной Волыни. Выше залегают туфы бабинской свиты, в свою очередь перекрывающиеся отложениями ратновской свиты, которая включает снизу вверх: лучичивскую (толеитовые базальты), зорянскую (туфы и туффиты) и якушивскую (базальты с прослойками туфов, туфоконгломератов) толщи.

Прожилково-вкрапленная минерализация в базальтах исследуемых толщ и свит представлена по форме прожилками, миндалинами, гнездоподобными образованиями, по составу – цеолитами (анальцим, стильбит, шабазит), хлоритами, палагонитом, кальцитом, кварцем, халцедоном, агатом. Минералогической зональности от подошвы к кровле потока базальтов в пределах лучичивской толщи и заболотовской свиты по данным рентгеновского анализа (аналитик Я.В. Яремчук) не выявлено.

Результаты исследований минералов прожилковых образований (анальцим, кальцит) методами термобарогеохимии–минералофлюидологии оказались следующими.

Оптимальными параметрами формирования парагенезов прожилково-вкрапленной минерализации с анальцимом и кальцитом следует считать температурные интервалы: 325–235°C для анальцима и 100–205°C для кальцитов (по первичным включениям) в пределах лучичивской толщи, 280–190°C для анальцима (по первичным включениям) и 50–70°C для кальцитов в пределах заболотовской свиты.

В составе летучих компонентов флюидных включений в минералах и закрытых пор пород по данным масс-спектрометрического химического анализа установлены азот и диоксид углерода с резким преобладанием N₂ (аналитик Б.Э. Сахно). При этом содержание азота, находясь в пределах 63,2–92,9 об.%, в отдельных образцах достигает 100 об.% для базальтов и анальцима в пределах лучичивской толщи. Для базальтов заболотовской свиты оно колеблется от 36,6–90,7 об.%, для цеолитов – от 92,4 до 96,7 об.%.

В работе [3] указывается на повышенное содержание N₂ в составе летучих компонентов в ромбическом и моноклинном пироксене и плагиоклазе из андезито-базальтов о.Итуруп, в плагиоклазе из андезита вулкана Шевелуч, т.е. образованию этих раннемагматических минералов способствовала среда глубинного высокотемпературного флюида с высокой концентрацией азота. Считают [4], что азот высвобождается при дегазации Земли, значительное его количество, вероятно, накапливается в летучих компонентах базальтов. Содержание N₂ (до 10 об.%) в цеолитах можно объяснить особенностями их структуры, в полости молекулярных размеров которой и проникают соразмерные молекулы азота.

Флюидная среда кристаллизации минералов и их парагенезов находилась в состоянии двухфазного равновесия, обусловленного гетерогенизацией минералообразующего флюида, о чем свидетельствуют находки включений гетерогенного происхождения, поэтому приведенные температуры гомогенизации включений считаем истинными температурами минералогенеза. На неравновесность флюидной среды указывают и семейства включений невыдержанного наполнения, и явления расщуривания и перенаполнения включений.

Для разреза лучичивской толщи присуще чрезвычайно неравномерное распределение медной минерализации (от 60 г/т до 1200 г/т) на небольших интервалах. Максимальная концентрация меди установлена исключительно для верхней части разреза в виде мелких равномерно рассеянных каплеобразных выделений. Вероятно, что медь в виде мелких капель рудной жидкости существовала в расплаве на момент становления толщи. Впоследствии эти капли увеличивались за счет явления коалесценции, когда формирование меднорудной части лавы проходило аналогично процессам пенной флотации, а именно: “к возникновению рассеянных мелких капель металлической жидкости” [5], которые выносятся газовыми пузырьками вверх в породы кровли и, в итоге, в затвердевшие верхние части массива. Этим объясняется максимальное содержание меди в верхах разреза, т.е. в местах увеличенной концентрации летучих компонентов под коркой застывающей базальтовой толщи.

Установленные признаки свойственны для случая, когда присутствует розплавно-флюидное взаимодействие. В частности, расплавы, из которых образовались породы лучичивской толщи, имели высокую насыщенность флюидами, а в процессе кристаллизации выделялось большое объем остаточного расплава, характеризующегося восстановительными свойствами, что и определяло предпосылки формированию самородномедного оруденения.

Содержание меди в заболотовской свите невелико. Очевидно, что для образования и развития рудогенерирующей системы, как части расплавной физико-химической системы, необходимо длительное время функционирования последней. Иными словами, необходимы условия, близкие к интрузивным. Однако, небольшая мощность отдельных единиц излияния и “быстрое” затвердевания расплава является главным препятствием для полноценного формирования рудогенерирующих систем и рудоотложения.

Итак, материалы воссоздания флюидного режима постмагматического минералогенеза (по включениям в прожилково-вкрапленных минералах) позволяют обоснованнее подходить к оценке возможностей накопления меди в породах и перераспределения ее концентраций по разрезу отдельных стратифицированных единиц трапповой формации Западной Волыни.

Литература

1. *Наумко І.М., Федоришин Ю.І., Нестерович Н.В.* Вплив ідей академіка Євгена Лазаренка на розвиток досліджень особливостей флюїдного режиму мінералогенезу мідєвмісної траппової формації нижнього венду Західної Волині // *Мінерал. зб.* 2012. № 62. Вип. 2. С. 4–17.
2. *Сворень Й.М., Наумко І.М.* Термобарометрія і геохімія газів прожилково-вкрапленої мінералізації у відкладах нафтогазоносних областей і металогенічних провінцій – природний феномен літосфери Землі // *Доп. НАН України.* 2005. № 2. С. 109–113.
3. *Жовтуля Б.Д., Калюжний В.А., Ремешило Б.Г.* Углеродсодержащие газы в основных и ультраосновных породах (по данным изучения флюидных включений в минералах) // *Теоретические вопросы нефтегазовой геологии.* – Киев : Изд-во АН УССР, 1980. С. 65–73.
4. *Семененко Н.П., Великанов Ю.Ф., Джелнач Н.И. и др.* Восстановительная газовая составляющая подземной атмосферы на примере центральной части Украинского щита / Под ред. Н.П.Семененко. – Киев : Изд-во ИГФМ АН УССР, 1985. 61 с.
5. *Овчинников Л.Н.* Экспериментальное исследование процессов эндогенного рудообразования // *Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного рудообразования.* – Л. : Наука, 1967. С. 153–162.

Жидкостная несмесимость в гранитоидных расплавах

Перетяжко И.С.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, pgmigor@igc.irk.ru*

Магматические процессы часто сопровождаются явлениями жидкостной несмесимости. В определенных *P-T-X* условиях гомогенные силикатные расплавы разделяются на контрастные по составу жидкости или расплавы. Во многих экспериментах изучались явления ликвации силикатных расплавов, связанные с появлением несмесимых жидкостей контрастного фторидного, галоидного, карбонатного, сульфидного и железистого составов. Большинство таких явлений наблюдалось в основных и средних силикатных магмах. В экспериментальных работах, описывающих явления расслоения кислых силикатных расплавов, изучались гранитоидные системы с высокими концентрациями (проценты – десятки процентов) F, Na, K, B, Li, P.

Магматическая ритмичная расслоенность чаще всего наблюдается в вулканических и субвулканических телах – лавах, экструзиях, малоглубинных жилах, дайках, силлах. С переходом к крупным интрузивам, которые кристаллизуются намного медленнее вулканитов и жильных тел, такая расслоенность исчезает или сохраняется в виде плохо различимой реликтовой полосчатости и вертикальной неоднородности. Кислые вулканиты (риолиты, трахириолиты, онгориолиты и др.), близкие по составу к гранитной эвтектике с разными добавками летучих компонентов, нередко имеют чрезвычайно неоднородный по строению стекловатый матрикс ленточного, полосчатого, сферолитового, пятнистого, капельного строения. Первичные текстуры матрикса осложняются процессами девитрификации и перекристаллизации стекла, часто с образованием вторичных сферолитов. Расслаивание матрикса кислых вулканитов может проявляться визуально, но без существенных различий макрохимического состава прослоев и, вероятно, связано с разной степенью их кристаллизации из-за вариаций летучих компонентов, главным образом, воды. Имеются также примеры контрастного разделения матрикса кислых вулканитов (риолитов) на слои разного состава – “калиевые” кварц-калишпатовые, перемежающиеся с “натриевыми” кварц-альбитовыми, а также существенно альбитовые и кварцевые, образованные в результате расслоения “натриевых” прослоев. В жилах и телах пегматитов сложной морфологии разной мощности и протяженности обычно наблюдается зональное распределение контрастных по составу комплексов первично-магматической кристаллизации. Например, в миароловых и других гранитных пегматитах простого минерального состава среди таких комплексов преобладают существенно калиевые (кварц-калишпатовые) и натриевые (кварц-олигоклазовые и кварц-альбитовые) графические, пегматитодные и блоковые структурные разновидности [1-3]. Эти данные, по-видимому, свидетельствуют о присутствии в гранитоидной магме несмесимых расплавов, существенно различающихся по соотношению калия, натрия, воды и других компонентов.

Традиционно считается, что большинство гранитных пегматитов образуется при последовательной кристаллизации внедренного во вмещающие породы гомогенного кислого силикатного расплава. Однако при такой трактовке невозможно объяснить, каким образом, в быстро остывающих пегматитовых телах жильной формы и небольшой мощности (первые метры) произошло разделение гомогенного гранитоидного расплава и кристаллизовались первичные кварц-калишпатовые, кварц-плагиоклазовые и другие магматические комплексы контрастного состава. Это противоречие устраняется, если считать, что расслоение первично гомогенного расплава произошло в магматическом очаге до внедрения во вмещающие породы. Процесс ликвации гранитоидных расплавов на калиевые и натриевые несмесимые жидкости не изучен в экспериментальных системах. Вместе с тем, следствием такого процесса, по-видимому, являются контрастные по содержанию Na и K прослои (иногда,

стекловатые зоны), области или участки в телах кислых вулканитов, редкометалльных гранитов, гранитных пегматитов и других гранитоидных пород.

Очевидное противоречие между имеющимися экспериментальными данными и природными наблюдениями требует объяснения и анализа термодинамической устойчивости гранитоидных расплавов в широком интервале P - T - X параметров. Известно, что эвтектические расплавы металлов в надликвидусных условиях часто разделяются на контрастные по составу жидкие фазы. Вероятно, эвтектические кислые силикатные расплавы также могут как расслаиваться, так и сохранять однофазовое (гомогенное) состояние до начала кристаллизации. Расслоению вязких гранитоидных расплавов при близких к ликвидусу условиях могут способствовать быстро меняющиеся P - T параметры, например, значительный рост флюидного давления, резкое снижение литостатической нагрузки и(или) температуры.

В гранитоидных магмах проявлены также другие типы несмесимости. Так, среди онгонитов (субвулканических аналогов Li-F гранитов) массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) обнаружены зоны (участки), сформированные при частичной кристаллизации и стекловании несмесимых расплавов – редкометально-гранитного (онгонитового) и фторидно-кальциевого, близкого по соотношению компонентов к флюориту с примесью кислорода [4]. В порфировых вкрапленниках кварца из онгонитов Ары-Булака описаны расплавные включения с реликтами несмесимых фторидных расплавов разного состава – алюмофторидного, селлаитового, флюоритового и криолитового [5].

В последнее время получены данные по включениям минералообразующих сред, свидетельствующие о силикатно-железистой несмесимости в риолитовой магме. В стекловатом матриксе риолитов Нилгинской депрессии (Центральная Монголия) и во включениях из вкрапленников кварца и санидина этих пород обнаружены обособления силикатно-железистых агрегатов с большими вариациями содержаний Fe и Si, аномально высокой концентрацией P, примесями As, PЗЭ, Nb, Th, Cl, F [6]. Силикатно-железистые жидкости, из которых формировались такие агрегаты, существовали в риолитовой магме, имеющей обычные геохимические характеристики. Предполагается, что такие жидкости формировались в процессе преобразования обогащенных F, Cl и щелочами флюидных сред разной плотности и состава (жидких, паровых, гидросиликатных), которые находились в дегазирующем риолитовом расплаве. Появление силикатно-железистых жидких флюидных сред связывается с экстракцией коллоидными гидросиликатными жидкостями Fe и других элементов-примесей из окружающего их расплава [6].

Литература

1. Миароловые пегматиты (Гранитные пегматиты. Т.3) Загорский В.Е., Перетяжко И.С., Шмакин Б.М. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1999. 488 с.
2. Перетяжко И.С. Условия образования минерализованных полостей (миарол) в гранитных пегматитах и гранитах. Петрология. 2010. Т.18. №2. С. 195-222.
3. Перетяжко И.С. Миароловые гранитные пегматиты. Процессы образования минерализованных полостей, особенности минералогии, геохимии и внутреннего строения. LAP LAMBERT Academic Publishing. 2012. 421 с.
4. Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Царева (Савина) Е.А., Сапожникова А.Н. Несмесимость фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплавов в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье). Доклады РАН. 2007. Т.413. №2. С. 244-250.
5. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье). Геология и Геофизика. 2010. Т.51. №10. С. 1423-1442.
6. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С., Павлова Л.А. Силикатно-железистые флюидные среды в риолитовой магме: данные изучения риолитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии. Петрология. 2014. Т.22. №3. С. 287-326.

Генезис муджиеритов и бенморейтов вулкана Немрут (Восточная Турция)

*Перетяжко И.С., Савина Е.А., Щербаков Ю.Д.
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, pgmigor@igc.irk.ru*

Изучение муджиеритов (базальтовых трахиандезитов) и бенморейтов (трахиандезитов) имеет большое значение для построения петрогенетических моделей вулканических центров, поскольку такие породы могут формироваться как при фракционной кристаллизации щелочного базальтового расплава с участием или без ассимилированного корового вещества, так и в результате смешения магм. Ранее предполагалось [1], что муджиеритовая и бенморейтовая магмы на вулкане Немрут в Восточной Турции являются продуктами фракционной кристаллизации трахибазальтового расплава.

Активный в четвертичный период (< 1 млн. лет) вулкан Немрут расположен на восточном берегу озера Ван в 12 км к северу от коллизионной границы Анатолийской и Арабской плит [1]. Постройка вулкана в основании диаметром около 22 км осложнена эллипсовидной кальдерой размером 8.5x7 км. Продуктами вулканической деятельности на докальдерной стадии были муджиериты, трахидациты, трахиты, пантеллериты и обогащенные Fe (4-5 мас.% FeO общ.) комендиты. Кальдера образовалась в интервале между 90 и 30 тыс. лет после обрушения стратовулкана, вызванного извержениями игнимбритов трахитов [1]. В дальнейшем вулканическая деятельность была сосредоточена в кальдере вулкана. Здесь формировались лавовые купола, изливались потоки лав комендитов с пониженным содержанием Fe (2-3 мас.% FeO общ.). Редкие ксенолиты бенморейтов встречаются в обогащенных Fe комендитах поздней докальдерной стадии. Ксенолиты бенморейтов более характерны для низкожелезистых поскольдерных комендитов. Наиболее поздняя активизация вулкана наблюдалась в историческое время (1441, 1597, 1692 гг.) за пределами кальдеры на его северном фланге. Здесь образовалась "рифтовая" зона шириной до 50 м, ограниченная линейными разломами северного простирания протяженностью около 5 км. Из нескольких центров в этой зоне изливались потоки трахибазальтовой лавы. Два самых протяженных из них имеют длину 890 м и 1300 м при ширине около 100 м и мощности 2-4 м. Трахибазальты вблизи центров излияний перекрыты комендитовой лавой, которая образует потоки длиной первые сотни метров и мощностью 7-10 м.

Изучены минеральный и фазовый составы, а также расплавные включения в полевых шпатах и оливине из образцов муджиерита и трахидацита докальдерной стадии, а также пород "рифтовой" зоны – трахибазальта, бенморейта, комендита и гибридной породы трахидацитового состава.

В образце муджиерита встречаются зерна авгита с реликтовым ядром более железистого состава, чем в нарастающих на него внешних зонах. Составы внешних зон ($\text{En}_{37-41}, \text{Fs}_{16-20}, \text{Wo}_{40-43}$) таких зерен и микролитов авгита ($\text{En}_{32-41}, \text{Fs}_{19-22}, \text{Wo}_{41-47}$) из матрикса трахибазальта не различаются. Ядра реликтового авгита ($\text{En}_{32-36}, \text{Fs}_{22-28}, \text{Wo}_{39-42}$) и порфирокристов авгита ($\text{En}_{30-42}, \text{Fs}_{20-28}, \text{Wo}_{35-43}$) из трахидацита NR-24 также близки по составу. В реликтовых ядрах встречаются включения Sr-содержащего апатита, которые характерны только для порфирокристов авгита из трахидацита. По-видимому, такие зональные клинопироксены образовались после частичного растворения зерен авгита из трахидацитовой магмы и последующего роста более магнезиальных зон при увеличении температуры в смешанной магме муджиеритового состава. В муджиерите встречаются как сильно измененные ксенокристы плагиоклаза (An_{41-59}) с включениями оливина (Fo_{50-68}), так и порфирокристы плагиоклаза того же состава, но без следов растворения. Составы плагиоклаза и оливина в ксенокристах не отличаются от составов этих минералов в микролитах матрикса трахибазальта. По-видимому, такие вкрапленники формировались в процессе фракционной кристаллизации трахибазальтового расплава. Некоторые зерна плагиоклаза попадали в неравновесные условия, например, в область смешения магм. При

извержении происходило перемешивание муджиеритовой магмы и зерна в разной степени измененного плагиоклаза оказывались вблизи друг от друга.

Краевые зоны растворения и регенерации ксенокристов из бенморейтовой и комендитовой магм указывают на неравновесный характер минеральных ассоциаций в гибридной породе трахидацитового состава. Такие ассоциации появились после внедрения высокотемпературной (выше 900°C) бенморейтовой магмы в относительно низкотемпературную (700-850°C) комендитовую. В смешанной магме происходило частичное переуравновешивание составов внешних зон ксенокристов оливина, авгита, лабрадора, фаялита, геденбергита и анортоклаза с новообразованным расплавом. Краевые зоны оливина и авгита становились более железистыми, а фаялита и геденбергита – магниальными. Равновесные взаимоотношения с расплавом, по-видимому, установились лишь для полевого шпата, поскольку каймы олигоклазового состава на ксенокристаллах андезина-лабрадора и микролиты олигоклаза в матриксе имеют близкие составы.

Выполнены масс-балансовые расчеты составов муджиеритов и бенморейтов для моделей смешения магм, а также фракционной кристаллизации (FC) трахибазальтового расплава с участием ассимилированного вещества (модели AFC, FCA). За исключением P, Sr и Eu, содержания элементов-примесей в муджиеритах и докальдерных бенморейтах согласуются с моделью смешения расплавов, соответствующих по составам трахибазальту и трахидациту. Состав одной пробы муджиерита из работы [1], а также концентрации P, Sr и Eu в остальных пробах муджиеритов и докальдерных бенморейтов наилучшим образом рассчитываются в моделях AFC и FCA при фракционной кристаллизации трахибазальтового расплава и контаминации вещества верхней континентальной коры. В таких моделях доля муджиеритового расплава составляет 21-37 мас.%, а отношение массы ассимилированного вещества к массе закристаллизованных минералов равно 0.1.

Для бенморейтов посткальдерной стадии характерны низкие концентрации Ba (46-54 ppm) и Sr (203-269 ppm), которые невозможно получить при фракционной кристаллизации (FC) трахибазальтового расплава и в моделях AFC, FCA. Составы таких бенморейтов и гибридной породы трахидацитового состава лучше всего рассчитываются как смесь трахибазальтового и низкожелезистого комендитового расплавов. Очаги низкожелезистого комендитового расплава формировались на посткальдерной стадии в процессах фракционной кристаллизации трахитового, пантеллеритового и высокожелезистого комендитового расплавов. После внедрения в такой очаг трахибазальтовой магмы образовалась бенморейтовая магма. В изученном образце бенморейта есть ксенокристы лабрадора и оливина из трахибазальтовой магмы, но нет ксенокристов фаялита, анортоклаза, геденбергита из комендитовой минеральной ассоциации. Возможно, в бенморейтовой магме зерна этих минералов растворились полностью либо внедрение трахибазальтовой магмы произошло при температурах выше ликвидуса комендитового расплава.

Таким образом, на докальдерной стадии эволюции вулкана Немрут процессы смешения трахибазальтовой и трахидацитовой магм, а также фракционной кристаллизации трахибазальтового расплава с участием корового вещества привели к формированию муджиеритовой магмы. Бенморейтовая магма имела разное происхождение. Она формировалась при смешивании разных магм: на докальдерной стадии – трахибазальтовой и трахидацитовой, а на посткальдерной – трахибазальтовой и комендитовой. Наличие реликтов бенморейтовой магмы (стекла и ксенокристов) в комендитах позволяет предположить, что многократные извержения внутри кальдеры и в "рифтовой" зоне были вызваны ее внедрениями в очаги низкожелезистой комендитовой магмы.

Литература

1. Çubukçu H.E., Ulusoy İ., Aydar E., Ersoy O., Şen E., Gourgaud A., Guillou H. Mt. Nemrut volcano (Eastern Turkey): Temporal petrological evolution. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2012. V.209-210. 2012. P. 33-60.

Изучение кристаллических и расплавных включений в кварцах из амазонитовых гранитов Ачиканского массива в Восточном Забайкалье методом КР спектроскопии

Пихулина А.В., Баданина Е.В., Бочаров В.Н.

*Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург, a.pikulina@list.ru*

В ходе исследования нами были изучены минералы в составе расплавных, флюидных и кристаллических включений в кварцах из редкометалльных гранитов Забайкалья и Юго-Восточного Китая. Объектами исследования стали редкометалльные граниты Ачиканского массива (Восточное Забайкалье) и массива Ичунь (Юго-Восточный Китай). На поляризационном микроскопе Leica DFC295 (кафедра геохимии СПбГУ) были изучены, описаны и задокументированы включения в различных генерациях кварца.

С помощью метода рамановской (КР) спектроскопии были диагностированы минеральные фазы и состав газов и растворов во включениях. Данный метод был выбран для изучения включений по нескольким причинам: он дает возможность получать спектры очень мелких объектов - до 1 микрометра и проникновение зондирующего луча внутрь прозрачной среды [1]; позволяет анализировать вещества в разном состоянии (твердом, жидком, газообразном) [2]. Также стоит отметить появление общедоступной базы данных рамановских спектров различных минералов rruff.info.

Рамановские спектры были получены на спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRAM HR. В спектрометре присутствуют 2 лазера с различными длинами волн - He-Cd (325 нм) и Ar (514 нм). Мощность лазера может меняться от 8 до 50 мВ. Микроскоп оборудован объективами 10х, 50х, 100х; увеличение окуляра – 10х. Первичная обработка спектров выполнена в программе LabSpec. Наши исследования были выполнены с помощью Ar лазера. Для всех исследованных включений были подобраны оптимальные условия съемки (время накопления данных в среднем составило – 15-20; количество повторов – 5-10; объектив 50х-100х; конфокальное отверстие – 250-350). Полученные спектры были обработаны с помощью программы Origin 8.0.

В результате проведенных исследований нами были получены следующие данные:

В гороховидном кварце из амазонитовых гранитов Ачиканского массива обнаружены расплавные, газовой-жидкие и кристаллические включения. Первичные газовой-жидкие включения обычно имеют размеры от 20 до 100 мкм. Они состоят преимущественно из трёх фаз: водно-солевого раствора, жидкой и газовой-образной CO₂. В составе единичных расплавных включений размером 20-50 мкм диагностированы мусковит и калиевый полевой шпат. Многочисленные кристаллические включения представлены Fe-колумбитом и Mn-танталитом (по данным базы данных rruff.info [3]).

В альбит-лепидолитовых гранитах Ичуньского месторождения в составе кристаллических включений в кварце обнаружены Li-биотит, мусковит и альбит. Флюидные включения здесь двухфазные – газовой-жидкие. Расплавные включения редки и очень мелкие – до 20 мкм, что затрудняет изучение их состава методом КР-спектроскопии.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 13-05-01057а.

