

ТРУДЫ

**IX МЕЖДУНАРОДНОЙ
КОНФЕРЕНЦИИ
ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ**

Министерство природных ресурсов РФ
Российская академия наук
Российская академия естественных наук
Международная академия наук о природе и обществе

ТРУДЫ
IX МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ



18–22 октября 1999 г.
Александров
ВНИИСИМС

Международная академия минеральных ресурсов
Научный Совет по рудообразованию и металлогении РАН
Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Всероссийский научно-исследовательский институт
синтеза минерального сырья

Всероссийский научно-исследовательский институт
минерального сырья

Научные редакторы

Профессор МГУ
д. г.-м. н.

Ф. П. Мельников

Акад. МАНПО

Е. В. Полянский

Труды IX Международной конференции по термобарогеохимии.
Александров, 18—22 октября 1999 года. 304 с.

ИЗУЧЕНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ В КРИСТАЛЛАХ МЕТОДОМ РЕНТГЕНОВСКОЙ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ ТОМОГРАФИИ

Е. В. Козорезов, М. С. Хозяинов, П. Н. Самородский

Изучение микроскопического строения и состава кристаллических веществ с помощью рентгеновского излучения осуществляется уже в течение нескольких десятилетий. В последние годы в индустрии значительное развитие получил метод промышленной рентгеновской вычислительной или компьютерной томографии, выделяющийся среди других методов изучения микроструктуры вещества удачным сочетанием простоты процедуры, недеструктивности и оперативности исследований с высокой информативностью получаемых результатов. Исследования осуществляются путем визуального и компьютерного анализа получаемых томограмм — оцифрованных изображений условных плоских сечений объектов. Чувствительность томографии к локальным неоднородностям в исследуемом объекте в десятки раз выше, чем традиционной рентгенографии [1], пространственное разрешение современных микротомографов составляет единицы—десятки мкм. При этом нет необходимости специально подготавливать объект к исследованиям, например, при изучении минеральных образцов готовить шлифы или аншлифы. Время сканирования и получения томограммы — несколько минут.

Все перечисленное делает перспективным использование промышленных рентгеновских компьютерных микротомографов также в качестве инструмента минералогических исследований. О некоторых результатах пробного применения авторами настоящего доклада для этих целей промышленного микротомографа ВТ-50-1 «Геотом» сообщалось ранее [2]. В данном сообщении излагаются основные сведения о возможностях микротомографа, а также некоторые новые полученные результаты.

Принцип работы рентгеновского вычислительного микротомографа основан на реконструкции (восстановлении) и визуализации пространственного распределения величины линейного коэффициента ослабления (ЛКО) рентгеновского излучения в плоском слое изучаемого объекта в результате компьютерной математической обработки теневых проекций, получаемых при просвечивании объ-

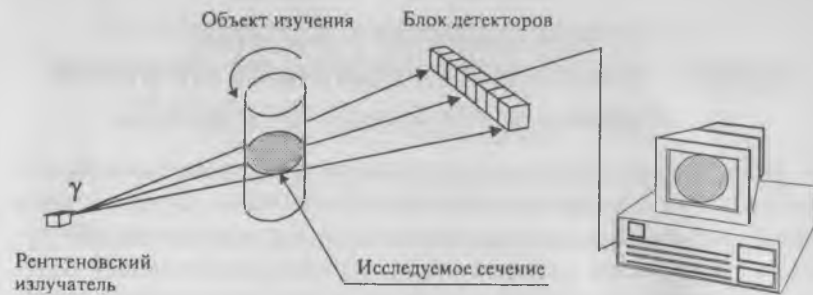


Рис. 1. Принципиальная схема работы микротомографа.

екта тонким рентгеновским лучом по различным направлениям вдоль исследуемого слоя (рис. 1). Поскольку для монохроматического гамма-излучения величина ЛКО в общем случае зависит лишь от плотности и элементного состава вещества в данной точке, указанный метод дает возможность проводить неразрушающее изучение внутренней микронеоднородности объектов.

Основные технические характеристики микротомографа «Геотом»: напряжение рентгеновской трубки до 120 кВ, толщина исследуемого слоя 30 мкм, шаг послойного сканирования от 5 мкм, пространственное разрешение 25 мкм, чувствительность к изменению величины ЛКО около 1 %. Возможности микротомографа позволяют надежно регистрировать локальные неоднородности в объекте в виде каверн и изолированных высококонтрастных включений с минимальным размером 20—40 мкм (в зависимости от материала объекта и величины диаметра зоны сканирования), протяженных в плоскости исследуемого сечения трещин и включений с поперечным размером от 5 мкм. Погрешность измерений координат и линейных размеров структур 10—50 мкм. Время сканирования и получения томограммы 5—10 мин. С целью выбора нужного томографического сечения предусмотрено получение рентгенограмм исследуемого объекта, позволяющих установить общую картину распределения включений по объему объекта.

Преимущества использования метода рентгеновской вычислительной томографии в прикладной минералогии легко видны, если задача исследований ограничивается установлением неоднороднос-

ти внутренней микроструктуры минерального объекта и измерением ее геометрических параметров. Микротомограф «Геотом» позволяет обнаруживать невидимые обычным образом включения зерен одних минералов в другие (рис. 2), оценивать их гранулометрические характеристики, исследовать структуру пустотного пространства нефтегазонасыщенных пород (рис. 3), изучать условия роста искусственных алмазов (рис. 4) и т. д. Удастся выявлять даже мелкие, размером в несколько десятков мкм, выделения самородного золота в образцах золотоносных руд (рис. 5). Здесь и далее степень почернения структурных элементов изображений на приводимых рисунках пропорциональна их поглощающей способности по отношению к рентгеновскому излучению.

Однако при проведении минералогических исследований часто необходимо не только выявить неоднородность структуры геологических образцов и провести анализ форм и размеров элементов неоднородности, но и осуществить диагностику минерального или химического состава включений.

Прямое решение задачи диагностики химического состава вещества исследуемого объекта одними лишь средствами рентгеновской томографии невозможно из-за принципиальных ограничений метода, обусловленных физикой взаимодействия гамма-излучения с веществом. Регистрируемая на томограммах величина (амплитуда), пропорциональная при выполнении определенных условий величине ЛКО вещества в данной точке объекта, как уже указывалось, неоднозначным образом связана с атомным номером вещества. Она зависит также от плотности вещества, а с учетом того, что рентгеновское излучение микротомографа немонотонно, зависит и от трансформирующегося в процессе прохождения через исследуемый объект спектрального состава излучения.

Указанные причины не дают возможность определять химический состав вещества с помощью рентгеновского томографа. В то же время при решении широкого круга прикладных минералогических задач часто бывает достаточно ограничиться распознаванием неоднородностей внутренней микроструктуры геологического образца, то есть определить, является ли выявленная неоднородность пустотой или включением инородного материала в матрицу

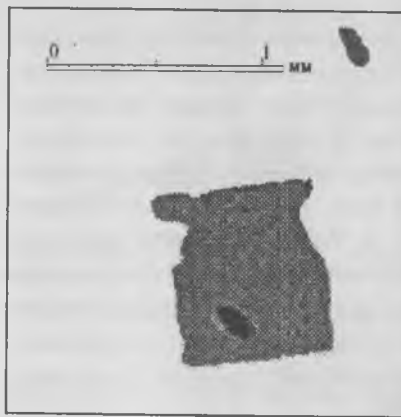


Рис. 2. Срастание зерен двух минералов в образце топазового гранита (матрица не визуализирована).

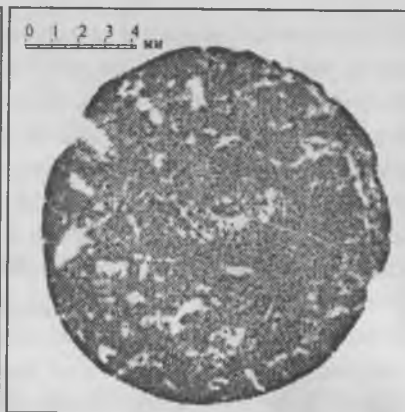


Рис. 3. Водонасыщенный известняк с гетерогенной структурой.

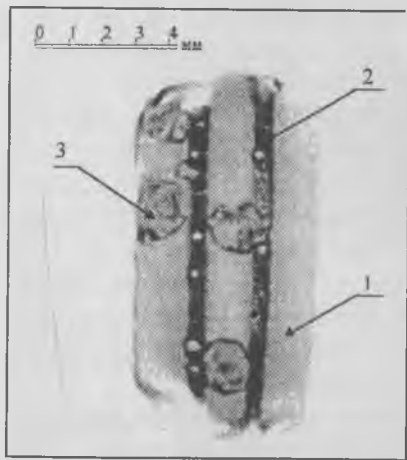


Рис. 4. Искусственные алмазы в кобальт-графитовой матрице. 1 — графит; 2 — кобальт; 3 — алмаз.

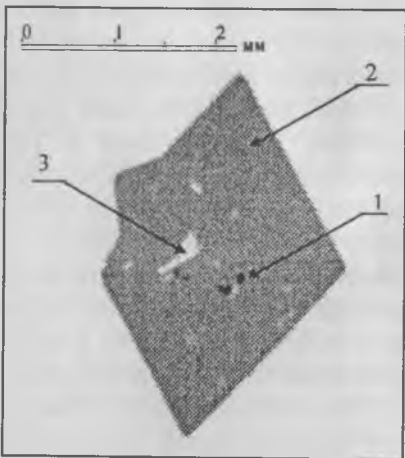


Рис. 5. Сросток кристаллов арсенопирита с микровключениями золота и кавернами. 1 — золотина; 2 — арсенопирит; 3 — каверна.

образца и установить принадлежность включения к одному из предполагаемых минералов.

Если под идентификацией понимать отождествление рассматриваемого включения с одним из веществ предполагаемого ряда веществ с известным химическим составом и плотностью, то при рентгеномографическом анализе идентификация становится возможной путем использования эталонов и сравнения отношений амплитуд для включений и эталонов на томограммах с ожидаемыми отношениями, полученными на основе рассчитанных величин ЛКО для соответствующего сечения объекта в предположении, что включения состоят из веществ указанного ряда. При этом получение томограмм осуществляется при выполнении некоторых ограничительных на размеры и содержание включений условий, обусловленных конструктивными особенностями микротомографа, а в качестве эталонов используются однородные материалы с близкой к определяемому веществу зависимостью величины ЛКО от энергии.

Расчет величин ЛКО включений и эталонов может осуществляться в двух вариантах. В первом, более простом, варианте считается, что спектр излучения микротомографа является моноэнергетическим. В этом случае величины ЛКО включений и эталонов определяются по специальным таблицам для рассматриваемых веществ и некоторой средней энергии спектра, обычно лежащей в интервале 45—65 кэВ (для напряжения рентгеновской трубки 100 кВ).

Второй, более сложный, вариант расчета величин ЛКО включений и эталонов учитывает трансформацию спектра излучения при прохождении через исследуемый объект [3]. Для этого первичный спектр интенсивности I_0 разбивается на некоторое число энергетических интервалов j , рассчитывается ослабление парциальных интенсивностей I_{0j} в каждом интервале при прохождении через рассматриваемый объект и проводится суммирование. Итоговая величина $I_{вых}$ будет характеризовать усредненную по спектру величину ЛКО ($\mu_{эфф}$) вещества объекта:

$$I_{вых} = \sum_j I_{0j} \exp(-\mu_j x) = I_0 \exp(-\mu_{эфф} x), \quad (1)$$

где μ_j — величина ЛКО вещества для j -го интервала энергии, а x — размер объекта по направлению луча. Из (1) получим:

$$\mu_{эфф} = \frac{1}{x} \ln \frac{I_0}{I_{вых}} = \frac{1}{x} \ln \frac{1}{\sum_j f_j \exp(-\mu_{эфф} x)} \quad (2)$$

где $f_j = I_{0j}/I_0$ — спектральный состав первичного излучения микро-томографа.

На основании сопоставления соотношений эффективной величины ЛКО, найденных по моноэнергетическому варианту расчета или с помощью выражения (2), для идентифицируемых включений и эталона с отношениями амплитуд для них на томограммах делается вывод о вещественном составе рассматриваемых включений. При этом отношения величин ЛКО, полученные в моноэнергетическом приближении, должны сравниваться с соответствующими отношениями амплитуд для томограмм, полученных с коррекцией немоноэнергетичности, а отношения величин ЛКО, полученные с учетом реального спектра излучения, — с отношениями амплитуд для томограмм, полученных без коррекции немоноэнергетичности.

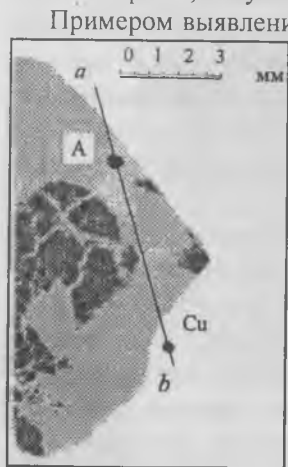


Рис. 6. Томограмма образца золотоносной руды.

Примером выявления и идентификации включений в поликристаллических образованиях описанным методом может служить анализ томограмм образца золотоносной руды месторождения Кочкарь (рис. 6), полученных при напряжении рентгеновской трубки 100 кВ. Задачей исследования являлось установление минеральной принадлежности частицы А, расположенной внутри образца и хорошо видимой на томограмме. В качестве эталона использовалась медная проволочка диаметром 0.4 мм. Величины отношений амплитуд частицы А и эталона равны 8.0 для томограммы с коррекцией немоноэнергетичности излучения и 4.3 для томограммы без такой коррекции (рис. 7).

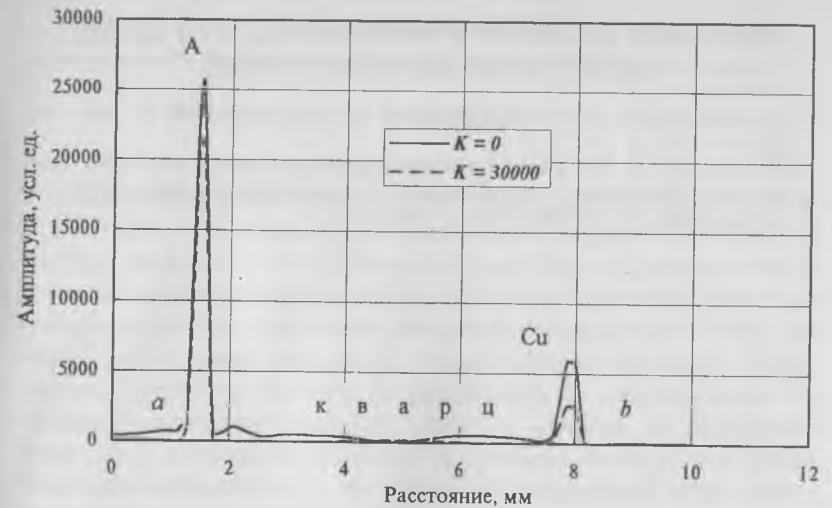


Рис. 7. Профиль амплитуды вдоль отрезка ab (рис. 6).

Основными рудообразующими минералами на данном месторождении являются кварц, пирит и арсенопирит. В таблице представлены отношения величин ЛКО указанных минералов и медного эталона, полученные в моноэнергетическом приближении для энергии 60 кэВ.

Таблица

Отношения величин ЛКО минералов и эталона

Золото/медь	Арсенопирит/медь	Пирит/медь	Кварц/медь
6.2	0.64	0.32	0.05

Сравнение величины отношения амплитуд частицы А и эталона с данными таблицы дает основание считать частицу золотой. Более точный расчет с учетом реального спектра подтверждает этот вывод. Величина отношения расчетных величин ЛКО для золотой частицы размером 0.4 мм и медного эталона такого же размера равна 4.0, измеренное отношение равно 4.3.

Список литературы

1. Неразрушающий контроль и диагностика. Справочник. М.: Машиностроение, 1995. 488 с.
2. Хозяинов М. С., Руб А. К., Козорезов Е. В. // ДАН 1995 Т. 344, № 4. С. 516—519.
3. Хозяинов М. С., Козорезов Е. В. Неразрушающий анализ структуры минеральных образований с использованием рентгеновского компьютерного микротомографа. М.: ВНИИгеосистем, 1996. 71 с.

СОСТАВ И РЕАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Э. П. Солотчина, С. Г. Шульженко, Т. Е. Горелик

Введение

Стратиграфический разрез озера Байкал является одним из наиболее полных палеоклиматических архивов мирового значения [1]. Особую ценность климатическая летопись Байкала, расположенного в высоких широтах (52—56° с. ш.) Центральной Азии, имеет для реконструкции палеоклимата северного полушария. С 1993 года начал работу международный проект «Байкал–бурение» (США, Россия, Германия, Япония), направленный на исследование глобальных изменений природной среды и климата во Внутренней Азии [2]. К настоящему времени по данным магнитостратиграфических исследований получен материал, содержащий информацию о континентальных климатических изменениях на протяжении последних 5 млн. лет. Однако полной картины динамики изменения палеоклимата, особенно переходных периодов (от ледниковых к межледниковым и обратно), до сих пор не существует.

Изменения климата сказываются не только на изотопном составе и соотношении органического и неорганического компонентов донных отложений, но и на их минеральном составе. В периоды похолодания преобладает механическая эрозия, при потеплениях интенсифицируются процессы почвообразования и, соответственно, химического выветривания. Детальные исследования состава и реальной структуры глинистых минералов могут позволить выделить интервалы, в которых в максимальной степени проявлены признаки химического выветривания терригенного материала, и соотнести эти интервалы с палеоклиматическими эпизодами. Эта публикация — шаг к развитию методологии изучения глинистых минералов донных отложений озера Байкал как показателей палеоклимата.

Материалы и методы

Объектами исследований были выбраны два образца отложений плейстоценового возраста с Академического хребта, полученные в ходе работ по проекту «Байкал–бурение». Образец А представляет собой глинистый ил, отлагавшийся на дне озера Байкал в период

Таблица

Химический состав исследованных образцов, %

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	L.O.I.	Σ
А	49.48	0.767	18.65	9.69	2.75	1.59	2.37	3.42	9.91	98.63
Б	63.46	0.499	13.15	6.71	1.47	1.18	1.81	2.22	9.50	100.0

оледенения. Образец Б представляет диатомовый ил, характерный для теплых межледниковых периодов [3, 4]. В таблице показаны относительные содержания химических элементов в обоих образцах, полученные методом рентгено-флуоресцентного анализа. Второй образец (Б) обогащен кремнеземом благодаря присутствию кремниевых скелетов диатомовых водорослей, широко распространенных в отложениях теплых периодов [3].

Изучение минерального состава исходных образцов и выделенных из них тонких гранулометрических фракций проводилось методами рентгеновской порошковой дифрактометрии и инфракрасной спектроскопии. Рентгеновские исследования проводились на дифрактометре ДРОН-4 (излучение $\text{CuK}\alpha$, графитовый монохроматор). Съемка выполнена со скоростью $0.005\ 2\theta^\circ/\text{с}$. Ориентированные препараты приготовлены обычным осаждением из водной суспензии на стеклянную подложку в центрифуге. Для контроля за степенью ориентации препарата использовалась интенсивность небазального отражения (060).

Методом ИК-спектроскопии проведена независимая полуколичественная оценка минерального состава образцов. Съемка выполнена на спектрофотометре Specord-75 IR, для сравнения использованы эталонные спектры чистых минералов и их смесей. Доля глинистой фракции (хлорит, иллит, смектит, каолинит) была оценена по интенсивности полос валентных OH -колебаний в интервале $3300\text{--}3700\ \text{см}^{-1}$ (рис. 1). Для устранения мешающего влияния молекулярной воды, содержащейся в смектите и аморфном кремнеземе, оба образца были прогреты при температуре 350°C в течение 1.5 ч непосредственно в таблетке KBr . Затем таблетки были повторно спрессованы до достижения первоначальной прозрачности.

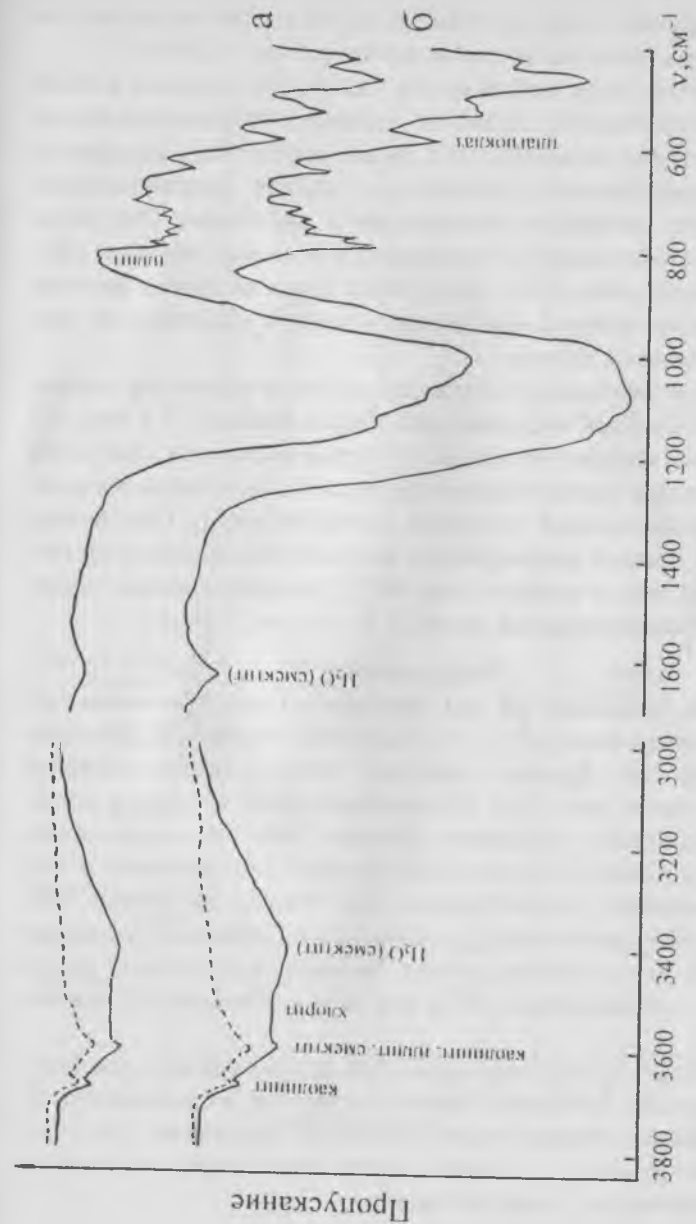


Рис. 1. ИК-спектры образцов А (а) и Б (б). Пунктирная линия — спектры прогретых образцов.

Доля плагиоклаза и кварца определялась по соответствующим полосам поглощения в спектральном диапазоне 400—1200 см⁻¹.

Как показали наши исследования, глинистые минералы в обоих образцах представлены хлоритом, иллитом, смешаннослойными иллит/сметитами и каолинитом в малых количествах. Неслоистые минералы представлены плагиоклазом, хорошо окристаллизованным кварцем, аморфным кремнеземом и амфиболом. Рентгеновская диагностика глинистых минералов в исходных образцах (рис. 2, а; 3, а) затруднена из-за присутствия крупных частиц неслоистых минералов, которые «разбавляют» пробу и препятствуют ориентации глинистых частиц.

Для более тщательного изучения состава и структуры глинистых минералов были выделены три тонкие фракции (< 1 мкм, < 2 мкм, < 5 мкм) осаждением в воде [5]. Время осаждения частиц различного размера определялось по формуле Стокса. Затем проводилось насыщение водной суспензии раствором MgCl₂. Полученный осадок был промыт многократным центрифугированием в дистиллированной воде и высушен при 60°C. Дифрактограммы тонких фракций образцов показаны на рис. 2, б—г и рис. 3, б—г).

Результаты

Образец А (глинистый ил). Фракция < 1 мкм обогащена глинистыми минералами (рис. 2, б). Насыщение этиленгликолем показывает, что эта фракция наиболее богата смешаннослойным иллит/сметитом (рис. 4, а). Содержание иллита и хлорита уменьшилось в сравнении с исходным образцом. Этот факт можно объяснить присутствием в образце более крупных частиц иллита и хлорита обломочного происхождения. Как следует из данных ИК-спектроскопии, доля глинистого компонента образца А составляет около 40 % от его общего состава. Интенсивность полосы кварца значительно уменьшилась, тогда как доля плагиоклаза не изменилась.

Во фракции < 2 мкм доля глинистой составляющей уменьшается, и происходит некоторое перераспределение интенсивности основных диагностических линий глинистых минералов (рис. 2, в). Как следует из рис. 2, г, хлорит и иллит представлены в основном более крупными (до 5 мкм) частицами.

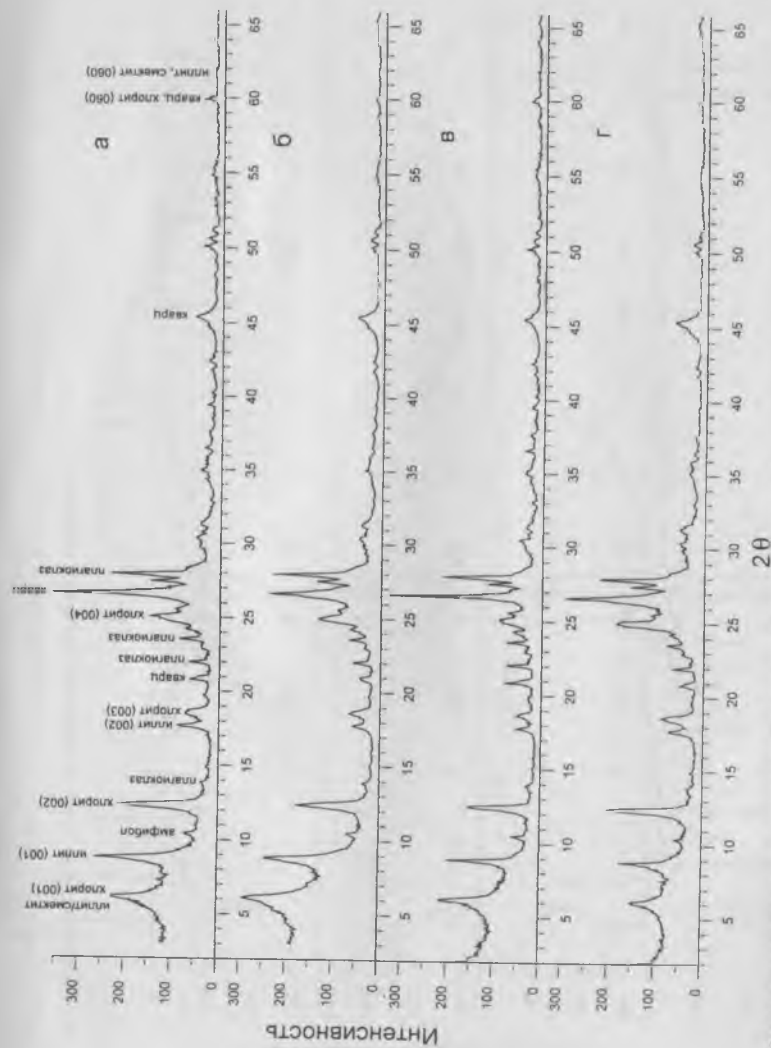


Рис. 2. Экспериментальные рентгеновские профили образца А.
а — исходный образец; б — фракция < 1 мкм; в — фракция < 2 мкм; г — фракция < 5 мкм.

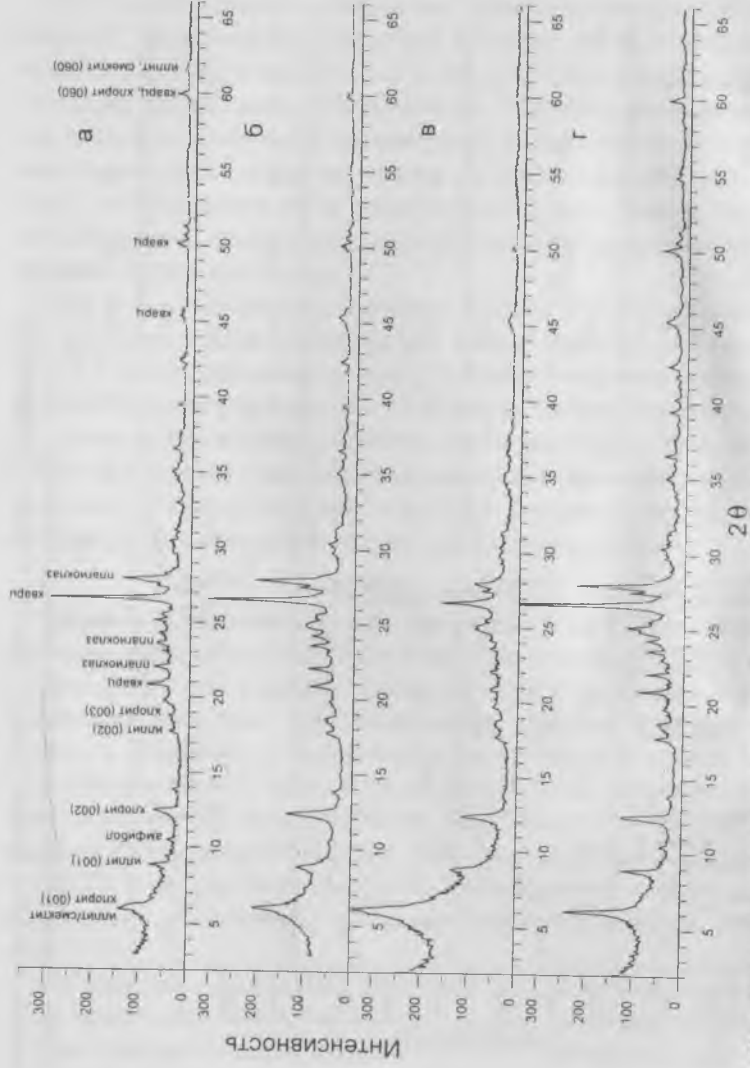


Рис. 3. Экспериментальные рентгеновские профили образца Б.

а — исходный образец; б — фракция $< 1 \mu\text{м}$; в — фракция $< 2 \mu\text{м}$; г — фракция $< 5 \mu\text{м}$.