Литература

1. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. Москва «Мир», 1987. Т.1.
2. Колесов Б.А. Раман-спектроскопия в неорганической химии и минералогии, Новосибирск Изд-во СО РАН, 2009.
3. База данных <http://rruff.info>

Голоценовый вулканизм Кекукнайского ареального поля Срединного Хребта Камчатки по данным расплавных включений

Плечов П.Ю.¹⁾, Некрылов Н.А.¹⁾, Перепелов А.Б.²⁾, Данюшевский Л.В.³⁾, Щербаков В.Д.¹⁾

¹⁾Геологический факультет Московского государственного университета
им. М.В.Ломоносова, г. Москва

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

³⁾Университет Тасмании (Хобарт, Австралия)

Кекукнайское поле ареальных вулкаников (КПАВ) является одним из наиболее хорошо охарактеризованных вулканических массивов Срединного Хребта. Оно расположено в верховьях правых притоков р.Быстрая и левых притоков р. Тихая на Западной Камчатке (56.5° с.ш., 158° в.д.). В пределах КПАВ выделяются две крупных щитовых постройки, влк. Кекукнай и Большой, кальдеры озера Большое Гольцовое, множество лавовых и шлаковых конусов Дола Геологов и отдельно расположенных эруптивных центров. Большинство пород КПАВ относятся к субщелочным сериям и представлены трахибазальтами и трахиандезитобазальтами, с подчиненным количеством трахиандезитов. Отношение Na/K варьирует от 1.64 до 5.33, это отношение практически не коррелирует с содержанием кремнезема или общей щелочностью пород.

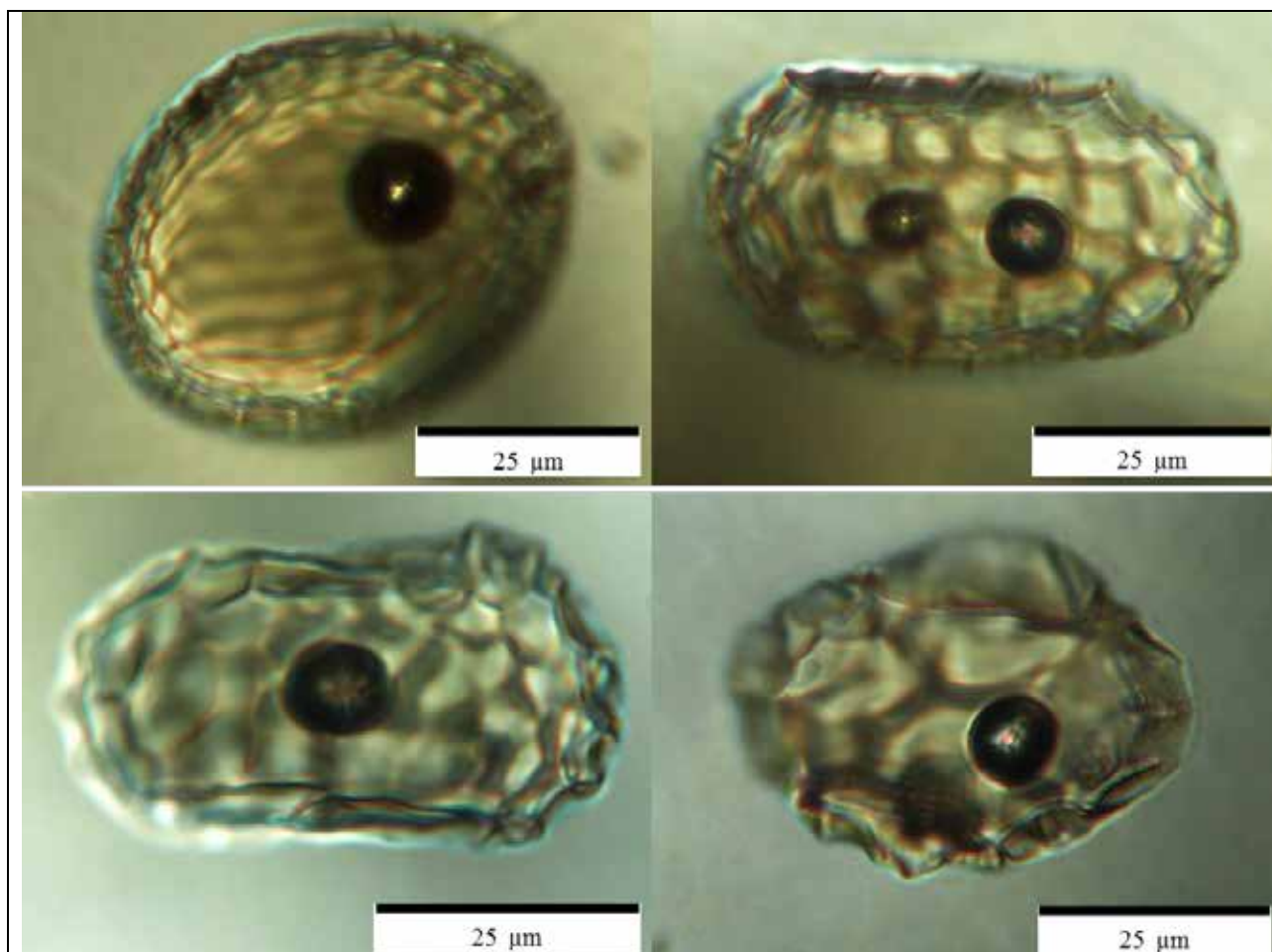


Рис. 1. Природно-закаленные расплавные включения в оливине КПАВ

Были изучены расплавные включения в оливине из тефры конусов Черный и Привершинный, горизонты которой сформировались во время раннего голоценовых извержений (7-10 тыс.л.). В оливине из тефры преобладают стекловатые, природно-закаленные включения. Диаметр изученных включений варьирует от 25 до 70 мкм, они имеют изометричную, реже удлинненную форму (рис.1). Соотношение диаметров газового

пузырька и включения лежит в пределах от 1/7 до 1/10. Состав минерала-хозяина варьирует в узких пределах $Fo_{81.8-84.3}$. Составы стекла не зависят от размера включений (в изученном диапазоне размеров), что говорит о возможности пренебречь влиянием граничного слоя при формировании включений.

Составы расплавных включений попадают в умеренно-калиевую область, содержание K_2O в них заметно ниже валовых составов пород. Оно закономерно увеличивается с уменьшением магнезиальности оливина в диапазоне $Fo_{84.3-82.7}$ и соответствует 6% (мас.) кристаллизации при допущении полностью некогерентного поведения калия. В расплавных включениях менее магнезиальных оливинов ($Fo_{81.8-82.6}$) содержание калия скачкообразно возрастает (до 1.0-1.2 мас.% K_2O). По нашему мнению, этот скачок отражает начальную стадию ассимиляции корового материала при подъеме магмы.

Содержание петрогенных и рассеянных элементов в расплавах зависит от магнезиальности оливина. Для Na_2O и K_2O характерно небольшое возрастание содержаний при убывании магнезиальности оливина в области $Fo_{84.3-83}$ и гораздо более существенный рост в области $Fo_{<83}$. Сходное поведение (рис.2) имеют высокозарядные элементы (Nb, Zr, Hf). Такое поведение может быть объяснено либо постепенной ассимиляцией корового материала в твердом состоянии, либо постепенном примешивании кислого расплава (образующегося за счет прогрева вмещающих пород) при подъеме магмы. Значительное увеличение в расплаве содержания титана происходит только на завершающей стадии кристаллизации вкрапленников оливина. Свинец, LREE, Li, Th, Ba, Sr демонстрируют более сложное поведение, их концентрации при ассимиляции увеличиваются скачкообразно, а потом либо остаются на прежнем уровне, либо немного убывают (за исключением свинца). Такое поведение флюидомобильных компонентов подчеркивает существенную роль флюида при ассимиляции. Поведение Eu могло контролироваться дополнительно массовой кристаллизацией плагиоклаза при смещении состава расплава с плагиоклаз-оливиновой котектики в область кристаллизации плагиоклаза.

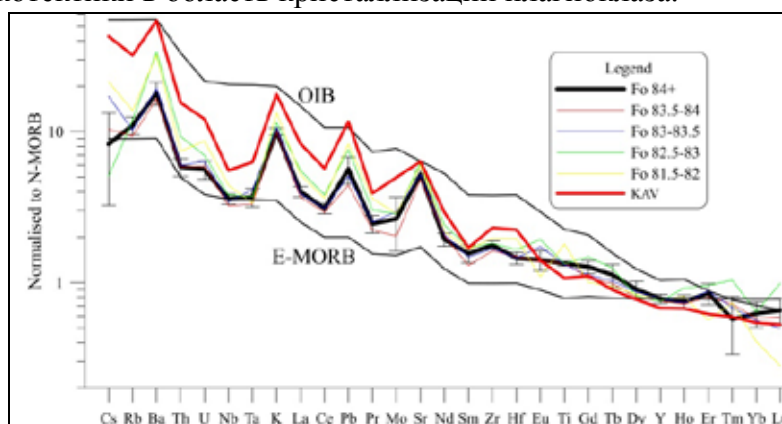


Рис. 2. Спектры РЭ для расплавных включений в оливине различной магнезиальности. N-MORB, E-MORB и OIB по Sun&McDonough, 1988.

В наиболее магнезиальных оливинах ($Fo_{>84}$) содержание воды, измеренное с помощью конфокальной рамановской спектроскопии, лежит в диапазоне 1.5-2.5 мас.%, тогда как для расплавных включений в $Fo_{<83}$ характерны содержания воды на уровне 2.5-3.5 мас.%.

Изучение расплавных включений в оливине голоценовых базальтов КПАВ позволило реконструировать состав родоначального расплава и P-T-t условия подъема магмы.

Родоначальный расплав мог образоваться путем плавления пироксенитового субстрата в условиях нижней коры ($P = 0.8-1$ GPa, $T = 1140-1150$ °C). Содержание воды в родоначальном расплаве оценено в 2.1 мас.%. Оливин-плагиоклазовый парагенезис вкрапленников (без клинопироксена) определяется полибарической кристаллизацией магмы при ее подъеме с глубин около 30 км со скоростью не менее 4.6 м/мин. В приповерхностных условиях магма ассимилировала не менее 20% корового материала, что определяет существенные различия между составами пород и расплавных включений. В результате верхнекоровой ассимиляции геохимическая специфика родоначальных расплавов, сходная с E-MORB приобретает черты, сходные с OIB. Формирование вулканических ареальных полей Срединного Хребта связано с деламинацией блоков нижней части островодужной коры или с эрозией островодужной коры мантийным веществом на постсубдукционной стадии.

Расплавные включения в плагиоклазе, кварце и пироксене из верхнеальбских туффитов Горного Крыма

Попов Д.В., Плечов П.Ю.

Кафедра петрологии геологического факультета МГУ им. Ломоносова, г. Москва,
d.vs.popov@gmail.com

В пределах Крыма широко распространены меловые туфогенные отложения. Наиболее мощные и сохранные в отношении первичных минералов, относятся к верхнему альбу [1] и охарактеризованы в данной работе: это туффиты в районе г. Балаклава и туффиты верхов высокобугорской свиты, отобранные в склонах г. Сель-Бухра и долине р. Кача. Изучен состав породообразующих минералов и расплавные включения в них.

Балаклавские туффиты сложены кристаллокластами плагиоклаза, пироксена, роговой обманки и титаномагнетита, литокластами роговообманковых палеоандезитов, плагиофировых палеодацитов и витрокристаллокластических палеотуфов; цемент карбонатный. Плагиоклаз сложнозональный, в центральных частях отвечает составу An_{60-75} . Состав внешних ритмичнозональных частей, включающих в себя до 3 зон резорбции, изменяется от центра к краю кристалла от An_{50-70} до An_{40-45} . Магнезиальность клинопироксена варьирует от 68.5 до 72.5 мол.%. Роговая обманка часто опацитизирована, по составу отвечает магнезиальным роговым обманкам.

Туффиты высокобугорской свиты наряду с кристаллокластами плагиоклаза, кварца, роговой обманки, титаномагнетита и литокластами роговообманковых палеоандезитов, плагиофировых палеодацитов содержат окатанные зёрна кварца, обломки кварцитов, биотит-кварцевых сланцев с монацитом, фосфоритовые и глауконитовые микроконкреции, остатки фауны. Цемент карбонатный. Плагиоклаз сложнозональный: губчатые или однородные ядра окружены ритмично-зональной каймой с несколькими зонами резорбции (до 3 и более). Состав меняется от центральных зон к внешним от An_{60-65} до An_{40-45} , зональность «сглажена». Распространено замещение плагиоклаза кальцитом и калишпатом. Роговая обманка опацитизирована, карбонатизирована и хлоритизирована, по составу отвечает паргаситу.

Нами были изучены природно- и экспериментально закалённые расплавные включения в плагиоклазе, клинопироксене и кварце из всех образцов с целью реконструкции составов и условий кристаллизации магм. Для определения условий консервации включений в плагиоклазе и кварце была проведена серия экспериментов по их нагреву с визуальным контролем.

Включения в плагиоклазах

Балаклавских туффитов оставались стекловатыми при нагреве до 500°C, при дальнейшем нагреве в них происходила кристаллизация дочерних фаз (рис. 1). Плавление дочерних фаз начиналось при 650–660°C и заканчивалась практически полностью при 800–850°C, однако вместо них проявлялось множество мелких пузырьков, которые постепенно исчезали при нагреве до 920–930°C. При дальнейшем нагреве до 1000°C видимых изменений во включениях не происходило. Таким образом, максимальная температура консервация включений 930°C.

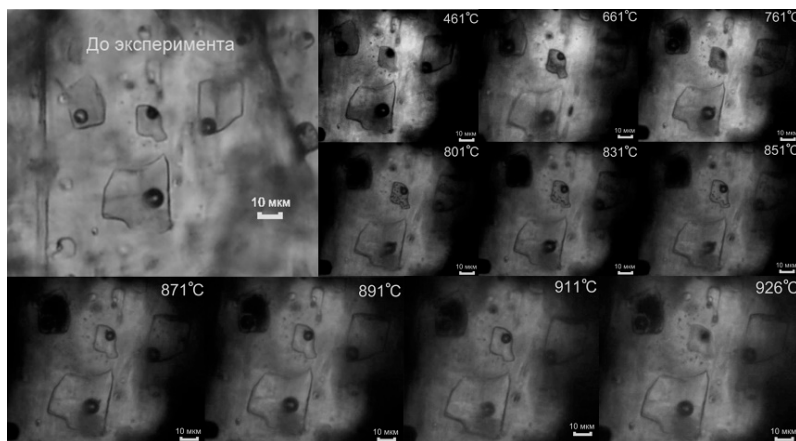


Рис. 1. Термограмма для расплавных включений в плагиоклазе из Балаклавских туффитов. См. описание в тексте.

Включения в кварце и плагиоклазе из туффов высокобугорской свиты вели себя сходным образом, но все описанные изменения происходили при более низких температурах: раскристаллизация стёкол включений начиналась при 450°C, плавление дочерних фаз происходило в диапазоне 600-760°C. В этих включениях также появлялись мелкие пузырьки, которые исчезали при 820-860°C. При дальнейшем нагреве до 1000°C видимых изменений не происходило. Таким образом, консервация включений происходила при 820-860°C.

Для ~700 зерен плагиоклаза и кварца из всех образцов были проведены закалочные эксперименты без визуального контроля с нагревом до 930°C. После экспериментов, для дальнейшего изучения были отобраны зерна с крупными первичными расплавленными включениями. Состав стёкол расплавленных включений варьирует от андезидацитовых до риолитовых в балаклавских туффитах и от дацитовых до риолитовых в туффитах высокобугорской свиты (рис.2). Состав расплавов типичен для средних и кислых надсубдукционных вулканитов (умеренно- и высококалиевая серия нормальной щелочности, отношение $K_2O/TiO_2 \geq 2$). Содержания воды в расплавленных включениях по данным КР спектроскопии около 3 мас.%, по единичным прямым измерениям на ионном зонде достигает 4.5 мас.%. Туффиты р-на Балаклавы и высокобугорской свиты различаются по минеральному составу, набору литокластов, составу расплавленных включений и Р-Т кристаллизации вкрапленников. Они сформировались в результате различных извержений предположительно разных эруптивных центров. Петрохимические особенности расплавов и высокие содержания воды в них, вкрапленники титаномагнетита, сложнзональные вкрапленники плагиоклаза и магнезиальная роговая обманка свидетельствуют о надсубдукционной природе магм, формировавшихся в Крыму в верхнемеловое время.

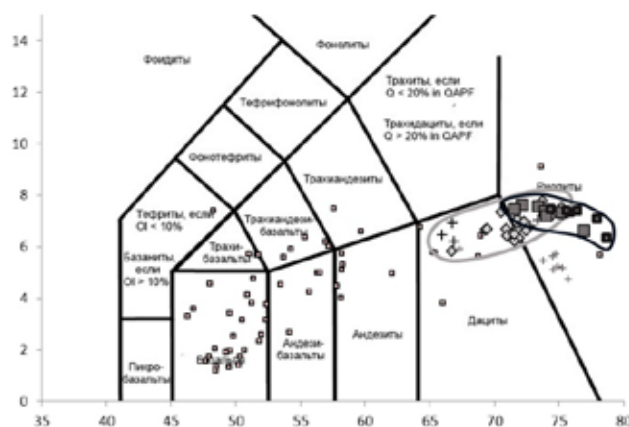


Рис. 2. Изученные расплавленные включения с магматическими породами Крыма.

Балаклавские туффиты:

+, + – природнозакалённые включения в плагиоклазе и клинопироксене, соответственно,

◊ – включения в плагиоклазе после экспериментов.

Серая линия ограничивает составы расплавов.

Туффиты высокобугорской свиты.

■, ■ – экспериментально закалённые расплавленные включения в плагиоклазе и кварце, соответственно.

Чёрная линия ограничивает составы расплавов.

■ - магматические породы Крыма по [2,3]. Поля нанесены по [4].

Литература

1. Барабошкин Е.Ю. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Качи и Бодрака (Юго-западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология 1997. №3. С. 22-29.
2. Спиридонов Э.М., Фёдоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 1 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т.65. №4. С. 102–112.
3. Спиридонов Э.М., Фёдоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т.65, №4, С. 119–134.
4. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic-rocks based on the total alkali silica diagram // J. Petrology. 1986. V.27. N3. P. 745–750.

Новые данные о флюидных и расплавных включениях в кварце Sr-Ba карбонатитов (Мурун, В. Сибирь)

Прокофьев В.Ю.¹⁾, Szabo C.²⁾, Коваленкер В.А.¹⁾, Aradi L.²⁾, Kaldos R.²⁾

¹⁾ ИГЕМ РАН, г. Москва, vpr@igem.ru

²⁾ Lithosphere Fluid Research Lab, Eötvös University Budapest, Budapest, Hungary

Стронций-бариевые карбонатиты Мурунского щелочного массива, с которыми связано единственное в мире месторождение чароита [1,2], образуют интрузивные тела, входящие в состав сложных интрузивных комплексов щелочного состава. Они представляют собой эндогенные карбонатные породы (содержат не менее 50% карбонатной составляющей), содержащие Na-пироксен (эгирин-авгит), полевой шпат, амфибол, флогопит, форстерит, апатит, магнетит, иногда в приконтактовых частях тел в породах появляется кварц. Акцессорные минералы представлены титанитом, галенитом, халькопиритом, халькозином, апатитом. Карбонатная фаза пород имеет специфический состав (в среднем 32 мас.% BaO, 23 мас.% CaO, 12 мас.% SrO и 33 мас.% CO₂) и представляет собой агрегат претерпевших распад первичных карбонатов, полностью замещенных кальцитом, баритокальцитом, стронцианитом и др. [1]. Карбонатитовые тела мезозойского возраста залегают в докембрийских осадочно-метаморфических породах, которые в экзоконтактовой зоне подверглись метасоматическим изменениям – фенитизации.

В кварце карбонатитов присутствуют два типа первичных флюидных включений (рис. 1): 1. многофазовые включения водонасыщенного карбонатного расплава, содержащие большое количество анизотропных фаз, газовый пузырек и водный раствор в интерстициях (рис. 1а, б); и 2. однофазовые газовые включения (рис. 1в,г).

Результаты микротермометрических исследований этих включений были описаны ранее [3], поэтому остановимся только на основных параметрах. Многофазовые включения

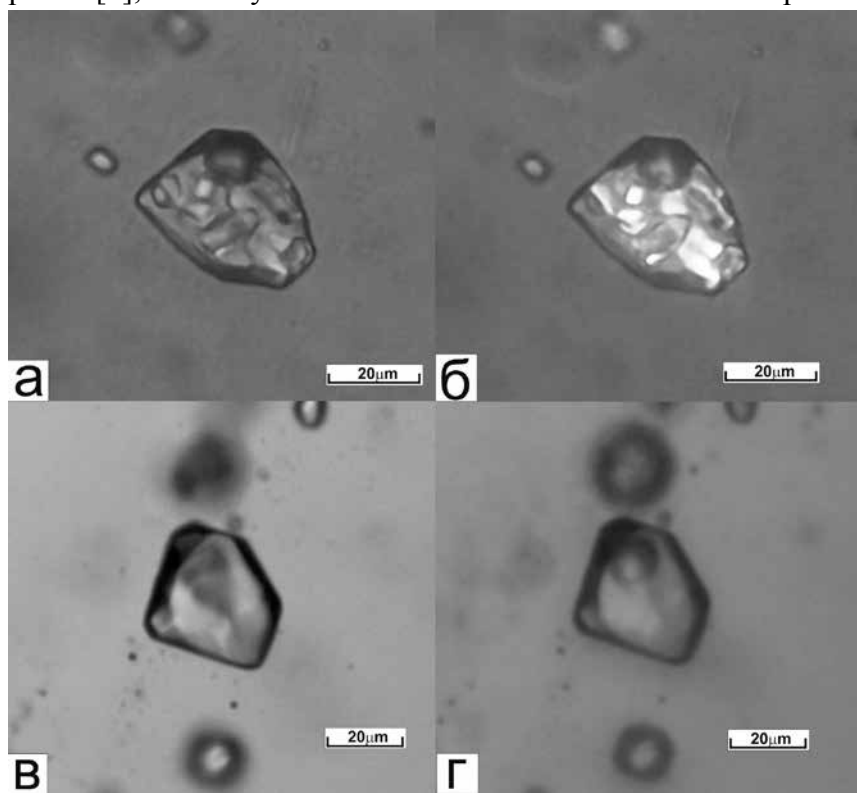


Рис. 1. Многофазовые (а – николи параллельны, б – скрещены) и газовые (в – +20°C, г -180°C) флюидные включения в кварце стронций-бариевых карбонатитов Мурунского массива. Масштаб 20 мкм.

гомогенизируются в жидкость (расплав) при 650–610°C, причем до гомогенизации удается довести только единичные наиболее мелкие включения. Большинство включений при нагревании разгерметизируется вследствие высокого флюидного давления. Газовые включения содержат плотный азот и гетерогенизируются при глубоком охлаждении (от –170 до –190°C). Гомогенизация их осуществляется в жидкую фазу при температурах от –164.5 до –149.5°C, что соответствует плотности азота 0.64–0.48 г/см³. Давление азотного флюида при температурах 650–610°C составляет 5.5–2.4 кбар. Высокие значения давлений

согласуются с интенсивной разгерметизацией расплавных включений при нагревании.

Состав многофазовых флюидных включений был исследован методами FIB-SEM анализа и КР-спектроскопии (раман) в лаборатории исследования флюидов литосферы университета Будапешта (Венгрия). Среди твердых фаз по EDX спектру были идентифицированы нахколит, барит (содержащий некоторое количество стронция), сидерит, ангидрит, а также сульфиды – пирит и сфалерит. Кроме того, были обнаружены две фазы, содержащие в своем составе Fe-S и K-Al-(S). Первая фаза по раман-спектру была

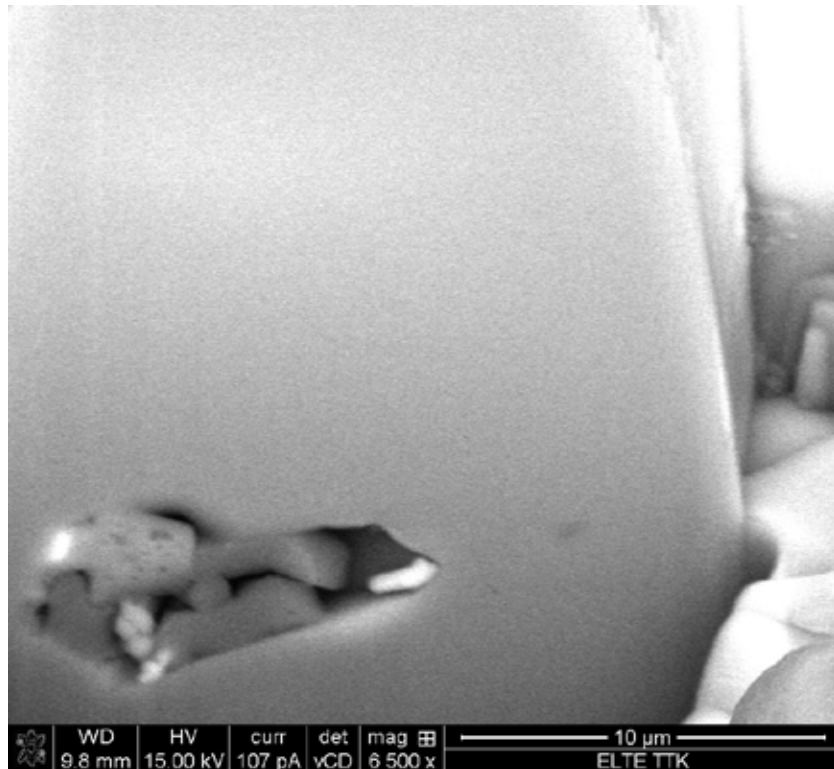


Рис. 2. Вскрытое многофазовое включение в отраженных электронах. Яркие фазы – сульфиды. Масштаб 10 мкм.

отождествлена с ферротичитом, имеющим состав $\text{Na}_6\text{Fe}^{++}_2(\text{SO}_4)(\text{CO}_3)_4$. К сожалению, в нашем распоряжении был только раман-спектр тичита, что недостаточно для однозначной диагностики. Вторая, K-Al-(S) содержащая фаза, пока осталась неопознанной.

Флюидные (газ и жидкость) фазы в многофазовых включениях были идентифицированы методом раман-спектроскопии. Жидкая фаза представляет собой водный раствор. Газовая фаза состоит из одного главного (N_2), и двух второстепенных компонентов (CH_4 и CO_2), мольное соотношение которых составляет 98–92, 1–7 и 0,5 мол.%, соответственно.

Полученные данные хорошо согласуются с необычным химическим составом пород и дают новую информацию о составе этих необычных карбонатитовых расплавов, содержащих заметное количество серы, как сульфидной, так и сульфатной.

Литература

1. Воробьев Е.И., Малышенок Ю.А., Алексеев Ю.А. О генезисе чароита // Проблемы кристаллохимии и генезиса минералов. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1983. С. 83–93.
2. Воробьев Е.И. Чароит. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2008. 140 с.
3. Прокофьев В.Ю., Воробьев Е.И. Условия образования стронций-бариевых карбонатитов, чароитовых пород и торголитов Мурунского щелочного массива (Восточная Сибирь) // Геохимия. 1991. №10. С. 1444–1452.

Расплавные включения в игнимбритах Восточно-Сихотэ-Алиньского вулкано-плутонического пояса

Раткин В.В., Карась О.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,

г. Владивосток, ratkin@yandex.ru

С вулкано-плутоническими комплексами Восточно-Сихотэ-Алиньскому пояса (ВСАВП) пространственно и парагенетически связаны многочисленные средние по запасам месторождения олова, свинца, цинка, серебра, а также Дальнегорское месторождение бора мирового класса. Время формирования Дальнегорского скарнового боросиликатного месторождения, по нашим данным, отвечает финальному этапу позднего сеноман-кампанского вулканизма, когда были образованы толщи кислых вулканитов приморской серии.

Указанная серия представлена преимущественно большеобъемными игнимбритами высокоглиноземистой серии повышенной щелочности с характерными признаками кислых магм S-типа. По данным петрохимии, предполагается, что образование толщи игнимбритов связано с плавлением метасадочных пород верхней коры в условиях окислительной обстановки с доминирующим участием водных флюидов [1]. Отмечена аномальная обогащенность игнимбритов бором (до 220 г/т) и барием (630 г/т) [1,2].

Нами были исследованы расплавные включения в кварце игнимбритов (р. Рудная, устье руч. Светлый). Первичные включения магматического расплава представлены тремя группами. Первая группа включений наиболее распространена и содержит газ, жидкость и минеральную анизотропную фазу (рис. 1а). Включения второй группы сложены газом, стеклом и двумя минеральными анизотропными фазами, одна из которых слабо анизотропная и имеет показатель близкий к показателю стекла (рис. 1б). Включения третьей группы менее распространены и состоят из газа и стекла (рис. 1в). Размер включений варьирует от первых до 60 мкм. Наличие во включениях газовой и твердой фаз, свидетельствует об относительно высокой динамике остывания и дегазации расплава.

По данным термометрии, гомогенизация расплавных включений (твердая фаза+газ+стекло) происходит в интервале температур 1200-1100°C. При этом минеральные фазы растворяются при температуре 950-900°C. Гомогенизация расплавных включений третьего типа (газ+стекло) происходит при температуре 1100°C.

В таблице приведены средние химические составы: гомогенизированных расплавных включений (1, 2), стекла не прогретых расплавных включений (3, 4) и твердых фаз, зафиксированных во включениях (5-7). Анализ на микрозонде, выведенных на поверхность включений показал преобладание среди дочерних фаз роговой обманки, в меньшей степени ортоклаза с высоким содержанием бария (0.83 - 7.74 мас.%) и в редких случаях титанита (таблица, ан. 5-7).

В газовой фазе расплавных включений с твердыми фазами, по данным рамановской спектроскопией, установлено присутствие CO₂ и H₂. В расплавных включениях без твердых фаз содержания газовой составляющей ниже предела обнаружения. Можно предполагать, что газовая фаза при захвате включений была представлена H₂.

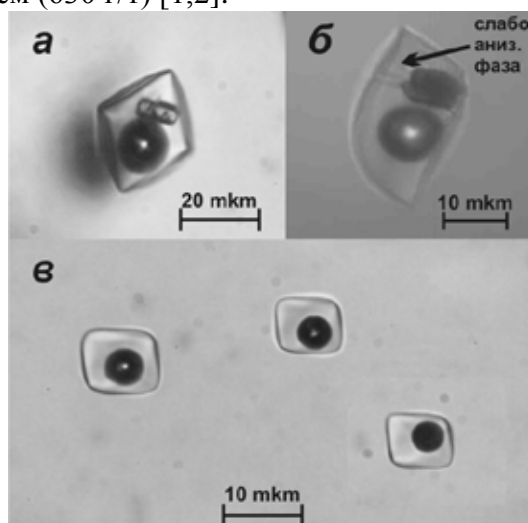


Рис. 1. расплавные включения в кварце игнимбритов, ВСАВП

Таким образом, установлено, что первичный расплав был сверхнормативно обогащен Si, Al, K, Na и Ba. Формирование расплава связывается с палингенными очагами верхней коры при доминировании в составе преобразованного матрикса аркозовых песчаников Таухинской аккреционной призмы. Сравнение микроэлементного состава игнимбритов и аркозовых песчаников показало, что они однотипны по содержаниям Sn, Zn, Pb, Ba, Rb, Sr, Nd, Sm, Eu, Th и U. Высокие содержания бора в игнимбритах аналогичны содержаниям бора в песчаниках, где бор присутствует в виде кластогенного турмалина.

В свете полученных результатов, вполне закономерна временная приуроченность процессов боросиликатного скарнообразования к периоду завершения вулканической деятельности, когда снижается эксплозивность процессов и реализуются условия для накопления бороносных флюидно-гидротермальных дифференциатов в продвинутых к поверхности очагах. В это время, по данным В.А. Баскиной, трещинные извержения сменяются извержениями центрального типа с характерными гидротермально преобразованными эксплозивными брекчиями в жерловиных аппаратах.

Литература

1. Гребенников А.В., Попов В.К. Петрогеохимические аспекты позднемелового и палеогенового игнимбритового магматизма Восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 2014. Т.33. №1. С. 41-57.
2. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 336 с.

Таблица

	1 (15)	2 (21)	3 (12)	4 (9)	5 (9)	6 (6)	7 (1)
SiO₂	79.49	78.82	70.94	71.2	48.66	62.8	51.57
Ti₂O₃	-	-	-	-	0.17	0.42	14.67
Al₂O₃	10.43	11.06	14.8	14.86	4.52	17.37	7.73
FeO	0.83	1.60	0.66	0.36	20.04	0.79	4.18
MnO	-	-	-	-	1.77	-	-
MgO	-	-	-	-	3.19	-	-
CaO	0.37	0.46	0.52	-	14.93	0.64	13.7
Na₂O	4.38	3.23	3.19	4.08	3.75	2.02	1.27
K₂O	3.52	2.99	4.92	5.48	0.48	10.7	4.07
P₂O₃	-	-	-	-	-	-	0.43
BaO	-	-	-	-	-	4.38	-
Cl	0.14	0.20	0.21	0.15	-	-	-
Сумма	99.14	98.39	95.24	96.13	97.51	99.12	97.62

Примечание. 1 – гомогенные стекла без твердых фаз; 2 – гомогенные стекла с твердыми фазами; 3 – стекла не прогретых расплавных включений без твердых фаз; 4 – стекла не прогретых расплавных включений с твердыми фазами. 5 – роговая обманка; 6 – калиевый полевой шпат; 7 – титанит. FeO – железо общее; в скобках – число анализов; прочерк не обнаружено

Химический состав и КР-спектроскопия карбонатов из магматических включений в оливине ийолита вулкана Олдоиньо Ленгаи, Танзания

Секисова В.С.¹⁻²⁾, Шарыгин В.В.¹⁻²⁾, Зайцев А.Н.³⁾

¹⁾ Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, vikasekissova@mail.ru

²⁾ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, г. Новосибирск, sharygin@igm.nsc.ru

³⁾ Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,
a.zaitsev@spbu.ru

Объектом исследования послужил образец оливин-флогопитового ийолита вулкана Олдоиньо Ленгаи (Восточно-Африканская рифтовая система, рифт Грегори). Вулкан Олдоиньо Ленгаи сложен пирокластическими и эффузивными породами фonoлитового и нефелинитового состава, натрокарбонатиты составляют до 5% от объема вулкана. Интрузивные породы, представленные ийолитами, якупирангитами, уртитам, нефелиновыми сиенитами и др., присутствуют в виде ксенолитов в пирокластических породах нефелинитового состава [1,2]. Ийолиты, вероятно, являются продуктами кристаллизации силикатного расплава в промежуточной камере [2].

Изученный образец ийолита, окрашенный в темно-зеленый цвет, обладает массивной текстурой. Вкрапленники представлены оливином, диопсидом, флогопитом, реже нефелином. Они составляют примерно 15% от объема породы. Фенокристы погружены в среднезернистую основную массу, состоящую из диопсида, нефелина, флогопита, титаномагнетита, перовскита, пирротина, незначительного количества стекла.

Оливин ($\text{Fe}_{78-82}\text{Fa}_{17-21}\text{Ln}_{<0,5}$) образует крупные (до 1,5 см) вкрапленники (макрокристы) с темной реакционной каймой, которая представлена агрегатом клинопироксена, флогопита, титаномагнетита, пирротина с оторочкой джерфшерита, реже присутствует перовскит.

Флюидные и расплавные включения были найдены в фенокристах оливина, нефелина, клинопироксена, а также апатита, титаномагнетита и перовскита.

В оливине цепочки вторичных расплавных и флюидных включений вытянутой или почти округлой формы приурочены к залеченным трещинам. Размеры включений варьируют от 15 до 80 μm . Подавляющее количество включений почти полностью раскристаллизовано. По оптическим наблюдениям и данным сканирующей микроскопии их фазовый состав: стекло + газовый пузырь \pm сульфидная глобула + дочерние/ксеногенные фазы, которые представлены флогопитом, апатитом, клинопироксеном, титаномагнетитом, ньеререитом, магнезитом, значительно реже галитом, нейборитом, Na-фосфатом, тенардитом, кальцитом, арканитом и другими фазами. Стекла во включениях крайне мало. В одном из включений наблюдается весьма необычная картина: во включении присутствует кристалл клинопироксена, замещаемый по краям амфиболом. Также следует отметить, что выделяется два типа существенно карбонатных включений: включения, содержащие Na-Ca-карбонаты (преимущественно ньеререит) со щелочными сульфатами и фосфатами, и включения, содержащие магнезит. Некоторые включения содержат кальцит.

Ньеререит во включениях расплава в оливине имеет следующий химический состав (EDS, мас.%): CaO – 22,7-24,7; Na₂O – 16,5-21,5; K₂O – 4,1-6,2; SrO – 1,6-2,4; MgO – 0,7-1,3; FeO – 0,7-1,1; SO₃ – 0,9-1,4; P₂O₅ – 0,9-2,5; BaO – 0,5-1,2; Cl – до 0,3. Это очень близко по составу к ньеререиту из натрокарбонатитов вулкана Олдоиньо Ленгаи [3].

Магнезит был найден в расплавных и флюидных включениях. Его кристаллы имеют осцилляторную зональность (Рис. 1б), а отдельные зоны немного различаются по содержанию MgO и FeO. Химический состав магнезита (EDS, мас.%): MgO – 32,4-34,5; FeO – 12,4-13,7; MnO – 0,4-0,6; CaO – до 0,4.

Существенно карбонатные включения в оливине изучались методом Рамановской спектроскопии. Были изучены как вскрытые, так и невскрытые включения.

Рамановские спектры магнезита (Рис. 1) характеризуются наличием следующих пиков (в cm^{-1}): 323, 738 и наиболее интенсивным 1092. При этом спектры не имеют пиков в

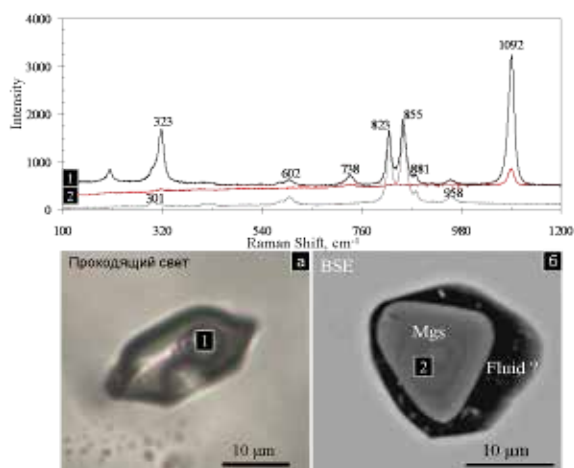


Рис. 1. КР-спектры магнетита (Mgs) из включений в оливине: а) не вскрытое флюидное включение, б) вскрытое включение.

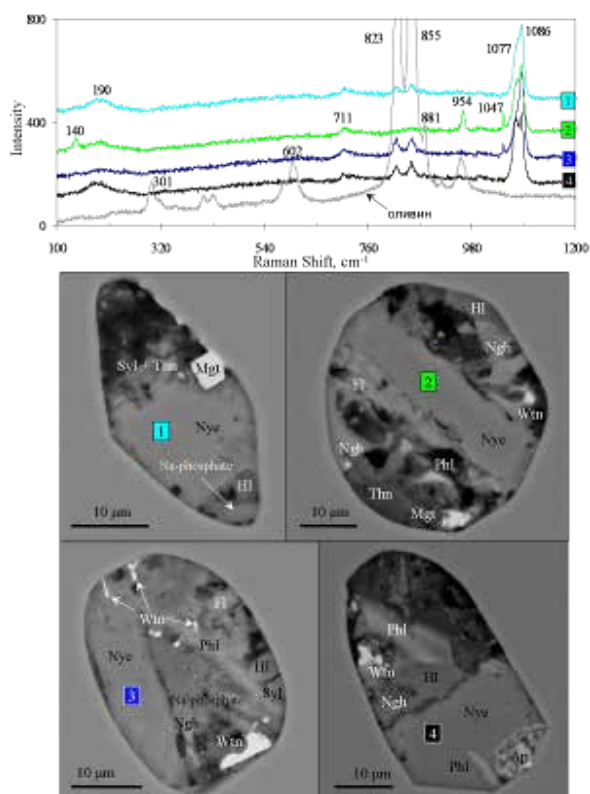


Рис. 2. КР-спектры и BSE-изображения Na-Ca карбонатов из включений в оливине.

Условные обозначения: Ap – апатит, HI – галит, Fl – флюорит, Mgt – Ti-магнетит, Ngh – нейборит, Nye – ньеререйт, Phl – флогопит, Syl – сильвин, Thn – тенардит, Wtn – витерит, Vlm – виллиомит

- natrocarbonatites of Oldoinyo Lengai volcano, Tanzania // *Geology of Ore Deposits*. 2009. 51(7), 608-616.
4. Sharygin V.V., Kamenetsky V.S., Zaitsev A.N. et al. Silicate-natrocarbonatite liquid immiscibility in 1917 eruption combeite-wollastonite nephelinite, Oldoinyo Lengai Volcano, Tanzania: Melt inclusion study // *Lithos*. 2012. 152, 23-39.
 5. Sekisova V.S., Sharygin V.V., Zaitsev A.N. Silicate-natrocarbonate immiscibility in ijolites at Oldoinyo Lengai, Tanzania: melt inclusion study // *Mineralogical Magazine. Goldschmidt2013 Conference Abstracts*. 2013.77(5), 2175-2175.

области колебаний воды и OH-группы (2800-3800 cm^{-1}). Все это отличает его от гидромагнетита, характеризующегося наиболее интенсивным пиком при 1118 cm^{-1} .

КР-спектры Na-Ca-карбонатов (Рис. 2) характеризуются наличием следующих пиков (в cm^{-1}): 711, 958, 1047 и двойной пик в области 1077-1086. Пики при 711 и в области 1077-1086 cm^{-1} указывают на присутствие во включениях ньеререйта. Пики 958 и 1077 cm^{-1} типичны для грегориита. Наличие других пиков на КР-спектрах не исключает присутствия других минералов, и, возможно, включения содержат смесь Na-Ca-карбонатов.

Присутствие реакционной каймы вокруг макрокристов оливина указывает на то, что этот ранний минерал был неустойчив в изменяющихся РТХ-условиях и реагировал с окружающим расплавом. Кроме того, наличие существенно карбонатных и существенно силикатных вторичных включений свидетельствует о том, что магма имела гетерогенный состав, в ней сосуществовали натрокарбонатитовая и силикатная составляющие. Подобные ликвационные явления были ранее зафиксированы по включениям расплава в нефелине из нефелинитов и ийолитов Олдоиньо Ленгаи [4,5]. Магнетит во включениях в оливине, вероятно, является результатом взаимодействия оливина с карбонатным расплавом.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-00391) и Санкт-Петербургского гос. университета.

Литература

1. Dawson J.B. The geology of Oldoinyo Lengai // *Bulletin of Volcanology*. 1962. 26, 349-387.
2. Dawson J.B., Smith J.V., Steele I.M. Petrology and mineral chemistry of plutonic igneous xenoliths from the carbonatite volcano, Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Journal of Petrology*. 1995. 36, 797-826.
3. Zaitsev A.N., Keller J., Spratt J. et al. Chemical composition of nyerereite and gregoryite from

Петрогенезис дунитов Чадского массива, Сибирская платформа (данные по расплавленным включениям в хромшпинелидах)

Симонов В.А.¹⁾, Приходько В.С.²⁾, Ступаков С.И.¹⁾, Котляров А.В.¹⁾, Карманов Н.С.¹⁾

¹⁾ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
simonov@igm.nsc.ru, stupakov@igm.nsc.ru*

²⁾ *Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск,
vladimir@itig.as.khb.ru*

Ультраосновные платиноносные массивы привлекают внимание многочисленных исследователей и опубликовано значительное количество информации по геологии, петрологии, геохимии и минералогии этих комплексов. В то же время многие генетические проблемы остаются нерешенными. Исследования последних лет [1-3] показали хорошие перспективы использования данных по расплавленным включениям в хромшпинелидах для расшифровки условий кристаллизации ультраосновных пород из платиноносных комплексов. Подобный подход был использован нами для выяснения параметров петрогенезиса дунитов Чадского массива, Сибирская платформа.

Чадский массив расположен на левобережье р. Маймакан (левый приток р. Мая), вблизи устья р. Чад. Он обнажается в циркообразной котловине размером 3,5х3,0 км. Ядерная часть массива сложена дунитами, образующими изометричное в плане тело диаметром 2-2,5 км. По периферии они окаймлены кольцевыми в плане телами пироксеновых пород. Далее расположены дуговые тела габброидов и диоритов.

Исследовались монофракции акцессорных хромшпинелидов, выделенные из дунитов Чадского ультраосновного массива. Учитывая то, что изученные хромиты практически не прозрачны и невозможно вести непосредственные наблюдения за включениями в процессе нагрева, применялась особая методика [2, 4]. В ходе высокотемпературных экспериментов зерна минералов нагревались до 1330-1340°C в графитовых микроконтейнерах в специальной микротермокамере. После выдержки (10 мин) при максимальных температурах проводилась резкая закалка в воде для получения стекла во включениях. Стекла и микрофазы во включениях, а также вмещающие их хромшпинелиды анализировались на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (ИГМ СО РАН), оснащенный системой микроанализа INCA Energy 450+ (Oxford Instruments Ltd).

Первичные расплавленные включения (20-80 мкм) располагаются равномерно в зернах акцессорного хромита. Формы включений в большинстве случаев равновесны с вмещающим хромитом и часто имеют хорошо заметную огранку. После высокотемпературных опытов и закалки включения становятся однофазовыми (гомогенное стекло) и двухфазовыми (стекло + газовый пузырек, рис. 1). В стекле включений иногда присутствуют кристаллики новообразованных оливинов и хромшпинелидов. Последние часто нарастают на стенки включений, формируя зубчатую поверхность. Наблюдаются также округлые (оплавленные) реликты первичных оливинов, на которые нарастают грани новообразованного оливина. Для выяснения составов расплавов, из которых кристаллизовались хромиты, с помощью электронного микроскопа были проанализированы отдельные участки стекла, а также проведено сканирование практически всей вскрытой площади включений – стекло + новообразованные кристаллики оливина и хромшпинелида.

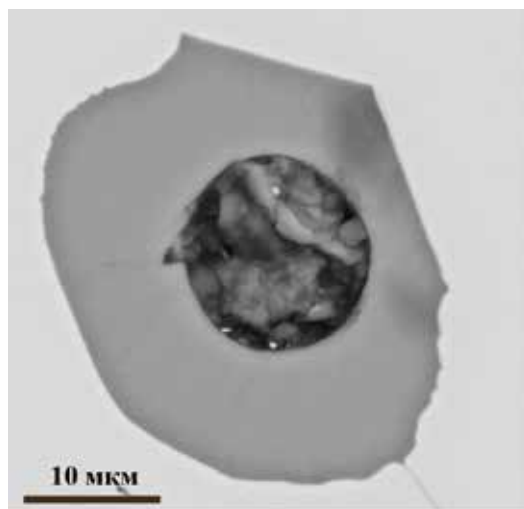


Рис. 1. Двухфазовое (стекло + флюидный пузырек) расплавленное включение в хромшпинелиде Чадского массива (после высокотемпературных экспериментов).

По соотношению ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - SiO_2 большинство анализов стекол и валовые составы включений в хромшпинелидах Чадского массива располагаются в области субщелочных серий и ассоциируют с данными по включениям из хромитов Нижнетагильского (Урал) массива. На диаграмме $\text{MgO} - \text{SiO}_2$ валовые составы включений с содержаниями магния до 24 мас.% соответствуют пикробазальтам и близки к пикритам. При одинаковых значениях SiO_2 они обогащены магнием по сравнению с включениями из хромитов Нижнетагильского и Кондерского (Сибирская платформа) массивов, образуя, как в случае последних, две группы - с относительно низкой (7.8-13.8 мас.% MgO) и высокой (16-24 мас.% MgO) магнезиальностью.

На вариационных диаграммах Харкера для включений в хромшпинелидах из дунитов Чадского массива с ростом SiO_2 происходит падение FeO , MgO , и увеличение в целом содержаний TiO_2 , CaO и суммы щелочей. Сравнивая с данными по другим комплексам, видим, что изученные включения по значениям большинства петрохимических компонентов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO) наиболее близки включениям в хромитах из дунитов Нижнетагильского массива. В ходе эволюции расплавов Чадского массива происходит также накопление фосфора, содержание которого близки к данным по магматическим системам Кондерского и Нижнетагильского массивов.

По характеру распределения ряда петрохимических характеристик расплавные включения в рассмотренных хромшпинелидах согласуются с данными по эволюции составов расплавов эталонных расслоенных базит-гипербазитовых плутонов при их кристаллизации в магматической камере. В частности на диаграмме CaO-MgO отчетливо видна ассоциация расплавных включений из хромитов Чадского массива с данными по включениям в хромшпинелидах Кондерского и Нижнетагильского плутонов, а также с трендом расплавных включений в хромитах Карашатского расслоенного офиолитового комплекса (Южная Тува).

Расчетное моделирование по программе PETROLOG [5] на основе данных по составу расплавных включений показало высокие температуры кристаллизации оливинов из дунитов Чадского массива: 1480-1420°C. Формирование хромшпинелидов происходило также при высоких параметрах - 1430-1360°C. Эти данные согласуются с температурами кристаллизации оливинов (полученными нами с помощью исследования расплавных включений в хромитах) Кондерского (до 1460°C) и Нижнетагильского (до 1430°C) массивов.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 12-05-00959.