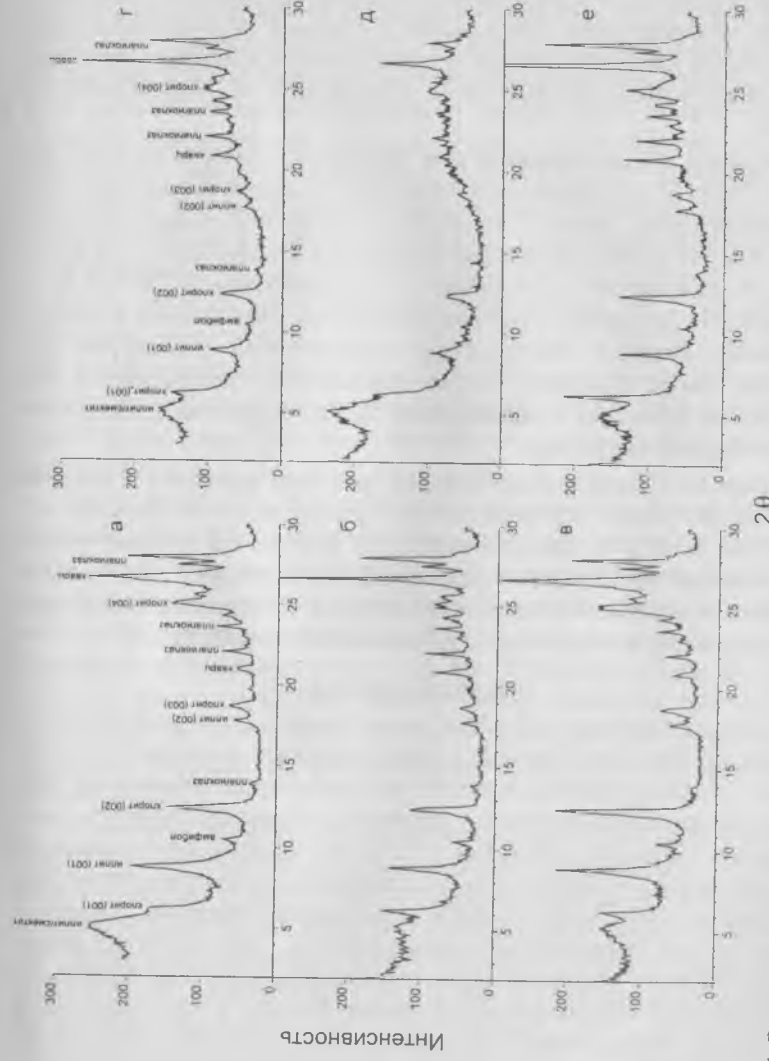


Рис. 4. Экспериментальные рентгеновские профили образцов, насыщенных этиленгликолем.

а — $< 1 \mu\text{м}$; б — $< 2 \mu\text{м}$; в — $< 5 \mu\text{м}$; тонкие фракции образца Б: г — $< 1 \mu\text{м}$; д — $< 2 \mu\text{м}$; е — $< 5 \mu\text{м}$.

Сравнение дифрактограмм тонких фракций с дифрактограммой исходного образца А позволяет предположить, что в последнем частицы иллита и иллит/смектита тоньше, чем частицы хлорита, и лучше ориентированы. Как следует из данных ИК-спектроскопии, содержание каолинита является одинаковым в исходном образце и во всех изученных фракциях и не превышает 1—2 % от общего состава.

Образец Б (диатомовый ил). Дифрактограмма исходного образца (рис. 3, а) характеризуется очень низкой интенсивностью диагностических линий. Это обусловлено присутствием содержащего воду некристаллического биогенного кремнезема, доля которого, по данным ИК-спектроскопии, составляет около 20—25 % от общего состава пробы. Этот аморфный компонент близок к опалу с некристаллической гелеподобной сферолитовой структурой [6]. Следует также отметить, что по данным ИК-спектроскопии, оба образца не содержат в сколько-нибудь значительных количествах органического вещества.

Среди всех выделенных фракций наиболее высокое содержание смешаннослойного иллита/смектита наблюдается во фракции < 2 мкм (рис. 3, в). Это указывает на то, что в образце Б смешаннослойный минерал представлен более крупными частицами (до 2 мкм), в отличие от образца А. Распределение иллита и смектита между различными фракциями сходно с распределением в образце А.

Моделирование

Для интерпретации сложных порошковых дифракционных рентгеновских спектров слоистых силикатов применяется метод структурного моделирования, в основе которого лежит матричный подход к расчету дифракционных эффектов от моделей структур с различными слоевыми дефектами [7]. Расчет полного рентгеновского теоретического профиля поликомпонентных образцов глинистых минералов представляет собой многопараметрическую задачу с сильно скоррелированными параметрами и, даже в случае достаточно хорошего совпадения с экспериментом, возникает вопрос достоверности и однозначности решения. В связи с этим нами была поставлена задача разработки эффективных алгоритмов поиска начального приближения на первом этапе моделирования путем выявления заведомо неоптимальных областей задания искомого пара-

метров и, тем самым, сужения областей, перспективных для поиска оптимального решения, а также усовершенствования методов оптимизации и проверки однозначности на конечном этапе фитинга.

Методика основана на формальном анализе соответствия теоретического и экспериментального профилей и оптимизации методами математического программирования параметров, характеризующих химический состав, содержание разного типа слоев в структуре минералов и характер их чередования. Расчет спектров от предполагаемых структурных моделей выполняется по программе Рейнольдса [8] с суммированием рассчитанных спектров нескольких смешаннослойных минералов с разными коэффициентами вкладов.

Содержание разного типа слоев в структуре и характер их чередования задаются вероятностными параметрами: W_i — концентрации слоев разного типа и $p_{ij}, p_{ijj}, p_{ijjj}$ — вероятности их упорядочения разных порядков в кристалле [9]. Для учета вклада неслоистых минералов применяется моделирование отдельных дифракционных линий функциями Пирсона и введение их в рассчитанный от слоистых фаз спектр.

Ввиду высокой вычислительной трудоемкости процесса оптимизации для многокомпонентной модели нами используется итерационная схема с последовательной оптимизацией параметров для каждого из компонентов и оптимальным (по методу наименьших квадратов) суммированием их вкладов в полный профиль. Для выявления перспективных начальных приближений и возможных локальных экстремумов при оценке степени близости экспериментального и теоретического профилей используются средние коэффициенты корреляции, рассчитанные в скользящих окнах разного диаметра [10].

Результаты моделирования дифракционных спектров образцов А и Б (фр. < 1 мкм), насыщенных этиленгликолем, представлены на рис. 5. Хорошее соответствие экспериментальных и рассчитанных дифрактограмм было получено со следующими параметрами модели: глинистый компонент образца А (глинистый ил) содержит: 1) 60 % иллита с содержанием калия 0.3 ф. е. и размером областей когерентного рассеяния (ОКР) 10—12 слоев; 2) 35—40 % хлорита средней степени железистости ($Fe/(Fe + Mg)$), с размерами ОКР, меняющимися в широком диапазоне от 0 до 15 слоев в кристалле;

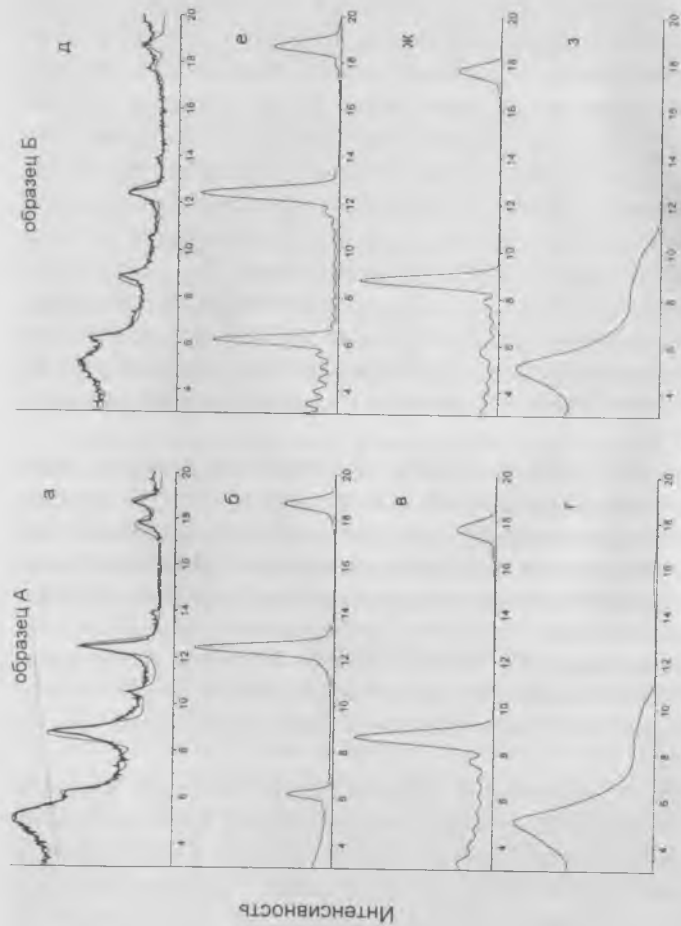


Рис. 5. Экспериментальные и рассчитанные рентгеновские профили.

для образца А: а — экспериментальная (жирная линия) и рассчитанная кривые: компоненты модели: б — хлорит (35—40 %); в — иллит (60 %); г — иллит/смектит (тип I) — 5 %; для образца Б: д — экспериментальная (жирная линия) и рассчитанная кривые, компоненты модели: е — хлорит (35—40 %); ж — иллит/смектит (тип II) — 20 %; з — иллит/смектит (тип III) — 40 %.

3) 3—5 % тонкодисперсного смешаннослойного иллит/смектита (тип I) со следующими вероятностными параметрами: $W_u = 0.2$, $P_{uu} = 0.6$, $P_{cu} = 0.1$ и размером доменов до 5 слоев.

Глинистый компонент образца Б содержит такое же количество хлорита (35—40 %), что и образец А, и два смешаннослойных иллит/смектита. Один смешаннослойный иллит/смектит (тип II) содержится в количестве 20 % и характеризуется следующими вероятностными параметрами: $W_u = 0.95$, $P_{uu} = 1$, $P_{cu} = 0.1$. Он имеет очень крупные частицы, толщина которых составляет 13—15 слоев. Другой иллит/смектит (тип III) слагает до 40 % глинистого компонента и имеет параметры: $W_u = 0.38$, $P_{uu} = 0.67$, $P_{cu} = 0.2$. Размеры ОКР не превышают 5 слоев.

Недостаток нашей модели состоит в том, что не учитывается вклад каолинита в суммарный теоретический профиль, что обусловлено некоторыми особенностями программы Рейнольдса, которая предназначена для построения моделей только с центросимметричными слоями. Однако, как было сказано выше, по данным ИК-спектроскопии каолинит присутствует в очень малых количествах в обоих образцах. Поэтому пренебрежение вкладом каолинита не влияет принципиально на качество результатов моделирования.

Заключение

С помощью предложенной методики расшифрованы сложные порошковые дифракционные спектры глинистых минералов глубоководных отложений озера Байкал, стратиграфический разрез которого содержит одну из наиболее полных климатических записей на континенте. Выявлены значительные различия в составе и структуре минералов глинистых илов ледниковых периодов и диатомовых илов межледниковий. Установлено, что в глинистом веществе диатомовых илов существенно преобладают смешаннослойные иллит/смектиты с разной степенью концентрации иллитовых и смектитовых слоев и разной степенью порядка, которые могут служить не только показателем теплого климата, но и выступать чувствительным индикатором динамики его изменений в межледниковые периоды.

Благодарности

Авторы выражают признательность сотрудникам ОИГГМ СО РАН д. г.-м. н. В. М. Гавшину за предоставленные в наше распоряжение образцы донных осадков озера Байкал и обсуждение результатов и В. Н. Столповской за ИК-спектроскопические исследования и ценные комментарии относительно рукописи.

Работа выполняется при поддержке РФФИ, грант № 99-05-64694.

Список литературы

1. BDP-Members. Continuous paleoclimate record of last 5 MA from Lake Baikal, Siberia // EOS American Geophysical Union. Transactions. 1997. V. 78. P. 597—604.
2. Кузьмин М. И., Антипин В. С., Горегляд А. В. и др. Результаты бурения первой скважины на озере Байкал в районе Бугульдейской перемычки // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 2. С. 3—32.
3. Безрукова Е. В., Богданов Ю. А., Вильямс Д. Ф. и др. Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 5. С. 1032—1037.
4. Karabanov E. B., Bezrukova E., Granina L. Z. et al. Climatic sedimentation rhythms of Baikal sediments: International Project on Paleolimnology and Cenozoic Climate Newsletter // Universitatsverlag, Wagner, Innsbruck IPPCE Newsletter. 1992. № 6. P. 21—30.
5. Ehrmann W. U., Melles M., Kuhn G., Grobe H. Significance of clay minerals assemblages in the Antarctic Ocean // Marine Geology. 1992. V. 107. P. 249—273.
6. Langer K., Florke O. W. Near infrared absorption spectra (4000—9000 cm^{-1}) of opals and the role of «water» in these $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ minerals // Fortschr. Miner. 1974. V. 52. № 1. P. 17—51.
7. Hendricks S. B., Teller E. X-ray interference in partially ordered layer lattices // J. Chem. Phys. 1942. V. 10. 147—167.
8. Reynolds R. C. NEWMOD, a Computer Program for the Calculation of One-Dimensional Diffraction Patterns of Mixed-Layer Clays. 8 Brook Rd., Hanover, NH 03755 USA. 1985.
9. Drits V. A., Tchoubar C. X-ray diffraction by disordered lamellar structures. Springer-Verlag, 1990. 371 p.
10. Солотчина Э. П., Каменева М. Ю., Василевский А. Н., Солотчин П. А. Рентгеновская идентификация смешаннослойных иллит/смектитов из осадочных терригенных пород Западно-Сибирской плиты // Национальная конференция по применению рентгеновского, синхротронного излучений, нейтронов и электронов для исследования материалов. Т. 1. Дубна, 1997. С. 275—280.

СТРУКТУРНЫЕ СВОЙСТВА БИОАПАТИТА – МИНЕРАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ПАТОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ЖИВОМ ОРГАНИЗМЕ

Н. А. Пальчик, В. Н. Столповская, Т. Н. Григорьева, Т. Н. Мороз

Введение

Минерал апатит в живом организме, называемый биоапатиом, участвует в его построении (зубы, кости) и физиологически ему необходим. Он входит и в состав новообразований патогенного характера, не свойственных живому организму, возникающих при нарушениях в его функционировании, и обнаруживается практически во всех тканях и органах человека и животных. В отличие от абиогенного, биоапатит, будь то физиогенный или патогенный, неразрывно связан с органическим веществом, образуя вместе с ним единый органоминеральный агрегат (ОМА), где органическая составляющая не является пассивной, а активно участвует в появлении минеральной, определяя и форму ее выделения. Разнообразие минералов, встречающихся в ОМА весьма значительно и включает к настоящему времени более 80 единиц органического и неорганического состава [1, 2]. Целью наших исследований является изучение состава и структурных особенностей патогенных биоминеральных образований, преимущественно сложных гидроксиллапатитом (камни слюнных желез, зубные и мочевые камни, кальцификаты на сердечных клапанах).

Методы

Различные аспекты твердых новообразований в организме человека долгое время оставались в сфере интересов медицины с привычными для нее методами исследования. Сейчас эти вопросы широко изучаются во всем мире с привлечением минералогов и используемых в минералогии методов исследований. Сложность внутреннего строения большинства патогенных ОМА, многокомпонентный состав и неравномерность распределения минеральных составляющих по объему требуют комплекса физических и химических методов их исследования. Широко и с большим успехом используются традиционные методы, такие как химический, термический, спектральный, рентгенографический. Для изучения пато-

генных биоминеральных образований с ритмичным строением на первый план выступают методы инфракрасной и рамановской спектроскопии, в том числе, в микроаналитическом варианте [3], позволяющие проводить анализ послойно или в заданной точке при минимальном разрушении образца и даже иногда исключая его вовсе. Электронно-зондовый анализ позволяет контролировать химический состав образца в конкретной точке, а электронная микроскопия — «видеть» самые подробные детали внутреннего строения.

Результаты и обсуждение

Мочевые камни (уралиты). Наиболее разнообразны по составу биоминеральные образования мочевой системы. Образцы, минеральная кристаллическая составляющая которых представлена только апатитом, встречаются редко. В нашем распоряжении имелось три преимущественно апатитсодержащих мочевых камня. На рентгенограммах этих образцов рефлекс апатита имеют широкие профили, малую интенсивность, наиболее слабые отсутствуют вовсе (рис. 1, 4). Из рис. 1 видно, что апатит во всех патогенных минеральных образованиях имеет низкую степень кристалличности, а в мочевых камнях он наиболее слабо окристаллизован. По данным ИК-спектроскопии, апатит в мочевых камнях высококарбонатный (3.7—4 % CO_3^{2-}) с большим количеством воды, в том числе структурно связанной (рис. 2, 3, 4). В образцах, где апатит присутствует в смеси с витлокидом, наличие которого из-за низкой степени кристалличности слагающих фаз определяется только рентгенографическим анализом, на ИК-спектрах полосы поглощения CO_3^{2-} -ионов менее интенсивны, в соответствии с долей апатита в образце. Чаше метод ИК-спектроскопии имеет преимущества по сравнению с рентгенографическим анализом в исследовании патогенных биоминералов. По характеристическим полосам в ИК-спектре можно распознать плохо окристаллизованные и даже аморфные вещества и иногда провести количественную оценку содержания фаз. Количество же органического вещества более точно определяется по результатам термического анализа и составляет в наших образцах 6—7 %. После нагревания до 1000°C образцов, в которых минеральная составляющая сложена только апатитом, полностью исчезают органическая и рентгеноаморфная фазы, а

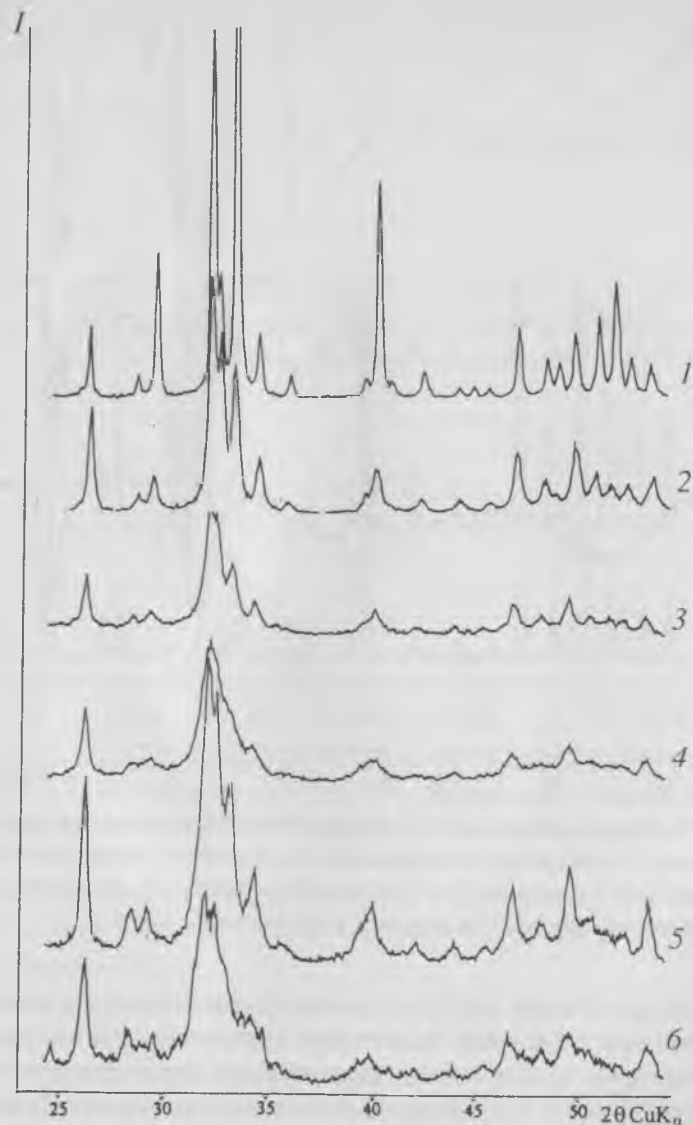


Рис. 1. Дифрактограммы физиогенных и патогенных апатитов.
1 — эмаль зуба акулы; 2 — эмаль зуба человека; 3 — минеральное образование на сердечном клапане; 4 — почечный камень; 5 — слонный камень; 6 — зубной камень.

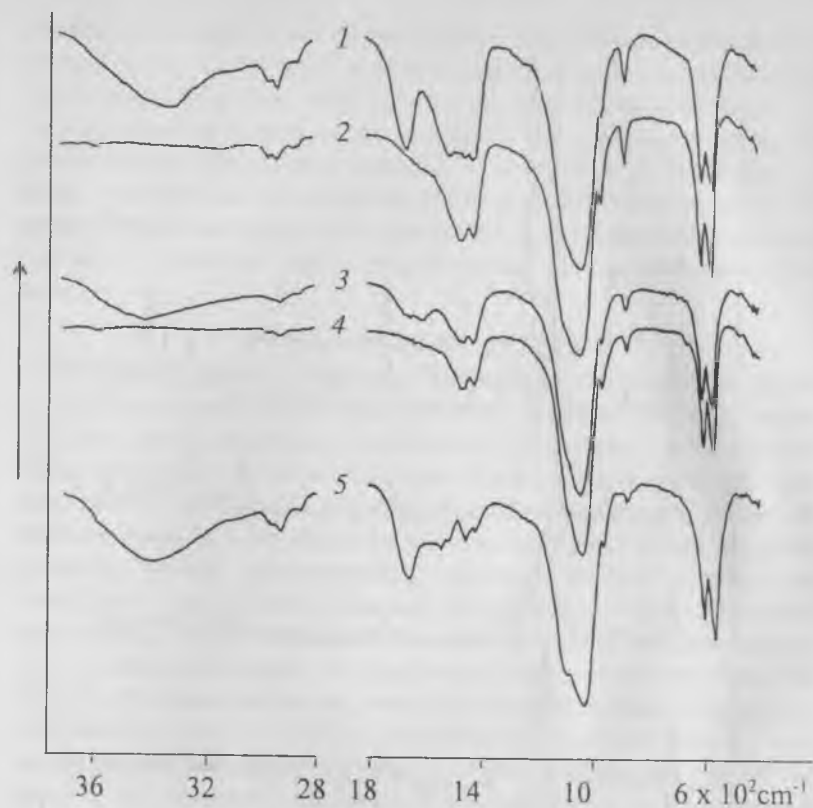


Рис. 2. Инфракрасные спектры минерального образования на сердечном клапане (1); минерального образования на сердечном клапане после нагрева при 400°C в течение 2 ч (2); почечного камня (3); почечного камня после нагрева при 400°C в течение 2 ч (4); слюнного камня (5).

апатит приобретает высокую степень кристалличности, и рентгенограмма его становится идентичной рентгенограмме природного даллита (рис. 3, 3). В отожженных образцах присутствует незначительная примесь СаО, которая отмечается, как правило, после отжига биоапатитов разной природы.

Данные спектрального анализа показали, что в наших образцах, помимо кальция, фосфора и магния присутствуют Na, Si, Fe, Mo,

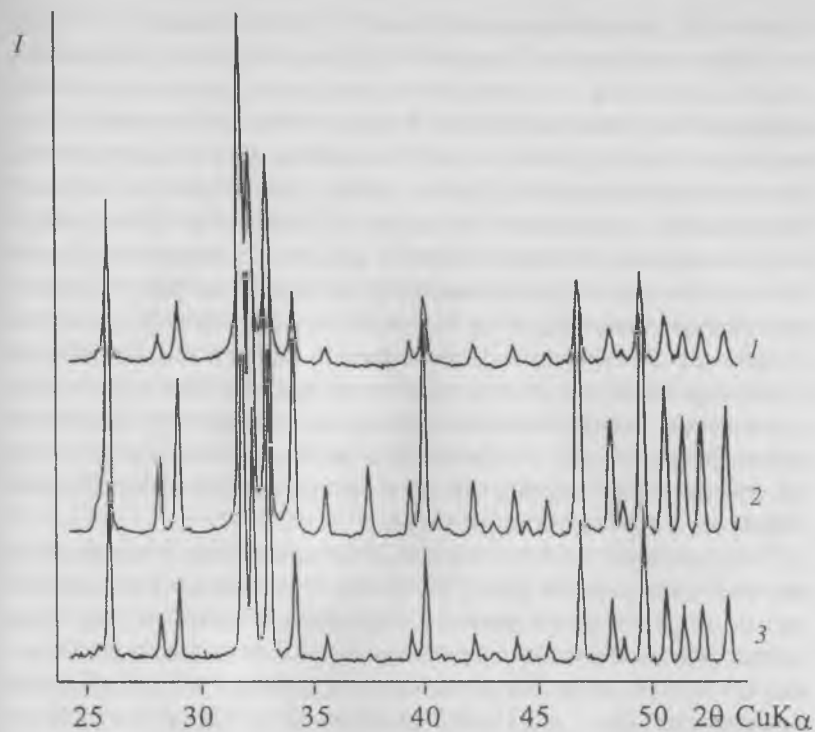


Рис. 3. Дифрактограммы природного островного карбонат-апатита, содержащего 4.16 % структурного CO_3^{2-} (1); кардиолита, отожженного до 1000°C, содержащего 1.7 % CO_3^{2-} (2); уролита, отожженного до 1000°C (3).

Zr, часто отмечается Pb, Cu, Ti, Zn и Sr. Наличие и количественное соотношение некоторых элементов меняется от центра образца к его поверхности.

На электронномикроскопических снимках исходных образцов апатитовых уролитов при увеличении в 1000 раз и более мы наблюдаем разные картины: от хорошо ограненных кристаллов до гелеобразных масс, согласно истории их образования и дальнейшего роста.

Слюнные камни (саливолиты). Саливолиты локализованы в основном (около 96 %) в поднижнечелюстной железе. Бахер и

Срибни [4], проанализировав более 120 работ, пришли к выводу, что образование камней связано с воспалительными процессами в слюнных железах, пластическими операциями, неправильным питанием и с другими факторами. Размеры камня в слюнной железе могут достигать куриного яйца. Саливалиты имеют концентрически-слоистое строение с ядром в центре, светло-желтую окраску, шероховатую поверхность и высокую пористость. Поры неправильной формы, размеры порядка 1 мкм. На электронномикроскопических снимках (увеличение 2000 раз) наблюдается существенное отличие микроструктур саливалитов, удаленных у пациентов 27 и 62 лет, что свидетельствует о разной природе их образования. Сравнивая электронномикроскопические картины слюнных камней со снимками синтетических образцов, полученных путем осаждения из растворов [5] и в результате жизнедеятельности бактерий [6], можно сделать вывод, что одни саливалиты осадочного происхождения, а другие бактериального.

По данным Кораго [1] основной составляющей в саливалитах является органическая фаза (75—95 %). В исследованных нами образцах основной фазой является минеральная часть, которая образована смесью карбонат-гидроксилапатита с витлоцитом в отношении 1:1 в двух случаях и почти чистым карбонат-гидроксилапатитом в других (рис. 1, 5). На ИК-спектрах регистрируется интенсивная полоса молекулярной воды вблизи 3370 см^{-1} , которая может быть связана как с апатитом, так и с органической составляющей, четко фиксируемой серией полос в областях $2800\text{—}3000 \text{ см}^{-1}$ и $1500\text{—}1750 \text{ см}^{-1}$ (рис. 2, 5).

Сравнительный анализ четырех образцов слюнных камней, минерализованной костной мозоли и фрагмента нормальной кости нижней челюсти показал, что минеральная составляющая их представлена преимущественно гидроксилапатитом; в костной мозоли и нормальной кости гидроксилапатит более слабо окристаллизован. Самая низкая степень кристалличности в этих образцах у нормальной кости, что связано с активностью обменных процессов в ней. По данным РФА-СИ в слюнных камнях обнаружено значительное количество Se и Pb, в то время как содержание Zn и Fe было минимальным. В остальных образцах Se и Pb на уровне погрешности метода. Содержание Sr в минерализованной кости и слюнных камнях

в 2 раза меньше, чем в костных образцах и зубах, что обусловлено временным фактором, накоплением этого элемента в костной ткани.

Зубные камни (дентолиты). Характерным патогенным новообразованием являются зубные камни — каменные затвердения на зубах. Они встречаются почти у 80 % всего населения земного шара. Содержание минерального вещества в них достигает 76 мас. %, иногда до 87 мас. %. Минеральная составляющая зубных камней представлена чаще всего гидроксилапатитом, иногда с витлоцитом, брушитом, кальцитом, монетитом, франколитом, а также оксалатами уэвеллитом и уэдделлитом и редкими фосфатами. В целом минеральный состав зубных камней достаточно богат, в сравнении с минеральным составом слюнных камней, эмали и дентина зубов. Очевидно, что на формирование зубных камней оказывают влияние не только эндогенные факторы, но и экзогенные. Наличие металлических протезов или коронок оказывает свое воздействие на состав возникающей минеральной ассоциации [7]. Для зубных камней характерно тонкопластинчатое строение. Величина их может достигать размера грецкого ореха.

Детально изученный нами дентолит более плотный, чем саливалиты, без огранки, поверхность гладкая, желто-коричневой окраски. Результаты рентгенографии показали (рис. 1, б), что представлен он в основном гидроксилапатитом с небольшой примесью органики. По данным ИК-спектроскопии, апатит — не единственный компонент его минеральной составляющей. Присутствует ряд дополнительных полос (425 и 542 см^{-1}), возможно, связанных с другим рентгеноаморфным фосфатом.

Кальцификаты на сердечных клапанах (кардиоолиты). В настоящее время существует несколько гипотез развития кальцификатов на сердечных клапанах: структурные изменения в тканях клапана при воспалении, результат жизнедеятельности микроорганизмов и др. Подобные образования отмечаются другими авторами и на силиконовых грудных имплантатах [8] и на биопротезах сердечных клапанов [9], причиной образования которых, по их мнению, является неудовлетворительное качество имплантантов.

Изучение кардиоолитов в просвечивающем электронном микроскопе [10] показало, что морфология их весьма разнообразна (обра-

ненные микрокристаллы, игольчатые, тонкопластинчатые и др.). Минеральная составляющая кальцификатов на сердечных клапанах представлена гидроксилapatитом разной степени кристалличности, рентгенограммы которого (рис. 1, 3) подобны таковым для других патогенных и физиогенных (рис. 1) биоapatитов и их синтетических аналогов [6]. По ИК-спектрам это высококарбонатный апатит (рис. 2, 1). Количество структурных CO_3^{2-} -ионов определялось из ИК-спектра по соотношению интенсивностей полос 1415 см^{-1} (CO_3^{2-}) и 575 см^{-1} (PO_4^{3-}), с использованием калибровочной кривой, построенной для тщательно проанализированных на CO_2 природных даллитов. Перед проведением количественного анализа навески образцов прокаливались непосредственно в таблетках КВг в течение двух часов при 400°C для удаления органики, мешающей проведению анализа на CO_3^{2-} -ионы (рис. 2, 2). Содержание CO_3^{2-} -ионов в структуре апатита для разных образцов кардиолитов составляет 4—6.7%. На ИК-спектрах также присутствуют интенсивные полосы органического вещества и воды, скорее, структурно связанной с апатитом. Увеличение содержания CO_3^{2-} в его структуре сопровождается появлением дополнительного количества структурной воды. После отжига образца кардиолита до 1000°C мы наблюдаем картину прекрасно окристаллизованного гидроксилapatита, в котором содержание CO_3^{2-} в структуре остается порядка 1.8% (рис. 3, 2).