Литература

1. Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. и др. Условия формирования Кондерского платиноносного ультраосновного массива (Алданский щит) // Доклады Академии Наук. 2010. Т. 434(1). С. 108-111.
2. 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.
3. Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С. и др. Условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного ультраосновного массива (Урал) // Доклады Академии Наук. 2013. Т.449. №6. С. 692-695.
4. Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В. Петрогенезис Fe-Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // Петрология. 2009. Т.17. №5. С. 521-538.
5. Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 29 July 2011. 2011. V.12. N7. Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516.

Роль флюидно-магматического взаимодействия в формировании гетерогенного онгонит-эльванового восточно-калгутинского дайкового пояса (Ю. Алтай)

Соколова Е.Н.¹⁾, Смирнов С.З.²⁾

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

¹⁾ ekaterina@igm.nsc.ru, ²⁾ ssmr@igm.nsc.ru

Восточно-Калгутинский дайковый пояс входит в состав Калгутинской рудно-магматической системы, которая также включает массив биотитовых гранитов главной фазы, штоки лейкогранитов фаз дополнительных интрузий и Калгутинское Мо-В грейзеново-жильное месторождение. Пояс слагают кислые породы фельзит-порфирового облика. Породы имеют повышенные содержания редких щелочей и относятся к виду онгонита, выделяясь среди прочих его представителей повышенным содержанием фосфора при умеренном содержании фтора. Проведенные датировки показывают большой разброс возраста разных типов пород пояса (203-184 млн. лет). Его породы гетерогенны по составу: выделяется как натровый ряд (онгониты), так и калиевый ряд (эльваны). Природа гетерогенности остается невыясненной. В наших предшествующих работах показано, что формирование вкрапленников происходило из водонасыщенных редкометалльных магм в условиях высокого флюидного давления (4,5-6 кбар) при температуре 565-620°C [1].

По наиболее распространенным представлениям, редкометалльные граниты являются продуктами глубокой дифференциации кислых магм, которая сопровождается накоплением летучих, главным из которых является вода. Изменения составов расплавов при формировании редкометалльных гранитов по мере накопления летучих и возрастания давления происходит с увеличением растворимости натрия со смещением точки минимума на гаплогранитном треугольнике по "альбитовому тренду".

Для состава расплавов, полученных при изучении гомогенизированных расплавных включений в порфировых вкрапленниках кварца Восточно-Калгутинского пояса, характерен необычный тренд, направленный в сторону кварцевой вершины гаплогранитного треугольника, со смещением K/Na в сторону увеличения доли K (рис. 1). Причиной такой эволюции могло быть взаимодействие расплава с водным флюидом. Присутствие свободного флюида в момент кристаллизации вкрапленников доказывается наличием флюидных включений, сингенетичных с расплавными (рис. 2).

Для иллюстрации влияния водного флюида на состав расплавов проведен расчет изменения состава гаплогранитного расплава при взаимодействии с различным количеством флюидной фазы разного состава. Как известно, в системе "флюид-расплав" калий более несовместим, чем натрий [2]. Таким образом, водный флюид в большей степени обогащается натрием, а калий в большей степени переходит в расплав. Предположение, что разделение расплава на существенно натровый и существенно калиевый произошло при добавлении к расплаву флюида, содержащего NaCl либо KCl, не подтверждается, поскольку точка составов на треугольнике в таком случае будет смещаться к полевошпатовой стороне, противоположно наблюдаемому тренду (рис. 1, точка 6). В дальнейших расчетах использовался флюид состава H₂O-HCl. Количества флюидной фазы, которое могло выделиться при вскипании магмы (до 10 мас.%), не достаточно для наблюдаемого изменения состава расплава (рис. 1, точки 1, 2). Для его смещения в ожидаемом направлении необходимо либо сопоставимое с массой расплава количество более концентрированного (1,4m) водного раствора HCl (рис. 1, табл. 1, точка 5), либо превышающее массу расплава количество более разбавленного (0,1m) раствора HCl (рис. 1, табл. 1, точка 4). В обоих случаях относительная доля SiO₂ в расплаве возрастает в связи с убыванием доли щелочей, а относительная доля калия растет, поскольку натрий в большей степени удаляется во флюид.

Подобный механизм поступления дополнительного количества флюида можно рассматривать в рамках модели метаматизма, которая используется для объяснения разнообразия состава пегматитов и других кислых пород.

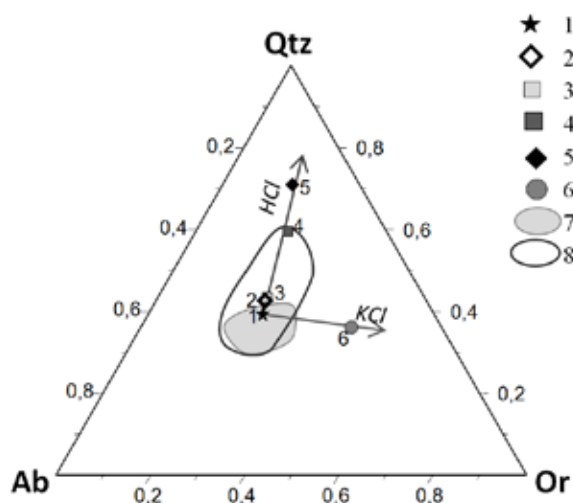


Рис. 1. Вариации состава гаплогранитного расплава (1), обусловленные взаимодействием с флюидной фазой. 2-5 - см. табл. 1; 6 – 1,3 m раствор KCl (1:1); 7 – поле составов пород Восточно-Калгутинского пояса; 8 – поле составов PB в кварце пород Восточно-Калгутинского пояса.

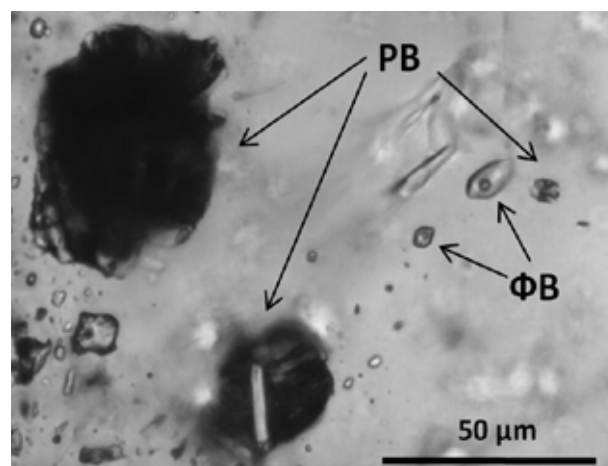


Рис. 2. Сингенетические расплавные (PB) и флюидные (ФВ) включения в порфировом вкрапленнике кварца.

Таблица 1

Оценка влияния флюидной фазы на $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ в гаплогранитном расплаве

№ точки на рис.2	флюид: расплав	HCl во флюиде	$\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ в расплаве
1	1:10	0,1m	1:1
2	1:10	1,4m	0,98:1
3	1:1	0,1m	0,95:1
4	5:1	0,1m	0,72:1
5	1:1	1,4m	0,61:1

Примечание: m - моляльность (количество вещества на 1000 г раствора). 0,1m=0,37 мас.%; 1,4m=5 мас.%.

участки магмы исходного состава (онгониты) с фаціальными переходами между ними.

Рассмотренный пример формирования Восточно-Калгутинского пояса показывает, что флюидно-магматическое взаимодействие может быть одним из факторов, определяющих разнообразие редкометалльных гранитоидов.

Литература

1. Соколова Е.Н. Физико-химические условия кристаллизации гранитных расплавов редкометалльных дайковых поясов Южного Алтая и Восточного Казахстана. Автореф. дис. канд. г.-м. н. - Новосибирск, 2014. 16 с.
2. Bai T.B., Koster van Groos A.F The distribution of Na, K, Rb, Sr, Al, Ge, Cu, W, Mo, La, and Ce between granitic melts and coexisting aqueous fluids // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V.63. P. 1117-1131.

Физико-химические параметры образования гранитно-пегматитовой системы Шибановского массива (Дальний Восток, Россия)

Степнова Ю.А.¹⁾, Смирнов С.З.^{2,3)}, Пахомова В.А.⁴⁾

¹⁾ Сахалинский филиал ДВГИ ДВО РАН, stepnova@fegi.ru

²⁾ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, ssmr@igm.nsc.ru

³⁾ Новосибирский государственный университет

⁴⁾ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, pakhomovainator@gmail.com

Введение. Шибановский рудный узел (Приморский край) охватывает одноименный гранитный массив и его околоинтрузивную зону. В его пределах выделены биотитовые граниты первой фазы внедрения, с которыми связаны пегматиты, грейзены, рудные кварцевые жилы, и щелочные сиениты с сопутствующей редкоземельной минерализацией, которые относятся ко второй интрузивной фазе. В данной работе представлены результаты термобарогеохимического изучения гранитов и пегматитов ранней фазы, с которыми соответственно связано Sn-W и камнесамоцветная минерализация.

Включения в кварце гранитов. Вкрапленники кварца в гранитах Шибановского массива содержат многочисленные раскристаллизованные РВ, которые расположены как азональными группами, так и поодиночке. Их размеры иногда достигают 20 мкм. Помимо агрегата дочерних кристаллических фаз, РВ содержат пузырьки газовой фазы. Судя по округлым или изометричным очертаниям пузырьков в некоторых включениях, можно предположить наличие в них и жидкой фазы. Кварц гранитов помимо РВ содержит сингенетичные с ними ФВ. Среди этих ФВ выделенные следующие типы: существенно газовые, газовой-жидкие, кристаллофлюидные. Иногда встречаются включения, комбинированные с магматическими кристаллическими фазами. Среди последних, методом КР-спектроскопии был установлен мусковит. Прогрев РВ проводился методом закалки при атмосферном давлении. Начало плавления зафиксировано при температуре 600°C. Включения размером более 10 мкм при этих параметрах разгерметизируются, и поэтому результаты термометрических исследований были получены для более мелких (менее 7 мкм) РВ. Первые гомогенные РВ обнаружены после прогревов при температуре 650-680°C. По результатам определения глубины формирования гранитоидов, было рассчитано литостатическое давление [1], обусловленное нагрузкой вышележащих пород, которое составило 2,5 кбар.

Прогрев кварцевых зерен из гранитов в автоклаве под внешним сдерживающим давлением воды 1 кбар по методике [2] показал, что температура гомогенизации включений не превышает 650°C. В большинстве образцов практически все нормальные включения после прогрева содержат, либо фазу гомогенного стекла, либо стекло и газовый пузырек. В более крупных включениях среди недоплавленных фаз присутствует мусковит. Результаты совместного исследования РВ и сингенетичных им ФВ позволили установить, что кристаллизация кварца гранитов Шибановского массива происходила при температуре, не превышающей 650°C и давлении 2,5 кбар, из магмы, состоящей из водонасыщенного гранитного расплава и водного флюида.

Флюидные включения в кварце пегматитов. Включения флюида, позволяющие реконструировать гидротермальный этап пегматитообразования Шибановского массива, были изучены в зональном кристалле миаролового кварца из внутренней зоны пегматитовой жилы, пересекающей биотитовые граниты массива. Исследовались только первичные флюидные включения. Кварц содержит следующие группы включений: **a)** двухфазовые газовой-жидкие (г-ж), **b)** многофазовые включения с газовым пузырьком ((занимающим более 60% вакуоли) г-ж I), **c)** многофазовые включения с дочерними кристаллами (рассолы) и **d)** двухфазовые существенно газовые включения (г) (рис. 1).

Результаты исследований ФВ. Тип а) Растворы г-ж включений начинают плавиться (Тэвт) в диапазоне $-22,3 \div -19,2^\circ\text{C}$. Температура плавления льда (Тпл) $-5,3^\circ\text{C}$, что соответствует (Ср-ра) 8,28 мас.% NaCl-экв. Газовый пузырек содержит CO_2 и CH_4 . В некоторых включениях газовая фаза представлена водяным паром, что позволяет рассматривать систему, как гетерогенную. Включения гомогенизируются в жидкость при 331°C . **Тип б)** Растворы включений начинают плавиться при $-61 \div -59,6^\circ\text{C}$, а лед исчезает при $-33,2 \div -30^\circ\text{C}$. В газовой фазе установлено присутствие CO_2 , CH_4 . Гомогенизация не происходит до температур около 400°C . **Тип с)** представлен многофазовыми включениями с дочерними кристаллами. Растворы включений этого типа не замерзают до температур -180°C , это скорее всего связано с высокой соленостью растворов. Следует отметить, что гомогенизация происходит путем растворения кристалла, в интервале температур $393-374^\circ\text{C}$. Температура растворения газового пузырька 364°C . По предварительным данным, растворы включений содержат хлориды Fe наряду с хлоридами Na и K.

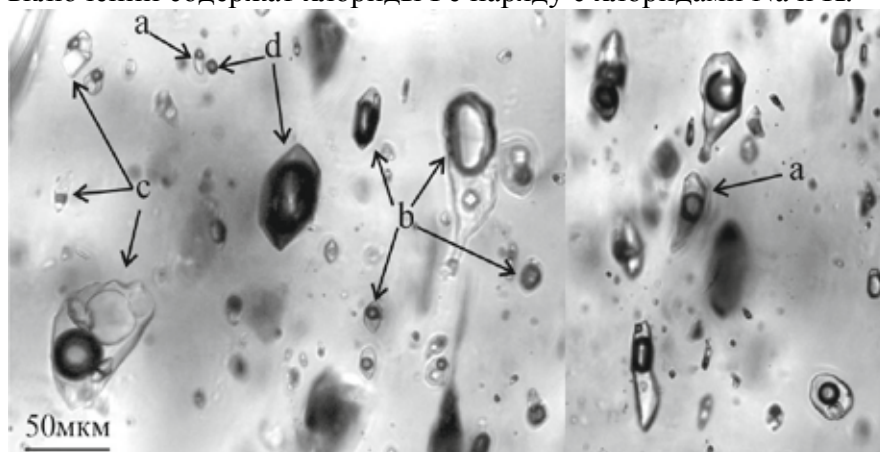


Рис. 1. Флюидные включения в кварце пегматита: а) двухфазовые газовой-жидкие (г-ж), б) многофазовые включения с газовым пузырьком (г-ж), в) многофазовые включения с дочерними кристаллами (рассолы), д) двухфазовые существенно газовые включения (г).

Вывод. В результате проведенных исследований установлено, что кристаллизация биотитовых гранитов первой фазы происходила при температурах, не превышающих 650°C . При этой температуре магма была гетерогенной и помимо силикатного расплава и кристаллов содержала водную флюидную фазу. Рассчитанное литостатическое давление при образовании изученных вкрапленников кварца составило 2,5 кбар. Гранитные пегматиты внедрялись уже после того, как закристаллизовались биотитовые граниты. Кристаллы миаролового кварца этих пегматитов росли из водных растворов с примесью CO_2 и CH_4 . На ранних стадиях образования миарол минералообразующая среда имела гетерогенный характер. В образовании ранних зон кристаллов принимали участие водно-солевые растворы с низкой (не более 10 мас.% NaCl экв.) концентрацией, водные рассолы и парообразные водные растворы с примесью CO_2 и CH_4 . Водные флюиды этой стадии имели сложный солевой состав, где помимо KCl и NaCl присутствовали хлориды Fe. По мере снижения температуры в гидротермальной системе пегматитов снижается доля парообразных растворов и концентрация рассолов. В системе доминирует слабоконцентрированный водный флюид (3,4 мас.% NaCl экв.). В его составе преобладают хлориды Na и K, в то время как роль таких металлов как Fe, Mg незначительна. Приведенные факты свидетельствуют о сложном фазовом и химическом составе флюидных сред в период кристаллизации гранитов и пегматитов Шибановского массива.

Литература

1. Пизнюр А.В. Основы термобарогеохимии. Изд-во при Львов. ун-те, 1986. 200 с.
2. Смирнов С.З., Томас В.Г., Соколова Е.Н., Куприянов И.Н. Экспериментальное исследование герметичности включений водосодержащих силикатных расплавов при внешнем давлении D_2O при 650°C и 3 кбар // Геология и Геофизика. 2011. Т.52. №5. С. 690-703.

Расплавные включения в оливинах базальтов Большой Курильской вулканической гряды

Тишкина В.Б., Мартынов А.Ю., Пахомова В.А.
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, vtishkina@gmail.com

Экзотичность лав вулканов Большой Курильской вулканической гряды издавна привлекала внимание исследователей [1-3]. Геология, минералогия, геохимия, своеобразная петрохимия, а также генезис базальтовых лав изучены весьма фрагментарно. Проведенное исследование является первым шагом в решении вопросов генезиса магнезиальных базальтов обсуждаемого региона.

Кроме традиционных методов термометрии, для уточнения состава газовой фазы флюидных и расплавных включений использовался спектрометр комбинационного рассеяния LabRam HR 800.

Шлифы, аншлифы и пластинки изучались в ПЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН на оптическом поляризационном микроскопе для геологических исследований NIKON E 600 POL (Япония), оснащенный термостолком TS1500 для расплавных включений.

Формирование Большой Курильской вулканической гряды началось в олигоцене или в раннем миоцене. Общая ее протяженность превышает 1150 км, при ширине от 100 до 200 км. Хотя начало вулканизма относят к раннему миоцену или олигоцену, наиболее древними породами наземной части вулканического разреза о. Кунашир являются среднемиоценовые преимущественно основные лавы и пирокласты, формирование которых происходило в подводных условиях. В средней части разреза базальты переслаиваются с риолитами, высокая объемная доля которых позволяет ряду исследователей выделять среднемиоценовую контрастную базальт-риолитовую формацию [3]. Залегающие выше позднемиоценовые стратифицированные образования представлены преимущественно вулканогенно-осадочными породами (песчаниками, конгломератами, диатомитами, в меньшей степени, алевролитами, пепловых туфов кислого состава), с небольшим количеством основных лав.

Формирование молодых плиоцен-плейстоценовых и голоценовых вулканитов острова Кунашир происходило в субаэральной обстановке. Подъем территории выше уровня моря сопровождался сменой составов магматических продуктов: ранние - преимущественно кислого состава (поздний миоцен – плиоцен), поздние - основные.

Цель работы - петрологическое и термобарогеохимическое изучение основных лав предположительно позднемиоценового-нижнеплиоценового возраста, выходящих на поверхность в основании вулканического разреза на западном побережье о-ва Кунашир (N-43 53 43' 4.04; E-145 27' 41.09 - N-43 53' 52.95; E-145 28' 20.82).

По петрографическим характеристикам породы относятся к базальтовому типу. Цвет базальтов светло- или темно-серый, текстура массивная, структура порфировая. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз (An₉₅₋₈₅), ортопироксен (Wo₄₋₃ En₇₂₋₆₈ Fs₃₂₋₂₄), оливин (Fo₈₂₋₆₈), клинопироксен (En₄₄₋₄₀ Fs₂₄₋₁₀ Wo₄₆₋₃₀), иногда – пижонит (Pl>Opx>Ol>Cpx). Основная масса практически полностью раскристаллизована и состоит преимущественно из микролитового плагиоклаза, пижонита. Рудные минералы представлены титаномagnetитом, в виде включений в пироксенах и в основной массе, а также хромистой шпинелью в оливине.

Следует отметить, что породы не подвержены заметным вторичным изменениям, что благоприятно отражается на целостности минералов.

В данном исследовании особое внимание уделялось выявлению и изучению первичных включений в оливинах высокомагнезиальных базальтов. Во вкрапленниках оливина установлены многочисленные минеральные, флюидные и расплавные включения. Минеральные включения представлены, главным образом, хромистой шпинелью.

Полностью раскристаллизованных включений не обнаружено, при нормальных условиях большинство включений состоят из стекловатой массы, твердой фазы и газового пузырька. Часть включений носит следы частичной разгерметизации (подводящие трещины). Размер включений от 5-7 до 400 мкм. Проведена серия экспериментов, в ходе которых вкрапленники оливина с реликтами основной массы пород нагревались до 1150-1250°C и закачивались с визуальным контролем до 1100°C. При более высоких температурах визуальный контроль невозможен, образец нагревается «докрасна». Полной гомогенизации ни в одном эксперименте достичь не удалось, хотя несколько зерен прогревались при температуре 1250°C в течение 30 минут и произошло частичное расплавление препарата. Включения и изменяли фазовый состав, но флюидная фаза сохранялась вплоть до температур, превышающих предполагаемые температуры захвата включений (1150 – 1200°C, согласно геотермометру). После закалки большая часть включений состояла из флюидного пузырька, стекла и перерасплавленной твердой фазы.

Методом раман-спектроскопии определен состав газового пузырька первичных включений в оливине, который представляет собой уголекислоту (рис. 1, 2).

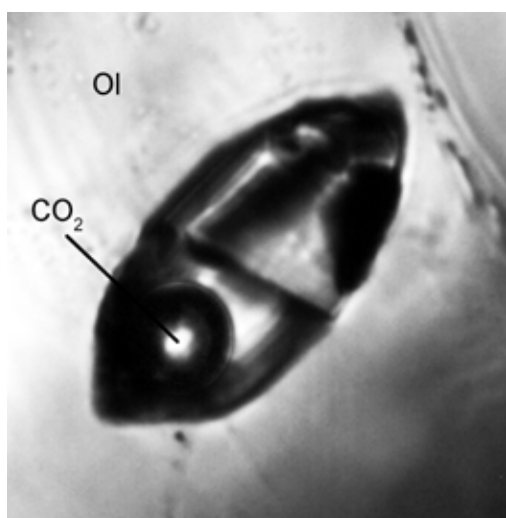


Рис. 1. Первичное расплавленное включение в железистом оливине. (Ol), CO₂ – в составе газовой фазы присутствует уголекислота.

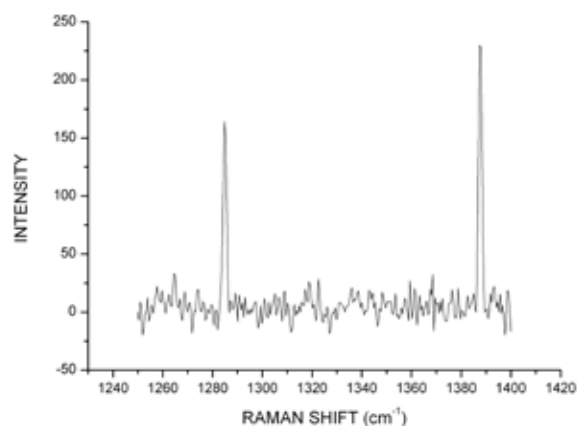


Рис. 2. Раман-спектр газовой фазы первичного расплавленного включения в оливине

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 10-05-00180-А, 14-05-31032, ДВО РАН 14-III-B-08-188.

Литература

1. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.И., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги. Петрология. 2010. Т. 18. №5. С. 1-25.
2. Масуренков Ю.П. Минеральные ассоциации и вещество коры и мантии в орогенных вулканитах. // Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 199-222.
3. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.

Новые данные по составам расплавов вулканического массива Шивелуч

Толстых М.Л.¹⁾, Бабанский А.Д.²⁾, Певзнер М.М.³⁾, Наумов В.Б.¹⁾

¹⁾ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, mashtol@mail.ru

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

³⁾ Геологический институт РАН, г. Москва, m_pevzner@mail.ru

Вулканический массив Шивелуч (Камчатка) расположен вблизи северной границы Тихоокеанской плиты. В настоящее время это один из наиболее активных вулканов полуострова. Весь вулканический массив можно схематично разделить на несколько структурно-возрастных комплексов (СВК), соответствующих главным этапам эволюции вулканического центра Шивелуч.

1 этап – образование пирокластических толщ начальной фазы деятельности (НФД) и лавового комплекса Старого Шивелуча. 2 этап – пробуждение Байдарного центра на юго-западе вулканического массива Шивелуч, 3 этап – формирование вулкана Молодой Шивелуч в центральной зоне массива, 4 и 5 эпизоды – извержения базальтовых эруптивных центров в западном и восточном секторах массива [1,2].

В разновозрастных пирокластических породах Шивелуча были изучены стекловатые природно-закаленные включения в минералах (плагиоклазе, амфиболе, клинопироксене, оливине). Различия расплавов в породах разных СВК достаточно велики (рис. 1), при том, что в породах одного и того же комплекса состав расплава почти не зависит от минерала-хозяина.

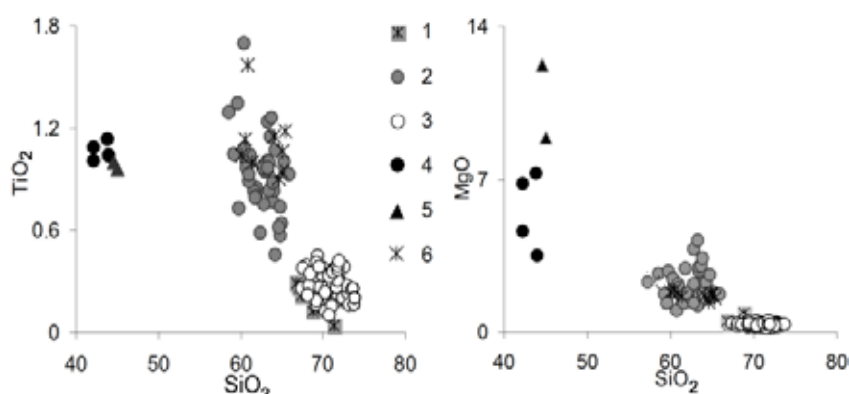


Рис. 1. Вариационные диаграммы для составов стекол расплавных включений.

1-3 – включения в Pl, Amph, Срх пород 1-3 этапов соответственно, 4 – включения в Ol 4 эпизода, 5 – они же с пересчетом на равновесие «оливин-расплав», 6 – включения в Pl 5 эпизода.

Диапазон составов расплавов в системе Шивелуча очень широк – от магнезиальных пикробазальтов до дацитов. Основные расплавы обнаружены в некоторых базальтах моногенных конусов, для андезибазальтов Байдарного центра и некоторых базальтов характерны расплавы среднего состава, для андезитов НФД и Молодого Шивелуча – водонасыщенные кислые расплавы. Четкой корреляции элементов на графиках не наблюдается; также не выявлено трендов, которые могли бы объединить все типы расплавов единым процессом фракционирования фаз.

Дефицит средних и тяжелых РЗЭ, характерный для кислых расплавов (La/Yb в основных и средних расплавах составляет 3-5, в кислых – 14), водонасыщенность (до 7% H₂O) и некоторые другие особенности редкоэлементного состава этих стекол также не позволяют считать кислый расплав прямым дифференциатом более основных разновидностей. В свою очередь, подобные особенности характеризуют расплавы, формировавшиеся в результате частичного плавления амфиболитов [4].

При сравнении составов пород и расплавов (рис. 3) выявлено, что основные расплавы более примитивны, чем породы, которые из них формируются (хотя избыток калия в расплаве никак не отразился на щелочности породы). Кислые и средние расплавы гораздо

более дифференцированы (обогащены SiO_2 и щелочами, обеднены FeO , MgO и CaO), чем собственно породы (андезибазальты и андезиты).

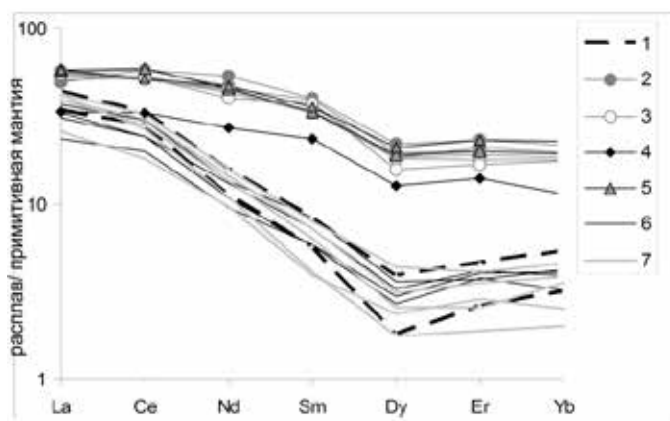


Рис. 2. Графики распределения РЗЭ в расплавах разных типов по усредненным данным анализа расплавных включений в разных минералах.

1, 6, 7 – кислые расплавы в Pl, 1 и 3 этапы, 2 и 3 – средние расплавы в Rx и Pl, 2 этап, 4 – основные расплавы в Ol, 4 эпизод, 5 – средний расплав этапа в Pl, 5 эпизод. Состав примитивной мантии по [Sun, McDough, 1989].

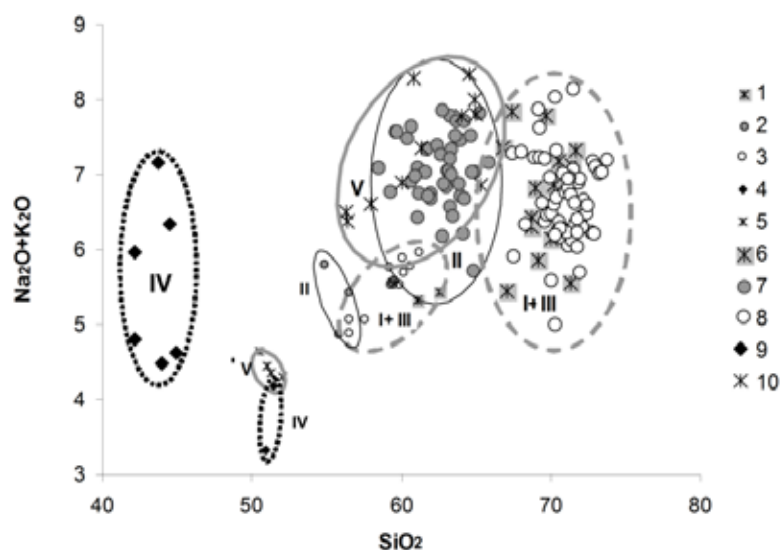


Рис. 3. Диаграмма « SiO_2 – сумма щелочей» для пород и расплавов вулканического центра Шивелуч.

Мелкие значки – породы, крупные – расплавы (составы расплавов приведены без пересчета на 100%). 1, 6 – 1 этап, 2, 7 – 2 этап, 3, 8 – 3 этап, 4, 9 – 4 эпизод, 5, 10 – 5 эпизод.

Таким образом, андезиты Шивелуча могли быть сформированы в результате сложных процессов частичной кристаллизации кислого расплава, кумуляции вкрапленников, удаления

избыточных количеств кислого расплава, а также магматического смешения [3,4]. Андезибазальты Шивелуча – также кумулятивные породы, образовавшиеся из расплава андезитового состава. Для базальтов Шивелуча основными пороодообразующими процессами можно считать фракционирование пикробазальтового расплава, а также смешение с магмами среднего состава.

Литература

1. Певзнер М.М., Бабанский А.Д., Толстых М.Л. Перестройка магматической стемы вулканического массива Шивелуч как следствие крупномасштабных обрушений его постройки в позднем плейстоцене – раннем голоцене // ДАН. 2012. Т.437. С. 318-321.
2. Ponomareva V.V., Kyle P.R., Pevzner M.M. et al. // "Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs". Geophysical Monograph Series, 2007.V.172. P. 263-282.
3. Beard J.S., Lofgren G.E. Degydration Melting and Water-Saturated Melting of Basaltic and Andesitic Greenstones and Amfibolites at 1, 3, and 6-9 kb // Journal of Petrology. 1991. V.32. P. 365-401.
4. Плечов П.Ю., Пузанков М.Ю., Дирксен О.В. Причины роста экструзивного купола вулкана Шивелуч/ В кн. Происхождение магматических пород// Материалы международного петрографического совещания г. Апатиты, 2005. С. 304

3. Аналитические и экспериментальные методы исследования флюидных и расплавных включений

Кинетика крекинга сырой нефти и влияние ее на состав и размещение в земных недрах углеводородных скоплений различного типа (эксперимент и использованием синтетических флюидных включений)

Балицкий В.С.¹⁾, Балицкая Л.В.¹⁾, Пентелей С.²⁾, Пиронон Ж.²⁾, Голунова М.А.¹⁾, Баррес О.²⁾

¹⁾ ИЭМ РАН, г. Черноголовка, Московская обл., balvlad@iem.ac.ru

²⁾ Университет Лотарингии, г. Нанси, Франция, jacques.pironon@g2r.uhp-nancy.fr

В докладе приводятся результаты экспериментов с использованием синтетических водно-углеводородных включений для установления влияния времени на температуру начала процессов крекинга нефти, а также для определения роли объемных соотношений водной (L1), жидкой углеводородной (L2) и газовой углеводородной (G) фаз во флюидах на характер метаморфических преобразований нефти.

Впервые показано, что в опытах продолжительностью 60–80 суток при температурах 240/300°C и ниже никаких признаков крекинга нефти не фиксируется. Однако при увеличении продолжительности опытов с той же самой нефтью до 180–200 суток в ней уже при 290/300°C отмечается повышение доли легких нефтяных фракций, появляются метан и остаточные твердые битумы (рис. 1). Это свидетельствует о начале ее крекирования. При более высоких температурах (330/350–490/500°C) время, необходимое для подобного процесса, сокращается в десятки раз. Все это указывает на существование кинетической зависимости между температурой и началом фиксирования процессов крекинга нефти. Не исключено, что при более длительных опытах эти процессы начнут проявляться при еще более низких температурах, характерных для диагенеза и катагенеза осадочных пород.

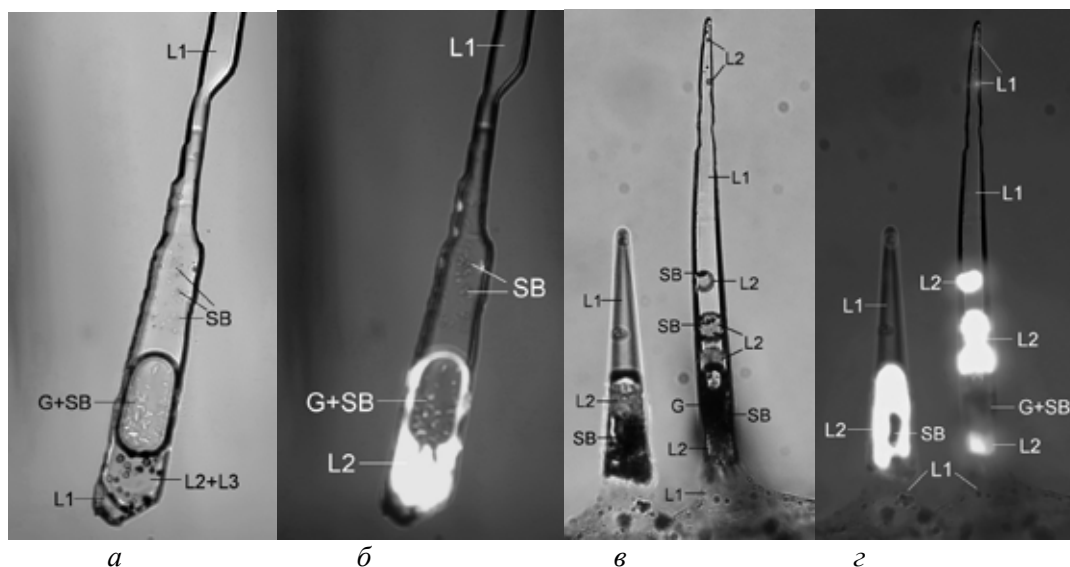


Рис. 1. Водно-углеводородные включения с многочисленными выделениями твердых битумов среди жидких углеводородов (L2). В исходных включениях они отсутствовали. Условия образования включений: температура 290/300°C, давление 30 МПа, раствор 7,5 мас. % NaHCO_3 +5 об.% нефти, продолжительность 300 суток. Изображения в поляризованном (а, в) и ультрафиолетовом (б, г) свете. Обозначения фаз приводятся в первом абзаце текста.

Впервые также установлено влияние объемных соотношений водной и углеводородных фаз на прекращение или, наоборот, углубление процессов крекинга нефти вплоть до превращения ее практически в две фазы: метан и остаточные твердые битумы. Так, в случае преобладания в системе водной фазы (L1) над жидкими (L2) и газовыми (G) углеводородами, повышение температуры до 330–400°C приводит к полному растворению фаз L2 и G в фазе L1 с формированием гомогенных, в том числе, сверхкритических флюидов. Крекинг в таких системах прекращается: при повторной изотермической обработке в течение 30–40 суток

состав и объемные соотношения L1, L2, G и SB сохраняются без изменений (рис. 2). Это является серьезным экспериментальным доказательством возможности нахождения и миграции нефти в земных недрах в составе высокотемпературных гомогенных, в том числе, сверхкритических флюидов.

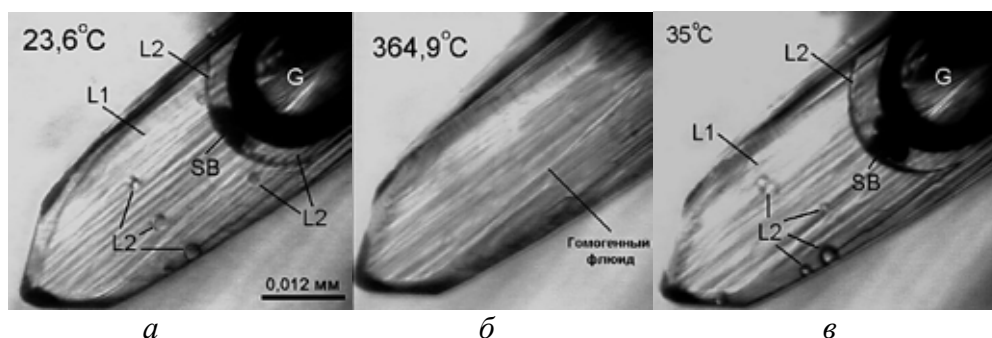


Рис. 2. Фрагмент термограммы высокотемпературного водно-углеводородного включения, свидетельствующего о приостановке крекинга нефти в сверхкритических флюидах. Левый кадр – состав и фазовое состояние флюида в исходном включении (23,6°C), средний кадр – флюид в гомогенном сверхкритическом состоянии (364,9°C), правый кадр – состав и фазовое состояние флюида в охлажденном включении (35°C). Условие образования включения: раствор 5 мас.% NaHCO_3 , температура 490/500°C, давление 120 МПа, продолжительность опыта 30 суток.

По иному ведут себя при повышении температуры существенно нефтяные включения, в которых доля нефти составляет 55–95 об.%. До 300°C они остаются неизменными (рис. 3а). Но при 320°C в них появляется метан, увеличивается доля легких нефтяных фракций и появляются остаточные твердые битумы (рис. 3б). При повышении температуры в интервале 330–380°C во включениях постепенно увеличиваются доли метана (G) и твердых битумов (SB) на фоне одновременного уменьшения объемов водного раствора (L1) и жидких углеводородов (L2) (рис. 3в,г,д). Подобные превращения являются убедительной моделью формирования наиболее глубоких месторождений чистого метана, вмещающие породы которых обычно насыщены остаточными твердыми битумами.

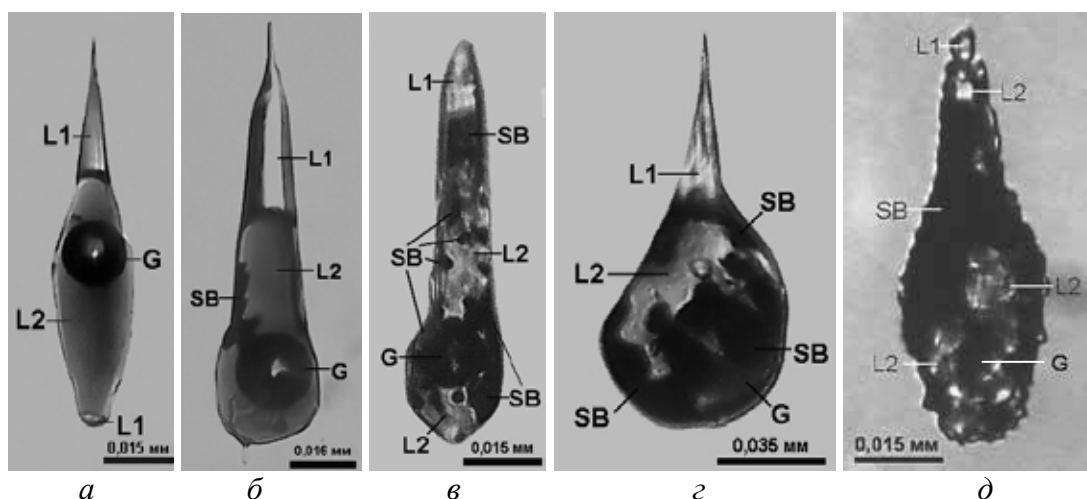


Рис. 3. Изменение фазового состава и объемных соотношений фаз в существенно нефтяных включениях, подверженных 15 автоклавной изотермической обработке при 300 (а), 320 (б), 330 (в), 350 (г) и 380°C (д). Условия образования первичных включений: раствор 5 мас.% NaHCO_3 +10 об.% нефти, температура 240/280°C, давление ~50 МПа, продолжительность 26 суток.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № № 12-05-00937-а и 12-05-91052-НЦНИ_а) и CNRS (France, грант № 6160).

Использование синтетических флюидных включений для оценки нефтегазового потенциала битуминозных пород и выяснения фазового состояния генерируемых ими углеводородов

*Балицкий В.С.¹⁾, Пентелей С.В.²⁾, Балицкая Л.В.¹⁾, Бубликова Т.М.¹⁾, Пиронон Ж.²⁾,
Голунова М.А.¹⁾, Баррес О.²⁾, Ранди О.²⁾*

¹⁾ ИЭМ РАН, г. Черноголовка, Московская обл., *balvlad@iem.ac.ru*

²⁾ Университет Лотарингии, г. Нанси, Франция, *jacques.pironon@g2r.uhp-nancy.fr*

Введение. В последние годы уделяется большое внимание использованию сланцев для получения т.н. сланцевого газа и сланцевой нефти. Обычно для оценки потенциальной нефтегазоносности сланцев используются методы пиролиза, аквапиролиза, различных видов экстракций и т.п. Они дают хорошие результаты, но не позволяют непосредственно (*in situ*) наблюдать за поведением и фазовым состоянием генерируемых углеводородов (УВ). Вместе с тем, эти характеристики являются весьма важными как для установления форм миграции УВ в земных недрах, так и во время разработки месторождений. Наиболее просто указанные вопросы, по нашему мнению, могут быть решены путем изучения синтетических флюидных включений в кварце, выращенном одновременно с осуществлением взаимодействия битуминозных пород с гидротермальными растворами. Это демонстрируется в докладе на примере горючих сланцев Кашпирского и Ленинградского месторождений, а также битуминозных сланцев Баженовской свиты и Эльзасского грабена (Лотарингия, Франция).

Методы исследований. Опыты проводились гидротермальным методом температурного перепада с использованием автоклавов объемом от 30 до 280 мл. Автоклавы нагревались в шахтных электрических печах, снабженных двумя независимыми нагревателями. Температура в печах и автоклавах поддерживалась и контролировалась набором стандартных термоизмерительных приборов с хромель-алюмелевыми термопарами (точность измерения $\pm 2^\circ\text{C}$). Необходимое давление задавалось заливкой автоклава раствором с коэффициентом заполнения, определяемым по Р-V-T диаграммам растворов или по табличным данным Р-V-T-зависимостей для чистой воды. Обломки сланцев размером 5–8 мм в поперечнике размещались в перфорированной металлической корзинке в нижней (более горячей) зоне автоклава. Там же устанавливались шихтовые кварцевые стержни ZY-ориентации размером 2 x 4 x 80 мм вдоль осей Z, X и Y, соответственно. Затравочный кварцевый стержень длиной до 208 мм подвешивался на металлической рамке вдоль вертикальной оси автоклава. Продолжительность опытов составляла от 15 до 60 суток. Диагностика новообразованных твердых фаз проводилась на основе рентгенограмм, полученных порошковым методом на дифрактометре АДП2-01, тип анода Со (длина волны 1,79021 Å). Жидкие УВ характеризовались ИК спектрами поглощения, записанными на FT-IR спектрометре Avatar 320 фирмы Nicolet, а также хроматограммами, полученными на хроматографе Perkin Elmer Clarus 5000 с использованием капиллярной колонки Solgel длиной 60 см, газ-носитель – гелий. Флюидные включения изучались под поляризационным микроскопом Amplival po-d (Германия). Жидкие и газообразные фазы в индивидуальных включениях идентифицировались по фундаментальным полосам поглощения ИК-спектров в диапазоне 7000–2600 cm^{-1} , записанным с помощью ИК-микроскопа Continuum и однолучевого FT-IR спектрометра Nicolet, Nexus. Распределение во включениях жидких УВ устанавливалось благодаря их яркой флюоресценции, выявляемой под микроскопом ZEISS AXIO Imager. A1m (Германия), снабженным дополнительным источником ультрафиолетового излучения. Поведение и фазовые состояния водно-углеводородных флюидов во включениях изучались термометрическим методом с использованием термокамеры THMSG-600 фирмы Linkam (Англия), микроскопа Amplival (Германия), видеокамеры и управляющего компьютера.

Результаты и обсуждение. Установлено, что при взаимодействии горючих и битуминозных сланцев с гидротермальными растворами образуются два типа водно-углеводородных включений. Включения первого типа формируются непосредственно в затравочных стержнях и являются самыми ранними. Состав и объемные соотношения фаз в них характеризуются большим разнообразием, схематически представленном неравенствами: $L1 > G$, $L1 \geq G > L2$, $L1 \geq G > L2 \geq SB$, $L1 \geq G > SB > L2$, $L2 \geq L1 \geq G$, $L2 \geq L1 > G \geq SB$ и $L2 > L1 \geq G \geq SB > L3$, где (здесь и ниже): $L1$ – водный раствор, G – газ (в основном метан, пары воды и жидких УВ), $L2$ и $L3$ – жидкие УВ (синтетическая нефть), SB – твердые битумы. Очевидно, что одновременное формирование включений с таким разнообразием фаз и их объемных соотношений могло происходить только из гетерогенных флюидов. Включения второго типа формировались в выросшем слое кварца. Состав и объемные соотношения фаз в таких включениях существенно отличаются от включений в затравочных стержнях: все они четырехфазные и описываются неравенством $L1 \geq G > L2 > SB$, в котором, однако, реальные соотношения фаз также подвержены существенным изменениям. Это позволяет считать, что флюид во время захвата подобных включений находился также в гетерогенном состоянии, хотя степень его «гетерогенности» значительно уступает самым ранним включениям в затравочных стержнях.

Термометрическое изучение наиболее характерных флюидных включений обоих типов позволило установить, что в диапазоне 25–350°C их фазовый состав претерпевает сложные, но обратимые превращения. Наиболее важным и интересным с точки зрения генерирования и извлечения жидких и газовых УВ из горючих сланцев является экспериментальное установление образования при температурах 180–220°C и давлениях порядка 10–20 МПа новых гомогенных фаз, связанных с полным растворением либо жидких УВ в газовых УВ, либо, наоборот, газовых УВ в жидких УВ при температурах 240–260°C. Гетерогенизация их происходит при 235–250°C. Преобразования фаз в подобных включениях сопровождаются ранее не отмечаемым явлением: мнимой гомогенизацией, связанной, вероятно, с выравниванием плотностей и показателей преломления соседствующих фаз при достижении определенных температур и давлений. Более того, в ряде случаев при формировании флюидных включений в условиях, близких к критическим, жидкие УВ визуально не фиксируются даже при обычных температурах. Но они однозначно устанавливаются под ультрафиолетовым освещением и по характерным полосам поглощения в локальных ИК-спектрах. Не исключено, что формирование таких необычных по составу флюидных включений связано с особенностями процессов крекинга жидких углеводородов в сверхкритических условиях, при которых нефть трансформируется в самые легкие фракции и углеводородные газы, главным образом в метан.

Закключение. Проведенный комплекс экспериментальных исследований с использованием синтетических флюидных включений позволяет:

- 1 – объективно оценивать по присутствию во включениях жидких и газовых УВ нефтегазовый потенциал горючих и битуминозных сланцев, а так же, как нам представляется, любых других пород с рассеянным и концентрированным органическим веществом;
- 2 – дает возможность непосредственно наблюдать за поведением и фазовыми превращениями УВ в широком интервале температур, вплоть до возникновения гомогенных, в том числе сверхкритических водно-углеводородных флюидов;
- 3 – полученные данные однозначно доказывают возможность существования и миграции УВ в подобных флюидах в Земных недрах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты №№ 12-05-00937-а и 12-05-91052-НЦНИ_а, и CNRS, France, грант № 6160.

Условия образования углеводородсодержащих кристаллических пород (Западная Сибирь)

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

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

²⁾ *Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии РАН, г. Москва, kotelnik@igem.ru*

В последнее десятилетие большой интерес вызывает изучение кристаллических пород среднего структурного этажа Западно-Сибирской плиты, которые перекрыты мощным (1000-5000 м) осадочным чехлом, в составе которого выделяется нефтьсодержащая Баженовская свита (юрского возраста). Породы среднего структурного этажа представлены метавулканитами среднего и кислого состава пермь-триасового возраста, которые также являются нефтеносными. Нами были изучены палеовулканиты одного из местонахождений углеводородсодержащих пород Западной Сибири.