Результаты спектрального анализа кардиолитов показали, что в образцах присутствуют, помимо P, Mg, Ca и Na в количествах существенно больших 1%, также Si, Fe, Pb, Cu, Ti, Mo, Zn и Zr в количествах $\geq 0.01\%$. В некоторых образцах присутствует Be (0.003%), Sr не установлен.

Заключение

Во всех исследованных патогенных биоминеральных системах нам не встретился апатит с хорошей структурой, тогда как такой наблюдается среди физиогенных (эмаль зубов человека, акулы и др., рис. 1). По ряду параметров — месту локализации CO_3^{2-} -ионов и их количеству, термическому поведению и природе продуктов распада — патогенный апатит близок к апатитам осадочным и физиогенным, но имеет и существенные отличия. Одним из них явля-

ется низкая степень кристалличности, связанная со спецификой условий их кристаллизации.

Исследования взаимосвязей системы «кристалл—организм» имеют важное значение как с точки зрения фундаментальных проблем минералогии и кристаллохимии, так и с точки зрения медицины с ее практическими задачами. Кристаллохимический подход к проблеме и современные методы физико-химического анализа позволяют выявить динамику процессов возникновения новообразований в организме человека и действие систем, регулирующих их рост. С другой стороны, образование ряда минералов в несвойственной для них среде, с четко регламентируемыми условиями человеческого организма, отличающимися и иногда весьма существенно от условий abiогенной среды, расширяет представление о генезисе минералов и способствует развитию общей теории минералообразования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 97-05-65305.

Список литературы

1. *Kopago A. A.* Введение в биоминералогю. С.-Пб.: Недра, 1992. 280 с.
2. *Lowenstam H. A., Weiner Sh.* On the biomineralization. N. Y.: Oxford Univ. Press, 1989. 324 p.
3. *Wentrup-Byrne E., Rintoul L., Smith J. L., Fredericks P. M.* // Appl. Spectrosc. 1995. V. 49. № 7. P. 1028—1036.
4. *Bucher A., Sceeby L. M.* // Dental Res. 1972. V. 34. № 2. P. 209—222.
5. *Пальчик Н. А., Григорьева Т. Н., Столловская В. Н. и др.* // Журнал прикладной химии. 1997. Т. 70. № 10. С. 1591—1594.
6. *Григорьева Т. Н., Дубинина Г. А., Мороз Т. Н., Пальчик Н. А.* // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 4. С. 59—64.
7. *Грохальский А. П., Файзеллаев Т. Н.* Зубные отложения при болезнях пародонта. Ташкент: Медицина УзССР, 1982. 72 с.
8. *Rolland C., Guidoin R. et al.* // Can. Mineral. 1991. V. 29. № 2. P. 337—345.
9. *Jordan R., Schroll A. et al.* // Dtsch. Mineral. Ges. 1991. № 1. P. 128.
10. *Пальчик Н. А., Титов А. Т., Ларионов П. М. и др.* // Минералогия и жизнь: биоминеральные взаимодействия. Сыктывкар, 1996. С. 119.

СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ ПО ГАЗОВОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ПОРОД

Р. Н. Мурогова, С. Ф. Труфанова, П. Д. Жуков, Т. Л. Жуйкова

Определение палеотемпературного режима в различных по генезису отложениях имеет большое практическое значение как в нефтяной, так и в рудной геологии. В нефтяной геологии используется, в основном, метод отражательной способности витринита. В рудной применяется минералогический геотермометр и метод термобарогеохимии. Все вышеуказанные методы имеют ограничения.

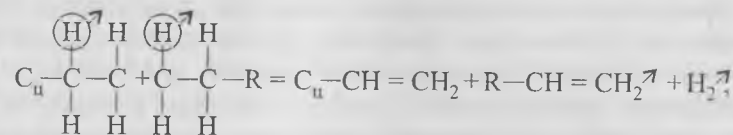
Известно, что при термическом воздействии на породу могут образовываться углеводородные (УВ) газы в результате деструкции органического вещества (ОВ). Поэтому для восстановления картины температурного режима осадочных пород в прошлом может служить стадийное преобразование ОВ под воздействием температуры от низких до высоких значений. Предлагаемый авторами метод определения палеотемпературы по газовой составляющей пород с помощью пиролиз-хроматографической установки является универсальным. Для метода используется отечественный хроматограф «Цвет-500», в газовую схему которого через систему шестиходовых кранов присоединяется десорбер, представляющий собой стальную трубку U-образной формы, вставляемой в печь кружечного типа [1]. Режим работы установки позволяет получать дискретные данные о составе газов через каждые 10°C, что дает возможность определять динамику процесса газообразования с выделением его температурных границ.

Состав газа на пиролиз-хроматографической установке определяется по комплексной методике синхронного определения [2] УВ и неуглеводородных (неУВ) компонентов из одной навески с параллельной работой двух детекторов — пламенно-ионизационного (ДИП) и детектора по теплопроводности (ДТП) (свидетельство ВНИИМС № 153, 1997).

Применение ДИП позволяет определять низкие концентрации УВ, а окись алюминия, в качестве сорбента, дает возможность, наряду с насыщенными УВ, определять и олефины (C₂H₄, C₃H₆, C₄H₈, C₅H₁₀), несущие информацию, которую трудно переоценить.

Способ определения палеотемпературы по газовой составляющей пород предполагает скачкообразное увеличение непредельных углеводородов (олефинов) при превышении палеотемпературы [3]. Но непредельных УВ достаточно большое количество, поэтому важно было установить оптимальный показатель.

Если в нефтях, как известно, практически отсутствуют олефины, то в продуктах пиролиза их количество сопоставимо с предельными УВ, что объясняется высокой скоростью нагрева. При быстром нагреве макромолекулы ОВ расщепляются без непосредственного переноса H⁰ [4]. Но схема должна, скорее всего, выглядеть следующим образом:



где C_u — преимущественно циклическое ядро структурного звена керогена, R — углеводородный радикал в периферийной части элементарного звена макромолекулы.

При нагреве породы до ее палеотемпературы в составе газов преобладают предельные УВ (C_nH_{2n}/C_nH_{2n+2} < 1). После превышения палеотемпературы отношение непредельных УВ к предельным становится больше единицы. Процесс превышения этого коэффициента происходит неодновременно для C₂, C₃, C₄, C₅. Из проанализированного материала по различным регионам можно констатировать, что наибольшее совпадение с общепринятым в нефтяной геологии методом отражательной способности витринита имеет отношение C₅H₁₀/C₅H₁₂ > 1 и появление H₂.

Известно, что абсолютные значения температур при лабораторном моделировании не соответствуют пластовым температурам. Однако по известным термодинамическим параметрам и выходу продуктов пиролиза возможно найти эквивалент пластовых и модельных температур. Ряд авторов (Мирошниченко А. М., 1967; Бостик Н., 1975 и др.) провели сопоставление стадий углефикации керогена, пластовых (126—250°C) и лабораторных (370—710°C) температур.

Изменение соотношения непредельных УВ (см³/кг)
в зависимости от температуры пиролиза

T, °C	C ₂ H ₄	C ₃ H ₆	ΣC ₄ H ₈	ΣC ₃ H ₁₀	Соотношение непредельных УВ
330	0.83	0.83	0.61	0.93	C ₂ H ₄ < C ₄ H ₈ < C ₃ H ₆ < C ₅ H ₁₀
340	0.88	1.26	1.05	1.39	
350	1.53	2.95	2.75	3.42	
360	0.68	1.47	1.45	2.21	
370	0.81	1.92	1.82	1.11	C ₂ H ₄ < C ₄ H ₈ < C ₅ H ₁₀ < C ₃ H ₆
380	1.64	3.77	3.52	5.82	
390	0.95	2.17	1.42	1.22	
400	1.40	4.41	4.8	1.30	max C ₄ H ₈ C ₂ H ₄ < C ₅ H ₁₀ < C ₃ H ₆ < C ₄ H ₈
410	1.57	5.81	10.66	4.35	
420	0.45	2.1	7.18	2.94	
430	—	—	—	—	max C ₂ H ₄ , C ₃ H ₆ , C ₅ H ₁₀ C ₄ H ₈ < C ₂ H ₄ < C ₅ H ₁₀ < C ₃ H ₆
440	5.75	9.81	3.60	11.86	
450	5.75	10.55	3.16	9.63	
460	8.32	14.84	4.03	9.38	
470	6.48	9.32	2.22	7.64	
480	5.11	6.68	1.48	4.69	
490	7.74	9.23	1.67	4.45	
500	4.70	4.08	0.64	1.64	C ₄ H ₈ < C ₅ H ₁₀ < C ₃ H ₆ < C ₂ H ₄
510	2.44	1.61	0.23	0.48	
520	2.06	1.45	0.20	0.27	
530	1.22	0.68	0.11	0.24	
540	0.68	0.38	0.07	0.14	

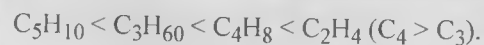
Учитывая данные по сопоставлению лабораторных и пластовых температур для средних градаций катагенеза, а также данные М. И. Аммосова по отражательной способности витринита (R^a), авторы получили кривые зависимости лабораторной и палеопластовой температур [5]. Палеотемпература находится в промежутке между пластовой и лабораторной ($T_{\text{лаб}} > T_{\text{палео}} > T_{\text{пласт}}$). При быстро протекающих магматогенных процессах палеотемпература будет приближаться к лабораторной, а в условиях активного прогибания земной коры, соответственно, к современной пластовой.

Способ определения палеотемпературы был опробован на осадочных и метаморфических отложениях.

Проведенное моделирование для осадочных отложений по СГ-6 Тюменской (баженовская, тюменская, пурская свиты) с целью выяснения глубинного газообразования показало, что генерация УВ возможна до глубины свыше 12 км. При этом были определены палеотемпературы вышеуказанных отложений и их газогенерационный потенциал [5].

Следует дополнительно сообщить, что важным для определения палеотемпературы является не только коэффициент отношения непредельных углеводородов к предельным, но и соотношения между непредельными УВ (табл. 1).

При исследовании пород тюменской свиты был выделен температурный интервал 560°C (разложение целлюлозы), характеризующийся следующим соотношением непредельных УВ:



Для пород пурской свиты был выделен температурный интервал 650°C (разложение сахара в фуранозной форме) с соотношением олефинов $C_5H_{10} < C_4H_8 < C_2H_4 < C_3H_6 (C_3 > C_2)$.

При исследовании СГ-10 Мурунтауской в интервале глубин 1253—3072 м установлена палеотемпературная ступень 210—350—470°C, которая согласуется с геологическими данными об усилении степени регионального метаморфизма в данном регионе [1].

Выявленный в Мурунтауской скважине эффект пирит-пирротинного перехода, являющийся следствием прогрессивного метаморфизма черносланцевых толщ и обеспечивающий геохимические

условия формирования стратиформного золото-сульфидного оруденения, а также образование подрудных магнитных аномалий, подтверждаются газогеохимическими результатами.

По Кольской сверхглубокой скважине СГ-3 было проанализировано небольшое количество образцов при $T = 250^\circ\text{C}$, результаты обработки которых приводятся в табл. 2.

Таблица 2

Газогеохимическая характеристика разреза СГ-3 Кольская
в интервале 9778.0—10916.2 м (возраст — Архей Кольская серия)

Толща	Глубина отбора, м	Компонент (аномальное значение)	Соотношение олефинов	Палеотемпература, °С
IV	9778.0	i-C ₄ H ₁₀	C ₃ < C ₂ < C ₄	560
V	10156	C ₂ H ₆ , C ₂ H ₄ , C ₃ H ₆ , n-C ₄ H ₁₀ , C ₄ H ₈	C ₂ < C ₃ < C ₄	↓ 650
	10168	i-C ₅ H ₁₂	C ₂ < C ₄ < C ₃	
	10179.8	i-C ₄ H ₁₀	C ₃ < C ₂ < C ₄	
	10305.1	i-C ₅ H ₁₂	C ₃ < C ₄ < C ₂	
	10574	i-C ₄ H ₁₀	C ₃ < C ₂ < C ₄	
VI	10666	C ₃ H ₈ , i-C ₄ H ₁₀ , i-C ₅ H ₁₂	C ₂ < C ₃ < C ₄	↓
	10821	CH ₄	C ₂ < C ₃ < C ₄	
	10916.2	i-C ₄ H ₁₀	C ₃ < C ₄	

С некоторой осторожностью можно сделать следующие предварительные выводы. На границе выделяемых толщ IV и V можно предположить палеотемпературу, равную 560°С. Ниже по разрезу температура повышается, и на глубине 10 168 м, по выделенным нами геохимическим параметрам, соответствует 650°С. Ниже интервала 10 666 м (смена толщ) палеотемпература, по-видимому, еще выше. Палеотемпература в интервале 560—650°С соответствует регрессивному региональному метаморфизму (эпидот-амфибовой фации).

Результаты обработки газогеохимических данных по Уральской СТ-4 приведены в табл. 3.

Как видно из табл. 3, по разрезу СГ-4 выделена температурная ступень 330—340—460—560—650°С. В интервале 1289.5—1651.0 м по газогеохимическим данным отмечается появление аномалий по сероводороду и УВГ до C₆. По геофизическим данным, в том же интервале отмечена более высокая магнитность и остаточная намагниченность. Это позволяет говорить о смене валентности железа (пирит-пирротинный переход) и возможном золотом оруденении. Увеличение температуры на глубине 1651 м до 460°С, возможно, связано с внедрением базальтов (гл. 1890), а отмеченная на

Таблица 3

Газогеохимическая характеристика разреза СГ-4 Уральская
в интервале 626—3940 м

Возраст	Глубина отбора, м	Компонент (аномальное значение)	Соотношение непредельных УВ	Палеотемпература, °С		
D ₃	626—768.4	H ₂	C ₂ < C ₄ < C ₃	↓ 330		
	1222—1241	H ₂	C ₂ < C ₄ < C ₃			
	1289.5	H ₂ S	C ₂ < C ₃ < C ₄	↓ 340		
	1353.7	i-C ₆ H ₁₄	C ₂ < C ₃ < C ₄			
	1485—1496	C ₂ H ₆ , C ₃ H ₆ , i-C ₆ H ₁₀	C ₂ < C ₄ < C ₃			
	1542—1553	H ₂ S	C ₂ < C ₃ < C ₄			
	S ₂ -D ₁ -D ₂	1651.0	n-C ₆ H ₁₄	C ₂ < C ₃ < C ₄	↓ 460	
		1922—1943	C ₃ H ₆	C ₂ < C ₄ < C ₃		
		2055.0	i-C ₅ H ₁₂	C ₂ < C ₃ < C ₄	↓ 560	
		2165—2192	i-C ₄ H ₁₀	C ₂ < C ₃ < C ₄		
2239.0		C ₃ H ₈ , i-C ₄ H ₁₀ , n-C ₄ H ₁₀ , i-C ₅ H ₁₂ , n-C ₅ H ₁₂	C ₂ < C ₃ < C ₄			
S ₁ -S ₂		3251—3269	CH ₄	C ₂ < C ₃ < C ₄		↓ 650
		3399	CH ₄	C ₂ < C ₃ < C ₄		
	3433	CH ₄	C ₂ < C ₃ < C ₄			
	3500	CH ₄	C ₂ < C ₃ < C ₄			
	3532	CH ₄	C ₃ < C ₂			
	3897.1—3903	C ₂ H ₄	C ₃ < C ₄ < C ₂			
3930—3940	CH ₄ , C ₂ H ₆	C ₃ < C ₂ < C ₄	↓			

глубине 3532 м температура 650°С связана, по-видимому, с дайкой андезитов (3700 м).

Имеющийся очень незначительный материал по газовой составляющей пород Ново-Елховская скв. 20009 в интервале 4150—5000 м представлен в табл. 4.

Можно сказать лишь, что палеотемпература в интервале глубин 4977—5000 была примерно 560°С. Эта толща, сложенная высокоглиноземистым гранат-биотитовыми гнейсами с примесью амфи-

Таблица 4

Газогеохимическая характеристика
разреза Ново-Елховской скв. 20009 в интервале 4150—5000 м
(возраст $Ag-Rt$ — палеотемпература $\approx 660^\circ C$)

Пачка	Глубина отбора	Компонент (аномальное значение)	Соотношение непределенных УВ
К ₁	4150	i-C ₄ H ₁₀	C ₂ < C ₅ < C ₃ < C ₄
	4871	H ₂	C ₂ < C ₃ < C ₅ < C ₄
	4977	C ₅ H ₁₀ II, C ₅ H ₁₀ IV, i-C ₆ H ₁₄	C ₂ < C ₅ < C ₃ < C ₄
К ₂	4980	нео C ₅ H ₁₂ , n-C ₆ H ₁₄	C ₂ < C ₅ < C ₃ < C ₄
	4985	H ₂	C ₂ < C ₅ < C ₃ < C ₄
	5000	n-C ₆ H ₁₄	C ₂ < C ₃ < C ₅ < C ₄

болитов (с мигматитами по гнейсам и сланцам) делится условно на две пачки — К-1 (4689—4920 м) и К-2 (4920—5000 м) — разуплотненных пород, с которыми, вероятно, связана флюидоносность. Судя по особенностям УВ-составляющей, можно предположить, что это сингенетичные газы.

Таким образом, пиролиз-хроматографический метод определения палеотемпературы является универсальным и может быть также использован для определения оруденения и нефтегазоносности.

Список литературы

1. Мурогова Р. Н., Труфанова С. Ф., Жуков П. Д., Жуйкова Т. Л. Термогазохроматографический метод при изучении сверхглубоких скважин для выявления возможных зон оруденения. Тюменская сверхглубокая скважина // Сб. науч. докл. соб. 21—23 фев. 1995 г. Пермь, 1996. С. 342—347.
2. Отбор проб и анализ природных газов нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1985.
3. Мурогова Р. Н., Труфанова С. Ф., Жуков П. Д., Жуйкова Т. Л. Способ определения палеотемператур по газовой составляющей пород // Патент № 2102779 от 20.01.1995.
4. Уров К. Э. Предельность нефтей в свете данных о механизме термической деструкции керогенсодержащих пород // Сб. науч. тр. РАН. Моделирование нефтегазообразования. М.: Наука, 1992. С. 125—129.
5. Моделирование процесса термодеструкции органического вещества пород с целью оценки газоносности на большой глубине (на примере Тюменской скв. СГ-6) // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. М., 1998. № 2. С. 14—21.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ОБРАЗОВАНИЯ КОЛЬЦЕВЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИВОВ (ПО ДАННЫМ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ)

Е. В. Полянский

Существуют удивительные платформенные геологические образования — кольцевые интрузивы центрального типа, сложенные породами ультраосновного и щелочного состава.

Для них характерно наличие в центральных частях ультраосновных пород (дунитов и пироксенитов), которые обрамляются концентрическими зонами щелочных габброидов, к периферии сменяющихся более кислыми породами, как правило, сиенитами, сиенит-порфирами и порфиритами. Большинство исследователей считает, что эти интрузивы сформированы магматическими образованиями различных эпох, этапов и фаз магматизма.

Классическими примерами таких интрузивов служат кольцевые массивы Алданского щита: Кондерский, Инаглинский, Арбарастахский, Ингилийский, Горноозерский.

Вмещают массивы архейские метаморфические породы с чехлом осадочных пород от верхнего протерозоя — нижнего кембрия до средней юры.

В пределах Алданского щита исследователями [1—8] выделяются интрузивные образования трех магматических этапов: архейского, верхнепротерозойского и мезозойского.

К архейским образованиям относят различные **гранитоиды**: биотитовые, биотит-роговообманковые, аляскитовые.

К верхнепротерозойским интрузивам относят **ультраосновные породы** (дуниты, пироксениты, пироксенит-ийолиты), выполняющие ядерные части сложных платформенных интрузий центрального типа.

Мезозойский (посленюрский) **магматизм** развит очень широко и отличается многоэтапностью и сложностью петрографического состава. Схема последовательности мезозойского магматизма была разработана Ю. А. Билибиным [2] и дополнена С. И. Кравченко и Е. В. Власовой [7]. К мезозойским образованиям относят разнообразные **щелочные габброиды и сиениты**, выполняющие кольцевые зоны вокруг ультраосновного ядра массивов. Для Арбарастах-

ского, Гусиноозерского и Ингилийского массивов характерны следующие породы (начиная с древних): пироксениты — ийолит-мельтейгиты — нефелиновые и щелочные сиениты-карбонатиты — кимберлиты. В Инаглинском, Кондерском и Чадском массивах устанавливается такой возрастной ряд пород: дуниты-пироксениты — щелочные габброиды — сиениты.

Если для архейских пород и продуктов мезозойского магматизма возраст установлен достаточно корректно методами абсолютной геохронологии, то верхнепротерозойский возраст ультраосновной интрузии определен на основании общих геологических закономерностей, причем надо отметить, что с вмещающими породами ультрабазиты имеют только тектонические контакты, а с мезозойскими породами — постепенные переходы в зонах мощностью многие метры. Изучение массива и месторождения проводилось традиционными методами геологии (полевые наблюдения, петрографические, минералогические, химические исследования), методами термобарогеохимии и экспериментальным моделированием процессов петрогенеза в лабораторных условиях.

Ниже предлагаются результаты, полученные в ходе работы.

Геологическое строение Инаглинского массива

Инаглинский массив имеет сложное концентрически-зональное строение (рис. 1). Его центральная часть представляет собой штокообразное тело дунитов до 5 км в диаметре и площадью около 16 км². Дунитовое ядро окружено практически непрерывной оторочкой пироксенитов мощностью от 1 м до 25 м. Следующая кольцевая зона выполнена щелочными габброидами — шонкинитами и малиньитами и меланократовыми щелочными сиенитами, ее мощность 100—400 м. Далее к периферии габброиды сменяются щелочными сиенитами и сиенит-порфирами непостоянного состава. Эти породы образуют как концентрическую зону, так и силлоподобные согласные тела среди верхнепротерозойских-нижнекембрийских осадочных пород. В пределах массива располагаются жильные тела диопсид-калишпатовых пегматитов (пегматиты 1 типа), рихтерит-калишпатовых пегматитов (пегматиты 2 типа), амфибол-эгирин-калишпат-альбитовых пегматитов (пегматиты 3 типа) и пуласкитов — лейкократовых щелочных сиенитов.

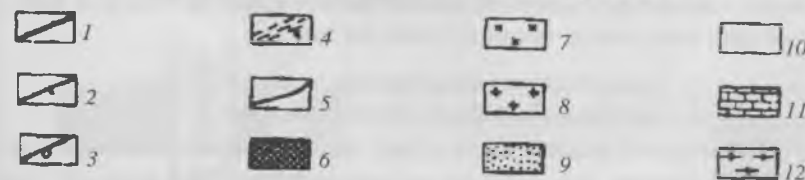
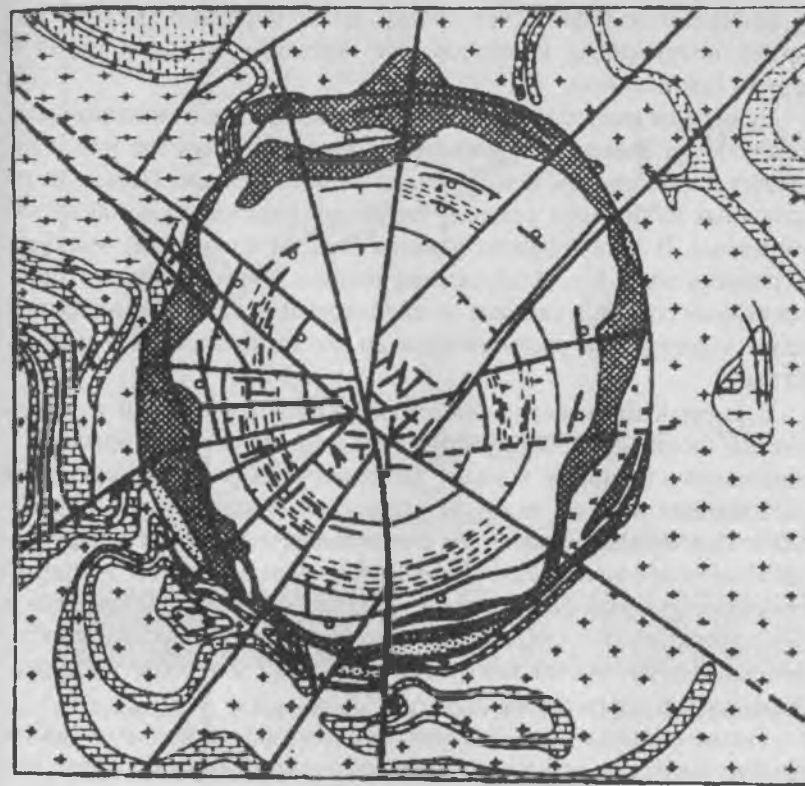


Рис. 1. Схема геологического строения Инаглинского массива (по [8]).

1 — радиальные разломы; 2 — конические разломы; 3 — кольцевые разломы, выполненные пуласкитами и пегматитами; 4 — кольцевые трещины, выполненные метасоматитами; 5 — внешний кольцевой разлом; 6 — шонкиниты; 7 — пуласкиты; 8 — сиенит-порфиры и порфириты; 9 — синийские гравелиты и песчаники; 10 — дуниты; 11 — нижнекембрийские карбонатные породы; 12 — архейские породы.

Интересен тот факт, что между всеми породами массива нет четких интрузивных контактов, все переходы от одних пород к другим постепенные.

Дуниты не имеют непосредственных контактов с шонкинитами, между ними всегда прослеживается зона пироксенитов или слюдястых пироксенитов, все переходы — постепенные. Переходы от щелочных габброидов к сиенит-порфирам внешней зоны также постепенные. В зоне перехода развиты породы полосчатой текстуры (мощность зоны 1—1.5 м), темные полосы в которых имеют шонкинитовый состав, а светлые — сиенитовый, и количество светлых полос к периферии увеличивается до полного вытеснения шонкинитов.

С вмещающими верхнепротерозойскими гравелитами и песчаниками шонкиниты контактируют по зоне эруптивной брекчии, с карбонатами кембрия контакт шонкинитов тектонический, но в карбонатных породах заметны значительные контактовые изменения с образованием форстерит-шпинелевых и других кальцифиров. Щелочноземельные сиениты обрамления массива имеют активный контакт с архейскими породами, силлообразные согласные тела в протерозойских и кембрийских породах порождают приконтактовые изменения: песчаники фенитизируются, доломиты перекристаллизуются в кальцифиров.

Таким образом, для Инаглинского массива характерны постепенные переходы между разными магматическими породами, что может свидетельствовать об одноактном и одновременном образовании всех пород, формирующих массив.

Термобарогеохимические исследования и моделирование формирования пород массива

Химические исследования пород массива, проводимые на протяжении многих лет разными исследователями, показывают, что содержание основных породообразующих компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 и MgO) в ряду пород дунит—пироксенит—шонкинит—сиенит изменяется закономерно и достаточно монотонно (рис. 2). Содержание кремнезема и глинозема увеличивается от центра массива к периферии (т. е. от дунитов к сиенитам) и становится равным таковому во вмещающих породах, а содержание окиси магния, соответственно, уменьшается.

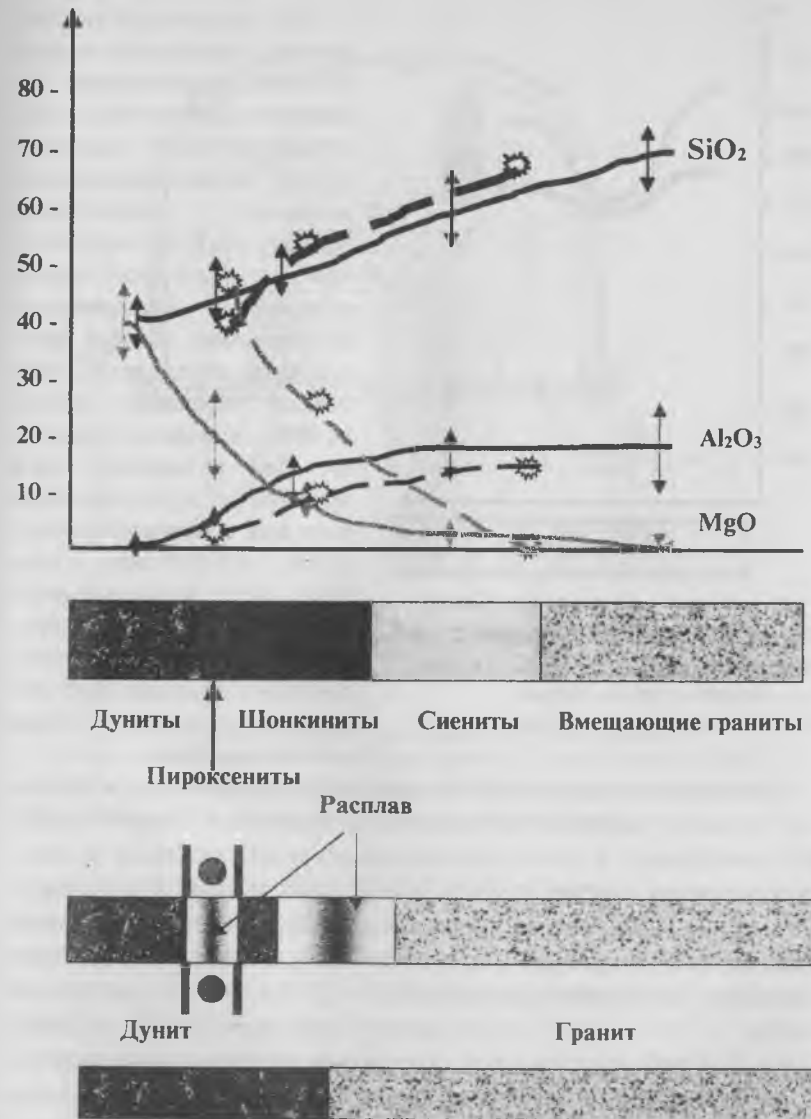
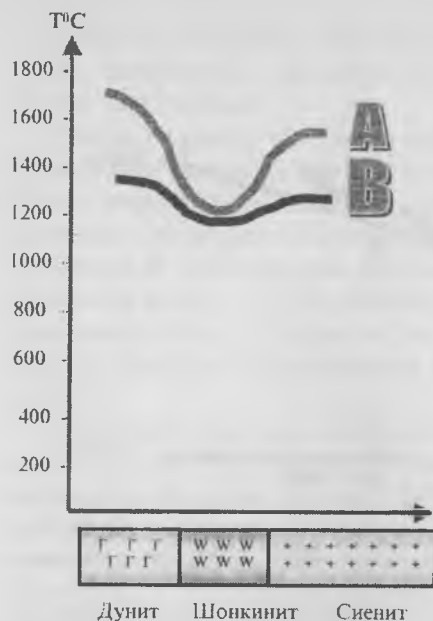


Рис. 2. Изменение содержания основных породообразующих компонентов в породах Инаглинского интрузива.



Дунит Шонкинит Сиенит
Рис. 3. Температуры плавления и кристаллизации пород Инаглинского массива. А — экспериментальные данные; В — термометрия расплавных включений;

Исследования включений минералообразующих сред в оливинах дунитов, пироксене шонкинитов и калишпате сиенит-порфиоров показывают, что все эти минералы содержат типичные включения расплавов состава $A_c + K_r + K_l > G$ (здесь и далее A_c — аморфное стекло, K_r — труднорастворимые и K_l — легкорастворимые кристаллы, G — газ и J — водный раствор). Температуры их гомогенизации составляют: для дунитов — 1250—1370°C; для шонкинитов — 1145—1180°C и для сиенит-порфиоров — 1225—1250°C (рис. 3). Таким образом, оказывается, что наиболее низкотемпературной была магма, из которой кристаллизовались шонкиниты, породы пространственно размещенные между дунитами и сиенит-порфирами. Это вполне объясняется эвтектическим типом кристаллизации в тройной системе $SiO_2-Al_2O_3-MgO$.

Мы предположили, что процесс образования пород массива спровоцирован одноактной интрузией высокотемпературной ультраосновной магмы в период мезозойской активизации платформы. В экзоконтактовой зоне очага происходило плавление сравнительно низкоплавких кислых вмещающих пород архея, частичное смешение весьма вязкого силикатного расплава. При остывании очага произошла кристаллизация расплава в полном соответствии с его составом — вначале чисто форстеритового расплава (Mg_2SiO_4) с образованием дунитов, а затем дифференциальная кристаллизация остального более кислого расплава.

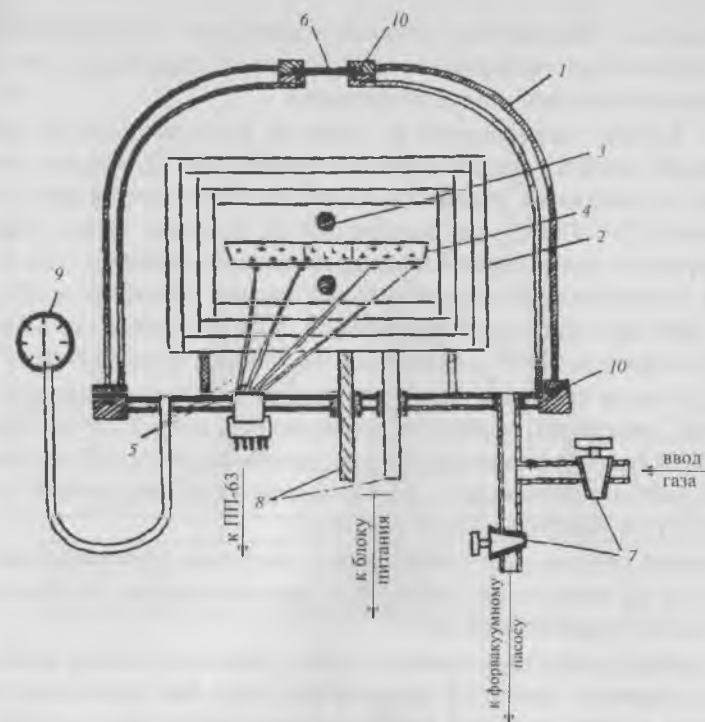


Рис. 4. Схема экспериментальной установки для моделирования. 1 — водоохлаждаемый корпус; 2 — блок термоэлектродов; 3 — вольфрамовый нагреватель; 4 — молибденый контейнер; 5 — термопары ВР5\20; 6 — смотровое окно; 7 — вентили; 8 — токовводы; 9 — мановакуумметр; 10 — вакуумные уплотнения.

Для проверки этого предположения были проведены два эксперимента в специально созданной высокотемпературной установке, позволяющей создавать достаточно высокую температуру (до 2800°C) в узкой зоне (1—2 см). Принципиальная схема установки приведена на рис. 4.

Эксперимент первый заключался в определении температуры плавления пород массива. Результаты приведены на рис. 3, кривая А.

Температура плавления дунита при 1 атм в атмосфере аргона составила 1660—1700°C, гранито-гнейса и сиенит-порфира 1450—1500°C и шонкинита 1100—1200°C.

Разница в абсолютном значении температуры по сравнению с определенной по включениям объясняется их плавлением при атмосферном давлении и в сухой системе.

Во втором эксперименте в длинный контейнер загружались вплотную штабики дунита и гранита архея (рис. 2, нижняя часть схемы) и создавался узкий (на 1.5 см по длине контейнера) очаг расплава ($T = 1700^{\circ}\text{C}$), не выходящий за пределы куска дунита. Температура контролировалась через каждый сантиметр по всей длине контейнера. На границе дунит-гранит образовался второй очаг расплава протяженностью около 3 см по длине контейнера при температуре 1210°C , далее гранит оставался в твердой фазе.

До и после кристаллизации проводился химический анализ материала, результаты которого приведены на рис. 2 (пунктирные линии). Характер изменения состава основных породообразующих компонентов, полученных в эксперименте пород, полностью соответствует их распределению в природе.

Третий эксперимент моделирует интрузию ультраосновного расплава во вмещающие граниты и гранито-гнейсы. Его схема и результаты приведены на рис. 5.

В центре контейнера помещен дунит, вплотную к нему слева — гнейс, справа — гранит. В этом случае дунит был полностью расплавлен, и зона расплава охватила практически весь контейнер. Только в его торцах для контроля были сохранены в твердой фазе вмещающие породы. Характер распределения основных породообразующих компонентов в породах, полученных в результате эксперимента, также соответствует природному распределению.

Таким образом, эта модель формирования основных разновидностей интрузивных пород массива, на наш взгляд, имеет право на существование.

Кристаллизацией основных пород массива не кончается история его формирования. На Инаглинском массиве широко развита серия жильных образований — пегматитов и пуласкитов, отчетливо секущих вмещающие их породы.

По составу жильные полевошпатовые породы (пегматиты) можно разделить на три основных типа:

- 1 — диопсид-калишпатовые;
- 2 — рихтерит-калишпатовые;

Вес. %

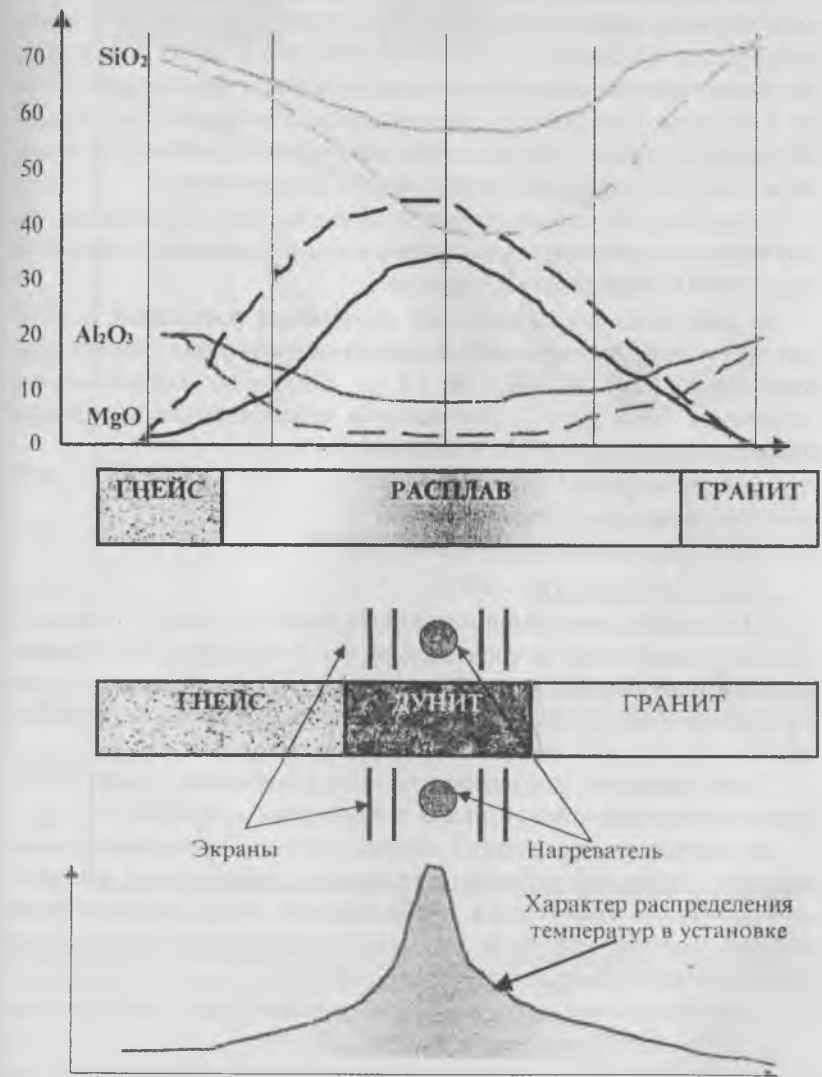


Рис. 5. Моделирование интрузии ультраосновной магмы в архейские граниты и гранито-гнейсы.

3 — амфибол—эгирин—калишпат—альбитовые.

Пространственно пегматиты 1-го типа приурочены к центральным частям массива и располагаются преимущественно среди дунитов, далее к периферии их сменяют пегматиты 2-го типа, а дальше, в том числе и среди шонкинитов, получают развитие пегматиты 3-го типа. Пуласкиты — лейкократовые щелочные сиениты — встречаются в виде участков в зоне развития шонкинитов, но бывают и в виде секущих жил среди дунитов, пироксенитов.

Роднит все эти разные по составу породы среда, породившая их, что четко прослеживается по включениям в первичных минералах этих пород — калишпате и пироксене.

Во всех жильных породах нет включений расплавов, а отмечаются только включения высокотемпературных растворов-расплавов типа $K_T + K_D + Ж + Г$ и вторичные газопо-жидкие включения типа $Ж > Г$. Температуры гомогенизации включений растворов-расплавов лежат в пределах:

- для пегматитов 1 типа 1050—680°C;
- для пегматитов 2 типа 670—530°C;
- для пегматитов 3 типа 560—480°C;
- для пуласкитов 610—540°C.

В минералах всех пород массива, включая и дуниты, отмечаются вторичные газопо-жидкие включения с температурами гомогенизации 410—280°C, которые характеризуют последнюю стадию преобразования пород остаточными гидротермальными растворами.

Таким образом, последовательность петрогенеза пород Инаглинского массива можно описать следующей схемой (рис. 6).

Внедрение ультраосновной магмы в период мезозойской активизации Сибирской платформы привело к расплавлению вмещающих архейских гранитоидов и образованию очага расплава более кислого состава. На фоне снижения температуры происходила кристаллизация пород в следующем порядке:

- кристаллизация дунитов ядра массива при температурах 1370—1255°C;
- кристаллизация сиенит-порфиоров в периферийных зонах (по направлению от периферии к центру массива) при температурах 1250—1225°C;

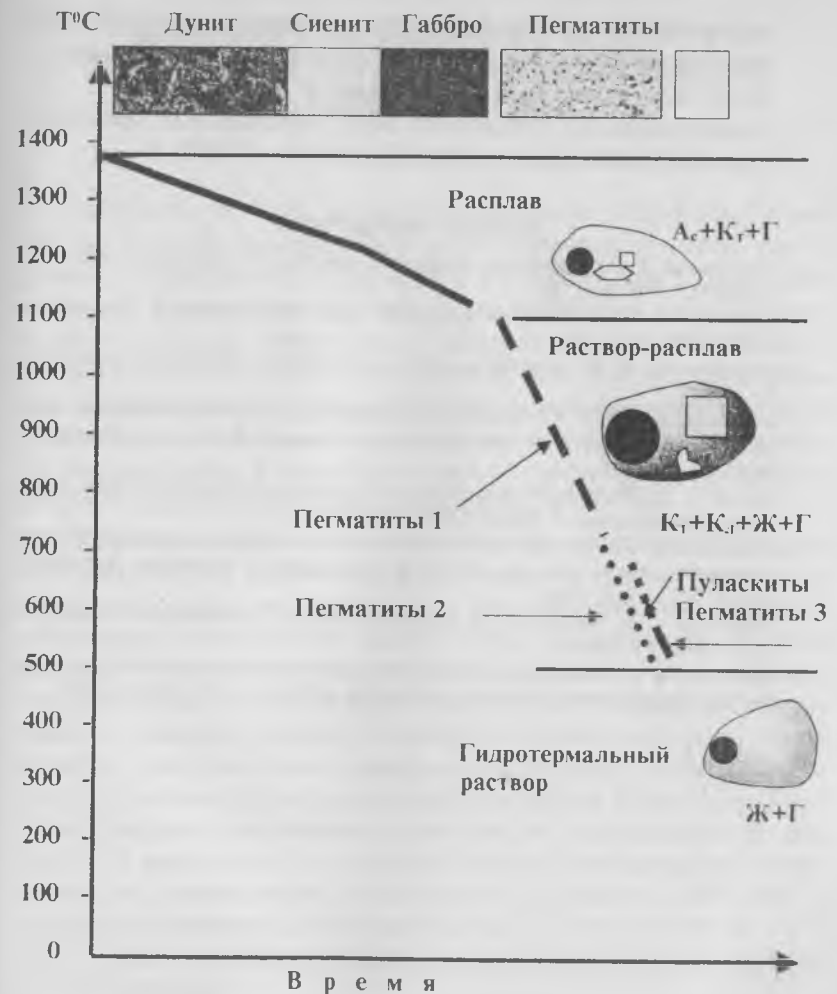


Рис. 6. Схема последовательности процессов образования пород Инаглинского массива в координатах «время—температура».

- кристаллизация шонкинитов и малиньитов в зоне между уже образованными дунитами и сиенит-порфирами при температурах 1180—1145°C;

- образование остаточного раствора—расплава и последовательная кристаллизация трех типов пегматитов и пуласкитов на фоне общего снижения температуры от 1050 до 500°C;
- гидротермальная проработка всех образованных продуктов водными растворами с температурой 410—280°C.

Список литературы

1. Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты // Тр. ЦНИГРИ. 1936. Вып. 36.
2. Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района // Петрография СССР. 1941. вып. 10.
3. Дзевановский Ю. К. Геология и полезные ископаемые Алданской плиты. М.—Л., 1952.
4. Дзевановский Ю. К. К вопросу пространственного распространения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты // Материалы ВСЕГЕИ. 1956. Вып. 1.
5. Зленко Н. Д. Позднесинийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита // Труды ВАГТ. 1961. Вып. 7.
6. Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита // В кн. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М.: Наука, 1966.
7. Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана. М.: Изд. АН СССР, 1962.
8. Корчагин А. М. Инаглинский щелочно—ультраосновной массив // В кн. «Щелочно—ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли». М.: Наука, 1974.

МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ САМОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В УЛЬТРАБАЗИТАХ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Ф. П. Мельников, А. Б. Макеев, А. В. Щербакова

Самородные металлы и интерметаллические соединения, обычные для гидротермальных, колчеданно—полиметаллических, колчеданных месторождений и россыпных месторождений благородных металлов, недостаточно изучены в ультрабазитах и хромитовых рудах из—за своих крайне малых размеров. Минеральный кадастр ультрабазитов во многом пополняется за счет этой группы минералов. Полярноуральские ультрабазитовые массивы характеризуются длительным, многостадийным процессом становления, с изменением химизма среды и термобарических условий, обеспечившим богатство минеральных ассоциаций (Макеев, 1992).

Изучение минеральных форм самородных металлов (СМ) и интерметаллических соединений (ИМС) в ультраосновных породах и хромовых рудах имеет важное значение для определения условий образования минеральных парагенезисов ультрабазитов, а также подбора возможных технологий для их извлечения. Нами изучены микровключения СМ и ИМС, размер которых в большинстве случаев не превышал 10 мкм, в серпентинизированных околорудных дунитах хромитового месторождения Центральное (Райизский массив), в хромовых рудах рудопроявлений блоков Няро—Пэ и Путь—Ерка, в породах контактового дунит—верлит—клинопироксенитового (DVC) комплекса (Сыумкеуский массив). Исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе JSM—6400 с энергодисперсионной приставкой LINK—IsIs 300 ($U = 20$ кВ, $I = 1$ нА, $t = 50$ с) в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик В. Н. Филиппов).

Преобладающим самородным металлом в околорудных серпентинитах является медь с содержанием в твердом растворе 0—22.1 % Au, небольшой примеси Fe (до 3.8 %), редких примесей Ni (до 1.38 %), Pt (до 1.89 %), As (0—6.91 %) и S (0.1—5.85 %). Цинкистая медь — второй по частоте встречаемости редкий аксессуарный минерал, содержит в твердом растворе 28—37 % Zn и 49—65 % Cu, а также небольшую примесь серы (0.1—2 %), золота

Таблица

Генетические группы самородных металлов, интерметаллических соединений и твердых растворов в ультрабазитах

Самородный металл, интерметаллид, природный твердый раствор	Нахождение в породах и рудах	Микровключения сульфидов, ассоциирующие с СМ и ИМС
Медь Цинкистая медь Золотистая медь Серебро Палладий ИМС меди с оловом и висмутом	В рудных телах, в трещинках хромитовых кристаллов, заполненных серпентином и в серпентиновом цементе руд В серпентиновых прожилках между зернами оливина и пироксенов в дунитах, сульфидные и арсенидные в гарцибургитах, верлитах и вебстеритах Наблюдаются сростания с серпентином	Никелистый пентландит Кобальт-пентландит Кобальтистый пентландит Пентландит Миллерит Хизлеудит Ковеллин Халькозин Борнит Акантит Палладоарсенит Фазы Cu, Fe, Ni, Pd. Сульфиды системы лаурит-эрликманит

(0.01—5.6 %) и изредка Pt (до 3.16 %). Самородная и цинкистая медь находятся в прожилках серпентина (чаще всего α -лизардита) и ассоциируют с сульфидами никеля, железа и малосернистыми сульфидными фазами меди, реже с менее распространенными сульфидами платиноидов системы лаурит-эрликманит (таблица).

В одном препарате околорудного дунита (месторождение Центральное) было найдено округлое выделение самородного палладия со значительными примесями Fe (6.1 %), Ni (5.45 %), Cu (5.45 %), Au (2.36 %), Bi (17.22 %), Sb (6.95 %). Зерно находится в сростании

с фазой палладоарсенида с примерной формулой Pd_3As_5 . В другом образце диагностировано соединение (Cu, Sn, Pb, Bi) с высоким содержанием в твердом растворе Pb (12.51 %) и Bi (11.44 %).

В серпентинизированном верлите (DVC) Сыумкеуского массива впервые обнаружено округлое выделение самородного серебра (где Ag — 98.6 %, остальная доля приходится на примеси Fe и Zn). Серебро обнаружено также в руде мелких хромитопроявлений блока Пусь-Ерка (где Ag также 98 %, а 2 % приходятся на примеси Cu и Zn).

Самородная медь с существенным содержанием золота в твердом растворе, самородный палладий и соединение (Cu, Sn, Pb, Bi) в околорудных дунитах обнаружены нами впервые.

На основании изучения химического состава самородных металлов и ИМС, а также взаимоотношения их в препаратах с порообразующими силикатами и хромшпинелидами с твердыми включениями самородных металлов выделены две генетические группы рудных микровключений (таблица).

Самородные металлы и ИМС обособились в процессе постмагматической серпентинизации пород и руд. Источником ЭПГ служили образованные в остаточно-пневматолитовый этап железо-медно-никелевые сульфиды, порообразующие минералы и хромшпинелиды. Поскольку различными исследованиями в серпентинах установлены примеси хлора, метана, легких битумов, мы предполагаем перенос минералообразующего вещества метаморфизирующим флюидом в форме комплексных соединений, хлоридов, карбониллов металлов и, возможно, металлоорганических соединений.

МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ СУЛЬФИДОВ И АРСЕНИДОВ В ДУНИТАХ И ХРОМОВЫХ РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. В. Щербакова, Ф. П. Мельников, А. Б. Макеев

Одна из важных проблем петрологии альпинотипных ультрабазитов — установление условий и этапов формирования и метаморфизма хромовых руд и вмещающих их дунитов. Применение геотермобарометров на основе порообразующих силикатов и хромшпинелидов позволило выделить три этапа формирования руд и пород. В магматическую стадию ($T = 1200 \pm 100^\circ\text{C}$) формировались высокоглиноземистые руды в гарцбургит–лерцолитовом комплексе пород. В стадию метасоматической дифференциации ультрабазитов ($T = 900 \pm 50^\circ\text{C}$) образовался дунит–гарцбургитовый комплекс с высокохромистыми рудами. Третий этап — регрессивная серпентинизация руд и пород при температурах $400\text{—}250^\circ\text{C}$ и ниже и сбросе давления (Макеев, 1992).

Характерная особенность серпентинизированных дунитов и хромовых руд, и в частности месторождения Центральное, это наличие в них многочисленных многофазных микровключений сульфидов. Изучение сульфидных микровключений имеет важное значение для определения температурных и химических условий среды в момент их образования.

Авторами выделены две группы сульфидов (таблица). Первая объединяет выделения пирротина, Fe–пентландита, медьсодержащего пентландита, купропентландита, троилита, халькопирита в зернах рудного хромшпинелида. Вторая группа представлена никелистым пентландитом, кобальтпентландитом, миллеритом, хизлевудитом, ковеллином, борнитом, халькозином, и рядом неназванных сульфидных фаз. Сульфиды второй группы локализованы в серпентинитовых прожилках между зернами оливина и в трещинах хромитовых зерен, они ассоциируют с самородными медью, железом, цинкистой медью (таблица).

Сульфиды второй группы часто образуют сростания. Обнаружены следующие сростки: хизлевудит–Ni–пентландит, миллерит–Ni–пентландит, Ni–пентландит–миллерит–фаза Cu_3S_2 , первоот-

Таблица

Генетические группы сульфидов и арсенидов
в дунитах и хромитовых рудах

Сульфиды и арсениды	Генерация	Нахождение в породах и рудах	Микровключения МПГ, СМ и ИМС, ассоциирующие с сульфидами и арсенидами
Микровключения МПГ, СМ и ИМС, ассоциирующие с сульфидами и арсенидами	I	В рудных телах и зернах хромшпинелида. В дунитах, порообразующих силикатах и зернах акцессорного хромшпинелида	—
В рудных телах и зернах хромшпинелида. В дунитах, порообразующих силикатах и зернах акцессорного хромшпинелида	II	В рудных телах, в трещинах зерен хромшпинелида, выполненных серпентинитом и в серпентинитовом цементе. В серпентинитовом цементе серпентинизированных околорудных дунитов	Самородная медь, золотистая медь, самородное железо, аварит, самородное серебро, самородный палладий, цинкистая медь, соединение (Cu, Sn, Pb, Bi) и др.

крывательство которой принадлежит А. Б. Макееву, Ni–пентландит–самородная медь, халькозин–самородная медь.

Впервые в серпентинизированных околорудных дунитах нами обнаружены акантит, сульфиды, состав которых пересчитывается на формулы Pd_2S и $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}_3$, палладоарсенит.

Проанализировав ассоциации сульфидов в породах и рудах, а также их состав, мы предлагаем следующую схему их образования. Сульфиды первой группы образуются на завершающей остаточно–пневматолитовой стадии формирования хромовых концентраций, при довольно высокой активности серы в рудоносном флюиде. Их можно назвать сульфидами первой генерации.

При серпентинизации дунитов и хромовых руд создаются условия для выноса Ni, Cu, Co, Zn, Fe из сульфидов первой генерации

породообразующих силикатов и хромшпинелидов. При несколько меньшей активности серы, чем при образовании сульфидов первой генерации, образуются сульфиды второй генерации, в основном никелистые, кобальтистые и малосернистые. Медь выделяется в самородном виде и в форме собственных сульфидов, а железо и цинк — в виде интерметаллических соединений и в самородной форме.

Можно предположить, что часто встречающиеся сростки никелистого и кобальтистого пентландита и самородной меди, а также Ni-пентландита с хизлевудитом и миллеритом, могут представлять собой особый тип раскристаллизованных флюидных включений. Другим вариантом объяснения образования сростков может быть более ранняя кристаллизация Ni-пентландита и самородной меди при относительно более высоких температурах с последующим частичным замещением Ni-пентландита более низкотемпературными Fe-миллеритом и Fe-хизлевудитом на завершающих стадиях серпентинизации.

Халькозин и ковеллин, скорее всего, образовались при завершении серпентинизации, в условиях очень низких температур, либо в гипогенных условиях в постметаморфическую стадию развития Райзского массива.

О ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ ПОРОД

Л. Н. Хетчиков, В. А. Пахомова, Б. М. Тишкин

Введение

В настоящее время уже не вызывает сомнений, что изучение включений в минералах магматических пород позволяет устанавливать важные детали их генезиса и, в частности, особенности флюидного режима, состава и состояния флюидов, их изменения во времени и пространстве. Геологические наблюдения и экспериментальные исследования [6, 7, 8, 14] показали, что флюидный режим определяет не только состав магм, но и степень их рудоносности. В свою очередь флюидный режим несомненно определяется геодинамической обстановкой формирования интрузивов гранитоидов и геодинамическими параметрами. Нами в течение ряда лет изучались включения в кварце гранитоидов, массивы которых локализованы в различных геологических структурах на юге Дальнего Востока. Исследования заключались в выявлении типов включений в кварце под микроскопом при увеличениях до 1000 раз, с подсчетом количества включений на определенной площади пластинки, в определении температур гомогенизации и состава флюидов во флюидных включениях методом криометрии.

Обнаружено, что кварц гранитоидов содержит все типы включений, обычно характерные для минералов этих пород — расплавленные, кристаллофлюидные (в некоторых массивах не обнаружены), газовой-жидкие и газовые (табл. 1). Однако по некоторым особенностям включений, по количественным соотношениям разных их типов гранитоиды подразделяются на три группы (рис. 1). Соответственно выделяются и три группы гранитоидов по особенностям связи с ними оруденения: в контактовых зонах одних интрузий сосредоточены нередко крупные рудные месторождения, в других — мелкие непромышленные рудопроявления и в третьих — оруденения не обнаружено.

Таблица 1

Количество разных типов включений в кварце гранитоидов
(в пределах 1 мм² площади пластинки)

Массив	Типы включений и их количество					
	Рас- плав- ные	Кристал- ло-флю- идные	Газово-жидкие		Жид- ко-га- зовые	Газо- вые
			С тверды- ми фазами	Без твер- дых фаз		
Район месторождения Восток-2						
1. Центральный шток	119	161	315	661	189	20
2. Бисерский	18	94	128	654	428	55
3. Дальнинский	89	не обнаруж.	14	21	86	245
Район Лермонтовского месторождения						
4. Лермонтов- ский шток	64	154	126	458	784	148
5. Шивкинский	24	не обн.	ед.	118	194	396
Ханкайский кратон (площадь пластинки 0.5 мм ²)						
6. Ярославский	10	51	145	120	не опред.	120

Примечание. Приведенные в таблице данные по количеству газово-жидких включений в кварце гранитоидов Бисерского массива могут быть преувеличены за счет участия в подсчете мелких вторичных включений.

Краткая характеристика гранитоидных массивов

Типичным примером локализации массивов всех трех отмеченных выше групп является район крупного скарново-шеелитового месторождения Восток-2 в Центральном Сихотэ-Алине.

В центральной части района расположена небольшая по площади интрузия — Центральный шток, к которому и приурочено месторождение. Породы штока представлены, в основном, гранодиоритами и в меньшей степени плагиогранитами, тяготеющими к контактам штока с известняками [13]. Рудные тела месторождения образованы в несколько стадий, причем наиболее продуктивной является послескарновая стадия грейзенизации с кварцево-шеелитовыми

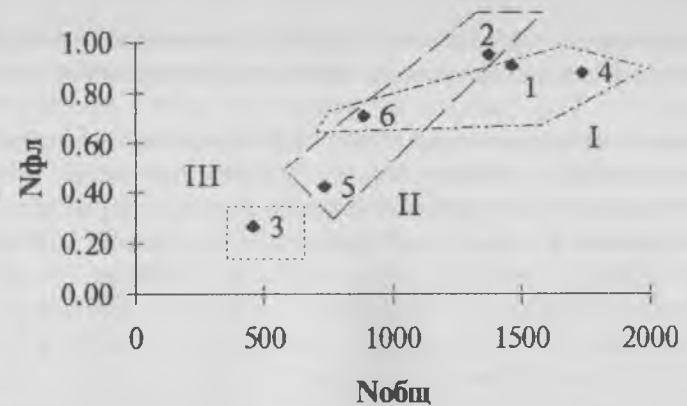


Рис. 1. График соотношения общего количества включений в породах массивов ($N_{общ}$) и доли флюидных включений.

$N_{фл} = \Sigma$ (кристаллофлюидные, газово-жидкие с твердыми фазами, газово-жидкие, жидко-газовые) / $N_{общ}$. Цифры на графике соответствуют номерам массивов в табл. 1.

жилами и прожилками. Изотопный возраст гранодиоритов, определенный Rb/Sr методом [21], равен 111 млн. лет, а изотопный возраст основной стадии формирования месторождения составляет 102 млн. лет. Гранодиориты штока отличаются от гранитоидов других ближайших массивов более высоким (0.707) начальным соотношением изотопов Sr и некоторыми особенностями минерального состава, что позволило предполагать обособленность формирующего его магматического очага, иной состав исходных для расплава пород.

Всего в 5—6 км к северу от Центрального штока расположен крупный (площадь выходов около 70 км²) Бисерский гранитоидный массив, в контактовых зонах которого обнаружены лишь мелкие, непромышленные рудные тела со скарново-шеелитовым оруденением. Основная часть массива сложена биотитовыми гранитами, их лейкократовыми разностями и аплитами. Возраст этих пород по Rb/Sr датировкам равен 98 млн. лет [21]. Менее распространены гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты, имеющие изотопный возраст 128 млн. лет [21]. Начальные соотношения изотопов Sr и тех и других гранитоидов близки между собой — 0.7047. Для гранитоидов массива весьма характерны автотасоматичес-

кие изменения, следующие за их кристаллизацией и вызывающие появление обильных вторичных флюидных включений в минералах.

В нескольких километрах к югу от Центрального штока располагается крупный (площадь 80 км²) Дальнинский массив. В отличие от Бисерского он представлен преимущественно гранодиоритами, диоритами и кварцевыми диоритами, имеющими изотопный возраст 128 млн. лет [21]. Среди этих пород встречаются небольшие тела биотитовых и лейкократовых гранитов с изотопным возрастом 98 млн. лет. По начальным соотношениям изотопов Sr гранитоиды массива идентичны породам Бисерского массива. Оруденения, связанного с Дальнинским массивом, не обнаружено.