Для исследования были отобраны образцы кернового материала с высокой степенью представительности. Проведенные исследования показали, что главные породообразующие минералы изучаемых пород представлены различными полевыми шпатами, кварцем и хлоритом, кроме того встречены акцессории: кальцит, апатит, сфалерит и др. Для всех образцов были выполнены микронзондовые определения составов минеральных фаз; для некоторых образцов проведено изучение флюидных и расплавных включений (в основном – в кварце). Электронно-зондовый микроанализ, включающий получение изображение исследуемого объекта во вторичных и отраженных электронах, а также рентгеноспектральный локальный микроанализ, выполнялся на цифровом электронном сканирующем микроскопе VEGA TS 5130MM, оснащенном детекторами вторичных и отраженных электронов на YAG-кристаллах и энергодисперсионным рентгеновским микроанализатором с полупроводниковым Si(Li) детектором INCA Energy 350. Для оценок содержания примесных компонентов использовали кристалловолоновые спектрометры. Изучение флюидных включений проводили на микротермометрических установках Linkam THMSG-600 и Linkam THMSG-1200.

С целью оценок температур минералогенеза оказалось возможным использовать следующие минералы, довольно широко распространенные в палеовулканитах: (1) сосуществующие полевые шпаты (альбит и микроклин); (2) хлорит; (3) кальцит и сидерит; и (4), мусковит группы фенгитов.

Для оценок температур по сосуществующим полевым шпатам использовалась программа «SOLV CALC», разработанная Nekvasil (1993). Мы ограничились только данными по распределению натрия (альбита) между сосуществующими полевыми шпатами, поскольку при низких температурах вхождение кальция в альбит и щелочной полевой шпат практически не происходит, а содержание калия в альбите из изученных парагенезисов близко к нулю. При таких составах погрешности определений температуры по распределению калиевого полевого шпата и анортита возрастают до недопустимых величин.

В зависимости от температуры алюминий может перераспределяться по неэквивалентным позициям структуры хлоритов. Такой термометр экспериментально откалиброван в работе Cathelineau, Neiva (1985). Основываясь на экспериментальных данных Мартынова (1993), рассчитана зависимость максимальной температуры устойчивости парагенезиса кальцит + брейнерит для потенциала кислорода, определяемого буферными равновесиями Ni-NiO и Qz-Fa-Mt. Кроме того, во многих парагенезисах изученных пород присутствует ассоциация кальцит + кварц. Известно, что данная ассоциация с понижением мольной доли углекислоты во флюиде становится неустойчивой и образуется волластонит. Для этой реакции термодинамическими расчетами была оценена равновесная мольная доля углекислоты при температуре ниже 350°C. Минимальное содержание углекислоты

составляет 1%. Исследование флюидных включений в карбонатных минералах также свидетельствует о незначительном содержании углекислоты во флюиде при образовании карбонатных ассоциаций (меньше первых процентов объема). Это дает возможность проведения оценок температур, используя наличие парагенезиса кальцит + брейнерит. Проведены приближенные оценки нижнего предела устойчивости мусковита, используя температурную зависимость вхождения в него натрия.

Во вкрапленниках кварца встречены первичные включения силикатного расплава, единичные, или небольшими группами, содержащие при комнатной температуре следующие фазы: стекло, пузырек пара и иногда кристаллики минералов. Этот факт свидетельствует о том, что кварц образовывался на магматическом этапе. Определены температуры гомогенизации (около 900 - 1000°C). Составы расплавных включений проанализированы на микрозонде. В пороодообразующих 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 низко концентрированными растворами (NaCl- экв. 0.5 – 2.0 мас.%). Кроме того встречены включения с соленостью около 30 мас.%, в которых солевая нагрузка представлена скорее всего карбонатом натрия.

По результатам полевошпатовой термометрии можно выделить два температурных события – с температурой $270 \pm 23^\circ\text{C}$ и низкотемпературное $210 \pm 14^\circ\text{C}$. Эти события статистически различаются (с вероятностью 95%) и могут сопоставляться с температурами, полученными по данным изучения флюидных включений $280 \pm 8^\circ\text{C}$ и $175 \pm 20^\circ\text{C}$.

По результатам хлоритовой термометрии можно выделить два температурных события – с температурой $250 \pm 10^\circ\text{C}$ и низкотемпературное $203 \pm 17^\circ\text{C}$. Эти события статистически различаются по температуре и могут сопоставляться с температурами, полученными по данным полевошпатовой термометрии ($210 \pm 14^\circ\text{C}$) и ($270 \pm 23^\circ\text{C}$).

Поскольку волластонит в породах не обнаружен, мы смогли оценить только минимальное значение значения мольной доли углекислоты как 0.01 – 0.02 (1-2 мол.% от состава флюида), что позволило рассчитать верхний температурный предел устойчивости парагенезиса брейнерит + кальцит. При данных мольных долях углекислоты он равен 240–310°C, что неплохо совпадает с данными термометрии минеральных равновесий и изучения флюидных включений (температурный этап 250–280°C).

Температуры, рассчитанные по содержанию натрия в фенгите, составляют величины от 130 до 210°C, то есть соответствуют низкотемпературному событию, параметры которого по данным минеральной термометрии и изучения флюидных включений составляют 175–210°C.

По результатам гидротермальных опытов, проведенных в интервале температур 250–450°C ассоциация $\text{Ab} + \text{Ksp} + \text{Chl} + \text{Qz} + \text{Cal}$ устойчива при 250°C и давлении 0.5 кбар. С повышением температуры до 300°C ($P=0.5$ кбар) в продуктах опытов исчезает хлорит. При температуре 450°C и давлении 0.5 кбар из парагенезиса исчезает кальцит и продукты опытов представлены смесью $\text{Ab} + \text{Ksp} + \text{Qz} + \text{Mt}$. Очевидно, что при 450°C давление углекислоты, соответствующей мольной доле 0.005–0.01, уже недостаточно для обеспечения устойчивости кальцита в присутствии кварца. Таким образом, можно заключить, что парагенезис $\text{Ab} + \text{Ksp} + \text{Chl} + \text{Qz} + \text{Cal}$ является устойчивым до температур 250°C. Этот факт подтверждает данные минеральной термометрии и исследования флюидных включений в минералах из образцов данных пород.

Следует отметить, что по данным визуального изучения флюидных включений в минералах ни в одном флюидном включении не фиксируются следы углеводородов. Также следы углеводородов не фиксировались нами при электронно-микроскопическом и микрозондовом изучении минеральных парагенезисов. Из изложенных фактов можно предположить, что процессы минералогенеза и накопления углеводородного материала прямо не связаны и осуществлялись, возможно, в другое время.

Фторсодержащие системы I и II типа по данным изучения синтетических флюидных включений

Котельникова З.А.¹⁾, Котельников А.Р.²⁾

¹⁾ *Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии РАН, г. Москва, kotelnik@igem.ru*

²⁾ *Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, kotelnik@iem.ac.ru*

Фтор оказывает существенное влияние на массоперенос и другие факторы минералообразования. Наиболее часто встречающимися ионами в природных флюидах являются хлор, натрий и калий. Целью этой работы явилось изучение фазового состояния флюида, в состав которого входят фториды и хлориды этих металлов.

Существуют два типа фазовых диаграмм водно-солевых систем. На фазовой диаграмме бинарной системы первого типа кривые критическая и трехфазного равновесия не пересекаются. На диаграммах второго типа они пересекаются в двух точках, P и Q, в них критические равновесия наступают в насыщенных растворах. Водно-солевые системы, содержащие KF, KCl, NaCl принадлежат к первому, а NaF – ко второму типу.

Система H₂O–NaF исследовалась ранее методом синтетических флюидных включений в кварце. Оказалось, что при высоких температурах и давлениях кварц растворяется в таких растворах инконгруентно, вступая в химическое взаимодействие с флюидом. В результате этого во включениях были обнаружены кристаллические фазы типа малладрита и стеклообразные фазы.

Как изменятся гетерогенные флюидные равновесия в случае присутствия фторсодержащих растворов первого типа? В этом случае бинарные водно-силикатные граничные системы будут принадлежать ко второму (P-Q) типу, а водно-солевые - к первому. Теоретически можно ожидать сужения области гетерогенизации при невысоких температурах, но необходимо выяснить соответствующие РТ условия. С другой стороны, более высокая реакционная способность KF, по-видимому, и в этом случае может привести к образованию стеклообразной фазы. Для системы с NaF последняя появлялась уже при 500°C, необходимо понять, как скажется присутствие калия.

Были проведены опыты по синтезу флюидных включений при залечивании трещин в кварце в растворах KF (\pm KCl, NaCl) при P=2 кбар и температурах 700, 750 и 800°C.

В продуктах всех проведенных опытов отмечаются следы химического взаимодействия водно-солевого флюида с кварцем. Во включениях фиксируется стеклообразная фаза, а результаты криометрии свидетельствуют о значительном смещении составов растворов и образовании веществ с отрицательным температурным градиентом растворимости. Если сравнить результаты экспериментов, проведенных при 750°C, но с различным соотношением солей KF и KCl в исходных растворах, можно отметить следующее. При преобладании в растворе KCl ($X_F^{\text{fl}}=0.25$) флюид при условиях опыта был гомогенным и захватывался во включения, содержащие жидкость и пар. В некоторых включениях присутствует стекло. При увеличении мольной доли фтора во флюиде до значения 0.5 при той же самой концентрации KCl в исходном растворе (1.9 мас.%) в режиме опыта уже имеют место гетерогенные условия: помимо двухфазных в образце встречаются трехфазные включения с кристаллами. Следует отметить, что обе соли, входящие в состав флюида относятся к соединениям, растворимость которых повышается при нагревании и водные растворы которых имеют диаграммы состояния первого типа. Тем не менее, во включениях обнаружены твердые фазы, растворимость которых снижается при росте температуры. Это является особенностью солей второго типа. Эти наблюдения приводят к заключению о том, что в процессе эксперимента флюид изменил свой состав, что могло произойти только в результате взаимодействия его с кварцем. Возможно, что стеклообразная фаза также образовалась при этом химическом взаимодействии, хотя появление подобных соединений возможно и без участия солей в системе H₂O-SiO₂.

Методические аспекты газохроматографического анализа углекислотно-метановых включений

Кряжев С.Г., Васюта Ю.В.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов, г. Москва, S34@mail.ru

При валовом газохроматографическом анализе флюидных включений в кварце «мезотермальных» золоторудных месторождений ($T=400\text{--}200^\circ\text{C}$, $P=1.5\text{--}0.5$ кбар) установлены систематические отличия в составе газов, выделенных из одинаковых навесок (0.5 г., класс $-0.5+0.25$ мм) разными способами (рис. 1).

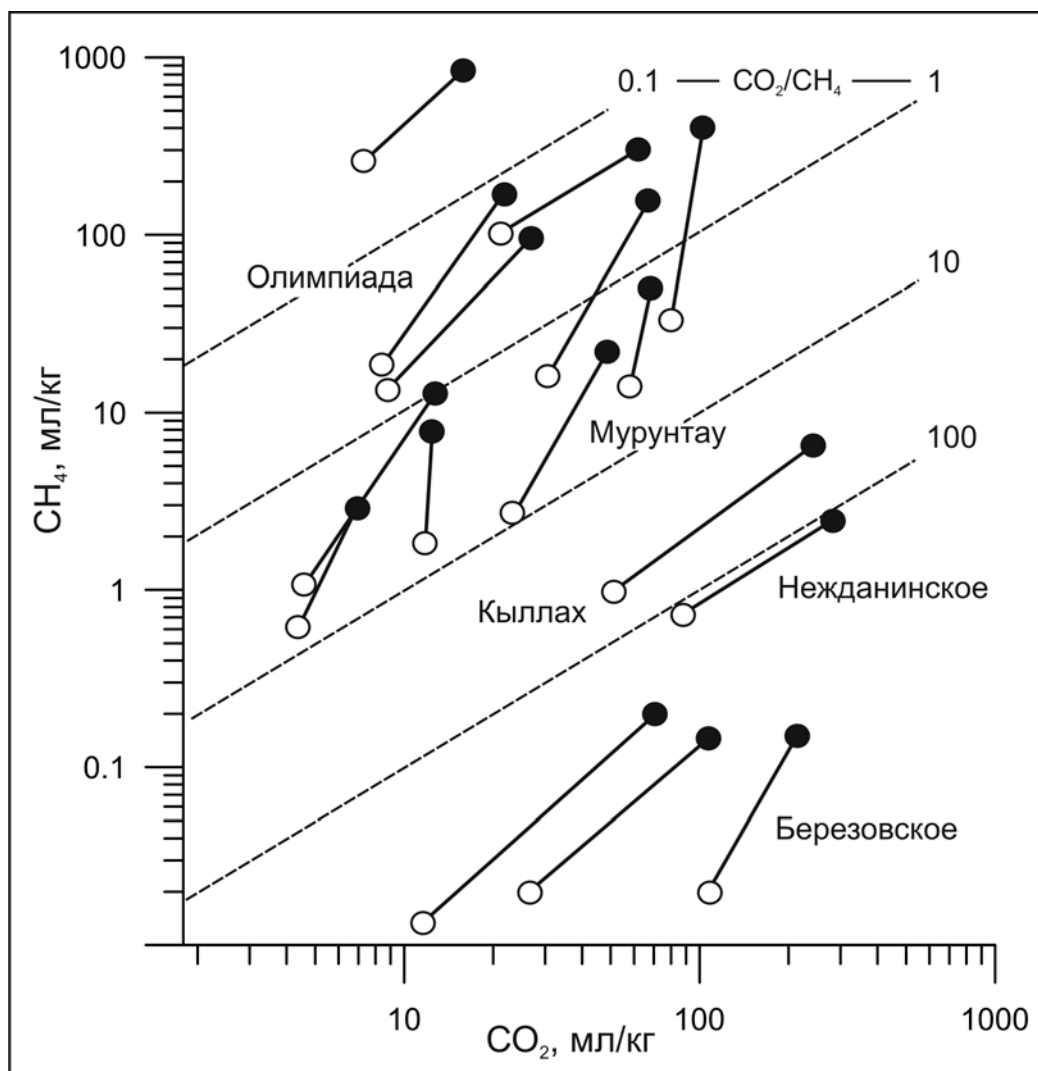


Рис. 1. Сопоставление результатов анализа газовой фазы, выделенной из кварца при термическом (нагрев до 400°C , белые кружки) и механическом (дробление в атмосфере гелия, черные кружки) вскрытии флюидных включений.

При нагревании до 400°C из кварца выделяется от 10 до 50% газовой составляющей флюида, что подтверждается путем дробления декрепитированных навесок. В тех случаях, когда концентрации компонентов сопоставимы ($\text{CO}_2/\text{CH}_4 = 1\text{--}10$), термически выделенный газ закономерно обеднен метаном, что приводит к повышению отношения CO_2/CH_4 в 5–10 раз. Исследования показали, что наиболее вероятной причиной рассматриваемого явления служит гетерогенность захваченного во включения флюида. Один из характерных примеров приведен на рис. 2.

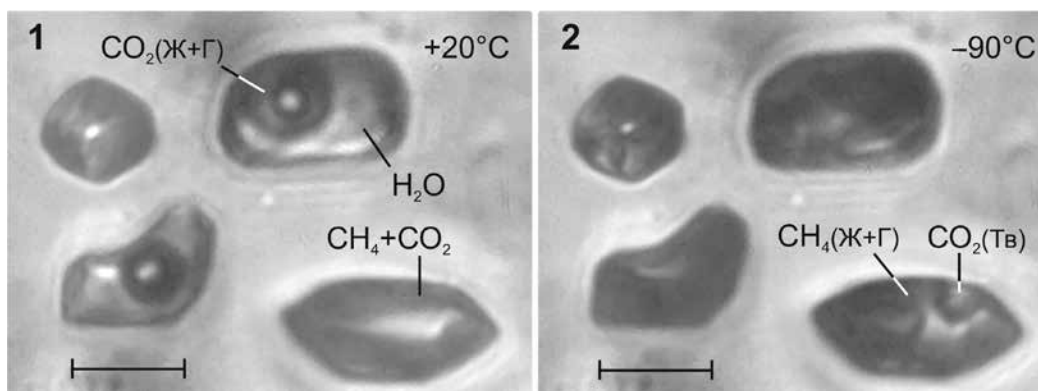


Рис. 2. 1– ассоциация углекисотно-водных и углекисотно-метановых включений в золотоносном кварце месторождения Советское, Енисейский край. 2– те же включения после нагрева до 500°C (углекисотно-водные декрепитировали при 290–300°C, углекисотно-метановые остались без изменений). Длина отрезка 10 мкм.

Гомогенизация газовых включений происходит в жидкую фазу при $-75...-75.5^{\circ}\text{C}$ с одновременным плавлением твердой CO_2 . Согласно [1], этим параметрам соответствует флюид, содержащий 85 мол.% CH_4 и 15 мол.% CO_2 ($v=60\text{ см}^3/\text{моль}$).

Газово-жидкие включения содержат щелочно-хлоридный раствор с концентрацией около 8 мас.% NaCl -экв ($T_{\text{ЭВТ}} = -28^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{ПЛ клатрата}} = +6...+5.5^{\circ}\text{C}$) и 7 мол.% углекислоты с примесью метана ($T_{\text{ПЛ}} = -58.5^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{ГОМ(Ж)}} = +24.5^{\circ}\text{C}$, по [1] $X_{\text{CH}_4} = 0.1$). Полная гомогенизация включений происходит в интервале $250\text{--}255^{\circ}\text{C}$ путем растворения углекислоты в воде.

Расчеты, выполненные с использованием данных [2,3], показывают, что при 250°C в газовых и газовой-жидких включениях развивается одинаковое давление, равное 1.2 кбар, что подтверждает предположение об их сингенетичности. При дальнейшем нагревании все газовой-жидкие включения декрепитируют в интервале $290\text{--}300^{\circ}\text{C}$, в то время как большинство газовых остаются без изменений вплоть до 500°C . Отсутствие явлений растяжения и частичной разгерметизации вакуолей однозначно доказывается воспроизводимостью измерений температур гомогенизации газовых включений до и после нагревания. Наблюдаемое различие в поведении включений при нагревании, очевидно, обусловлено более крутым наклоном изохоры H_2O по сравнению с изохорой углекисотно-метанового флюида [3].

Закономерное различие в составе газовой фазы сингенетичных включений гетерогенного флюида обусловлено тем, что коэффициент растворимости в водных растворах у метана на 1-2 порядка ниже, чем у CO_2 . Поэтому при вскипании поликомпонентного флюида CH_4 преимущественно перераспределяется в газовую фазу и в повышенных количествах входит в состав газообразных включений.

Отмеченные особенности необходимо учитывать при интерпретации данных валового анализа включений гетерогенного газо-водного флюида, которые закономерно распространены в кварце «мезотермальных» золоторудных месторождений.

Литература

1. Thiery R., Kerkhof A.M., Dubessy J. vX properties of $\text{CH}_4\text{--CO}_2$ and $\text{CO}_2\text{--N}_2$ fluid inclusions: modeling for $T < 31^{\circ}\text{C}$ and $P < 400\text{ bars}$ // *Europ. J. Mineral.* 1994. №6. P. 753- 771.
2. Такеноучи С., Кеннеди Дж. К. Бинарная система $\text{H}_2\text{O}\text{--CO}_2$ при высоких температурах и давлениях. - В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., 1968. С. 110–136.
3. Jacobs G.K., Kerrick D.M. Methane: an equation of state with application to the ternary system $\text{H}_2\text{O}\text{--CO}_2\text{--CH}_4$ // *Geochim.Cosmochim.Acta.* 1981. V.45. P. 607–614.

К вопросу о методологии определения химического состава минералообразующих флюидов

Таусон В.Л.

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

Возросшие в последнее время возможности локальных методов исследования минерального вещества породили иллюзию легкости получения данных по составу палеофлюидов с помощью анализа захваченных кристаллом включений. Однако экспериментальные данные говорят о наличии принципиальных ограничений, связанных с диффузионным переуравновешиванием и постростовыми изменениями содержаний элементов во включениях, достигающими для некоторых рудных элементов 1-3 порядков величины [1]. Очевидно, адекватность такого подхода требует серьезной экспериментальной проверки для конкретных условий и объектов. Кроме того, возникает проблема распознавания первичных и вторичных включений, их однородности по составу, что для любого локального метода является непростой проблемой, например, из-за нехватки кондиционного материала. Между тем, совершенно забытым оказался другой, вполне корректный, хотя и более сложный путь получения такой информации. Соотношение элементов в рудообразующем флюиде объективно зафиксировано в составе закристаллизовавшегося из него минерального твердого раствора. Как впервые показал Л.В.Чернышев [2], “валовый коэффициент сокристаллизации в условиях природного гидротермального процесса является величиной, мало изменяющейся в достаточно широких интервалах изменений физико-химических параметров». Это положение распространяется, прежде всего, на элементы, обнаруживающие подобие в поведении в растворе и в твердой фазе, то есть близкие в химическом отношении (подобие строения электронных оболочек и валентных состояний, стехиометрии и устойчивости комплексов). При этом не требуется постоянной закомплексованности каждого из сокристаллизующихся элементов. Достаточно постоянства отношения закомплексованностей – условия более мягкого и вполне реалистичного ввиду схожести химического поведения элементов в одном и том же растворе.

Основная идея предлагаемого подхода состоит в том, что во включениях определяются элементы-макрокомпоненты растворов, которые мало подвержены посткристаллизационным изменениям концентрации и не способны быстро диффундировать в окружающем включение пространстве (назовем их стабильными элементами, СЭ – Fe, Mn, Mg, Al [1]). Содержание во флюиде (aq) малого элемента (МЭ) может быть определено по данным о его содержании в минерале $[МЭ]^{min}$ и найденном экспериментально валовом коэффициенте сокристаллизации $D_{МЭ/СЭ}$:

$$[МЭ]^{aq} = \frac{[СЭ]^{aq} \cdot [МЭ]^{min}}{D_{МЭ/СЭ} \cdot [СЭ]}$$

Преимущество такого подхода по сравнению с “традиционным” элементным анализом включений, например, методом ИСП-МС-ЛА, заключается, прежде всего, в возможности получения статистически представительных данных. На это практически невозможно надеяться при анализе индивидуальных газово-жидких включений, даже при достаточном их числе.

Естественно, данный подход ограничивается изоморфными элементами. Точнее говоря, такими элементами, для которых можно выделить изоморфную составляющую в общем содержании элемента в минерале. Другое важное ограничение – отсутствие эффектов “улавливания” МЭ дефектами кристаллической структуры или поверхностью кристалла [3], которые могут существенно повлиять на величину $D_{МЭ/СЭ}$. К сожалению, нельзя выработать

общих рекомендаций по учету этих эффектов. Однако можно определить области концентраций, где они могут существенно повлиять на результат.

В качестве примера рассмотрим сокристаллизацию Fe и Mn в магнетите в гидротермальном растворе. Опыты проведены при 450 и 500°C, давлении 1 кбар в растворах на основе хлорида аммония и сопровождались внутренним пробоотбором. Как видно на рисунке, величина $D_{\text{Mn/Fe}}$ сохраняет постоянство в широкой области составов и слабо зависит от T. Однако при самых низких содержаниях марганца $D_{\text{Mn/Fe}}$ заметно возрастает. Повышение этого коэффициента вызвано концентрированием Mn поверхностной неавтономной фазой (ПНФ) [4], что подтверждается методом ИСП-МС-ЛА. Коэффициент сокристаллизации уменьшается, если использовать данные лазерной абляции для внутренних слоев кристаллов магнетита (>1.5 мкм). Расчеты показывают, что эффект фракционирования Mn в ПНФ следует учитывать в случае достаточно мелких кристаллов ($\leq 0.1-0.2$ мм) на уровне содержаний элемента $\leq 0.01-0.02$ %.