В районе Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения, расположенного в западных отрогах Сихотэ-Алиня, изучены две интрузии: 1) Лермонтовский шток (площадь выхода 4 км²), на контактах которого с известняками и локализовано само месторождение с большими запасами руд; 2) расположенный вблизи штока к северу от него крупный (с площадью выхода около 75 км²) Шивкинский массив, с которым ассоциирует лишь непромышленная скарново-шеелитовая минерализация. Обе интрузии отличаются сравнительно простым внутренним строением. Наиболее широко в их составе представлены средне-крупнозернистые биотитовые и биотит-мусковитовые граниты и гранодиориты, связанные между собой постепенными переходами. Для гранитоидов, помимо преобладания среди темноцветных минералов биотита, характерно высокое содержание калиевого полевого шпата (20 и более об. %), а также наличие до 1—2 % кордиерита. Среди летучих компонентов химическими анализами в гранитоидах определены высокие содержания фтора, фосфора (по данным М. Г. Руб [12], 0.3 % P₂O₅ в гранитоидах и до 10 % в грейзенах), хлора до 0.14 %. Особенностью Шивкинского массива является широкое проявление процессов автотетасоматоза пород и связанного с этим появления в минералах обильных вторичных флюидных включений. Вокруг массива вмещающие породы интенсивно метаморфизованы, причем ширина ореола контактово-измененных пород достигает нескольких километров.

Судя по петрологическим особенностям гранитоидов, шток и массив являются производными одного магматического очага и сравнительно близки по изотопному возрасту [22] (124 млн. лет шток и 127 млн. лет массив). Гранитоиды имеют практически одинаковые начальные соотношения изотопов Sr — 0.709, что указывает на участие в формировании гранитоидных расплавов заметного количества сиалического материала [18]. По нашим представлениям, таким материалом могли быть останцы метаморфических пород древнего Ханкайского массива, закартированные геологами и геофизиками в районе месторождения. За счет ассимиляции этих пород расплавы могли обогащаться и вольфрамом. По составу руд, истории процессов рудообразования Лермонтовское месторождение близко к Востоку-2, но отличается от него по времени формирования: изотопный возраст кварцево-шеелитовых жил в грейзенах по Rb/Sr датировкам равен 122.9 млн. лет [22].

В пределах Ханкайского кристаллического массива изучено три, небольшого объема, трещинные интрузии — Ярославская, Чихезская и Первомайская, с которыми связаны промышленные месторождения олова (касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формации).

Трещинные интрузии биотитовых турмалинсодержащих гранитов приурочены к зонам нарушения северо-западного направления и характеризуются повышенным содержанием в своем составе кремнезема (до 75 %) и щелочей, в том числе редких, преобладанием среди щелочных компонентов калия над натрием, небольшим количеством оксидов кальция, магния и железа. Такие особенности химического состава обусловлены высоким содержанием кварца (32.2 %), калиевого полевого шпата (46.2 %), наличием кислого плагиоклаза (олитоклаз) и малым содержанием темноцветного минерала — биотита [12]. Граниты грейзенизированы и альбитизированы. Изотопный возраст гранитоидов равен 452 млн. лет. Возраст оловянного оруденения пока достоверно не определен.

Особенности включений минералообразующих сред в кварце гранитоидов

Как уже отмечалось, исследования показали, что каждая из трех выделенных групп интрузии, независимо от их расположения в разных геологических структурах и времени формирования характе-

ризуется общими особенностями по набору типов включений, по их количественным соотношениям, по фазовому составу и другим признакам. По материалам табл. 1 отчетливо видны общие особенности включений в кварце гранитоидов Центрального штока месторождения Восток-2, Лермонтовского штока Лермонтовского месторождения и Ярославского месторождения (1-я группа), Бисерского и Шивкинского массивов (2-я группа) и Дальнинского массива (3-я группа). Подобные особенности характерны и для гранитоидов других массивов Сихотэ-Алиня, Ханкайского кратона и его обрамления, результаты изучения которых не отражены в таблице, а приведены в опубликованных ранее работах [19, 20]. Основываясь на материалах табл. 1, подчеркнем главные отличия гранитоидов разных групп по количественным соотношениям типов включений в кварце. Отличительным признаком гранитоидов первой группы является обилие флюидных включений в кварце, среди которых большую часть составляют кристаллофлюидные и газожидкие с твердыми фазами. Газовые включения или редкие, или малораспространенные, хотя в кварце гранитоидов трещинных интрузий Ханкайского кратона отмечаются повышенные их количества. Однако это скорее всего связано с быстрым подъемом обогащенного флюидами силикатного расплава по трещинам и его вскипанием в связи с резким падением давления. Газо-жидкие включения в кварце этих гранитоидов, особенно Чихезского массива, также отличаются весьма непостоянным соотношением фаз газ/жидкость.

В кварце гранитоидов второй группы кристаллофлюидные включения или не обнаруживаются, или относятся к числу малораспространенных. Здесь заметно меньше, чем в кварце гранитоидов первой группы, газожидких включений, небольшая часть из них содержит твердые фазы. Зато газовые включения нередко являются преобладающими по количеству.

В табл. 1 приведены данные по количеству включений в кварце гранодиоритов Дальнинского массива (третья группа), близких по составу гранодиоритам Центрального штока. По материалам таблицы видно, что в кварце гранитоидов массива по количеству преобладают газовые включения, мало газожидких включений и

Таблица 2

Характеристика флюидных включений в кварце гранитоидов

Группа гранитоидов	Характеристика включений		
	Кристаллофлюидные	Газо-жидкие	Газовые
Первая	Газовая фаза чаще занимает от 5 до 10 % объема вакуолей, в некоторых случаях (Ханкайский массив) от 20 до 40 %. Жидкая фаза — до 15 %. Кристаллики многочисленные и весьма разнообразны по форме: кубические, ромбические, призматические, гексагональные, изотропные и анизотропные	Большая часть включений характеризуется малыми размерами (до 10 мкм). Заметное количество включений состоит из оди-дв и более твердые фазы, среди которых иногда обнаруживаются непрозрачные рудные вещества. Обычны трехфазовые включения с жидкой углекислотой. Соотношение фаз газ-жидкость во включенных в кварце некоторых массивов постоянное (20—25):(80—85), в других колеблется в широких пределах	Для кварца пород этой группы не характерны. Обычно содержат небольшое, меняющееся в некоторых случаях по одному кубическому кристаллику
Вторая	Несколько кристалликов, в основном, кубической, менее — призматической формы, заполняют до 50—60 % объема вакуоли, остальной объем занимает газовая фаза, с относительно небольшим количеством, обособленного жидкого флюида	Включения с твердыми фазами сравнительно редкие и содержат всего 1—2 кристаллика кубической или призматической формы. Третья фаза нередко представлена углекислотой. Соотношение фаз газ-жидкость чаще постоянное. Характерно обилие вторичных включений, группирующихся в узкие шлейфы — полоски или неправильной формы скопления с нечеткими очертаниями	Отличаются непостоянными размерами, содержанием газовой составляющей до 90 %, отсутствием в вакуолях твердых фаз и весьма непостоянным количеством в кварце гранитоидов разного состава в сложных интрузиях. В некоторых случаях их количество сопоставимо с содержанием газожидких включений
Третья	Не обнаружено	Включения с твердыми фазами единичные и обычно содержат один кристаллик кубической формы. Размеры включений чаще не превосходят 10 мкм	Наиболее обильны в кварце ранних фаз внедрения гранитоидов. В кварце лейкократовых гранитов поздних фаз не отличаются от включений в кварце подобных пород второй группы

Характеристика расплавных включений в кварце гранитоидов

Группа гранитоидов	Характеристика включений
Первая	Преобладают микронные расплавные включения, меньшая часть из них достигает размеров в несколько десятков мкм. Флюидная фаза представлена одним или несколькими газовыми пузырьками, а также жидким флюидом в промежутках между силикатными индивидами. Нередко в вакуолях можно видеть переслаивание узких полосок жидкого флюида с более широкими силикатными. Силикатное стекло чаще перекристаллизовано и иногда настолько интенсивно, что удается определить отдельные минеральные виды: кварц, полевой шпат, биотит (?)
Вторая	Преобладают крупные (20—100 и более, мкм) расплавные включения. Флюидная фаза обособляется в виде одного или нескольких главных пузырьков и только изредка в силикатной части включений обнаруживается жидкий флюид. Силикатное стекло включений перекристаллизовано в разной степени, но интенсивная перекристаллизация наблюдается только в небольшом их числе. Характерно, что преобладающее количество наиболее крупных расплавных и газовой-жидких включений, содержащих углекислоту, оказалось разгерметизированным с образованием вокруг них в результате взрыва микротрещинок, к которым приурочены многочисленные включения
Третья	Включения состоят из частично раскристаллизованного стекла и пузырька, занимающего, в зависимости от состава пород в сложных интрузиях, от 10 до 20 % объема вакуолей. Жидкие флюиды в составе силикатной части включений не обнаружены

лишь единичные из них содержат одну твердую фазу. Кристалло-флюидные включения в кварце этих пород не обнаружены.

Гранитоиды различаются и по некоторым особенностям самих включений, что видно по материалам, приведенным в табл. 2 и 3.

Криометрическим методом [2] определен состав солевых растворов, закапсулированных в кварце гранитоидов. Установлены случаи почти идентичности составов включений для гранитоидов разных групп и их некоторых различий. Так, включения в кварце гранитоидов всех трех групп, массивы которых сосредоточены в районе месторождения Восток-2 (Сихотэ-Алинь), содержат в основном хлориды, карбонаты и бикарбонаты натрия и калия, а кроме того, в некоторых разновидностях пород — хлориды магния или кальция. Хлориды магния, например, характерны для гранитоидов Центрального штока (1-я группа), но не обнаружены в гранитоидах Дальнинского массива (3-я группа). Хлорид магния изредка встречается во включениях в кварце биотитовых гранитов Бисерского массива (2-я группа), но отсутствует в гранитах того же состава Дальнинского массива. По остальным показателям состава включения в кварце гранитов и их лейкократовых разновидностей Дальнинского и Бисерского массивов почти идентичны, но отличаются от более ранних гранитоидов постоянным содержанием хлорида кальция и большой ролью среди катионов не натрия, а калия.

Включения в кварце гранитов района Лермонтовского месторождения также представлены в основном хлоридами, карбонатами и бикарбонатами щелочных и щелочно-земельных металлов, но в кварце гранитоидов Лермонтовского штока (1-я группа) широко распространены включения, содержащие хлорид кальция, а в гранитах Шивкинского массива (2-я группа) они не найдены. Для гранитоидов штока обычно содержание в составе включений карбоната и бикарбоната натрия, а для массива — карбонатов натрия и калия. Во включениях в кварце гранитов массива обнаружен хлорид железа.

Включения в кварце биотитовых гранитов Ханкайского массива (1-я группа) почти идентичны по составу, не содержат карбонатов и бикарбонатов и представлены хлоридами щелочных и щелочно-земельных металлов, причем преобладающими часто являются вакуоли, заполненные хлоридами кальция и магния. Следовательно

включения в кварце гранитоидов, относящихся к одной группе, но расположенных в разных регионах, могут заметно отличаться по составу, что (кроме других причин, о чем мы скажем далее) скорее всего, во многом определяется составом пород коры, участвующих в формировании расплавов. Показательно в этом отношении содержание во включениях карбонатов и бикарбонатов щелочных металлов во включениях в кварце гранитоидов Сихотэ–Алиня, ассимиляция больших масс известняков при формировании массивов которых не вызывает сомнений.

Таким образом, состав включений пока трудно использовать для классификации гранитоидов. Однако, по другим, отмеченным ранее особенностям включений, выделение трех групп гранитоидов вполне реально. Включения явно указывают на различия в процессе формирования гранитоидов в условиях дифференциации гранитного расплава в магматическом очаге, накоплении там флюидной составляющей, концентрацией в ней солевых и рудных компонентов и т. д. По нашим представлениям, перечисленные различия, приуроченность промышленного оруденения к малым по объему штокам и трещинным интрузиям и его отсутствие в контактовых зонах крупных интрузивов, определяется различиями в геодинамической обстановке их формирования. Наличие сингенетичных расплавленным флюидных включений указывает на гетерогенное состояние родоначальных магм, на существование совместно с силикатным расплавом самостоятельной флюидной фазы с различной концентрацией солей в ее составе. Судя по характеристике включений, наблюдаются различия по степени магматической дифференциации в процессе формирования небольших рудоносных и крупных, не сопровождаемых оруденением, гранитоидных массивов. Наличие в кварце гранитоидов штоков и трещинных интрузий, сопутствующих расплавленным кристаллофлюидных включений, свидетельствует о том, что в процессе кристаллизации расплавов в магматической камере происходило обособление водно–силикатного раствора–расплава с высокой концентрацией солей в его составе. По мере накопления воды в расплаве образуются водно–солевые растворы также с высокой концентрацией солевых компонентов, о чем свидетельствует обилие сопутствующих расплавленным газовой–жидких включений, немалая часть которых содержит твердые фазы. Таким

образом, силикатный расплав в процессе дифференциации трансформировался в трехкомпонентную систему, состоящую из силикатной части, солевого раствор–расплава и гидротермального раствора. По данным экспериментальных работ [9], только при такой схеме магматической дифференциации происходит экстракция рудных компонентов из силикатного расплава, причем основным концентратом рудного вещества являются обособившиеся в виде высококонцентрированного раствор–расплава солевые фазы. При этом эффективной экстракции рудного вещества из расплава способствовали в одних случаях повышенное содержание в растворе–расплаве фтора [9], в других — хлора и, возможно, бора.

Приведенная выше схема дифференциации расплава с отделением высококонцентрированной солевой фазы, ее накопление уже в раннюю стадию магматической дифференциации (о чем свидетельствует сонахождение расплавленных и сингенетичных флюидных включений в кварце) могла быть осуществлена только в условиях закрытой системы, что, видимо, и характерно для формирования рудоносных интрузий, вскрытых к настоящему времени в виде небольших штоков или трещинных образований. Как показали изотопные датировки гранитоидов и руд, процесс дифференциации расплава в магматической колонне мог быть растянутым на длительное время ее изоляции за счет быстрой кристаллизации расплава в верхних частях магматического канала, отсутствия достаточно мощных тектонических подвижек и т. д. Однако постепенное накопление высококонцентрированных флюидов приводило к повышению флюидного давления и по достижении его критических значений, происходил неоднократный прорыв флюидов в места локализации рудных тел. Иногда на ранних стадиях формирования рудных тел разгерметизация магматической камеры носила взрывной характер с образованием трубообразных тел брекчий.

В иных условиях происходила кристаллизация крупных массивов гранитоидов, относящихся ко второй и третьей группам. Здесь не наблюдается накопления солей в магматической камере в процессе кристаллизации расплавов, не образуется или проявляется в малом объеме высокотемпературный раствор–расплав, способствующий экстракции рудного вещества, а гетерогенизация расплава выражается лишь в сосуществовании силикатной и водно–солевой

составляющих. Последняя, судя по наличию единичных или редких включений с твердыми фазами, характеризовалась сравнительно низким содержанием солевых компонентов. Нередкое преобладание газовых включений среди других их типов является показателем низкой плотности флюидов и невысокого флюидного давления. Все это свидетельствует о формировании крупных массивов в условиях открытой системы, при которых уже на ранних стадиях кристаллизации расплавов происходила разгерметизация магматической камеры в связи с дроблением вмещающих пород и проявлением в породах рамы при внедрении огромных масс гранитных расплавов многочисленных трещин, служивших каналами для удаления флюидов из расплава. Вместе с флюидами из расплава выносились и рудные компоненты, рассеивавшиеся на значительных площадях. В результате наблюдаются широкие ореолы измененных пород вокруг крупных массивов и весьма распространенные процессы автотектонических изменений самих гранитов. Вероятно, в условиях открытой системы могло происходить резкое падение внешнего давления, с чем связано иногда заметное количество разгерметизированных расплавных и некоторых флюидных включений в кварце гранитоидов.

Геодинамический контроль процессов магматической дифференциации и образования включений

Для расшифровки связи процессов тектоники, магматизма и оруденения на основе представлений о квазикристаллическом строении алюмосиликатных расплавов, одним из авторов доклада, были предложены петрохимические модули [15, 16]:

$$A = B + C = (E_{акт} - a) / b = \\ = 100 ((\sum \text{TiO}_2, \text{FeO}, \text{MgO}, \text{MnO}, \text{H}_2\text{O}, \text{CaO}) / (\sum \text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \\ \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{P}_2\text{O}_5)) + 100 ((\sum \text{K}_2\text{O}, \text{Na}_2\text{O}) / (\sum \text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{P}_2\text{O}_5)),$$

где $E_{акт}$ — энергия активации вязкого течения; a, b — эмпирические коэффициенты. Параметр A находится в хорошем соответствии с показателем структурного состояния расплавов Сосье–Каррона (NBO/T). Параметр C отражает содержание молекул щелочных полевых шпатов как одних из наиболее энергетически устойчивых

при вязком течении структурных единиц расплава [10]. Рассмотрение составов пород в координатах $A-C$ отражает в них соотношение оснований и щелочей.

Эти модули были использованы нами [15, 17] при обосновании структурно-химической гомологичности классических расслоенных интрузивов с магматическим типом оруденения и гранитоидных интрузивов с «типично гидротермальными» рудами.

Для характеристики петрохимических серий и комплексов было предложено использовать индекс относительной дифференцированности химического состава:

$$L = \frac{C_{макс} - C_{мин}}{A_{макс} - A_{мин}} = \frac{\Delta C}{\Delta A} = \text{tg} \alpha,$$

индексы «мин» и «макс» показывают минимальные и максимальные значения величин, соответственно. По физическому смыслу параметр L отвечает скорости — скорости накопления в расплаве наиболее энергетически устойчивого щелочно-полевошпатового компонента.

Далее были получены следующие эмпирические зависимости:

$$L = \left(\frac{S}{10^n} \right)^{-0.666} \quad \text{и} \quad L = 0.026(15.76 - U),$$

где S — проекция площади горизонтального сечения магматического канала (системы каналов); U — скорость распространения геодинамического поля (скорость накопления упругих, пластичных и хрупких деформаций в период формирования магмопроводящего канала).

Полученные зависимости требовали объяснений, которые не находились в рамках традиционной физико-химической петрологии. С учетом экспериментальных данных [1, 3—5, 23 и др.], процесс магматической дифференциации представляется как результат деформирования объема магматического расплава с образованием в нем зон структурно-динамического равновесия, каждая из которых характеризуется собственным силовым полем (энергией активации) и соответствующим структурно-химическим состоянием (устойчивостью). Другими словами, магматическая дифференциация рас-

смачивается в процессе вязкого течения расплава и силового взаимодействия с породами рамы, где за счет сепарации различных по устойчивости при данных напряжениях структурных единиц происходит вынос неустойчивых структурных элементов в область их стабильного существования.

Данная схема предполагает возможность одновременной реализации моделей кристаллизационной дифференциации, ликвации, ассимиляции и смешения. При этом перенос вещества может происходить на различных иерархических уровнях как в виде разно-масштабных потоков, так и на уровне молекул и атомов.

В связи с этим логично было предположить, что включения, закапсулированные в минералах и отражающие гетерогенное состояние магматических расплавов, в процессе дифференциации каким-то образом должны соотноситься со степенью дифференцированности магматического расплава L .

Имеющиеся в нашем распоряжении петрохимические данные (материалы Г. Н. Степанова и В. И. Гвоздева) позволили рассчитать параметр L для трех массивов, сформированных в одну фазу внедрения: Шивкинскому (0.28), Лермонтовскому (0.36) и Центральному (0.6). При расчете модуля, характеризующего дифференцированность состава включений, учитывалось агрегатное состояние закапсулированного вещества, т. е. его относительная подвижность:

$$Z = \frac{\sum_{\text{включений}}(\text{расплавные, кристаллофлюидные, газово-жидкие с твердыми фазами})}{\sum_{\text{включений}}(\text{газово-жидкие, жидкогазовые, газовые})}$$

Результат сопоставления параметров $L-Z$ показан на рис. 2. Мы ожидали чего-то похожего, но полученная картинка все-таки удивила, т. к. определения количеств включений являются точечными. Затронутая проблема является достаточно серьезной, и поэтому полученные результаты требуют тщательной проверки и на других объектах.

Если полученная зависимость все же является относительно адекватным отражением природного процесса, а это как будто бы следует из теоретических представлений, то появляется возможность по соотношению типов включений еще одним способом оце-

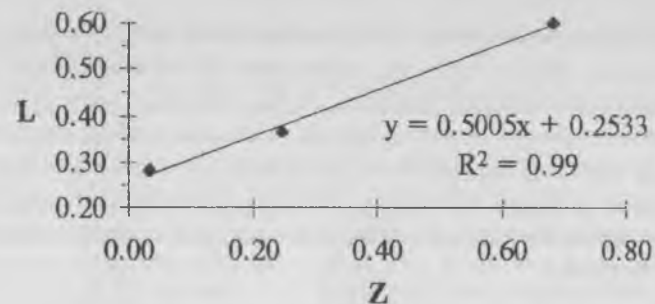


Рис. 2. Соотношение дифференцированности состава магматических пород и типов включений в минералах.

нить потенциальную рудоносность магматических тел. Здесь только необходимо отметить, что при высоких значениях скорости формирования магмопроводящего канала U или низких значениях параметра L в процессе изучения интрузивных тел, сформированных в одну фазу внедрения, могут возникнуть трудности обнаружения первичных включений, характеризующих магматический этап развития объектов.

Именно с такой ситуацией мы столкнулись при исследовании интрузивов с низкими значениями L (< 0.1), сопровождающихся золотой минерализацией. В то же время на этих объектах при электронномикроскопических исследованиях кварца из рудных жил, который несет отчетливые признаки перекристаллизации, уверенно диагностируются расплавные включения. Стало быть, проблема заключается еще и в масштабных уровнях наблюдений. И тогда возникает вопрос: до какого уровня наблюдений правомерно сопоставление L интрузива и Z минералов? Может быть более корректным было бы сравнивать Z с химической дифференцированностью парагенезисов минералов или минерала?

Эти вопросы также требуют своего решения. Мы же при своих построениях предполагали, что в данном случае реализуется геогенетический закон Д. В. Рундквиста, согласно которому онтогенез геологических объектов есть краткое повторение филогенеза. Кроме того, допускалась возможность геодинамического подобиия систем различных уровней иерархии [17].

В заключение отметим, что в целом задача будущих исследований понятна: если тектоника, магматизм и минералообразование суть отражения единого процесса, то весь процесс и его отдельные эпизоды могут быть описаны на одном языке, в одной системе понятий. В этом случае, вероятно, открываются новые возможности применения хорошо известных методов термобарогеохимии в области решения геодинамических задач на уровне, недоступном для других методов.

Список литературы

1. Балицкий В. С. Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования. М.: Недра, 1978. 144 с.
2. Борисенко А. С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. С. 37—47.
3. Гайдамако И. М. Эволюция химического и минерального состава базальтового лавового потока (Толбачинская региональная зона). // Автореф. дисс... к. г.-м. н. Новосибирск: ИГИГ, 1988. 16 с.
4. Гайдамако И. М. Разделение компонентов при движении базальтовых расплавов // Геология и геофиз. 1989. № 1. С. 45—49.
5. Делицын Л. М., Мелентьев Б. Н., Делицына Л. В. Система акмит—нефелин—вимсонит и дифференциация щелочной магмы // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. № 1. С. 190—192.
6. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
7. Маракушев А. А. Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблема источников рудного вещества // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 145—164.
8. Маракушев А. А. Петрология и рудообразование. М.: Наука, 1979. 264 с.
9. Маракушев А. А., Шаповалов Ю. Б. Экспериментальное исследование рудной концентрации во фторидных гранитных системах // Петрология. 1994. Т. 2. № 1. С. 4—23.
10. Персиков Э. С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 159 с.
11. Рейнер М. Реология. М.: Наука, 1965. 223 с.
12. Руб М. Г., Павлов В. А., Гладков Н. Г., Якухин О. И. Оловоносные и вольфрамносные гранитоиды некоторых районов СССР. М.: Наука, 1982. 260 с.
13. Степанов Г. Н. Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 177 с.
14. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
15. Тишкин Б. М., Хетчиков Л. Н., Пахомова В. А. Вопросы связи оруденения с интрузивным магматизмом // Металлогения и рудные формации Тихоокеанского обрамления. Материалы междунар. симпоз. «Глубинное строение Тихо-

го океана и его континентального обрамления». Ч. 1. Благовещенск: ДВОАН СССР, 1990. С. 132—139.

16. Тишкин Б. М. Связь геодинамических параметров тектонических структур с составом эндогенного вещества // Тихоок. геол. 1996. Т. 15, № 1. С. 67—79.
17. Тишкин Б. М. Геодинамическое подобие тектоно-магматических систем // Автореф. дисс... к. г.-м. н. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1997. 30 с.
18. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 208 с.
19. Хетчиков Л. Н., Герасимов Н. С., Пахомова В. А., Говоров И. Н. Результаты Rb-Sr датирования и изучения включений в кварце гранитов Григорьевского комплекса Ханкайского массива // ДАН. 1995. Т. 343. № 1. С. 91—93.
20. Хетчиков Л. Н., Пахомова В. А. Флюидный режим формирования биотитовых гранитов Вознесенского комплекса Ханкайского массива по данным изучения включений в кварце // Тихоокеан. геол. 1995. № 5. С. 57—62.
21. Хетчиков Л. Н., Пахомова В. А., Говоров И. Н. и др. Особенности генезиса гранитоидов Дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня по данным изотопных и термобарогеохимических исследований // Тихоокеан. геол. 1996. № 2. С. 17—28.
22. Хетчиков Л. Н., Пахомова В. А., Гвоздев В. И., Журавлев Д. З. Изотопный возраст гранитоидов и руд Лермонтовского скарно-шеелит-сульфидного месторождения центрального Сихотэ-Алиня // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 1. С. 74—80.
23. Kouchi A., Tsuchiyama A., Sunagawa I. Effect of stirring on crystallization kinetic of basalt: texture and element partitioning // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 93. P. 429—438.

О ГЕНЕЗИСЕ МЕЛАНОКРАТОВЫХ ОБОСОБЛЕНИЙ В ПОРОДАХ ВУЛКАНА ДИКИЙ ГРЕБЕнь ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

Л. Н. Хетчиков, В. А. Пахомова, А. А. Чащин, В. И. Сапин

Вулкан Дикий Гребень расположен на юге Камчатки на западном берегу Курильского озера. Он представляет собой многофазовую сложную по составу и строению лавозкструзивную постройку с общим объемом вулканитов около 15 км^3 , распространенных на площади 40 км^2 . Вулканиты представлены широким спектром пород от риодацитов до андезитов. Особенности строения вулкана и петрогеохимическая характеристика пород рассмотрены в работах [1, 2, 7, 9, 11]. Здесь лишь отметим, что все породы отличаются порфириновым сложением, обусловленным содержанием в стекловатой основной массе нередко обильных вкрапленников, среди которых преобладает плагиоклаз и менее распространенными являются пироксены, роговая обманка, кварц, оливин и рудные минералы. При микроскопических исследованиях в стекле основной массы местами также обнаруживаются многочисленные лейсты перечисленных выше минералов. По данным радиоуглеродных исследований [1] в формировании вулкана выделяется два периода. В первый из них (8000—1500 лет назад) образовались экструзии и лавовые потоки риодацитов, реже дацитов, составляющие треть от общего объема изверженных пород. Основной же объем вулканитов, преимущественно дацитов, менее андезитов и риодацитов образован уже в нашу эру.

Все вулканиты Дикого Гребня содержат небольшие обособления (гомеогенные или каркасные включения по данным других авторов) меланократовых пород, размеры которых колеблются от десятых долей до 40 см. Наиболее мелкие и редкие обособления, представленные андезитами, встречены в риодацитах. Более крупные, обычно округлые, с четкими границами обособления характерны для дацитов и андезитов. Здесь породы обособлений по петрографическому и валовому химическому составу отвечают андезитам (в дацитах) и андезито-базальтам (в дацитах и андезитах). Породам обособлений свойственна порфириовидная структура и близость с вмещающими вулканитами по набору вкрапленников,

среди которых обычно преобладает плагиоклаз. Однако от вкрапленников во вмещающих породах последний заметно отличается зональностью и большим содержанием анортитовой составляющей (табл. 1). И. Н. Биндеман обратил внимание на некоторые особенности зональности и других минералов обособлений, например пироксенов и оливина.

Н. В. Огородов и О. Н. Волынец с соавторами [7] на основании геолого-петрографического изучения вулкана предложили модель образования сложного комплекса вулканитов Дикого Гребня за счет смешения базальтового и риодацитового расплавов. Позднее механизм смешения основного и кислого расплавов был разработан И. Н. Биндеманом [1, 2]. В его же работе были впервые приведены анализы силикатных стекол основной массы пород, показавшие высокие содержания в них кремнекислоты. По его мнению, они имеют остаточную природу.

Как показано во многих работах [3, 4, 6, 10, 12, 13], состав расплавных микровключений в минералах магматических горных пород соответствует составу исходных расплавов. Нами были изучены расплавные включения в минералах пород вулкана, причем основное внимание обращалось на породы меланократовых обособлений. Исследованию включений предшествовало детальное изучение основных типов пород в шлифах под микроскопом. 40 проб было подвергнуто химическому анализу, а в 15 полированных пластинках микрозондовым анализом определялся состав стекла основной массы пород. В плагиоклазе, гиперстене и кварце газовой-хроматографическим методом (извлечение газов при 600 и 1200°C) изучался состав летучих компонентов. Микровключения в минералах сначала изучались в полированных пластинках под микроскопом при увеличении от 200 до 1000 раз. При этом определялись форма, размеры, фазовый состав включений, но особенно тщательно оценивалось, относятся ли они к одному семейству, являются ли первичными, не связанными с процессами изменения минералов и пород.

Именно первичные включения необходимых размеров и отбирались для приготовления препаратов на микрозондовый анализ. Последний выполнялся на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A. Анализ минералов осуществлялся при фокусировке зонда

Таблица 1
Химический состав (мас. %) силикатного стекла расплавных включений в минералах пород вулкана Дикий Гребень

Порода, минерал-хозяин	Оксиды									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	
Риодацит, плагиоклаз (Pl ₂₀₋₂₄) (1)	72.07	0.21	11.08	0.70	0.00	0.65	0.46	3.98	89.24	
Риодацит, кварц (2)	71.75	0.14	11.50	0.83	0.07	0.79	0.40	4.51	92.90	
Риодацит, роговая обманка (1)	72.37	0.15	13.10	0.87	0.04	4.15	1.54	4.93	97.15	
Обособление андезита в риодаците:										
а) плагиоклаз (Pl ₃₀₋₃₅) (3)	75.98	0.50	11.57	0.93	0.03	0.93	1.75	5.21	96.73	
б) гиперстен (2)	75.46	0.17	11.55	0.89	0.07	1.17	0.51	3.33	96.17	
Дацит, плагиоклаз (Pl ₂₅) (1)	72.62	0.01	12.14	1.25	0.00	0.86	0.96	4.14	92.48	
Обособление андезит-базальта в даците:										
плагиоклаз (Pl ₄₀₋₄₅) (4)	75.55	0.34	1.39	4.96	0.06	0.83	0.45	4.17	98.93	
Базальт вулкана Горелый:										
плагиоклаз (Pl ₅₅) (1)	53.30	1.55	13.26	9.76	0.27	6.60	0.88	3.22	88.90	

Примечания.

В скобках цифрами указано количество проанализированных включений. Результаты всех анализов весьма близки приведенным в таблице. Стекло включений в плагиоклазе вулкана Горелый содержит 2.4 мас. % MgO.

около 2 мкм, а анализ силикатного стекла во включениях и основной массы при расфокусированном зонде до размеров 20—30 мкм. В качестве эталонов использовались химически проанализированные однородные по составу минералы.

Микровключения обнаружены в основных породообразующих минералах—вкрапленниках (плагиоклазе, кварце, пироксене, роговой обманке) риодацитов, дацитов, а также содержащихся в них обособлений андезитов и андезито-базальтов. Во всех породах микровключения особенно обильны в плагиоклазах. Вкрапленники этого минерала бывают насыщены микровключениями минералов-спутников — апатита, пироксена, роговой обманки, рудного вещества. Перечисленные минералы образуют единичные кристаллики, сростки нескольких кристалликов одного минерала или разных минеральных видов. Иногда микрокристаллики бывают окружены узкой каймой силикатного стекла, содержащего один или несколько газовых пузырьков. В других случаях силикатной каймы вокруг кристалликов не обнаруживается, а газовый пузырек располагается на боковой грани минерала, как бы прилегая к ней. Встречаются своеобразные округлые включения, содержащие кристаллики всех перечисленных выше минералов, промежутки между которыми заполнены силикатным стеклом с одним или несколькими газовыми пузырьками, занимающими от 5 до 50 % объема вакуоли.

Весьма распространенными в плагиоклазе являются двухфазовые (силикатное стекло + газовый пузырек) расплавные включения. Эти включения распределены очень неравномерно: в одних зернах они многочисленны, в других, рядом расположенных, — единичны. Иногда включения не обнаруживаются в центральных и периферических частях зерен плагиоклаза, а приурочены к промежуточным зонам их роста. Включения весьма разнообразны по форме: округлые, удлиненно-призматические, таблитчатые. Размеры их также непостоянны и колеблются от нескольких мкм до сотен мкм. Ограничения включений обычно четкие и ровные, но в плагиоклазе одного из обособлений андезито-базальтов в дацитах встречены округлые включения с зубчатыми краями, напоминающими микрошестеренку с равномерно распределенными зубцами.

Помимо двухфазовых включений встречаются однофазовые, представленные только силикатным стеклом, а также многофазо-

вые, в составе которых, кроме одного или нескольких газовых пузырьков и силикатного стекла, наблюдаются рудное вещество или одиночные кристаллики апатита, реже амфибола и пироксена.

Газовые пузырьки в расплавных включениях занимают от 15 до 25 % и более объема вакуолей. Наиболее часто встречаются включения с объемом газового пузырька около 20 %. Как правило, газовый пузырек имеет зональное строение: по периферии он окружен узкой темной каймой неопределенного газа, напоминающей кайму жидкой углекислоты в трехфазовых включениях в минералах других магматических пород. При охлаждении таких газовых пузырьков в криокамере до -110°C критических явлений не наблюдалось. Сделано предположение о низкой плотности содержащихся в вакуолях газов. Газово-хроматографическим анализом образцов плагиоклаза установлено, что в составе флюидов преобладает вода при небольшом содержании углекислоты, заметном объеме водорода и оксида углерода при малом количестве углеводородов. Азот в составе флюидов не обнаружен.

Расплавные включения в пироксене обычно одиночные, реже образуют небольшие семейства. Они чаще неправильной формы, но иногда прямоугольные со сглаженными углами. Включения двухфазовые (силикатное стекло + газовый пузырек), но иногда наблюдается третья — рудная фаза, занимающая в некоторых случаях значительный объем вакуоли. Размеры включений измеряются десятками мкм, но изредка достигают 0.1 мм.

Для кварца характерны негативные двухфазовые расплавные включения, с газовым пузырьком, занимающим до 20—25 % объема вакуолей. Встречаются включения, содержащие третью фазу в виде выделений минерала, определить состав которого пока не удалось. Размеры включений в некоторых случаях достигают 300 мкм. Расплавные включения обнаружены в кристалликах апатита, содержащихся в плагиоклазе и пироксене. Они двухфазовые, газовый пузырек в них занимает до 15 % объема вакуоли, обычно вытянутой вдоль длинной оси кристаллика. В зависимости от размеров кристалликов изменяются и размеры включений от нескольких до 20—30 мкм.

Кроме расплавных, в плагиоклазе, пироксене и стекле основной массы встречаются газовые включения. Помимо одиночных наблю-

даются группы включений с весьма непостоянным, но высоким (> 70 %) содержанием газовой составляющей. Некоторые участки стекла основной массы пород выделяются темно-серой окраской. Обнаружено, что стекло в них насыщено большим количеством газовых включений микронного размера. Реже такие же участки с разной степенью насыщения мельчайшими газовыми включениями отмечены в зернах плагиоклаза из меланократовых обособлений.

В табл. 1 приведены результаты микрорентгеноспектрального анализа силикатных стекол в плагиоклазе, гиперстене, кварце и роговой обманке вкрапленников в риодацитах и дацитах. Основное количество определений относится к включениям в минералах меланократовых обособлений. По результатам анализа видно, что стекла включений во всех минералах характеризуются высоким содержанием SiO_2 , обычно превышающим 71 мас. %. Особо следует подчеркнуть высокие содержания SiO_2 , достигающие 76 мас. % в стеклах включений в плагиоклазах андезитов и андезито-базальтов из меланократовых обособлений в риодацитах и дацитах. По сравнению с валовым составом пород для стекла включений характерно заметно более высокое содержание калия и более низкое натрия. Однако надо иметь в виду, что часть натрия может теряться в процессе анализа. Как показали экспериментальные исследования, эти потери при содержании воды в системе 6—8 % могут достигать 65 %. За счет потерь натрия, воды и других летучих веществ в процессе анализа, сумма компонентов для всех исследованных стекол составляла меньше 100 %, при дефиците от 3—3.5 % до 9 %. Как предлагается некоторыми исследователями, по величине этого дефицита можно предварительно оценить содержание воды в расплаве. Во всех изученных стеклах включений не обнаружен магний и отмечается более низкое, по сравнению с валовым составом пород, содержание железа и кальция.

Такие же особенности состава свойственны силикатному стеклу основной массы пород (табл. 2). Здесь также обнаруживается высокое содержание SiO_2 , достигающее, например, в андезито-базальтах меланократовых обособлений в дацитах 78 мас. %, заметно высокое содержание калия и более низкое кальция, магния и железа по сравнению с валовым составом пород. В табл. 1 и 2 приведены результаты единичных анализов стекол расплавных включений и

Химический состав пород и их основной массы (мас. %), в минералах которых анализировались включения

Порода, стекло основной массы	Оксиды										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺
Глиаориолит	71.90	0.28	13.82	0.25	1.50	0.06	0.23	2.35	4.50	1.85	3.50
Стекло основной массы (3)	78.34	—	13.08	—	0.98*	—	—	1.02	2.91	3.91	—
Дацит	68.85	0.47	15.00	1.45	2.12	0.07	1.88	4.03	3.78	2.19	0.38
Стекло основной массы (4)	78.85	0.01	12.71	—	1.59*	—	0.20	0.94	2.83	4.70	—
Андезит	61.25	0.85	15.35	2.20	3.90	0.12	3.80	6.00	3.58	2.07	0.21
Стекло основной массы (2)	71.76	0.17	16.07	—	0.97*	0.00	0.00	3.15	3.52	3.01	—
Обособление андезитов в риодацитах	58.70	0.68	17.23	2.92	1.90	0.14	4.30	6.10	3.42	1.75	0.30
Стекло основной массы (1)	73.01	0.10	12.34	—	1.10*	0.00	0.00	3.25	1.15	6.36	—
Обособление андезитов базальтов в дацитах	55.60	0.80	16.98	5.20	2.80	0.13	5.25	7.17	3.31	1.60	0.68
Стекло основной массы (2)	78.21	0.31	10.64	—	0.99*	—	0.08	0.98	2.34	2.14	—
Базальт вулкана Горелый	52.82	1.07	11.50	4.43	5.18	0.14	6.39	7.73	3.73	1.54	—
Стекло основной массы (1)	58.08	1.13	20.66	—	3.64*	—	0.56	6.97	4.46	2.10	—

Примечания.

В скобках цифрами указано количество анализов.

Прочерк — содержание компонентов не определялось.

* Все железо определено как FeO.

основной массы базальтов вулкана Горелый (юг Камчатки) несомненно образованных за счет кристаллизации расплавов основного состава. Как и следовало ожидать, эти стекла существенно отличаются от стекол расплавных включений в минералах и основной массы пород вулкана Дикий Гребень.

Температуры кристаллизации пород определялись с использованием ильменит-магнетитового геотермометра и по температурам гомогенизации ($T_{гом}$) расплавных двухфазовых включений с объемом газового пузырька 15—20 %. Попытки гомогенизировать многофазовые включения, содержащие минеральные и рудные фазы, не увенчались успехом. Эти включения обычно взрывались, не достигнув полного растворения содержащихся в них минеральных фаз. Полученные данные ильменит-магнетитовой термометрии показали, что кристаллизация риодацитов происходила в интервале 650—800°C, а дацитов — 810—830°C. При этих температурах, скорее всего, происходило излияние лав на земную поверхность. Судя по результатам гомогенизации расплавных включений, вкрапленники плагиоклазов в риодацитах образовались при 840—850°C, а в дацитах — при 870—880°C. Более высокие температуры кристаллизации характерны для вкрапленников пород меланократовых обособлений. Наиболее высокие $T_{гом}$ свойственны расплавным включениям в апатите. Так, включения в апатите, обнаруженном в плагиоклазах андезитов из меланократового обособления в риодацитах, гомогенизировались при температуре 1150—1200°C, а гомогенизация включения в апатите изученного в плагиоклазе обособления андезито-базальтов в дацитах наступила при 1250°C. $T_{гом}$ расплавных включений в плагиоклазе из андезитовых обособлений в риодацитах колебалась в пределах 920—960°C, а в плагиоклазе андезито-базальтового обособления в дацитах достигала 1100—1120°C. В некоторых случаях удавалось установить изменения температур гомогенизации по зонам роста плагиоклазов. При этом колебания составляли до 60°C.

Как видно из материалов табл. 1 и 2, силикатные стекла расплавных включений в минералах и основной массе пород по химическому составу соответствуют риолитам. Следовательно, валовый состав всех пород от риодацитов до андезито-базальтов определяется составом и количеством минералов-вкрапленников. Если в ри-

одацитах и дацитах минералы–вкрапленники представлены кислым плагиоклазом (Pl₂₀₋₂₄) и кварцем, при относительно незначительном содержании темноцветных и рудных минералов, то в андезитах и андезито–базальтах наблюдается избыток вкрапленников более основного плагиоклаза с высоким содержанием анортитовой составляющей и значительное количество рудных, а также темноцветных минералов — клино– и ортопироксена, роговой обманки, реже оливина. В значительно меньшей степени, чем особенности вкрапленников, на различия состава пород оказывает влияние их основная масса, силикатное стекло которой у кислых и более основных вулканитов имеет много общего по высокому содержанию SiO₂ и низкой концентрации оксидов металлов, входящих в состав минералов–вкрапленников. Вместе с тем отмечаются и некоторые отличия основной массы кислых и более основных пород. Так, в риодацитах она представлена преимущественно силикатным стеклом с содержанием SiO₂ более 78 мас. % и относительно небольшим количеством лейст плагиоклаза, пироксена, рудных и других минералов, а в андезитах и особенно в андезито–базальтах меланократовых обособлений стекло основной массы, содержащее также более 78 мас. % SiO₂, нередко бывает пересыщено лейстами перечисленных выше минералов и занимает небольшой объем в промежутках между ними.

Экспериментальные данные [16] и геологические наблюдения, в том числе и на вулкане Дикий Гребень [1], показывают, что стекло основной массы пород вместе с заключенными в нем лейстами разных минералов относится к остаточным образованиям после кристаллизации еще в магматической камере минералов–вкрапленников, и ее застывание происходит уже при излиянии лавы на поверхность Земли. Стекло расплавных включений в минералах–вкрапленниках, так же как и близкое по составу стекло основной массы пород, образовано остаточным расплавом. Ранее остаточный характер содержимого включений в минералах разного генезиса, в том числе и полученных экспериментально в известных условиях, был обоснован в работе [14]. Показано, что во включениях консервируются компоненты, избыточные по отношению к необходимому их количеству для образования минерала–хозяина или парагенных с ним минералов, но они могут не содержать компонентов, полнос-

тью использованных в процессе минералообразования. В случае с включениями в минералах пород вулкана Дикий Гребень избыточным компонентом всегда являлась кремнекислота, причем относительно высокие ее концентрации зафиксированы во включениях в минералах со сравнительно низким содержанием SiO₂ в их составе. Магний же, видимо, полностью использован при образовании вкрапленников оливина и других магнийсодержащих минералов и в составе стекла включений не обнаружен. Основная часть содержащихся в расплаве кальция и железа тоже фиксировалась в составе вкрапленников. Минералы, в состав которых входил бы в заметных количествах калий, не образовывались и он накапливался в остаточном расплаве. Таким образом, по составу силикатных стекол расплавных включений и основной массы устанавливается несомненное участие риолитовых расплавов в формировании всех пород, в том числе и меланократовых обособлений, но не обнаруживается влияние расплавов основного состава.

Полученные материалы позволяют рассматривать изменение состава изученных вулканитов как естественный процесс эволюции магматической родоначальной кислой магмы, обогащающейся со временем основными компонентами за счет плавления вмещающих пород с образованием неравновесного по составу расплава и последующей еще в магматическом очаге кристаллизацией минералов–вкрапленников при изменении термодинамических параметров. Процессы магматической дифференциации подобных расплавов к настоящему времени обоснованы экспериментальными работами и геологическими наблюдениями [5, 8, 15, 16]. Нами же получены дополнительные данные по изменению температур кристаллизации в магматическом очаге минералов–вкрапленников и по изменению состава наиболее распространенного из них — плагиоклаза, по мере изменения этого параметра. В начальный период деятельности вулкана в магматическом очаге была сосредоточена преимущественно риолитовая магма, образование которой, как известно [6], может происходить за счет плавления пород разного состава. Однако уже в этот период кислая магма, температура которой превышала 1250°C, постепенно насыщалась за счет ассимиляции вмещающих пород такими компонентами как Ca, Mg, Fe и др. При понижении температуры наступало перенасыщение этими компонентами

кислого расплава на отдельных участках и в этих обособлениях последовала кристаллизация минералов-вкрапленников. Первым кристаллизовался апатит и только при температуре ниже 1000°C — плагиоклаз. Кристаллизация вкрапленников плагиоклазов в самих риодацитах происходила при более низких температурах (840—850°C), а при излиянии на поверхность расплавы имели температуру не более 800°C. Таким образом, меланократовые обособления являются более ранними и высокотемпературными образованиями в риодацитах. Как видно из материалов табл. 2, плагиоклаз вкрапленников из обособлений заметно отличается по содержанию анартитовой составляющей от вкрапленников этого минерала в самих риодацитах.

Подобные отмеченным выше изменения температуры во времени зафиксированы и при изучении дацитов, относящихся ко второму периоду деятельности вулкана. По определению И. Н. Биндемана [1, 2] на эти породы приходится основная доля меланократовых обособлений. С кристаллизацией вкрапленников в этих обособлениях начинается формирование дацитов, но при значительно более высоких температурах, чем в риодацитах. В этих условиях образуются вкрапленники наиболее основных из изученных нами плагиоклазов (табл. 1). При заметном падении температуры кристаллизуются обильные вкрапленники в самих дацитах. Эти температуры только на 30—40°C выше температур образования вкрапленников в риодацитах и, как видно из материалов табл. 1, не столь заметны различия в составе вкрапленников плагиоклазов обоих пород, значительно отличающихся от основных плагиоклазов меланократовых обособлений.

Хотя и немногочисленные, изменения температур гомогенизации включений показали, что, возможно, с изменениями температурного режима связаны проявления прямой или обратной зональности плагиоклаза.

В заключение еще раз подчеркнем, что изучение включений в минералах пород вулкана Дикий Гребень не подтвердило участия в их формировании процессов смешения кислой и основной магм и показало, что в расплавных включениях и основной массе фиксируются остаточные риолитовые расплавы. Состав пород в основном определялся особенностями содержащихся в них минералов-вкрап-

ленников, кристаллизация которых осуществляется в магматическом очаге по мере обогащения изначально кислого расплава за счет ассимиляции разнообразных боковых пород с кальцием, магнием, железом и другими компонентами. Степень перенасыщения расплава этими компонентами, а также изменения температуры, вероятно, являются основными причинами непостоянства состава меланократовых обособлений и закономерностей их распространения то редких, то обильных на отдельных участках. При определении состава исходного расплава по включениям в минералах необходимо учитывать и особенности валового состава пород.

Авторы признательны В. К. Попову за предоставленный каменный материал, некоторые результаты химических анализов пород и минералов.

Список литературы

1. Биндеман И. Н. Петрология вулкана Дикий Гребень (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1992. № 4. С. 33—55.
2. Биндеман И. Н. Ретроградная везикуляция базальтовой магмы в малоглубинных очагах: модель происхождения меланократовых включений в кислых и средних породах // Петрология. 1995. № 6. С. 632—644.
3. Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Харьков: изд-во Харьковского университета, 1950. 460 с.
4. Есин О. А., Гольд П. Б. Физическая химия пирометаллургических процессов. Ч. 2. М.: Металлургия, 1966. 703 с.
5. Леммлейн Г. Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 327 с.
6. Наумов В. Б., Коваленко В. И., Бабанский А. Д., Толстых М. Л. Генезис андезитов по данным изучения расплавных включений в минералах // Петрология. 1997. № 6. С. 654—665.
7. Огородов Н. В., Волюнец О. Н., Колосков А. В., Пополитов Э. И. Дикий Гребень // Бюл. вулканол. станций. 1978. № 54. С. 75—88.
8. Персиков Э. С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 159 с.
9. Пийп Б. И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки // Тр. Камчатской вулканол. станции. 1947. Вып. 3. С. 89—136.
10. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 1. М.: Мир, 1987. 558 с.
11. Святловский А. Е. Атлас вулканов СССР. М.: Наука, 1959. 174 с.
12. Соболев А. В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. № 3. С. 228—239.
13. Хетчиков Л. Н. Исследование включений минералообразующих сред в искусственных и природных кристаллах // Автореф. диссерт... д. г.-м. н. М., 1974. 48 с.
14. Хетчиков Л. Н., Раткин В. В., Пахомова В. В. Флюидные включения в минералах — истинные или ложные свидетели состава минералообразующих растворов // Зап. ВМО. 1994, № 1. С. 1—8.

15. Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование. М.: Наука, 1968. 215 с.
16. Huppert H. E. The intrusion of fluid mechanics into geology // Journ. of Fluid Mechanics. 1986. № 173. P. 557—594.

ВОССТАНОВЛЕННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ В ПИКРИТАХ И БАЗАЛЬТАХ О. ДИСКО, ЗАПАДНАЯ ГРЕНЛАНДИЯ

И. П. Соловова, И. Д. Рябчиков, Т. Нельсен

Немногочисленные данные по изучению составов флюидов в пикритах свидетельствуют о присутствии в них в основном углекислоты. Поэтому нехарактерное поведение флюидных включений в породах Гренландии при крио- и термометрическом исследовании потребовало их детального изучения. Магматические породы западной Гренландии (о. Диско), образовавшиеся в результате взаимодействия пикритовых магм с мезозойскими карбонатными осадками, содержат сульфиды и металлическое железо. Для выяснения флюидного режима, условий кристаллизации и составов магм были изучены флюидные и расплавные включения в оливинах и стеклах наиболее поздней из известных даек. В стекле породы ($\cong 70$ об. %) присутствует до 30 % вкрапленников оливина Fo 78.8—85.9 (CaO — 0.19—0.3 мас. %). Первичные расплавные включения в оливинах имеют температуру гомогенизации 1170—1200°C. Расплавы характеризуются относительно высокими по сравнению с другими проявлениями пикритов на о. Диско концентрациями SiO₂, K₂O, TiO₂ и P₂O₅ и низким содержанием CaO и MgO (SiO₂ — 48—54, TiO₂ — 1.3—1.9, Al₂O₃ — 13—17, FeO — 8—11, MgO — 6—10, CaO — 9—11, Na₂O — 1—2.4, K₂O — 0.3—0.85 мас. %).

В стекле основной массы породы присутствуют низкоплотные флюидные пузыри размером до 250 мкм, кристаллизация вещества которых происходила при температуре $-100 \div -107^\circ\text{C}$. Процессы, происходившие при нагревании охлажденного объекта свидетельствовали о его сложном, многофазном, составе — температура солидуса системы колебалась в пределах $-82.6 \div -73^\circ\text{C}$, в вакуолях фиксировалось несколько типов кристаллических фаз. Их плавление наблюдалось в интервале $-31.5 \div -26.7^\circ\text{C}$, $\Delta T = 46—51^\circ\text{C}$. При $+7.5 \div +9^\circ\text{C}$ (в одном случае $+20^\circ\text{C}$) отмечалось плавление газгидратов, присутствие которых свидетельствует о наличии во флюидах фазы воды. Действительно, в некоторых вакуолях этот факт был подтвержден оптически. Гексагональные кристаллы нафталина (C₁₀H₈), стабильные также при комнатной температуре, плавилась

при $80 \pm 2^\circ\text{C}$. При 476°C происходило разложение кристалла серпентина, наблюдавшегося во многих вакуолях (его происхождение, возможно, связано с реакционным взаимодействием воды во флюиде с оливином). Таким образом, при комнатной температуре вещество во флюидных пузырях в стекле отвечает трем агрегатным состояниям — газ + жидкость + твердое. Сложность составов летучих демонстрируется широким интервалом температур солидуса и плавления фаз и клотратов.

Результаты криометрического исследования вещества в вакуолях до и после нагревания при 680°C оказались тождественными, что подтверждает герметичность включений и исключает попадание в них постороннего материала в процессе приготовления шлифов.

Обнаруженные в оливинах многочисленные первичные флюидные включения говорят о кристаллизации вкрапленников в условиях насыщения магмы флюидом. В них также обнаружена жидкая фаза, составляющая не более 20 об. % вакуоли. При минимальной плотности органической жидкости 0.75 г/см^3 плотность флюида во включениях близка к 0.15 г/см^3 , а давление при $1170\text{—}1200^\circ\text{C}$ не превышает первых сотен бар.

Ранее микровключения органического вещества были установлены различными авторами в щелочных и кислых магматических породах (юг Гренландии, Кольский полуостров) (Икорский, 1967; Петерсилье, Соренсен, 1970; Когарко, Рябчиков, Костолиани, 1986; Konnerup—Madsen et al., 1979, 1982, 1985), в ряде гидротермальных образований.

Термодинамический анализ данных по составу флюидов свидетельствует о том, что f_{O_2} на магматической стадии близок к буферу QFM в присутствии H_2O и CO_2 . И только при снижении температуры ниже $500\text{—}400^\circ\text{C}$ могут появляться молекулы восстановленных газов (H_2 , CH_4 и других гидрокарбонатов). В магматических системах, подобных пикритам и базальтам о. Диско, характеризующихся экстремальными восстановительными условиями, такие молекулы могли бы образовываться и при значительно более высоких температурах, на магматической стадии. Для проверки этой гипотезы были рассчитаны величина f_{O_2} для изученных расплавов, находящихся в равновесии с металлическим железом при 1450 K , а затем состав C—O—H флюида в равновесии с графитом. Установлено,

что на магматической стадии CH_4 должен быть единственной гидрокарбонатной фазой. Позднее, при снижении температуры, вплоть до постмагматических параметров, внутри вакуолей за счет процессов полимеризации будут образовываться тяжелые гидрокарбонаты. Таким образом, присутствие органических соединений во флюидах изученных включений является следствием крайне восстановительных условий в этой магматической системе.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДАХ ОРЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

З. А. Котельникова

Настоящая работа посвящена исследованию флюидных включений в кварце, топазе, берилле и флюорите в амазонитовых литий-фтористых редкометалльных гранитах, пегматоидах и жильных породах Орловского танталового месторождения. Образцы были предоставлены Г. П. Зарайским и А. Аксюком.

Месторождение приурочено к Хангилайскому гранитному плутону. Породы представлены средне- и крупнозернистыми, иногда овоидными микроклин-альбитовыми гранитами с амазонитом. Помимо главных породообразующих встречаются: мусковит, циннвальдит, лепидолит, биотит, топаз, рудные и аксессуарные минералы. Встречаются крупно- и гигантокристаллические пегматитоподобные образования, в которых помимо перечисленных минералов встречаются флюорит и берилл. На позднегидротермальной стадии образуются кварцевые жилы с различными рудными минералами.

При изучении включений по составу были выделены водно-солевые (тип I) и существенно углекислотные (тип II) включения, которые в свою очередь были подразделены на подтипы, исходя из фазового состояния при комнатной температуре. Среди водно-солевых отмечаются:

а) однофазные жидкие (тип 1а), как правило, неправильной или призматической формы, чаще плоские, явно поздние, с явлениями метастабильности, расположены по секущим трещинам. Содержат 1.6—0 % NaCl-экв;

б) газовой-жидкие двухфазные (тип 1б) включения разной формы, призматические и негативные, единичные (первичные), в коротких трещинах, не выходящих за пределы зерна (первично-вторичные ФВ) и секущих границы зерен (вторичные);

в) трехфазные (тип 1с), содержащие газ, жидкость и кристалл (или несколько твердых фаз), довольно редко встречаются, имеют призматическую форму, расположены в коротких трещинах, не выходящих за пределы зерен.

Существенно углекислотные могут быть чисто углекислотными (тип IIа) или содержать и воду и углекислоту (тип IIб). Кроме того, встречены низкоплотные включения газа, в которых не происходило никаких фазовых изменений при охлаждении.

В мусковит-биотитовых материнских гранитах Хангилайского массива встречены расплавные включения с температурой гомогенизации 650°C. В амазонитовых гранитах и пегматоидах расплавные включения не обнаружены.

Большинство изученных ФВ расположены вдоль залеченных трещин, не выходящих за пределы зерна (П-ВФВ), некоторые — изолированно, без явных отношений к плоскостям и рассматриваются как более ранние (ПФВ), часть ФВ — явно вторичные (ВФВ), расположены по плоскостям частично залеченных трещин, секущих границы зерен.

Флюидные включения в гранитах

Как правило, в кварце гранитов встречаются все выделенные типы включений. Исключение составляют граниты с эвгедральным кварцем, зерна которого имеют внутреннее строение типа «снежного кома»: в этих породах полностью отсутствуют включения, содержащие углекислоту.

Среди включений, по текстурным признакам отнесенных к первичным, встречаются типы 1б и IIа. Тип 1б встречается в кварце и во вростках водяно-прозрачного альбита, на гистограммах составов и температур гомогенизации четко видны два пика: 0—2 % NaCl-экв. и 300—400°C и 7—8 % NaCl-экв. и 150—200°C. Часть включений типа IIа явно приурочена к игольчатым выделениям клинопироксена (эгирина?): капли углекислоты прилипли или заключены между его мелкими кристалликами. Плотность CO₂ в них — 0.68—0.77 г/см³. Другие ПФВ жидкой углекислоты, единичные или расположенные группами, имеют плотности 0.70—0.76 г/см³.

Пересечение изохор 2 % раствора NaCl с изохорами углекислоты приходится на 530—630°C и давление 1.8—2.8 кбар, что вполне соответствует возможным условиям кристаллизации гранитов. Если же определить параметры пересечения изохор для CO₂ и 8 % NaCl, получим около 200°C и 0.8 кбар: т. е. эти включения не могут быть сингенетическими на магматическом этапе. К этому вопросу мы вернемся позже. В гранитах с эвгедральным кварцем для ПФВ

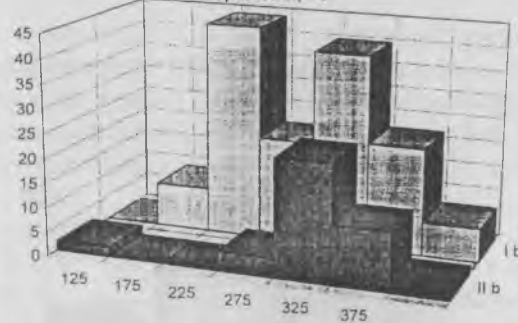
среднее значений температур гомогенизации 300°C, если принять, что они захватывались при 550—600°C, то давление было 2.1—2.4 кбар. Это входит в полученный выше диапазон.

Среди первично-вторичных включений встречены типы Ib, Ic, IIa, IIb. На гистограммах температур гомогенизации и составов включений Ib имеется по два пика (рис. 1, 2): 150—200°C и 250—350°C при концентрации 3—5 % NaCl-экв. и 280—320°C при составе 8—12 % NaCl-экв., причем последние встречаются только в гранитах с эвгедральным кварцем. В некоторых образцах по температуре плавления эвтектики определяются KCl растворы концентрацией около 7 мас. %.

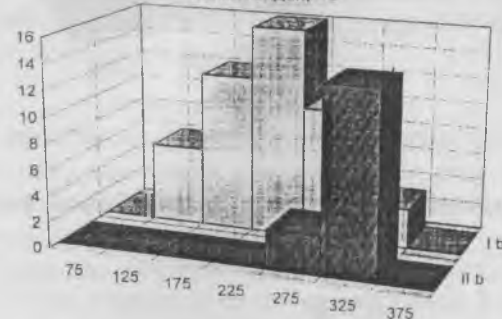
В нескольких случаях встречены следы вскрытия включений: наблюдаются ореолы мельчайших точечных включений рядом с материнским, гомогенизирующимся при 330—360°C. Перегрев материнских включений в этом случае должен был быть не менее чем на 100°C. Такие ореолы наблюдаются и вокруг несохранившихся включений, от которых остались сростки неидентифицированных твердых фаз, возможно — расплавленных включений.