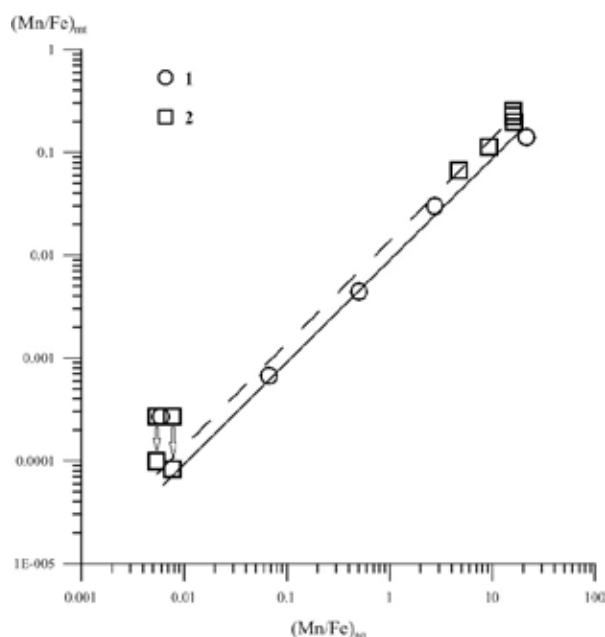


Рисунок. Зависимости между атомными отношениями Mn/Fe в магнетите и гидротермальном растворе при 450 (1) и 500°C (2).

Стрелками показано смещение составов магнетита от валовых по данным атомно-абсорбционной спектрометрии к структурным по данным ИСП-МС-ЛА (т.е. без поверхностного слоя).

$D_{\text{Mn/Fe}} = 0.009 \pm 0.002$ при 450°C и 0.014 ± 0.002 при 500°C.

Наиболее перспективными минералами для применения данного подхода являются магнетит и сфалерит – распространенные “проходящие” минералы переменного состава, обладающие достаточно высокими изоморфными емкостями в отношении как СЭ, так и целого ряда МЭ. Постоянство $D_{\text{Mn/Fe}}$ при сокристаллизации Mn и Fe в сфалерите позволило показать, что марганец нередко является макрокомпонентом гидротермального раствора, сопоставимым по концентрации с железом [2]. Довольно низкие его содержания в минералах железа обусловлены низкими $D_{\text{Mn/Fe}}$, которые при 450°C составляют 0.009, 0.0006 и 0.0002 для сосуществующих магнетита, пирротина и пирита соответственно.

Литература

1. Zajacz Z., Hanley J.J., Heinrich C.A. et al. Diffusive reequilibration of quartz-hosted silicate melt and fluid inclusions: Are all metal concentrations unmodified? // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V.73. N.10. P. 3013-3027.
2. Чернышев Л.В. Минералы переменного состава как индикаторы химической эволюции гидротермальных растворов// *Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования*. Новосибирск: Наука, 1984. P. 5-9.
3. Урусов В.С., Таусон В.Л., Акимов В.В. Геохимия твердого тела. М.: ГЕОС, 1997.
4. Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Пастушкова Т.М. и др. Двойственные коэффициенты распределения микроэлементов в системе «минерал-гидротермальный раствор». II. Золото в магнетите // *Геохимия*. 2012. №3. С. 251-270.

Изучение расплавных и флюидных включений в гранитах и рудных прожилках для решения генетических вопросов

**Федосеев Д.Г., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Тишкина В.Б.,
Буравлева С.Ю., Степанов О.В.**

*ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН г. Владивосток,
fedoseev@fegi.ru*

В докладе изложены результаты изучения термобарогеохимических характеристик гранитоидов и шеелит-кварцевых жил скарнового шеелит-сульфидного месторождения Кордонное, одного из перспективных объектов Малиновского рудного узла Приморья, который является составной частью Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой области.

Ранее установлено, что магматические породы района месторождения представлены гранитами разного возраста, которые различаются по петрографическим признакам, химическому и элементному составу. Вопрос связи оруденения с определенными интрузивными комплексами пока остается открытым. Основное внимание в работе сосредоточено на изучении магматических пород, для выяснения степени участия гранитных магм в формировании оруденения. Исследование гранитов и руд месторождения Кордонное методами термобарогеохимии в комплексе с раман-спектроскопией проводились в Центре Коллективного Пользования (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН на оптическом поляризационном микроскопе для геологических исследований NIKON E 600 POL (Япония), оснащенном термостоликом TS1500 для расплавных включений, термо- и криостоликом THMS600 для проведения экспериментов с флюидными и расплавными включениями. Кроме традиционных методов термометрии, для уточнения состава газовой фазы флюидных и расплавных включений использовался спектрометр комбинационного рассеяния LabRam HR 800 (Франция).

Инструментальным исследованиям включений предшествовало изучение полированных пластин с целью выявления разновременных генераций кварца (вкрапленники и основная масса, внешние и внутренние зоны кристаллов). Особое внимание уделялось решению вопроса о представительности исследуемых включений, выяснению частоты их встречаемости, типоморфности или экзотичности включений, так как информативность и надежность получаемых данных определяется обоснованностью их привязки к определенным эпизодам магматического и гидротермального процессов.

Предыстория магмы, сформировавшей интрузивные породы месторождения Кордонное, может быть восстановлена лишь частично, так как доступными для исследований оказались расплавные включения в гранитах первой группы. В гранитах второй группы, представленных на площади рудного поля, расплавные включения не обнаружены, что может служить косвенным признаком невысокой флюидонасыщенности материнских расплавов.

Минеральные включения во вкрапленниках кварца гранитов обеих групп гранитов, судя по форме выделений, весьма разнообразны по составу. В гранитах первой группы определены циркон, полевой шпат, биотит и апатит, второй – биотит, циркон; заметно больше апатита. Вкрапленники кварца в гранитах первой группы содержат многочисленные расплавные (РВ) и флюидные (ФВ) включения. Первичные РВ обычно встречаются в центральной части вкрапленников, как единичные, или небольшими группами; вакуоли имеют в основном округлые формы и состоят из раскристаллизованного силикатного стекла и частично обособленной флюидной фазы; в крупных (до 20 микрон) включениях флюидная фаза, кроме того, отмечается в интерстициях силикатных фаз. Общий объем флюидной фазы занимает до 20-30% объема вакуолей. На периферии вкрапленников встречаются группы РВ, которые отличаются от первых формой, способом расположения и состоянием при нормальных условиях. Обычно это группы из нескольких (иногда первых десятков) вакуолей, которые в нормальных условиях состоят из чередующихся полосок силикатной и

флюидной фаз и не имеют выраженного флюидного обособления. Иногда они сопровождаются сопутствующими включениями (включениями магматического флюида, ВМФ). Во многих случаях наблюдается разгерметизация вакуолей с появлением своеобразных «усиков» растрескивания.

Температуры гомогенизации первичных РВ в кварце гранитов первой группы, соответствующие началу кристаллизации вкрапленников кварца - 750-775°C, давление флюида около 150 МПа, водосодержание магмы по известной методике [1] составляет 4.5 – 5.5 мас.%. Поскольку в нашем случае первичные РВ, расположенные в центре вкрапленников кварца, не сопровождаются сопутствующими включениями (ВМФ), определение газов во флюидной части проводилось по дочерним ФВ, образующимся при частичной разгерметизации РВ [1], что представляется вполне оправданным. В газовой фазе включений таких включений диагностированы углекислота и примесь метана.

Анализ закаленных стекол РВ (среднее из трех определений) показал присутствие SiO_2 – 74,2; Al_2O_3 14,6; Na_2O – 4,18; K_2O – 3,85; сумма – 96,84 мас.%. Близкие содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O в стеклах закаленных расплавных включений и гранитах первой группы указывают на то, что РВ могут служить достоверными источниками информации о ранних расплавах магматической камеры. Первичные РВ в центральных участках вкрапленников кварца представляют собой образцы гомогенной флюидонасыщенной магмы, (судя по суммам анализов стекол закаленных стекол РВ и расчету водосодержания). В периферических участках вкрапленников РВ, как правило, взорваны, что свидетельствует о создании в этот период кристаллизации вкрапленников избыточного давления и гетерогенизации магмы. Присутствие метана в первично-вторичных включениях (ВМФ) гранитов Татибинского комплекса и во включениях (ФВ) кварц-шеелитовых прожилков свидетельствует о значимой степени участия продуктов магматической дистилляции в метасоматическом и гидротермальном процессах. Наличие метана подтверждено методом Рамановской спектроскопии (LabRam HR800).

Исследованиями физико-химических условий образования вольфрамового месторождения Кордонное показано, что особенности включений могут служить доказательством высокой флюидонасыщенности рудогенерирующих расплавов, что является одной из теоретических предпосылок генетической связи вольфрамовых месторождений и гранитоидных магм. Сопоставление термобарогеохимических характеристик гидротермальных растворов [2] и флюидов, сопровождающих формирование гранитов, показало присутствие признаков, указывающих на возможность признания генетической связи вольфрамового оруденения с гранитами первой группы которые относятся к Татибинскому комплексу.

На основании анализа результатов комплексных исследований сделан вывод о полихронности и полигенности месторождения, обусловленных проявлением двух этапов магматизма и оруденения в процессе формирования рудно-магматической системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 12-05-31032 мол_а, ДВО №12- III -А-08-146; 14-III-В-08-172; 14-III-В-08-188; 14-III-В-08-189.

Литература

1. Рейф Ф.Г. Условия и механизмы формирования гранитных рудно-магматических систем. - М.: ИМГРЭ, 2009.
2. Федосеев Д.Г., Пахомова В.А., Гвоздев В.И. Флюидные включения в минералах рудных ассоциаций месторождения Кордонное // XV Всероссийская конференция по термобарогеохимии. Москва, 2012. С. 86-87.

Analysis of fluid inclusions by micro-FTIR

Barres O., Pironon J.

*Université de Lorraine, CNRS, CREGU, GeoRessources lab, 54506 Vandoeuvre les Nancy, France,
odile.barres@univ-lorraine.fr*

Micro-Fourier Transform InfraRed spectroscopy (μ -FTIR) is used to analyze the composition of fluid inclusions. This non-destructive method allows the characterization of individual inclusions. The infrared spectra are obtained in the mid infrared in the 5000-600 cm^{-1} range using an infrared spectrometer equipped with a microscope. A series of circular diaphragms permits the diameter of the analyzed section to vary from 80 to 20 μm with the objective magnification $\times 15$. The infrared spectra are obtained in transmission mode. The infrared beam analyzes both the inclusion and the host mineral. The spectrum of the host mineral is afterwards subtracted.

The infrared spectroscopy allows identifying solids, liquids and gases trapped in fluid inclusions. Contrary to the Raman micro-spectrometry, which is a molecular spectroscopy too, no fluorescence of liquid hydrocarbons is observed. Carbon dioxide, methane, water, aliphatic hydrocarbons, aromatic hydrocarbons... in the different phases of fluid inclusions can be easily identified. Semi-quantitative analyses related to the CO_2/CH_4 ratio [1] or concerning the CH_2/CH_3 ratio of the aliphatic fraction [2, 3] can be performed.

Recently, infrared focal-plane array (FPA) detectors have been adapted for the needs of FTIR spectroscopy imaging [4]. The FPA detector allows acquiring 2-D molecular IR images at highest spatial resolution in a short time. The mapping of the hydrocarbon compounds in the pore space, in inclusions or in residual cracks can help to determine the ancient drains for oil migration in petroleum basins for instance.

References

1. Pironon J., Thiery R., Ayt Ougougdal M., Beaudoin G. et.al. FT-IR measurements of petroleum fluid inclusions: methane, n-alkanes and carbon dioxide quantitative analysis. *Geofluids*, 2001. N.1. P. 2-10.
2. Pironon J., & Barres O. Semi-quantitative FT-IR microanalysis limits: Evidence from synthetic hydrocarbon fluid inclusions in sylvite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. V.54. P. 509-518.
3. Pironon J., & Barres O. Influence of brine-hydrocarbon interactions on FT-IR microspectroscopic analyses of intracrystalline liquid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. V.56. P. 169-174.
4. Barres O., De Donato P., Pironon J., Teinturier S. et.al. FT-IR micro spectroscopic imaging: new insights in mineralogy. *G.I.T. Imaging & Microscopy*. 2003. N.5. P. 48-50.

Water-Metal-Hydrocarbon Mixtures produced by Interaction between Carbonaceous Rocks and Hydrothermal solution. Experimental Developments

Pironon J., Randi A., Sterpenich J., Jacquemet N., Renard S., Bourdet J.

*Université de Lorraine, CNRS, CREGU, GeoRessources lab, 54506 Vandoeuvre les Nancy, France,
jacques.pironon@univ-lorraine.fr*

Introduction. Fossil fluids from petroleum basins are present in diagenetic minerals as fluid inclusions. They are the witnesses of the original oil or gas composition and the memory of the pressure and temperature conditions at the time of fluid emplacement. Brines are always present as non-miscible phase at equilibrium with oils in reservoir in the form of free or irreducible water. During diagenesis, newly formed minerals can trap such aqueous or hydrocarbon fluids as fluid inclusions. Defects generated during crystal growth are responsible for the formation of microcavities inside minerals. Filled with the oil, water and/or gas that accompanied the diagenetic episode, the microcavities are called fluid inclusions. Fluid inclusions are the witnesses of fluid-rock interaction and can be created in lab to reproduce such interaction to predict Pressure, Temperature, Chemistry in the case of geological history modelling as to predict behavior of well materials or reservoir rocks in the case of acid gas storages.

Methodology. In order to reconstruct the conditions of fluid emplacement (pressure, temperature and composition) an analytical procedure of both aqueous and petroleum inclusions has been developed [1]. It is based on PVT properties and gas composition estimates. Temperature of phase transitions is measured by microthermometry, dissolved methane content of aqueous inclusions is quantified by Raman spectrometry, CH₄ and CO₂ content of petroleum inclusions is approximated by Fourier transform infrared spectrometry and the volume of petroleum inclusions is reconstructed by confocal scanning laser microscopy. Thermodynamic models are based on Duan and Peng-Robinson equations of state and are applied to aqueous and petroleum inclusions respectively. They allow the P-T reconstruction of the fluid system with bubble and dew point curves and iso-density curves (i.e. isochore). The intersection of the isochores of the two fluid systems gives the true pressure and temperature conditions of fluid trapping. The knowledge of the fluid pressure allows us to reconstruct the hydrodynamic evolution of reservoirs in various geodynamic regimes. The objective of this work is to demonstrate the validity of this theoretical approach by the use of synthetic inclusions created at known P,T,X conditions as described in [2].

The fluid inclusion technique is not only applied to natural systems in order to reconstruct the geological history, but it has been applied to hydrothermal experiments in laboratory [3]. It has been developed for experiments about aging of well materials and reservoir rocks in the case of greenhouse and acid gases sequestration. Even if CO₂ has been frequently yet in contact with the rocks during geological history, we led experiments to check the response of the fluid-rock system to injection of dense CO₂ with impurities or annex gases (H₂, CO, SO_x, NO_x, O₂). Complete purification of CO₂ is unachievable for cost reasons as well as for CO₂ surplus of emissions due to the separation processes. Rock fragments and fluids are put into gold reactors that are sealed by electrical welding and placed in an autoclave during one to six month at various temperature and pressure conditions ($\leq 200^{\circ}\text{C}$, ≤ 500 bar), which could represent the geological conditions at the end of injection period. As sampling methods cannot be used during experiment the synthetic fluid inclusions technique has been developed to trap and analyze the fluids in experimental conditions. A natural quartz sample with decrepitated inclusions is put inside a reactor with reactants (acid gases, brines, minerals) at high temperature and pressure to mimic reservoir conditions. The inclusions allow determining the number and chemistry of the fluid phases generated by the injection of anthropogenic gases in geological formations. Mass balances are established in order to quantify the reaction rates.

Results and discussion. Aqueous and hydrocarbon inclusions have been successfully created in autoclave at low P,T conditions (1 kbar and 150°C) in quartz as in calcite. Temperature difference between expected T_h and measured T_h (maximum of the T_h histogram) can reach 6°C for

aqueous and hydrocarbon inclusions. This T_h range cannot be explained by compositional variations. The use of synthetic n-alkane, unchanged after experiment, does not give sharper histograms but equivalent T_h broad distribution than for natural oil inclusions. In experiment as in nature, diagenetic minerals are fragile and the inclusions can be easily reequilibrated.

The inclusion synthesis at high pressure, mimicking fluid trapping or inclusion reequilibration in deeply buried reservoirs, shows the presence of one-phase liquid hydrocarbon inclusions at room conditions. The presence of such inclusions is due to the slope of the isochore, reaching the bubble point curve at low temperature. Such inclusions should not be neglected during thin rock section examination but could be considered as good indicators of high-pressure regimes. The bubble nucleation is obtained by cooling around between 20 and 50°C below T_h with regards to the nature of fluids and host minerals. The intersection of isochores from hydrocarbon and aqueous inclusions is in good accordance with P, T experimental conditions. Synthetic inclusions reproduce the inclusion data recorded on natural samples from deeply buried reservoirs (DBR) systems. Heavy oil inclusions are stable at high temperature and pressure and can be considered as good indicators of initial oil compositions in reservoir and as good interesting markers of PT extreme conditions of DBR.

Synthetic inclusions have been also successfully used as fluid micro-samplers during fluid-rock interactions in autoclaves. The results show that fluid inclusions can act as very useful technique in presence of highly corrosive fluids. This technique has several advantages over direct fluid sampling from batch reactor during the experiment as (1) it drastically decreases the human risk, (2) it avoids temperature and pressure gradients created by the aperture of the valves, (3) the fluid-rock ratio in the autoclave remains constant, (4) it allows the analysis of the fluids at experimental P-T conditions by the use of heating and freezing stages, (5) it gives information about the state (liquid, critic or gas) of the fluids in contact with different solids. This technique has been applied to CO₂ injection in carbonate and siliciclastic rocks, to H₂S interaction with cement and steel the two main components of well materials, and to CH₄ solubility measurements in saline waters.

Conclusions. Decrepitated natural inclusions in quartz have been used to trap aqueous or hydrocarbon fluids and acid fluids (H₂S-CO₂, H₂O±salts) in microreactors at temperature and pressure lower than 200 °C and 1 kbar, respectively. Small heat-induced microcracks in fluid inclusion-bearing quartz heal even at low temperatures (<200 °C). The procedure has several advantages: 1) it requires very low quantities of fluid and can be used in water-poor environments, 2) it is well adapted to manipulation of toxic fluids at high temperature and pressure, 3) it allows the state of the fluid at experimental P-T conditions of experiments to be visualized and to characterize the chemistry of the fluids. The proposed procedure of fluid micro-sampling is an efficient tool to determine solubility data of aqueous chemical species (methane, acid gases) useful for geochemical and thermodynamic models at the conditions of sedimentary fluid reservoirs.

References

1. *Pironon J.* Fluid inclusions in petroleum environments: analytical procedure for PTX reconstruction. *Acta Petrologica Sinica*. 2004. V.20. N.6. P. 1333-1342.
2. *Pironon J., Bourdet J.* Petroleum and aqueous inclusions from deeply buried reservoirs: Experimental simulations and consequences for overpressure estimates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V.72. P. 4916-4928.
3. *Pironon J., Jacquemet N., Lhomme T., Teinturier S.* Fluid inclusions as micro-samplers in batch experiments: a study of the system C-O-H-S-cement with application to the geological storage of industrial acid gas. *Chemical Geology*. 2007. V.237. P. 264-273.
4. *Faulstich F. R. L., Neumann R., Pironon J., Randi A.* Synthesis of Fluid Inclusion Reference Materials in the H₂O-NaCl-CH₄ System. *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2013. V.37. P. 393-402.

Water-Metal-Hydrocarbon Mixtures produced by Interaction between Carbonaceous Rocks and Hydrothermal solution. Experimental Developments

*Randi A.¹⁾, Pironon J.¹⁾, Balitski V.S.²⁾, Balitskaya L.V.²⁾, Pentelei S.¹⁾, Peiffert C.¹⁾,
Lorgeoux C.¹⁾, Boiron M.C.¹⁾*

¹⁾ *Université de Lorraine, CNRS, CREGU, GeoRessources UMR 7359, Vandoeuvre-lès-Nancy,
F-54506, France, aurelien.randi@univ-lorraine.fr*

²⁾ *ИЭМ РАН, г. Черноголовка, Московская обл., balvlad@iem.ac.ru*

Introduction. This work results of a collaboration between the GeoRessources laboratory in France (Nancy) and the Institute of Experimental Mineralogy of the Russian Academy of Sciences in Russia (Chernogolovka).

The scientific objective of this cooperation is to model the maturation of combustible shales in presence of hydrothermal solution. The final purpose is to evaluate the metal partitioning between rocks, generated hydrocarbons and aqueous solutions. Indeed, interactions between rocks rich in organic carbon and high temperature hydrothermal fluids are not well known. This phenomenon concerns natural mechanisms as well as hydrocarbon production stimulated by injection of hot water.

Methodology. This work has led us to develop an experimental strategy in two stages:

- *Synthetic fluid inclusions created at IEM (Chernogolovka):* synthetic quartz crystals have grown in an aqueous alkaline solution containing combustible shale samples (collected in Slantsy-Russia) with silica (quartz seed) in thermal gradients conditions. T = 330/380°C (temperature generating the largest amount of expelled pyrolysate). The purpose of these experiments is to demonstrate the possibility of growing crystals in such experimental conditions. We show the ability of synthesized quartz inclusions to trap the gas and oil from combustible shale pyrolysis. These inclusions are used as micro-samplers for the characterization of the behavior and the state of aqueous-hydrocarbon mixtures captured into the crystal.

- *Synthetic fluid inclusions created at GeoRessources (Nancy):* Experiments were conducted to approximate the partition coefficients of metals. A hydrous pyrolysis [1,2] was performed on combustible shale samples in the presence of pure water in the one hand and an aqueous solution enriched in metals (Cu, Mo). Natural quartz with decrepitated inclusions has been added in order to trap the fluid phases generated during the experiment [3]. The chemical composition of the different phases has been analyzed after experiments. This analysis will allowed the study of the mutual solubility between the generated oil and water at high pressures and temperatures (T <400°C, P <100 MPa) and their ability to extract and capture metals.

The chemistry of the initial combustible shale samples as the reaction products (residual organic solids, aqueous phase, and expelled oil) were acquired by ICPMS and conventional chemistry at CRPG (France). Major and trace elements, mineral and organic carbon, sulfur, Fe²⁺ and Fe³⁺ were analyzed. Fluid inclusions from the two experiments were analyzed by FT-IR and microthermometry. Temperatures of phase change will be determined, wettability properties will be discussed and the co-solubility will be evaluated. The metal content of synthetic inclusions were characterized by laser ablation coupled to ICPMS in individual inclusions containing both aqueous and hydrocarbon phases. These analyzes have demonstrated the limitations of this technique in a multiphase inclusion.

Results and discussion. The analysis of Slantsy's combustible shale show a major element composition dominated by volatiles. This mostly corresponds to carbon (organic and inorganic) which is 50% of the composition, water and sulfur (1.5 wt.%). The inorganic phases are dominated by calcite and aluminosilicates. The Fe²⁺ / Fe³⁺ ratio is close to 0.5.

Data trace elements do not show unusual concentrations. The elements with a strong affinity for carbonate, clay and/or organic materials are the most concentrated (Sr, Zn, Ba, Pb, Ni, Rb, V).

The results of the synthetic fluid inclusions created at IEM have demonstrated the feasibility of the synthesis of large size hydrocarbon and aqueous inclusions in synthetic quartz from an aqueous-hydrocarbon solution (Balitsky et al, 2011) or water and mature source rocks.

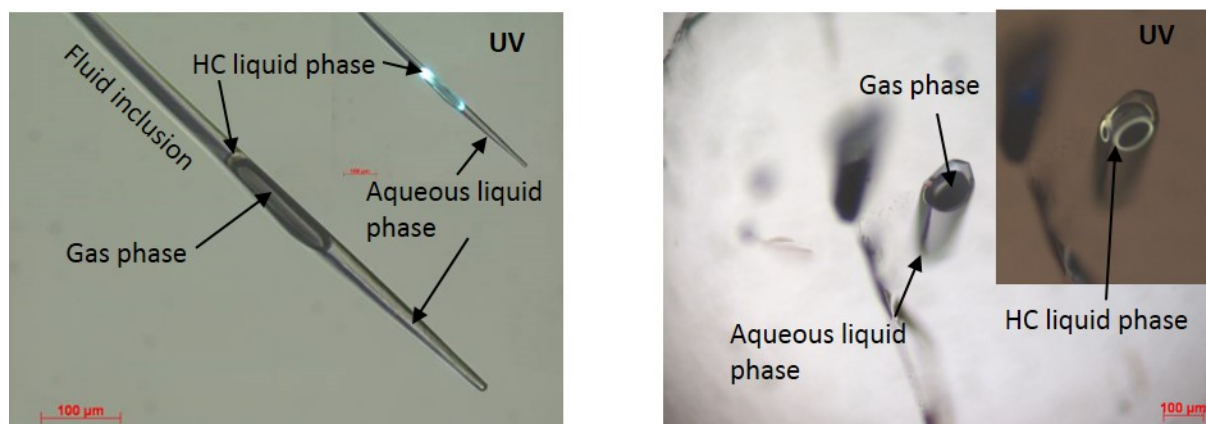


Figure 1. Synthetic fluid inclusions created in quartz crystal at IEM laboratory (left) and GeoRessources laboratory (right).