Твердые фазы (изотропные или анизотропные) не растворяются до вскрытия включений Ic. Газовый пузырь исчезает при 150—200°C. Включения типа IIa содержат углекислоту с плотностью 0.78—0.90 (более высокой, чем в ПФВ). Пересечение соответствующих изохор в среднем приводит к 450—650°C и 2.2—3.2 кбар. Сравнив с результатами по ПФВ, можно заключить, что шел процесс изохорической кристаллизации, когда температура практически не изменялась, а давление росло вследствие дегазации расплава. Водно-углекислотные (тип IIb) включения распределены в гранитах неравномерно: в одних частях массива они встречаются наряду с Ib и IIa типами, в других — только с Ib. Плотность углекислотной фазы в них равна или ниже по сравнению с чистой CO₂ в типе IIa. Общая гомогенизация происходит обычно в водную, редко — в углекислотную фазу при 200—400°C (пик 280—300°C). Многие включения вскрываются до гомогенизации. По температурам плавления клатратов и иногда — плавления льда — можно заключить, что в водной фазе содержится 1.0—3.5 % NaCl. Расчеты показали, что мольная доля воды в таких включениях в основном колеблется

Температуры общей гомогенизации включений в гранитах, °C



Температура общей гомогенизации включений в пегматоидах, °C



Температура гомогенизации включений в жилах, °C

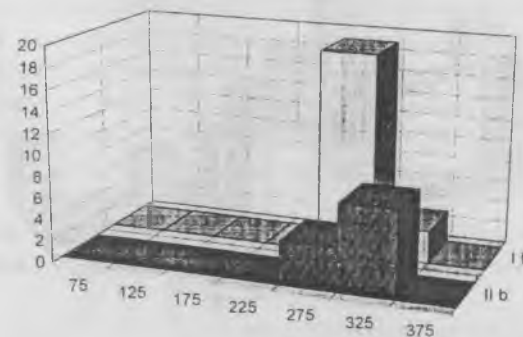
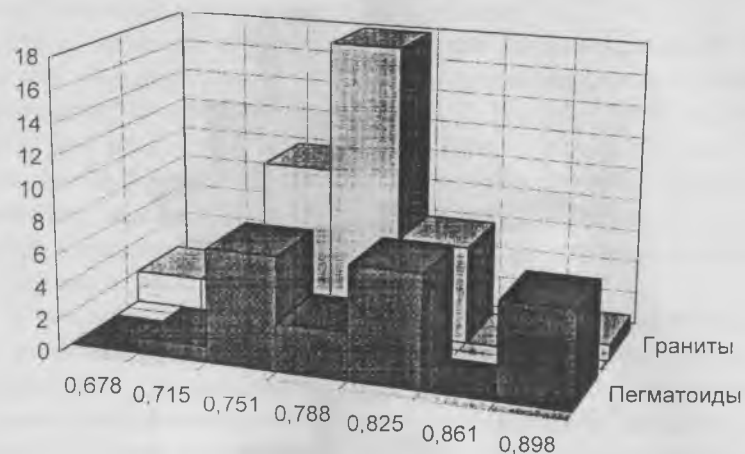


Рис. 1.

Плотность углекислоты (г/см³)



Концентрация водно-солевых включений, NaCl-экв. %

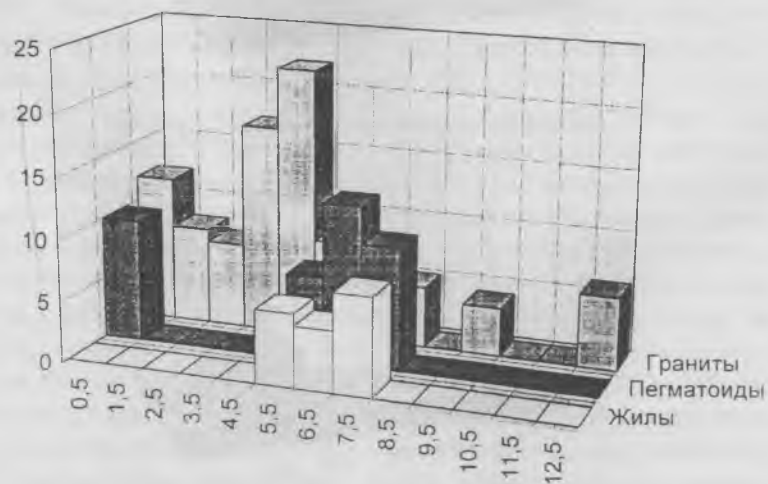


Рис. 2.

в пределах 0.8—0.9, но изредка встречается и ниже — вплоть до 0.5.

Следует отметить, что в одной залеченной трещинке, группе одновременно можно встретить включения любых двух или трех видов: Ib, IIa и IIb, причем с более плотной CO₂ ассоциируют более концентрированные водные растворы. Кроме того, в одной трещине температура гомогенизации включений типа Ib может колебаться от 80 до 270°C.

Вторичные по текстурным признакам включения представлены типами Ia, Ib и Ic. Температуры гомогенизации для типа Ib колеблются от 56 до 250°C, концентрация — от чистой воды до 8 % NaCl-экв. Твердая фаза во включениях Ic не растворяется до вскрытия. Среди всех ВФВ можно выделить несколько генераций, однако в данной работе этот вопрос не рассматривается. Отметим только, что по своим свойствам часть включений Ib типа фактически наследует более ранним флюидам.

Флюидные включения в шпировых обособлениях и пегматоидах

В целом набор включений в пегматоидных обособлениях, жеодах, занорышах таков же, как и в гранитах, хотя минеральный состав этих пород гораздо разнообразнее. Исследовались включения в кварце, берилле, топазе и флюорите. Отличительной чертой включений в этих минералах является отсутствие включений чистой углекислоты (тип IIa). Исключением явились два образца кварцевых жезд в грейзеновой оторочке. В одном из них присутствует клинопироксен (эгирин?), и включения CO₂ связаны с ним и очень напоминают такие же включения в гранитах. Диапазон плотностей углекислоты во включениях типа IIb гораздо шире, чем в гранитах, часть значений — ниже критической. В большей степени, чем в гранитах, имеют место локальные различия в характеристиках включений. В некоторых образцах полностью отсутствуют включения II типа.

Флюорит. Встречены только водно-солевые включения с температурой гомогенизации 133—160°C и концентрацией 5.6—8.2 % NaCl-экв.

Берилл. Плотность CO₂ во включениях типа IIb колеблется в пределах 0.74—0.84, мольная доля углекислоты в них — около 0.3;

концентрация соли в водной фазе (определена по температуре плавления клатрата) — 1.0—2.0 %. Включения гомогенизируются в углекислотную фазу при 320—325°C.

Топаз. В основном встречаются включения типа IIb. Плотность CO_2 в топазе из основной массы и в крупных кристаллах в среднем равны, но разброс значений в крупных кристаллах значительно больше. Мольная доля CO_2 в кристаллах основной массы 0.3—0.35, общая гомогенизация осуществляется в углекислотную фазу при средней температуре 307°C; в крупных выделениях топаза — соответственно: 0.21—0.29 и 315—325°C как в водную, так и в углекислотную фазы. Концентрация соли в водной фазе включений IIb, оцененная по температуре плавления клатрата 1.5—5.0 % NaCl. Включения, расположенные в корнях крупных кристаллов, имеют в целом более плотную углекислоту по сравнению с верхушками кристалла. Оценки давления по включениям IIb дают значения 1.5—2.2 кбар. Встречено включение с критической плотностью, содержащее 35 мол. % CO_2 , что позволяет оценить минимальное давление захвата его 1250 бар. В мономинеральном шлере кристаллов топаза наряду с включениями IIa с общей гомогенизацией в воду при 331°C встречены IIb включения с гомогенизацией при 274—326°C и концентрацией 5.0 % NaCl-экв. Пересечение изохор дает 400°C и 0.6 кбар.

Кварц. Выделяются несколько генераций включений. Самые ранние включения IIb имеют максимально высокую плотность CO_2 : 0.87—0.90, местами до 1.003 содержат 10—45 мол. % CO_2 и 0.9—1.7 % NaCl в воде. Общая гомогенизация при температуре около 300°C, но обычно включения вскрываются раньше. Расчет давления для этих включений дает значения 1.8—2.4 кбар.

Более поздние имеют бимодальное распределение плотностей: 0.70—0.65 и от 0.63 до критической, содержат 1.6—6.5 % NaCl, расположены рядом с включениями IIb с концентрацией 1.6—5.7 % с $T_{\text{гом}}$ 239—304°C и чистой водой с $T_{\text{гом}}$ 149—240°C соответственно. Пересечение изохор дает средние значения температур и давлений для двух ассоциаций: 380°C — 1.5 кбар и 240°C — 0.5 кбар.

Как видно из вышеизложенного, оценки P — T параметров захвата включений в кварце и топазе имеют очень широкий диапазон.

Флюидные включения в позднегидротермальных жилах

Систематического изучения жильных образований не было проведено, изучены включения только в одной кварцевой жиле, в которой присутствовал галенит. Присутствуют включения IIb и IIa, расположенные в субпараллельных залеченных трещинах, не выходящих за пределы зерна.

Включения IIb содержат 5.3—7.6 % NaCl-экв. гомогенизируются при 261—320°C.

Углекислота во включениях IIb имеет очень низкую плотность (около 0.2), составляет 2—4 мол. % общего состава, в водной фазе соль отсутствует. Полная гомогенизация наступает при 264—314°C.

Интерпретация полученных результатов

Кристаллизация кварца в гранитах, как определено выше, происходила при приблизительно 600°C и 2 кбар. Представляется, что первичные водно-солевые включения захватывали выделяющийся при дегазации магмы флюид, а углекислота поступала из другого источника и захватывалась растущими кристаллами. Основанием такого предположения являются факты: а) углекислота присутствует не во всех разностях пород; б) если бы CO_2 была растворена в магме наряду с водной фазой, в семействе первичных включений должна была наблюдаться плавная смена углекислотных, водно-углекислотных и водных включений, появившихся при разных этапах дегазации. По экспериментальным данным, при оцененных P , T и содержании соли в воде не более 3 % (как следует из полученных результатов) флюид состава H_2O — CO_2 —NaCl должен быть гомогенным. Таким образом, включения IIb должны присутствовать в качестве первичных. Если же флюид такого состава и достиг бы точки гетерогенизации (в этом случае должны появиться сингенетичные существенно водные и существенно углекислотные включения), то концентрация водных включений должна быть существенно выше, что не наблюдается.

Поэтому предполагается, что при кристаллизации в близконтактной зоне и сопутствующей дегазации сначала выделяется водная фаза, которая, накапливаясь и вызывая рост давления, затем смешивается с углекислотой, поступающей в виде флюидных потоков, и в таком виде фиксируется во включениях IIb. Плотность CO_2 и

концентрация соли в этих включениях в целом соответствуют таковой в ПФВ. Концентрация соли в водной фазе постепенно растет приблизительно до 5 %. При практически той же температуре общее давление увеличивается до тех пор, пока не происходит сброс его вследствие образования трещин. По оценкам Рейфа, предел прочности пород составляет 2 кбар, Файфа — 1 кбар, а гидроразрыв пород в скважинах наступает уже при 250 бар. В таком широком диапазоне могут достигаться условия для сброса давления, причем процесс может повторяться неоднократно. По данным включений, значения давления повышались вплоть до 3.2 кбар. При этом образуются пегматоидные, шлировые и другие обособления, в минералах которых во включениях фиксируется несколько этапов изменения P — T параметров, перечисленных выше. Кристаллизация топаза закончилась, по-видимому, при 400°C и 0.6 кбар, кварца — 240°C и 0.5 кбар.

В тех породах, где отсутствует CO_2 , концентрация соли во включениях Ib выше и это наследуется в более поздних включениях. Вообще, практически все наблюдаемые более поздние семейства включений наследуют состав предыдущих этапов и, в конечном счете, продуктов дегазации магмы и флюидных потоков CO_2 . Смешение этих первичных флюидов с метеорными водами не исключается, но оно не имело существенного влияния на свойства минералообразующих растворов, кроме, по-видимому, флюидов жильных образований, где во включениях IIb присутствует чистая вода, тогда как ювенильные воды всегда содержат некоторое количество соли.

Данная интерпретация результатов изучения включений о режиме формирования амазонитсодержащих пород Орловского месторождения носит дискуссионный характер и, по-видимому, требует сопоставления с данными геохимического и минералогического анализа.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 99-05-65225.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ОЛИВИНАХ НОРИЛЬСКИХ ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ

Н. А. Криволицкая

Введение. Постановка проблемы

Вопросы существования рудоносных магм, механизмы выноса и концентрирования рудных металлов из глубинных зон Земли относятся к фундаментальным проблемам петрологии и рудообразования.

С точки зрения наиболее успешного их решения платино-медно-никелевые месторождения, связанные с ультрабазит-базитовыми интрузивами, представляют наибольший интерес по сравнению с другими генетическими типами месторождений, поскольку процессы петро- и рудогенеза в них тесно взаимосвязаны.

Норильский рудный район с этой точки зрения является уникальным объектом изучения благодаря широкому проявлению разнообразного траппового магматизма, включающего многочисленные месторождения — от мелких до супергигантов.

Применение методов термобарогеохимии в данном случае позволяет получить данные о составах исходных расплавов, различающихся по степени рудоносности, и их эволюции в процессе кристаллизации.

История исследований и методы изучения включений

Впервые методы термобарогеохимии были использованы при изучении норильских рудоносных интрузивов в 60—70-е годы. Отдельные сведения о строении включений приводятся в работах А. Н. Феногенова и П. Ф. Емельяненко [16], Е. Н. Булгаковой и В. В. Рябова [3], В. В. Золотухина [7] и др.

Но наиболее полная их характеристика дана Е. В. Булгаковой [2] и В. В. Ворцепневым [4]. Эти работы не утратили своего значения до сих пор, поскольку в них проанализирован огромный фактический материал по Норильскому и, особенно, Талнахскому месторождениям — померены $T_{\text{гом}}$ расплавных включений в пироксенах и плагиоклазах по разрезам этих интрузивов, определены составы газов индивидуальных включений, а также изучен состав постмагматических флюидных включений. На основании этих данных по-

казана эволюция состава расплава в процессе рудообразования и его переход в расплав-раствор и далее — во флюид [4].

Тем не менее в силу объективных причин, т. е. практически полного отсутствия локальных методов исследования при изучении вещества на том уровне развития науки, многие вопросы остались нерешенными. Особенно это касается данных об исходных расплавах (их составах) и наличия летучих компонентов в них, поскольку они могут быть получены при изучении включений в оливинах, которые в силу технических трудностей того периода не были изучены. Некоторые сведения приведены только в более поздней работе И. П. Солововой с соавторами [15].

Нами были изучены первичные магматические включения в оливинах пикритовых и оливиновых габбро-долеритов Талнахского и Норильского интрузивов как максимально отражающие состав исходного расплава.

Проводился просмотр прозрачно-полированных пластинок с целью исследования распределения включений в породообразующих минералах и изучения их внутреннего строения. Гомогенизация включений осуществлялась в термокамере конструкции Слуцкого-Соболева в инертной среде. Для изучения флюидных включений использовалась термо-криокамера «Lincum» (с охлаждающим агентом жидким азотом), аналитик Т. Л. Крылова, а также рамановский микросонд, аналитик Ж. Дебюсси (г. Нанси, Франция). Составы фаз раскристаллизованных и стекловатых включений определялись на рентгеновском микроанализаторе «Camebax SX 50» (ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 30 нА) Н. Н. Кононковой на кафедре минералогии геологического факультета МГУ.

Сведения о геологическом строении района

Гипербазит-базитовые интрузивы норильского района являются составной частью трапповой формации и различаются по положению в разрезе, мощности, внутреннему строению и степени рудности. Вопросы их расчленения рассмотрены в многочисленных работах В. С. Соболева [14], М. Н. Годлевского [6], Н. С. Малича [11], Д. А. Додина [9] и др. Большая часть интрузивных образований относится к позднепалеозойскому-раннетриасовому этапам развития региона. Наблюдается эволюция их состава во времени: позднепермские интрузивы имеют щелочной и субщелочной харак-

тер, в то время как раннетриасовые образования представлены базитовыми и ультрабазит-базитовыми телами. Последние по внутреннему строению подразделяются [5] на контрастно дифференцированные, меланократовые и лейкократовые интрузивы.

Медно-никелевые руды связаны только с контрастно дифференцированными массивами, представляющими собой лентообразные тела длиной до 10—15 км и мощностью от 200 до 300 м. К ним относятся такие интрузивы как Талнахский и Норильск-1, содержащие уникальные Pt—Cu—Ni месторождения, интрузивы Норильск-2 и Черногорский с мелкими месторождениями, а также ряд безрудных массивов. Все они имеют сходное строение, снизу вверх в них выделяются: контактовые габбродолериты — такситовые габбродолериты — пикритовые габбродолериты — оливинсодержащие габбродолериты — безоливиновые габбродолериты — габбродиориты. В верхнем эндоконтакте часто присутствует прерывистый горизонт такситовых лейкогаббро, содержащий шпильчатые хромититы и пикритовые габбродолериты.

Два типа оруденения типичны для этих массивов: вкрапленные и массивные сульфидные руды в нижнем эндоконтакте и экзоконтакте и малосульфидное платинометальное оруденение в верхнем эндоконтакте.

Нами изучались оливины нижних пикритовых горизонтов, содержащих вкрапленные пентландит-халькопирит-пирротиновые руды, месторождений Талнахское и Норильск-1.

Преимущественно исследовались образцы соответствующих эталонных скв. 4051, ОУГ-2 и Г-22, а также из разрезов, отобранных в карьере «Медвежий ручей» и др.

Магматические включения в оливинах

Общая характеристика. При визуальном просмотре пластинок установлено три типа магматических включений [13].

1. Расплавные включения:

1) стекловатые — представленные стеклом + газовым пузырем (часто с рудным минералом), 1—2—25 мкм;

2) раскристаллизованные (20—110 мкм):

а — полностью (мелко- и крупнозернистые),

б — частично (количество стекла варьирует от 5 до 80 %).

2. Флюидные (1—2—40 мкм).

3. Твердофазовые (1—2—80 мкм).

4. Комбинированные — твердофазовые + расплавные (5—80 мкм).

Магматические включения распределены крайне неравномерно как в пределах отдельных образцов, так и внутри зерен оливина.

Расплавные включения встречаются чаще всего (80 % объема всех включений). Они различаются по размеру, что находит отражение в их строении: мелкие (средний размер 10—12 мкм) включения обычно стекловатые, а крупные (свыше 25 мкм) — раскристаллизованные.

Стекловатые включения имеют сходное строение (рис. 1): 70—80 % занимает стекло, 10—15 % — газ и 10—15 % — рудный минерал, обычно магнетит. В редких случаях рудные минералы отсутствуют и включение состоит из стекла и газа низкой плотности. Они имеют округлую, реже овальную форму. Включения концентрируются в центральных частях оливиновых зерен, иногда в очень большом количестве, но из-за мелких размеров общий их объем намного уступает раскристаллизованным. Особенно это типично для гранулированного оливина, в котором также резко возрастает доля рудного компонента (иногда до 70 %!), что ранее отмечалось В. В. Ворцепневым [4].

Раскристаллизованные включения (рис. 2) состоят либо полностью из кристаллических фаз, либо в них присутствует стекло, содержание которого варьирует от 5 до 80 % объема всего включения. Чаще встречаются полностью раскристаллизованные включения. Они имеют обычно округлую форму, частично дочерние кристаллы прорастают в оливин-хозяин. Включения с большим количеством стекла часто приближаются по морфологии к отрицательному кристаллу оливина. В виде минералов-узников в них установлены такие минералы как амфибол, слюда (флогопит), ортопироксен, ильменит, хромит, пирротин, халькопирит; И. П. Солововой также отмечался альбит [15]. Размер отдельных кристаллов зависит от размера самого включения, в самых крупных из них удлиненно призматические зерна амфиболов или пироксенов достигают в длину 80 мкм (при этом толщина их колеблется от 2 до 30 мкм), что видно на рис. 2.

Флюидные включения встречаются значительно реже, чем расплавные и составляют около 10 % от общего объема всех включе-

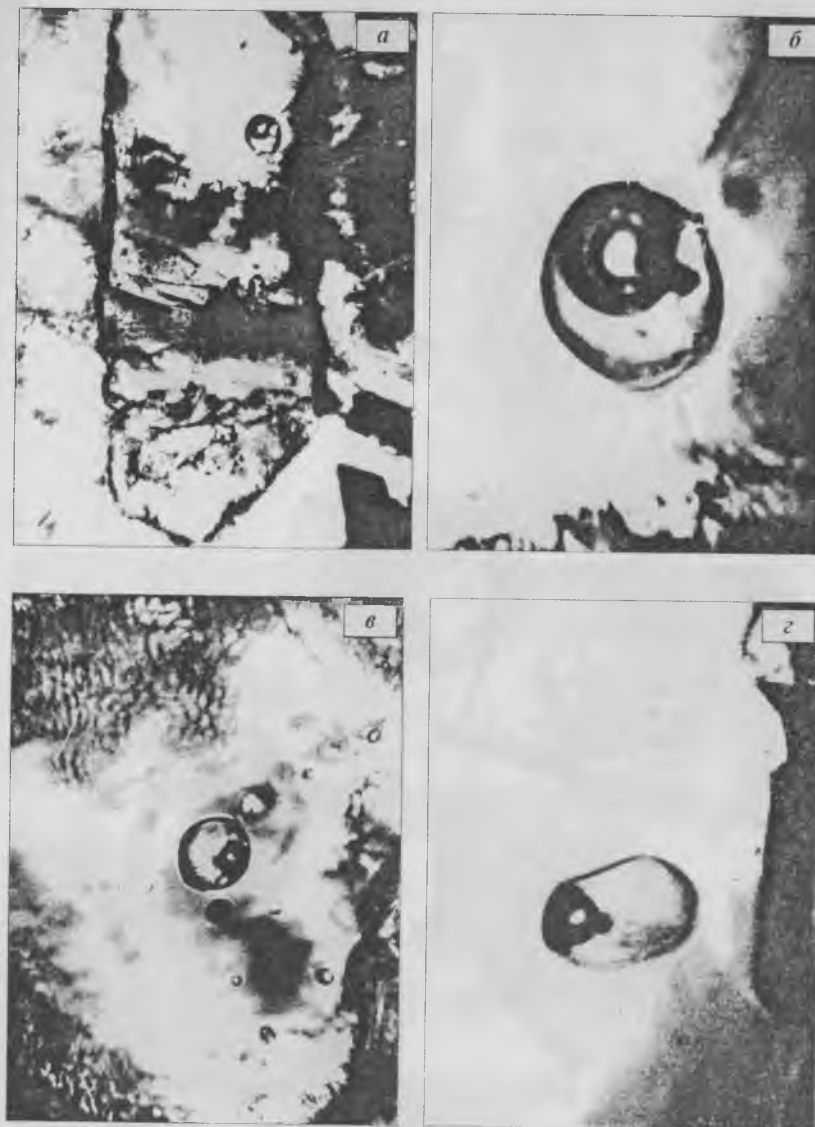


Рис. 1. Стекловатые включения в оливинах. Размер включений (мкм): а, б — 25; в — 18; г — 28.

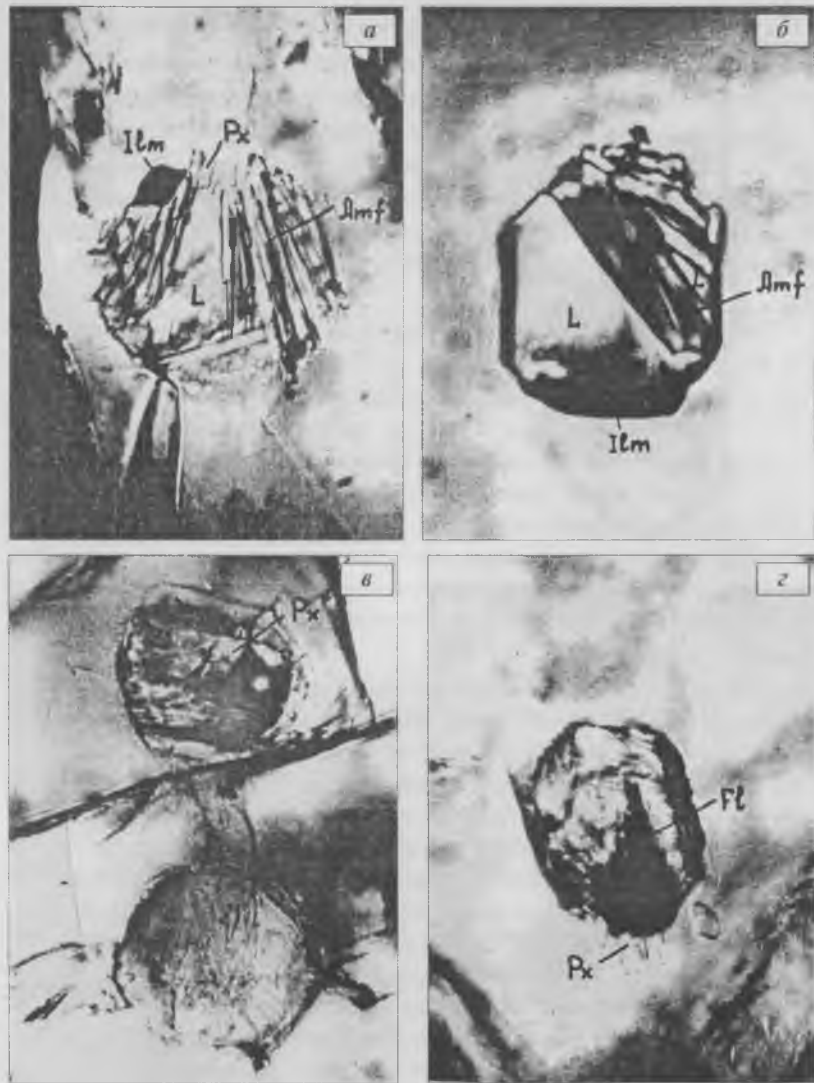


Рис. 2. Раскристаллизованные включения.
a, б — частично раскристаллизованные; *в, з* — полностью кристаллические.
 Размер включений (мкм): *a* — 110; *б, в* — 60; *з* — 40.
 L — стекло, Px — пироксен, Amf — амфибол, Ilm — ильменит, Fl — флогопит.



Рис. 3. Различные типы включений в оливинах.
a — газовое (25 мкм); *б* — твердофазовое (40 мкм); *в* — комбинированное (80 мкм).
 Cr — хромит, Px — пироксен, Ap — апатит; L+R — стекло + рудный минерал.

ний. Как правило, их размер составляет первые мкм, значительно реже попадаются крупные газовые включения до 40 мкм диаметром. По морфологии мелкие и крупные включения этого типа отличаются мало — они либо обладают формой отрицательных кристаллов оливина, либо правильных сферических образований, либо имеют неправильную форму (рис. 3, а). В крупных включениях при больших увеличениях на внутренней их поверхности видны кристаллические фазы.

Твердофазовые включения очень типичны для оливина. Их размер и морфология сильно варьируют, причем последний параметр сильно зависит от первого: мелкие включения (первые мкм — до 10—12 мкм) имеют оплавленные грани и представлены близкими к овальным зернами, в то время как крупные (более 15 мкм) характеризуются идиоморфными очертаниями. В последнем случае образуются кристаллы, характерные для каждого минерального вида — кубические для хромита (рис. 3, б) и магнетита, длиннопризматические — для апатита, короткопризматические — для плагиоклаза и пироксена. Среди кристаллических включений в оливинах ранее установлены полевой шпат и клинопироксен [15].

Комбинированные включения попадают достаточно часто и представляют собой либо сростки кристаллов (рис. 3, б), либо кристалла и стекла (рис. 3, в). Последний случай наиболее типичен, и обычно наблюдается образование расплавленного включения вокруг твердой фазы, чаще всего представленной оксидом (хромит, магнетит, ильменит), занимающим до 80 % объема комбинированного включения. Часто наблюдаются капли расплава (содержащего рудный компонент), прилипшие к кристаллам апатита (рис. 3, в).

Состав включений. *Расплавные включения* были проанализированы на микрозонде и состав их приведен в табл. 1. В крупных частично раскристаллизованных включениях наблюдается соответствие состава стекла и дочерних фаз: в присутствии флогопита, амфибола стекло из включения обогащено летучими компонентами (F, Cl) и щелочами — Na, K. Состав остаточных стекол (табл. 1, № 1, 2) достаточно кислый и содержит много щелочей, последнее типично и для гомогенизированного включения (табл. 1, № 16). Следует отметить довольно высокие концентрации летучих компонентов, особенно хлора, в стеклах. Стекловатые включения, так же как

Таблица 1

Составы стекловатых и раскристаллизованных расплавных включений в оливинах пикритовых габродолеритов

№ пп	№ вкл	№ образца	Минерал	Na ₂ O	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	FeO	MnO	Cl	F	S	Сум- ма
1	1	4051-3.8а	Стекло	3.17	71.01	0.99	16.50	2.72	0.92	0.04			1.33	0.12	0.12	0.04	0.03	96.99
2	2	4051-3.8	Стекло	6.19	72.35	0.05	16.69	1.24	0.87	0.04			0.80	0.02	0.11	0.19	0.03	98.58
3	3	4051-3.8б	Стекло	1.82	71.09	6.03	13.97	0.83	0.12	0			5.22	0.10	0.17	0.10	0.02	
4			Амфибол	4.16	42.84	21.63	13.22	2.19	0.30	0.31			8.15	0.04	0.11	0.09		93.04
5	4	4051-12	Стекло	8.77	69.40	0.24	15.96	0.07	0.08	0			0.75	0	0	0.12		95.39
6			Слюда?	3.89	54.32	10.38	13.22	2.77	0.20	0.09			6.38	0.15	0.01	0.22		91.63
7			Пироксен	1.58	54.15	19.90	4.30	0.07	0.67	0.02			11.51	0.32	0	0		92.37
8			Амфибол?	1.81	45.25	18.21	7.33	1.26	6.03	0.07			9.41	0.12	0.01	0.37		89.87
9			Ильменит		0.10	3.01	0.04			43.22	0.33	0.57	44.89	0.26				92.42
10	5	Г22-71.8а		0.17	35.68	21.65	11.61	1.10	0.10	0.01			17.49	0.14	0.02	0.11		88.08
11				0.07	35.17	21.79	11.03	0.61	0.21	0.06			16.83	0.15	0.04	0.07		86.03
12				5.53	55.12	6.45	17.45	1.79	1.11	0.05			9.05	0	0.04	0.12	0.02	96.73
13	6	Г22-71.8	Пироксен	0.60	52.30	23.30	3.41	0.04	2.69	0.77			15.95	0.35	0	0		99.41
14			Слюда	2.68	38.20	20.02	15.54	5.17	0.03	0.67			9.86	0.04	0.06	0.38		92.65
15			Амфибол	3.24	45.00	15.51	9.92	0.21	8.66	2.89			11.86	0.23	0.04	0		97.56
16	7	4051-18	Стекло	1.83	55.54	7.82	11.52	2.97	2.89	1.32			16.04	0.08	0.10	0.04	0.02	98.34

Примечание. Пропуски в таблице — элемент не определялся.