Fluid inclusions contain a dominant aqueous phase, a large gas phase and fluorescent hydrocarbon liquid phases at the liquid-vapor interface (Figure 1). The hydrocarbon phases are also found in the form of droplets stuck to the wall of the inclusion. FT-IR analysis has shown that, in laboratory conditions, the gas phase composition varies from pure CO₂ and water to CH₄ rich.

The analysis of inclusions by LA-ICPMS failed to separate the metal content present in water and oil phases. The laser destroys all the inclusion during the experiment and the measured concentrations correspond to a bulk analysis. However, trace elements initially present in the autoclaves were detected. Les autres analyses sont en cours

Conclusions. The synthesis of aqueous-hydrocarbon fluid inclusions has been successfully obtained whatever procedures are used in quartz. It allows fluid trapping during experiment and analysis of separate phases at the micrometer scale. The inclusions are formed throughout the experiment and trace the chemical changes (metal sharing, hydrocarbon genesis) with time. LA-ICPMS technique has shown its ability to detect trace element inside individual inclusion. These results are very promising in understanding mechanisms of hydrocarbon maturation and element partition during fluid-rock interaction.

References

1. *Lewan M.D.* Effects of thermal maturation on stable organic carbon isotopes as determined by hydrous pyrolysis of Woodford Shale. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1983. V.47. P. 1471-1479.
2. *Lewan M.D.* Laboratory Simulation of Petroleum formation: Hydrous Pyrolysis. *Organic Geochemistry*, Plenum Press. 1993. Chap 18. P. 419-442.
3. *Pironon J., Jacquemet N., Lhomme T., Teinturier S.* Fluid inclusions as micro-samplers in batch experiments: a study of the system C-O-H-S-cement with application to the geological storage of industrial acid gas. *Chemical Geology*. 2007. V.237. P. 264-273.

4. Воспоминания

Г.Г. Леммлейн – один из основателей учения о минералообразующих растворах

Галабурда Ю.А., Возняк Д.К.

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко НАН Украины,
г. Киев, voznyak@igmof.gov.ua*

Георгий Глебович Леммлейн (1901 - 1962) - выдающийся советский ученый в области кристаллографии, в частности морфологии и роста кристаллов. Вместе с тем он многое сделал для учения о флюидных включениях в минералах. В работах ученого в этом направлении рассмотрены важные вопросы возникновения, преобразования и классификации флюидных включений в минералах, которые в большинстве своем стали классическими. В связи с тем, что недавно прошло 50 лет со дня его смерти, мы сочли нужным кратко напомнить об этом ученом и его научном наследии.

Еще практикантом Г.Г. Леммлейн попал в Минералогический музей Академии наук СССР, которым руководил А.В. Шубников, где помогал ученому в организации Лаборатории кристаллографии [1]. Со временем Лаборатория преобразовалась в Институт кристаллографии имени А.В. Шубникова Академии наук СССР. В этом Институте Георгий Глебович плодотворно работал со времени его основания и до 1962 года.

Первая научная работа ученого о флюидных включениях «Вторичные включения жидкости в минералах» на немецком языке увидела свет в 1929 году [2]. Это было время почти полной потери интереса к флюидным включениям, по содержанию которых можно восстановить условия образования минералов. В частности, за 20 лет (1920 - 1939 годы) в мировой литературе было опубликовано всего 10 статей, в которых рассматривались результаты изучения включений. Работа «Вторичные включения жидкости в минералах» убедительно раскрывала ошибочность подобного невнимания к включениям и подтверждала целесообразность их изучения. Автор впервые в практике исследований включений разделил их по генетическому признаку на две большие группы: первичные и вторичные, а по их содержанию – на аутигенные и ксеногенные. Поскольку данная работа была первой в России после 1917 года, то Г.Г. Леммлейн, безусловно, является пионером исследований включений в минералах в Советском Союзе.

В 1959 году ученый возвращается к генетической классификации жидких включений в минералах, обогащенный опытом их изучения на протяжении 30 лет. В работе «Классификация жидких включений в минералах» [3] он, как и первоначально, все включения разделяет на две большие группы - первичные и вторичные, детализируя их систематику в зависимости от особенностей условий консервации и преобразования включений. Среди включений Г.Г.Леммлейн выделил «протогомогенные» и «протогетерогенные» – первые в момент консервации были гомогенными, вторые - гетерогенными. Среди вторичных включений Георгий Глебович выделяет сингенетичные и постгенетичные. Первые из них залечивают трещины в период роста кристалла, вторые - после завершения роста кристалла. Иными словами, вторичные сингенетичные включения имеют сингенетическую зону в кристаллах, а постгенетичные – не имеют. Такой генетический подход к делению вторичных включений делает общую генетическую классификацию жидких включений Г.Г.Леммлейна убедительной и совершенной. Исследователи включений используют её и называют сокращенно двучленная генетическая классификация включений Г.Г. Леммлейна. Такого же двучленного деления жидких включений придерживался и В.А.Калюжный (1960 год), который независимо от Г.Г.Леммлейна пришел к аналогичным выводам.

Г.Г.Леммлейн в «Классификации жидких включений в минералах» и других своих работах на эту тематику для обобщенного обозначения первоначального состояния жидкого содержимого включений (газ, раствор, расплав) использовал термин «жидкие включения». Он (термин) в будущем, к сожалению, не получил широкого признания в стране, а его

синоним «флюидные включения» (от английского fluid - жидкий, текучий) широко используется, хотя в русскоязычной литературе имеется также иное значение этого термина.

Наблюдая образование вторичных включений путем залечивания трещин в кристаллах легко растворимых в воде соединений, Г.Г.Леммлейн зафиксировал и описал явление преобразования больших включений путем их разделения на несколько более мелких включений. Это явление впоследствии было названо расшнурованием включений, которое часто отмечается в процессе роста и преобразования минералов. Особенно характерно расшнурование включений для массивных разностей минералов, в частности жильного кварца. Расшнурованные включения существенно различаются по наполнению (объеме жидкой фазы во включениях).

Учёный установил и зафиксировал фотографиями факт передвижения жидкого включения к источнику тепла, многие преобразования включений, происходящие после захвата включений.

Г.Г.Леммлейн впервые, ещё в 1956 г., отметил важный факт изменения содержимого включений при пересечении трещин разного возраста и наполнения. Он предложил метод определения относительного возраста этих трещин и изменения состава минералообразующих растворов в процессе роста кристалла [4]. Благодаря В.А. Калюжному это наблюдение ученого вошло в практику изучения включений как метод перенаполнения. Метод оказался чрезвычайно эффективным в восстановлении эволюции РТХ-параметров минералообразующей среды в период формирования разнообразных геологических объектов, в частности сложных по генезису камерных пегматитов Волыни.

Г.Г.Леммлейн и М.О.Клия впервые описали так называемые перегретые (взорвавшиеся) включения, которые образовались вследствие преобладания флюидного давления во включении над внешним давлением на величину определенного критического значения [5]. Такие условия фиксируют важные этапы природного минералообразования. Исследователи экспериментально воспроизвели процесс образования трещин вокруг однофазных водных включений у натриевой селитре вследствие перегрева. Было доказано, что включения в минералах растрескиваются по трещинам, плоскости которых размещены перпендикулярно к направлению наименьшего сцепления.

Определение РТ-параметров минералообразования по флюидным включениям базируются, главным образом, на экспериментальных данных систем, которые по химическому составу близки к составу включений в минералах. Продолжительное время при этом использовали только данные, полученные для воды. Г.Г.Леммлейн и П.В.Клевцов впервые провели цикл экспериментальных работ для определения главных термодинамических параметров для части системы $H_2O - NaCl$. Эти работы дали возможность определить влияние солёности растворов на температуру гомогенизации включений, а также определить поправку на давление к температуре гомогенизации включений, которые консервировались из гомогенной системы растворов.

Исследования Г.Г.Леммлейна заложили основы науки о флюидных включениях в минералах, а его имя занимает почетное место среди ее основателей. Его работы и сейчас широко цитируются.

Литература

1. Леммлейн Г.Г. Автобиография / Г.Г.Леммлейн // Морфология и генезис кристаллов. - М. : Наука, 1973. С. 12-16.
2. Леммлейн Г.Г. Вторичные включения жидкости в минералах // Там же. С. 168-180.
3. Леммлейн Г.Г. Классификация жидких включений в минералах // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1959. Ч.88. №2. С. 137-143.
4. Леммлейн Г.Г. Исследования образования жидких включений в кристаллах // Вопросы геохимии и минералообразования. - М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 139-140.
5. Леммлейн Г.Г., Клия М.О. Изменения жидких включений под влиянием временного перегрева включений // Доклады АН СССР. 1954. Т.94. №2. С. 233-236.

Причины феноменального успеха термобарогеохимии Николая Ермакова (к 100-летию со дня рождения ученого)

Кульчицкая А.А., Возняк Д.К., Черныш Д.С.

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко Национальной академии наук Украины, г. Киев, kulches@igtof.gov.ua

В прошлом году минуло 100 лет со дня рождения и 20 лет со дня кончины профессора Львовского и Московского университетов Николая Порфирьевича Ермакова, с именем которого неразрывно связано развитие учения о включениях в минералах – нового научного направления генетической минералогии, которое позже получило название термобарогеохимия. Предметом исследования новой науки стали включения в кристаллах минералов, поначалу только газовой-жидкие, – законсервированные частицы той среды, в которой кристаллизовался минерал. Датой рождения нового направления считают появление в 1858 году классической работы Г.К. Сорби, заложившей основы термометрического метода исследования включений, однако бурное развитие направления началось только со середины XX столетия. Первая группа исследователей включений возникла в стенах Львовского университета, где в 1945-1951 гг. работал Н.П.Ермаков. Успешная работа этой группы и выход книги Н.П.Ермакова «Исследование минералообразующих растворов» (1950) дали старт внедрению термометрического метода в практику исследования минералов, который вскоре был дополнен новыми методами и оформился как новая наука. Создаются новые центры исследования включений, которые возглавляют уже ученики профессора. Распространению учения во многом способствовал переезд Николая Порфирьевича в Москву. Учение о включениях вышло за пределы Украины, захватило просторы Советского Союза, а затем и зарубежье.

Стремительно расширяется круг исследователей, возрастает ценность их результатов. Лаборатории по изучению включений возникают почти во всех научных учреждениях геологического профиля и даже в производственных организациях. Теме включений в минералах подчиняются задачи кристаллографии, физической химии, термодинамики и эксперимента. Очень скоро достижения советских исследователей включений приобрели значительное количественное преимущество над зарубежными (рис. 1). По инициативе Н.П.Ермакова каждые два года, начиная с 1963, созываются совещания разного уровня и тематики, собирающие сотни исследователей включений. Именно публикационной активностью участников этих совещаний объясняются пики на рис. 1. Новая наука, зарождающаяся на глазах, получает разные названия – от *учение о минералообразующей среде* до *минералофлюидология*. Чаще всего используется термин *минералогическая термобарометрия и геохимия*, сокращенный Н.П.Ермаковым до *термобарогеохимия* [2].

В скором времени ученый выходит на международный уровень. Такие организации как Международная ассоциация по генезису рудных месторождений (IAGOD) и Комиссия по рудообразующим растворам во включениях (COFFI) возникли при непосредственном участии Н.П.Ермакова. При содействии COFFI, которую он возглавлял 10 лет, было организовано несколько международных совещаний, что содействовало резкому увеличению количества соответствующих публикаций в зарубежных изданиях. Наука о включениях в минералах завоевала весь мир.

Можно выделить несколько причин небывалого размаха термобарогеохимических исследований. Отдавая должное организаторскому таланту Николая Порфирьевича, однако считаем, что главная причина – это использование для исследования газовой-жидких включений, в частности для определения температуры их гомогенизации, портативного электронагревательного столика, сменившего громоздкие парафиновые ванны. Примитивное устройство нагревательного столика, получившего название термокамера Ермакова, которое еще больше упростилось после замены ртутных термометров термопарой, обеспечили ему самое широкое распространение, а полученные данные дали возможность использовать

флюидные включения в минералах как саморегистрирующие термометры, о чем мечтал еще Г.Сорби. Если зарождение термометрического метода совпало по времени с усовершенствованием оптических микроскопов, то его интенсивное развитие – со временем «электрификации» научных исследований. Вслед за среднетемпературной термокамерой Ермакова (20-650°C) появились крио- и высокотемпературные камеры, с инертной средой и с высоким давлением, но они не достигли такого распространения, как первая, поскольку отличались более сложной конструкцией.

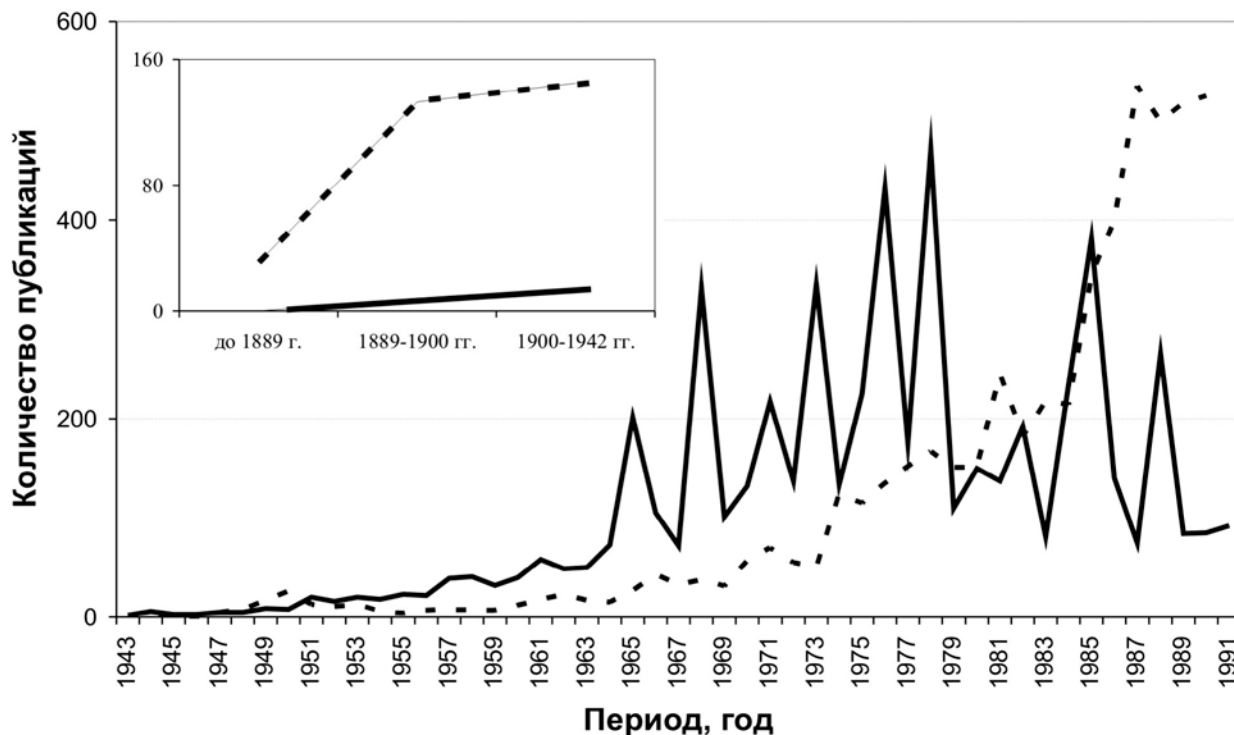


Рис. 1. Динамика изменения количества публикаций по термобарогеохимии в Советском Союзе (сплошная линия) и за рубежом (пунктир). На врезке – количество публикаций до 1943 года. По данным [1], последующих аналогичных выпусков с 1972 по 1993 г. и других библиографических сводок.

Именно простота конструкции термокамеры Ермакова, ее доступность, привели к небывалому размаху термометрических исследований. Рудообразующие процессы получили цифровую характеристику, открывая пути для объективного их сравнения в пространстве и времени. Последующее усовершенствование методов исследования включений только расширило количество получаемых характеристик геологических процессов. Несмотря на несовершенство аппаратуры, изначально низкую точность измерения, иногда ошибочную интерпретацию результатов, это был прорыв в области генетической минералогии, а массовость исследований привела к такому скачку вперед, какого не знала ни одна наука. Термобарогеохимия превратилась в точную науку, опирающуюся на фактические данные, полученные с мерой и числом, экспериментом и анализом. И большая заслуга в этом принадлежит Н.П.Ермакову. Его книга и статьи, доказавшие пользу от изучения включений, помогли сделать термобарогеохимию уважаемым научным направлением.

Литература

1. Включения растворов и расплавов в минералах. Библиография русской литературы за 100 лет (с 1870 до 1970 г.) / Ред. Н.П.Ермаков, сост. И.В.Богоявленская, Н.П.Ермаков, В.Б.Наумов. Москва: Изд-во Моск. ун-та. 1971.
2. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. Москва: Недра. 1972.

Алфавитный перечень авторов

Абрамов С.С.	24	Колова Е.Е.	34
Ампиева Е.Е.	14	Коновалова Н.П.	42
Анкушева Н.Н.	52	Котельников А.Р.	117, 119
Бабанский А.Д.	110	Котельникова З.А.	117, 119
Баданина Е.В.	69, 91	Котляров А.В.	14, 102
Балицкий В.С.	113, 115	Кряжев С.Г.	120
Балицкая Л.В.	113, 115	Кузнецов С.К.	58, 75
Баранова Л.В.	42	Кузнецова Л.Г.	77
Баррес О.	113, 115	Кузьмин Д.В.	79
Бельский В.Н.	18	Кульчицкая А.А.	134
Белов С.В.	48	Кургузова А.В.	36
Бенедюк Ю.П.	71	Леденцов В.И.	66
Бондаренко С.Н.	18	Маморозиков У.Д.	81
Борисенко А.С.	8, 10, 12	Мартынов А.Ю.	108
Борисенко И.Д.	8, 10	Мелехова Е.	83
Боровиков А.А.	8, 10, 12, 14, 24	Мехоношин А.С.	71
Бортников Н.С.	14	Наумко И.М.	30, 38, 54, 73, 85
Бочаров В.Н.	91	Наумов В.Б.	110
Бубликова Т.М.	115	Некрылов Н.А.	83, 92
Буравлева С.Ю.	16, 124	Непомнящих А.И.	20
Братусь М.Д.	73	Нестерович Н.В.	85
Брянский Н.В.	8, 12, 26	Нечаюк О.Е.	42
Васюкова Е.А.	8, 12	Никандрова Н.К.	44
Васюта Ю.В.	120	Никитина Н.Р.	50
Великославинский С.Д.	62	Оймахмадов И.С.	40
Вовк А.П.	38	Павлова Г.Г.	8
Возняк Д.К.	18, 132, 134	Пахомова В.А.	60, 106, 108, 124
Волкова Е.В.	69	Певзнер М.М.	110
Волкова М.Г.	20, 22	Пентелей С.	113, 115
Гаськов И.В.	10	Перепелов А.Б.	92
Галабурда Ю.А.	132	Перетяжко И.С.	87, 89
Галамай А.Р.	66	Пиронон Ж.	113, 115
Гамов М.И.	64	Пихулина А.В.	91
Гвоздев В.И.	124	Плечов П.Ю.	83, 92, 94
Голунова М.А.	113, 115	Плотинская О.Ю.	24
Грознова Е.О.	24	Полин В.Ф.	42
Дамдинов Б.Б.	28	Попов Д.В.	94
Дамдинова Л.Б.	26, 28	Приходько В.С.	102
Данюшевский Л.В.	56, 92	Прокопов Н.С.	62
Зайцев А.Н.	100	Прокофьев В.Ю.	77, 96
Занкович Г.О.	30	Ранди О.	115
Исаенко С.И.	58	Раткин В.В.	32, 98
Каменецкий В.С.	56	Репина С.А.	44
Карась О.А.	32, 60, 98	Ройзенман Ф.М.	46, 48
Карманов Н.С.	36, 102	Рыбин И.В.	64
Клюкин Ю.И.	36	Рыжкович Е.В.	50
Коваленкер В.А.	96	Рыцк Е.Ю.	62
Ковальский А.М.	117	Савина Е.А.	22, 89

Саморуков В.И.	62	Фёдоров А.М.	20
Сафина Н.П.	52	Чащин А.А.	42
Сахно Б.Э.	30, 85	Чащин С.А.	42
Сворень Й.М.	54	Черныш Д.С.	134
Секисова В.С.	100	Шарыгин В.В.	100
Сёмка В.А.	18	Шанина С.Н.	66, 75
Симонов В.А.	14, 71, 102	Щербаков В.Д.	83, 92
Смирнов С.З.	28, 36, 56, 104, 106	Щербаков Ю.Д.	89
Соболев А.В.	79	Юхтанов П.П.	75
Сокерина Н.В.	58, 66, 75	Aradi L.	96
Соколова Е.Н.	104	Balitski V.S.	129
Спиридонов А.М.	22	Balitskaya L.V.	129
Степанов О.В.	60, 124	Barres O.	124
Степнова Ю.А.	106	Boiron M.C.	129
Ступаков С.И.	102	Bourdet J.	127
Сук Н.И.	117	Blundy J.	83
Сырицо Л.Ф.	69	Jacquemet N.	127
Таусон В.Л.	122	Kaldos R.	96
Телепко Л.Ф.	30, 85	Lorgeoux C.	129
Тихонова М.С.	83	Luptakova J.	24
Тишкина В.Б.	16, 108, 124	Milovska S.	24
Толмачёва Е.В.	62	Pentelei S.	129
Толстых М.Л.	110	Pironon J.	124, 127, 129
Томас В.Г.	56	Randi A.	127, 129
Томас Р.	69	Reiffert C.	129
Труфанов А.В.	64	Renard S.	127
Труфанов В.Н.	64	Sterpenich J.	127
Федосеев Д.Г.	16, 60, 124	Szabo C.	96

Научное издание

Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии

(Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
г. Иркутск, 10-14 сентября 2014 г.)

Технический редактор *А.И. Шеховцов*

Подписано в печать 28.08.2014 г. Формат 60х90/16.
Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet. Уч.-изд. л. 14,1. Усл. печ. л. 15,9.
Тираж 100 экз. Заказ 653.

Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1



Научное
оборудование

www.spegroup.ru

КОМПАНИЯ ЗАО «НАУЧНОЕ ОБОРУДОВАНИЕ» ПРЕДЛАГАЕТ К ПОСТАВКЕ СОВРЕМЕННОЕ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЕ ОБОРУДОВАНИЕ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ И РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ. МЫ ОБЕСПЕЧИВАЕМ ПОДБОР ОБОРУДОВАНИЯ, ЕГО ПОСТАВКУ, ТЕХНИЧЕСКУЮ И МЕТОДОЛОГИЧЕСКУЮ ПОДДЕРЖКУ, ГАРАНТИЙНОЕ И ПОСЛЕГАРАНТИЙНОЕ ОБСЛУЖИВАНИЕ.

Мы предлагаем к поставке следующее оборудование:

- Поляризационные оптические микроскопы и стереомикроскопы Olympus
- Цифровые камеры для оптической микроскопии Lumenera Corporation
- Нагревательные столики для изучения флюидных и расплавных включений Linkam Scientific
- Оборудование для подготовки образцов для оптической микроскопии Struers A/S
- Оборудование для рентгено-флуоресцентной спектроскопии CFAN
- ИК-Фурье спектроскопия высокого разрешения Bruker
- Раман – спектрометры с конфокальным микроскопом Horiba Scientific
- Сканирующие электронные микроскопы FEI

Наша компания существует более 10 лет и зарекомендовала себя как надежный партнер для многих научных организаций СО РАН. Нашими постоянными заказчиками являются:





- Институт Геологии и Минералогии им. В.С. Соболева, г. Новосибирск
- Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука, г. Новосибирск
- Институт Геохимии им. А.П. Виноградова, г. Иркутск
- Геологический институт, г. Улан - Удэ
- Международный томографический центр (приборная комиссия СО РАН), г. Новосибирск
- Новосибирский Государственный Университет, г. Новосибирск

– и другие организации.

Более подробно с предлагаемым оборудованием Вы можете ознакомиться на интернет-сайте компании www.spegroup.ru

**Надеемся на долгосрочное
и взаимовыгодное сотрудничество!**

Наши контактные данные:

-  ЗАО "Научное оборудование"
630128, Россия, Новосибирск,
ул. Инженерная, 4а, офис 212.
-  (383) 330-8295
-  www.spegroup.ru
-  sales@spegroup.ru