Составы твердофазовых включений в оливинах шкритовых габродолеритов

№	№ образца	Минерал	Na ₂ O	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	ZnO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	FeO	MnO
1	Г22-71.8	Хромит		0	1.82	4.84		0.17	6.77	20.06	0.81	58.2	0.35	
2	Г22-71.8	Хромит		0	1.88	5.44		0.12	6.38	19.82	0.77	59.2	0.39	
3	Г22-71.8a	Хромит	0	1.82	4.84		0.17	6.77	20.06	0.81	58.2	0.35		
4	Г22-71.8a	Магнетит*		0	0.91	2.65			0.17	7.98	8.15	0.78	72.2	0.28
5	Г22-72.8a	Плагиоклаз	1.52	44.99	1.79	30.46	0.11	15.44		0.06			2.56	0.08
6	Г22-72.8	Плагиоклаз	1.59	46.84	1.31	32.88	0.08	16.14		0.04			2.37	0
7	Г22-76.1	Плагиоклаз	2.20	48.86	0.05	32.60	0.10	16.41		0.04			1.12	0
8	Г22-70.4	Плагиоклаз	2.77	50.49	0.06	32.89	0.12	15.22		0.06			1.26	0.06
9	Г22-70.4	Плагиоклаз	2.94	49.93	0.10	32.00	0.11	14.75		0.13			1.49	0.05
10	Г22-70.4	Плагиоклаз	5.23	55.35	0.58	27.04	0.42	9.64		0.08			2.10	0.01

и порода в целом, часто подвергаются вторичным изменениям (рис. 2, в — нижнее включение). Состав таких продуктов изменения приведен для включения 5 (табл. 1).

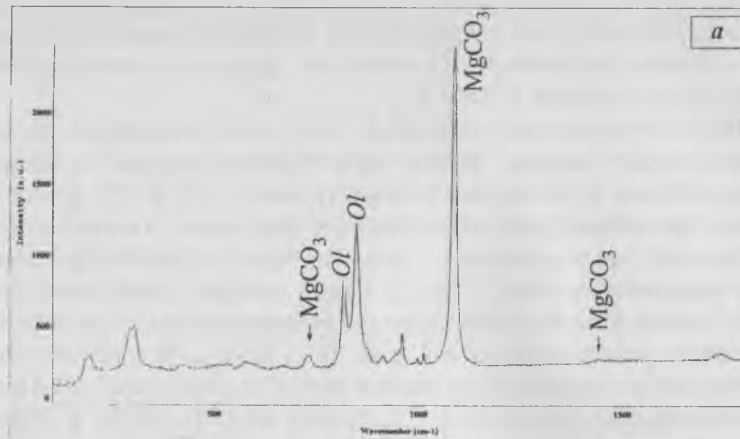
Из *кристаллических включений* пока проанализированы только плагиоклазы и оксиды. Первые характеризуются очень выдержанным составом и относятся к битовниту (табл. 2, № 5—9). Для сравнения проанализирован также породообразующий плагиоклаз, образованный после оливина, — он имеет более кислый состав (помечен звездочкой в табл. 2, № 10). Среди оксидов преобладает хромит, отличительной особенностью которого является высокое содержание титана в нем (до 6.77 мас. % — табл. 2, № 1—3). На этом основании все проанализированные хромиты, обнаруженные в виде кристаллических включений в оливинах, можно отнести к титано-хромитам.

Интересно, что по составам они близки к таковым бушвельдского комплекса, превосходя их по концентрации Ti. В качестве примесей все проанализированные зерна содержат ванадий, марганец и цинк. Также для сравнения был определен состав интерстициального оксида, он содержит намного меньше хрома и сдвинут в этом изоморфном ряду в сторону магнетита (также помечен звездочкой в табл. 2, № 4).

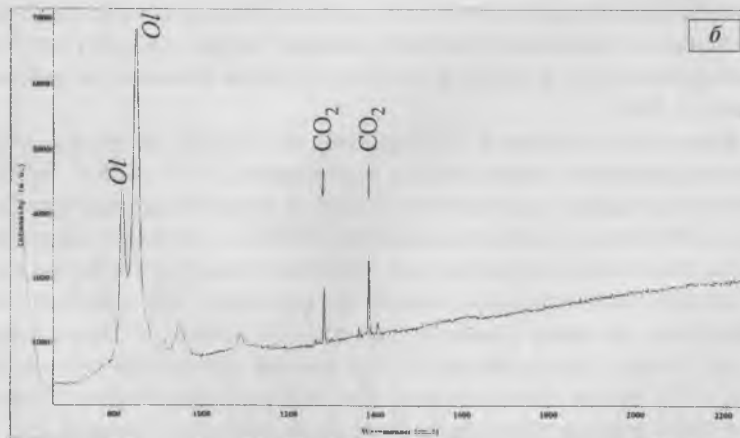
Флюидные включения для изучения их состава на первом этапе были подвергнуты охлаждению в криокамере до $T = -165 \div -190^\circ\text{C}$, причем изучались как газовые пузыри в стекловатых включениях, так и собственно газовые включения. В обоих случаях никаких видимых изменений не произошло, что свидетельствует о чрезвычайно низкой плотности образующих их флюидов. Это же было подтверждено данными рамановской спектроскопии — обнаружены только низкие концентрации CO₂ в составе флюидных включений (рис. 4, б), другие газы (водород, азот, метан) отсутствуют. С помощью этого метода также были определены составы твердых фаз на стенках вакуолей — в одном случае магнетит (рис. 4, а), в другом — органический углерод (рис. 5).

Обсуждение результатов

Вопрос о специфических особенностях расплавов рудоносных интрузий норильского района является актуальным на протяжении более полувека, начиная с открытия и эксплуатации месторожде-



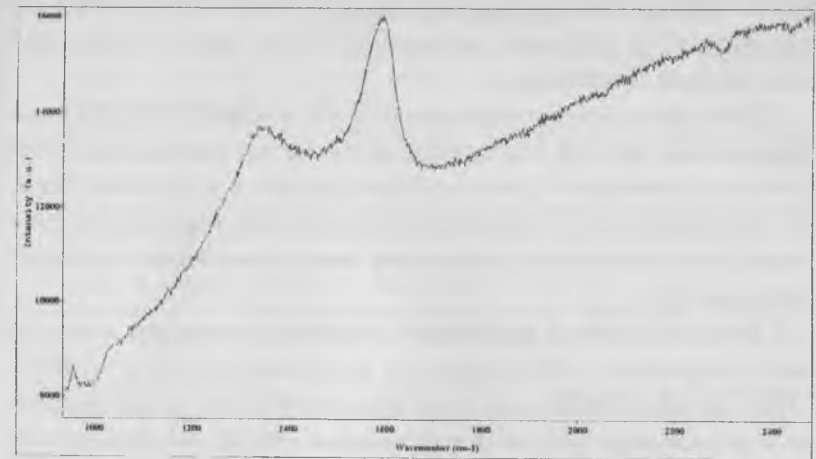
Sample	Si	Grating	1800
Operator	И	Slt	500
Date	2-04-99	Hole	300
Time	5	Filt	—
Power	50	Objectiv	x80
Excl. line	514.532	Remark	plan brilliant



Sample	Si	Grating	1800
Operator	И	Slt	500
Date	2-04-99	Hole	500
Time	20	Filt	—
Power	50	Objectiv	x80
Excl. line	514.532	Remark	plan brilliant



Рис. 4. Рамановские спектры газового включения.
 а — спектр твердой фазы на стенках включения — магнетита;
 б — спектр газовой составляющей включения — CO₂.



Sample	Si	Grating	1800
Operator	И	Slt	500
Date	2-04-99	Hole	500
Time	10	Filt	—
Power	50	Objectiv	x80
Excl. line	514.532	Remark	plan brilliant



Рис. 5. Рамановский спектр органического углерода, обнаруженного в одном из газовых включений.

ния Норильск-1. Особое внимание при этом всегда уделялось роли летучих компонентов в переносе и концентрировании полезных компонентов, особенно платиновых металлов [8]. Об этом свидетельствовали многие геологические данные: высокая степень автометаморфических преобразований рудоносных интрузивов; наличие мощных метаморфических и метасоматических ореолов вокруг них; присутствие многочисленных минералов, обогащенных летучими компонентами, в пределах интрузивов и др. Все это существенно отличает их от нерудоносных массивов.

Однако данные по составу газовой фазы весьма ограничены и противоречивы. Большая часть их получена на основании анализа валовых проб методом газовой хроматографии [1, 10, 12]. Результаты этих исследований свидетельствуют о ведущей роли водорода в составе флюида. В то время как немногочисленные данные исследования газовой составляющей магматических включений, проведенные еще Е. Н. Булгаковой [2], сильно отличаются. Они показыва-

ли, что главная роль принадлежит CO_2 (до 80 % объема газовой составляющей), а остальное составляют редкие газы — такие как азот, водород, метан и др.

Проведенные нами ограниченные исследования с применением современных методов подтверждают последние результаты. Главными составляющими флюидной фазы являются углекислый газ и, по-видимому, вода. Установлены также впервые высокие концентрации хлора в расплавах рудоносных интрузивов, и также впервые определен фтор.

Состав расплавных включений свидетельствует о том, что оливины пикритовых габбродолеритов образовались при $T = 1210\text{--}1270^\circ\text{C}$ из базальтового расплава, обогащенного железом и щелочами и насыщенного летучими компонентами (о чем свидетельствует наличие самостоятельных флюидных включений). Эти данные близки к результатам, полученным И. П. Солововой с соавторами [15].

Выводы

1. Изучение магматических включений в оливинах нижних горизонтов Норильского и Талнахского интрузивов показало, что они относятся к 4 типам — расплавному, флюидному, твердофазовым и комбинированным.

2. Изучение состава включений и температур их гомогенизации свидетельствует об образовании оливина из материнского базальтового расплава, обогащенного железом, щелочами и хлором при температуре до 1270°C .

Благодарности

Автор искренне признателен за помощь в работе и консультации М. А. Богомолу, А. В. Гирнису, Ж. Дебюсси, Т. Л. Крыловой, Ф. П. Мельникову, С. Ф. Служеникину, А. П. Солововой, Д. М. Туровцеву, Д. Н. Хитарову. Особую благодарность автор выражает чл.-корр. РАН А. В. Соболеву за предоставленную возможность проведения термобарогеохимических исследований и постоянное содействие в их осуществлении.

Список литературы

1. *Аллонов В. С.* Флюидный режим и проблема платиноносности дифференцированных интрузий основного состава // Платина России. Т. II. Кн. 1. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 102—106.
2. *Булгакова Е. Н.* Температурные условия формирования норильских дифференцированных интрузий // Автореф. дис. ... канд. г.-м. н. Новосибирск, 1971. 24 с.
3. *Булгакова Е. Н., Рябов В. В.* Первые данные по изучению включений минералообразующей среды в магматических и постмагматических минералах Талнахской дифференцированной интрузии // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972. С. 292—295.
4. *Ворцнев В. В.* Термобарогеохимические условия образования Талнахского медно-никелевого месторождения // Автореф. дисс. ... канд. г.-м. н. М., 1978. 25 с.
5. *Струнин Б. М., Дюжиков О. А., Бармина О. А., Комаров В. В.* Геологическая карта норильского рудного района масштаба 1:200 000. Объяснительная записка. М.: АО «Геоинформмарк». 118 с.
6. *Годлевский М. Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 63 с.
7. *Золотухин В. В., Ковязин С. В., Щербакова З. В.* О составе включений расплава в породообразующих минералах некоторых пермо-триасовых основных и ультраосновных пород Сибирской платформы // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. Новосибирск: Наука, 1988. С. 59—72.
8. *Дистлер В. В., Дюжиков О. А.* Формации сульфидных медно-никелевых месторождений // Генетические модели эндогенных рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1988. С. 166—172.
9. *Додин Д. А., Батуев Б. Н.* Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и метаморфического ореола // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971. С. 31—100.
10. *Летников Ф. А., Гантимура Т. П., Сизых И. В.* К оценке флюидного режима континентального вулканизма некоторых областей Евро-Азии (пермь-миоцен) // Геохимия. 1998. № 5. С. 448—455.
11. *Малич Н. С.* Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра. 1975. 216 с.
12. *Неручев С. С., Прасолов Э. М.* Флюидно-геохимическая модель платиноидных месторождений, связанных с трапповым магматизмом // Платина России. Т. II. Кн. 1. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 94—101.
13. *Соболев А. В.* Происхождение и эволюция магнезиальных мантийных магм // Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М., 1997. 47 с.
14. *Соболев В. С.* Петрология траппов Сибирской платформы // Тр. Ин-та геологии Арктики. 1936. Т. 43. 214 с.
15. *Соловова И. П., Гирнис А. В., Гужова А. В. и др.* Изучение микровключений в минералах ультрамафитов норильской расслоенной интрузии // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. Иркутск, 1990. С. 156—157.

16. Феногенов А. Н., Емельяненко П. Ф. Первичные включения в оливинах рас- слоенных базит-гипербазитовых трапповых интрузивов северо-запада Сибир- ской платформы // ДАН. 1980. Т. 255. № 6. С. 1467—1470.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ ПИТАЮЩИХ И МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКЕ

*П. Н. Баранов, Е. В. Сливная, В. В. Соболев, Ю. Т. Хоменко,
Л. М. Козловский, Р. Б. Камков, М. Л. Куцевол, А. Г. Баранов,
Л. И. Цоцко*

Введение

В настоящее время требования, предъявляемые к геологической практике, резко возросли. Связано это, прежде всего, с тем, что месторождения полезных ископаемых, расположенные вблизи зем- ной поверхности, почти исчерпаны, а поиск новых месторождений на больших глубинах требует более современных и совершенных методов поиска, так как господствующие в геологической практике методы (геолого-геохимические и геофизические) поисков место- рождений полезных ископаемых на этом этапе работ малоэффе- тивны из-за неоднозначности решений. В связи с этим возникает необходимость в разработке новых методик, которые однозначно реконструировали бы природу геохимических элементов в геологи- ческих системах. Ближе всего к решению этих проблем стоят мине- ралогические методы, т. к. наличие или отсутствие тех или иных элементов генетически связано с процессами минералообразова- ния.

Одним из прямых методов природного минералообразования по праву считается учение о включениях в минералах (термобарогео- химия). Однако результаты экспериментальных работ по синтезу кварца в твердой железоуглеродной среде совместно с результата- ми исследования природных объектов позволили изменить пред- ставление о минералообразующих средах, которое бытует в настоя- щее время в термобарогеохимии.

Общие понятия о питающих и минералообразующих средах при кристаллизации минералов

Непосредственно минералообразующей средой и ее реконструк- цией термодинамических и физико-химических параметров зани- мается термобарогеохимия, где минералообразующая среда приме- нительно к магматогенному минералообразованию понимается как «... ионно-электронная среда магматических расплавов в основном силикатных веществ» [1], которая при росте минералов захватыва-

ется растущей гранью. Однако, как известно, из захваченных микропорций магматических расплавов в результате их раскристаллизации образуются различные минеральные фазы (кварц, полевой шпат, биотит и др.), т. е. микропороды. Отсюда следует, что минералы захватывают не минералообразующую среду, как это принято понимать в термобарогеохимии, а породообразующую. Но дело, конечно, не в названии расплавных включений, а в том, что материально существует и минералообразующая среда, и породообразующая. И материализовать их можно с помощью включений.

В связи с этим приведем краткие результаты изучения твердых и расплавных включений в кварце вулканитов липарито-игнимбритового комплекса Береговского района. Полученные данные позволили установить закономерную связь между твердыми и расплавными включениями и, тем самым, сделать вывод: твердые включения являются не случайными инородными включениями, как это признается в термобарогеохимии, а представляют собой неотъемлемый компонент минерала-хозяина. А следовательно, и механизм образования включений (твердых, расплавных) необходимо рассматривать как нечто единое с минералом-хозяином.

Из классической минералогии известно, что непосредственным строительным материалом при росте минералов являются атомы и молекулы, выделяемые из питающей среды.

Следовательно, кристаллизация минералов в любых средах осуществляется по схеме: питающая среда (твердая, жидкая) — минералообразующие элементы (газ) — растущий кристалл.

Доставка атомов, молекул на растущую грань происходит различным путем. К одному из наиболее вероятных механизмов относится транспортная реакция, когда элементы на границу кристалла доставляются с помощью водорода, кислорода и других элементов. В результате на поверхности кристалла адсорбируются элементы-примеси, что приводит к зарождению и росту кристаллических фаз на теле минерала. Поэтому зону между питающей средой и кристаллом необходимо рассматривать как минералообразующую, в которой происходит рост не только минерала, но и зарождение и рост его твердых включений.

Питающей средой в данном случае выступает магматический расплав. По мере роста кристалла он обедняется теми компонента-

ми, из которых строится кристалл, и обогащается всеми прочими, т. е. примесями и флюидами. Отталкиваемые кристаллом, последние накапливаются перед фронтом кристаллизации и захватываются вместе с магматическим расплавом, либо гидротермальным раствором, растущей гранью кристалла.

При этом вулканическое стекло в расплавных включениях выступает как реликт питающей среды, обогащенный элементами-примесями. Твердые включения отражают состав примесных элементов в минералообразующей зоне, а газовая фаза расплавных включений — летучих компонентов. Основные элементы минералообразующей среды заложены в составе минерала-хозяина.

Совсем другой статус твердые включения приобретают в минералах, образованных в твердой среде. В связи с этим проводились эксперименты по синтезу кварца в твердой железоуглеродной среде.

Синтез минералов показал, что в твердой среде, так же как и в жидкой, устанавливаются твердые сингенетические включения. Но в магматических минералах преобладают включения питающей среды, а в минералах, сформированных в твердых средах — твердые и газовые. Такая закономерность определяется размером зоны между растущим кристаллом и питающей средой, т. е. чем больше размер межфазной зоны, тем больше твердых и наоборот.

Таким образом, вышеизложенный материал позволил установить закономерную связь между размером межфазной зоны (питающая среда — кристалл) при кристаллизации минералов и наличием в них включений. При этом размер зоны определяется агрегатным состоянием среды, т. к. при кристаллизации минералов в расплавах преобладают расплавные включения, а при формировании в твердой и газовой средах — твердые и флюидные. По понятным причинам наиболее информативными включениями в первом случае являются расплавные включения, а во втором — твердые. Для подтверждения последнего заключения рассмотрим некоторые теоретические аспекты формирования метаморфических минералов, которые позволят проследить процесс их кристаллизации в твердой среде.

Известно, что при метаморфизме главными способами образования минералов являются перекристаллизация (кристаллобластез)

и метасоматоз. На первой стадии происходит медленная перекристаллизация (без изменения химического состава) мелкозернистых минеральных агрегатов в крупнозернистые, т. е. происходит диффузия ионов, молекул в твердой среде от мелких зерен к крупным. Питающей средой в данном случае являются мелкозернистые минералы и их включения. Они определяют состав элементов в минералообразующей среде при кристаллизации крупных минералов. В связи с тем, что процесс перекристаллизации происходит при тесном взаимодействии новообразований с питающей средой, это приводит к захвату последних (питающих сред) первыми (новообразованными минералами). Кроме того, растущими кристаллами захватываются и минералы, которые устойчивы при данных термодинамических условиях. Исходя из этих соображений, в минералах, образованных в результате перекристаллизации, будут содержаться твердые включения питающих сред, реликтовые и сингенетические.

На второй стадии минералообразования главную роль играют восходящие флюиды, в состав которых входят минералообразующие и летучие компоненты. Следовательно, состав новообразованных минералов и их включений будет определяться составом флюидов и составом исходных пород. Поэтому в минералах, образованных в процессе метасоматоза, будут устанавливаться реликтовые включения акцессорных и породообразующих минералов, за счет которых образовались новые минералы, а также сингенетические и эпигенетические твердые и флюидные включения.

Проанализировав полученные данные, мы пришли к выводу, что при отсутствии включений расплавных и гидротермальных (питающей среды), всю информацию о процессах минералообразования несут твердые включения. В связи с этим проводились работы по изучению закономерностей распределения этих включений в гранитоидных комплексах докембрия Западного Приазовья Украинского щита (УЩ), результаты которых будут показаны ниже.

Включения, их характеристики и информативность при решении практических задач

С точки зрения теории роста кристаллов, включения — это, прежде всего, ростовые дефекты [2], в которых, согласно термоба-

рогеохимии, сохраняются условия и специфика роста самого кристалла.

Однозначную информацию о магматических расплавах при кристаллизации минералов можно получить из характеристик расплавных включений. Однако при изучении их, применительно к вулканическим комплексам, одни характеристики могут быть применимы для выявления условий образования отдельных кристаллов, т. е. для решения проблем локального магматогенного минералообразования (частные характеристики), другие — для определения общего состояния магматических расплавов и их качественного состава при кристаллизации минералов (общие характеристики).

Частные характеристики расплавных включений — форма, размер, температура гомогенизации, количественный состав определяют термодинамическими и физико-химическими условиями той зоны роста минерала, в которой находятся включения. Известно, что эти условия изменяются не только в пределах одного минерала-хозяина, но и вдоль одной зоны роста. В связи с этим частные характеристики включений колеблются в широких пределах, что, в свою очередь, не всегда позволяет выделить однозначные параметры даже для одного минерала.

Общие характеристики расплавных включений — качественный состав, степень раскристаллизации с выдержанными параметрами определяются качественным составом магматических расплавов, а также местом и временем формирования минерала-хозяина в вулканическом процессе. Как пример рассмотрим результаты изучения общих характеристик расплавных включений в вулканитах Береговского района (Закарпатье), где устанавливаются продукты извержения от взрывных до эффузивных.

Расплавные включения как критерий расчленения и корреляции «немых» вулканогенных толщ. На примере вулканитов липарит-игнимбритового комплекса Береговского района продемонстрируем результаты изучения расплавных включений.

В геологическом строении района принимают участие три вулканогенные толщи, разделенные двумя осадочными (маркирующими) пачками пород.

Нижняя вулканическая толща липаритовых туфов представлена псефитовыми и псаммитовыми разновидностями, кварц которых

содержит расплавные включения раскристаллизованного вулканического стекла.

Средняя вулканическая толща липаритовых туфов представлена пелитовыми, гравийно–псефитовыми, псаммитовыми разновидностями. В кварце устанавливаются раскристаллизованные и аморфные включения с газовой фазой и без нее. Первые встречаются крайне редко. Аморфные включения подразделяются на три разновидности: 1) однофазные включения чистого вулканического стекла; 2) включения аморфного вулканического стекла с капельками флюида на границе вакуоли с кварцем; 3) включения чистого вулканического стекла с кристаллической фазой (биотит).

Верхняя вулканогенная толща представлена игнимбридами (бескварцевыми, кварцевыми), туфами, спекшимися туфами.

Бескварцевые игнимбриды. Расплавные включения в плагиоклазе игнимбритов представлены раскристаллизованным вулканическим стеклом прямоугольной формы, ориентированным строго по зональности минерала–хозяина.

Кварцевые игнимбриды. Кварц содержит включения двух видов: аморфные и раскристаллизованные. Аморфные подразделяются на две разновидности: 1) трехфазные включения аморфного стекла с газовой и кристаллической (базальтическая роговая обманка, ильменит, рутил) фазами; 2) двухфазные включения аморфного вулканического стекла с газовой фазой. Следует отметить, что аналогичные включения устанавливаются в восточном блоке в туфах и спекшихся туфах.

Проанализировав полученные результаты, мы установили, что каждый выделенный горизонт липарит–игнимбритового комплекса содержит расплавные включения в кварце, отличающиеся по количественному и качественному составу фаз. Это и послужило основанием для использования расплавных включений в качестве критерия расчленения вулканитов. Следовательно, критериями являются те включения, которые встречаются повсеместно и отражают условия формирования магматического очага, дающего продукты для определенного горизонта.

Приведем некоторые примеры использования результатов изучения общих характеристик расплавных включений.

Как уже отмечалось выше, в кварце липаритовых туфов средней вулканогенной толщи устанавливаются аморфные и раскристаллизованные включения.

Картирование общих характеристик расплавных включений позволило выявить закономерное их распределение в средней вулканогенной толще как в пространстве, так и во времени. В результате картирования каждой группы вулканитов, которые определены по расплавным включениям, совместно с анализом мощностей и размером пирокластического материала выделено три самостоятельных горизонта липаритовых туфов в пределах средней вулканогенной толщи. Они имеют не только различное размещение в средней вулканогенной толще, но и различные центры извержения.

Сопоставление частных геологических разрезов обычно производится в тех районах, участках, где отсутствуют маркирующие горизонты и положение тех или иных горизонтов не определено. Особую трудность в этих случаях представляют вулканиты с различными петрографическими характеристиками.

Так, при изучении разрезов скважин в восточной части Береговского района (Закарпатье), было установлено, что гетерогенные расплавные включения в кварце устанавливаются не только в кварце игнимбритов, но и в туфах и спекшихся туфах, т. е. устанавливается зональность пирокластических потоков как по латерали, так и в вертикальном разрезе.

Не менее интересными получились результаты изучения расплавных включений в кварце вулканитов Чукотки (бассейн верхнего течения рек Пегтымель и Экиатап). Здесь также устанавливаются аморфные (одно-, двух- и трехфазные) и раскристаллизованные включения, которые позволили сопоставить геологические разрезы участка Пламенский, Встречной, Осадок, Гытолкуульской и провести их корреляцию.

Распределение расплавных включений из кварца в стратиграфическом разрезе вулканитов Чукотки аналогично распределению включений в вулканитах Закарпатья.

Из этого следует, что в вулканическом комплексе Чукотки, как впрочем и в вулканитах Камчатки (участок Аметистовая), подтверждается установленная в Закарпатье закономерная связь между общими характеристиками расплавных включений и продуктами

каждой фазы извержения. Кроме того, идентичное распределение расплавных включений в стратиграфическом разрезе Закарпатья выдерживается и в вулканиках Чукотки, Камчатки, т. е. выявленные критерии расчленения в липарито–игнимбритовом комплексе Береговского района (Закарпатье) будут характерны и для других стратовулканов, независимо от возраста и места расположения региона.

Твердые включения в кварце гранитоидных комплексов и возможности их использования

В первой главе мы показали, что при отсутствии включений расплавных и гидротермальных (питающей среды), всю информативность о процессах минералообразования несут твердые включения. В связи с этим проводились работы по изучению закономерностей распределения этих включений в гранитоидных комплексах докембрия Западного Приазовья Украинского кристаллического щита.

Гранитоиды бассейна р. Гайчур. В геологическом строении района принимают участие супракрустальные образования (центрально– и западноприазовской серии) и гранитоиды (шевченковского и приазовского комплексов).

Включения в кварце гранитоидов представлены роговой обманкой, биотитом, флогопитом, цирконом, апатитом, сфеном, эпидотом, силлиманитом, рутилом, пиритом, полевым шпатом, ксенотимом, иттротитанитом, углекислотой (сжиженной, газовой), водными растворами.

В генетическом отношении включения в кварце гранитоидов подразделяются на прото–, син– и эпигенетические, т. е. каждая выделенная генетическая группа включений несет определенную информацию о формировании кварца. Так, протогенетические включения указывают на образование кварца в твердой среде за счет исходных метаморфических пород, а син– и эпигенетические — отражают специализацию минералообразующей среды при кристаллизации кварца. В зависимости от состава последних, изучаемые гранитоиды имеют титанистую, алюминиево–титанистую, алюминиевую специализацию минералообразующей среды кварца.

Таким образом, для каждой разновидности гранитоидов выделяются характерные включения в кварце, т. е. критерии расчленения.

Крупномасштабное картирование корреляционных включений (масштаб 1:50 000) позволило выявить место каждой разновидности гранитоидов в пределах изучаемой площади.

Анализ полученных результатов указывает на то, что специализация минералообразующей среды кварца в гранитоидах коррелирует с составом метаморфических пород. Эта закономерность, исходя из вышеизложенного механизма образования включений, определяется процессом гранитизации последних, т. е. если гранитизация идет за счет амфиболитов, то кварц характеризуется титанистой специализацией минералообразующей среды, а если за счет биотитовых гнейсов — алюминиевой, что характерно не только для титана и алюминия, но и для других химических элементов.

Гранитоиды и сподуменовые пегматиты Шевченковского месторождения. В геологическом строении района принимают участие гранитоиды, пегматиты и супракрустальные образования верхнеархейского–нижнепротерозойского возраста.

Включения в кварце гранитоидов и пегматитов представлены твердыми, флюидными и вторичными (метасоматическими) разновидностями. В генетическом отношении они подразделяются на прото–, син–, эпигенетические. Включения в кварце данного и вышеописанного района аналогичны, в связи с этим отметим лишь те, которые не отмечены выше — это сподумен (реликтовый, син– и эпигенетический) и альбит.

Различный состав син– и эпигенетических включений позволил выделить семь разновидностей гранитоидов, каждая из которых имеет специфическую среду минералообразования кварца.

Особое внимание следует уделить четвертой разновидности пород, в которую входят сподуменовые и сподумен–альбитовые пегматиты. Они характеризуются силлиманит–андалузит–сподуменовой специализацией включений в кварце. Анализ полученных результатов позволяет нам предположить, что сподуменовые пегматиты формируются следующим образом. На ранних этапах прогрессивного метаморфизма образуется петалит, затем на стадии регрессивного метаморфизма он распадается на сподумен и кварц. Доказательством сказанного служат реликты сподуменовых пегматитов в микроклиновых.

Олигоклазовые и микроклиновые пегматиты шестой разновидности гранитоидов содержат игольчатые эпигенетические включения сподумена и сингенетического силлиманита. Они, как правило, ассоциируют с включениями реликтового сподумена, т. е. это еще раз указывает, что сподуменные пегматиты являются более древними образованиями, чем керамические.

Таким образом, изучение твердых и флюидных включений позволило в пределах изучаемой площади выделить семь разновидностей гранитоидов, в которых состав включений четко коррелирует с составом метаморфических пород. При этом, гранитоиды с титанистой специализацией кварца пространственно совмещены с супракристалльными образованиями нижней части разреза, а граниты с алюминиевой — с верхней. Причем интенсивность гранитизации в верхней части разреза намного выше, чем в нижней, т. е. в последней образовались маломощные тела пегматоидных гранитов, а в верхней части разреза — обширные поля керамических пегматитов.

Способ прогнозирования сподуменных пегматитов. На основе полученных результатов установлено, что сподуменные пегматиты пространственно совмещены с гранитоидами первой разновидности, а микроклиновые, олигоклазовые пегматиты — с гранитоидами, имеющими алюминиево-титанистую специализацию.

С помощью крупномасштабного картирования включений (твердых, флюидных) в пределах Шевченковской структуры выделены поля пегматитов с реликтовыми включениями сподумена и сингенетическими.

Реликтовые включения сподумена в кварце встречаются в микроклиновых, олигоклазовых и альбитовых пегматитах. Они (включения) указывают на то, что последние образовались за счет сподуменных пегматитов и дают основание на постановку дальнейших поисковых работ в пегматитоносной структуре с учетом степени гранитизации и мощности структуры.

Сингенетические включения сподумена, имеющие ступенчатую поверхность граней, позволяют осуществлять непосредственный поиск сподуменных пегматитов, т. е. предлагается новый способ прогнозирования сподуменных пегматитов. Сущность способа заключается в том, что количество сингенетических включений спо-

думена от микроклиновых пегматитов к олигоклазовым, альбитовым, сподуменным увеличивается, а именно: в кварце микроклиновых пегматитов содержатся единичные включения сподумена, а в сподуменных — их содержание иногда достигает 50 % от общей массы кварца.

В результате крупномасштабного картирования включений мы установили, что предложенный критерий позволяет однозначно выделить предрудные пегматиты, которые накладываются и уничтожают сподуменные.

Гранитоиды зоны сочленения Приазовья с Днепровско-Донецкой впадиной. В геологическом строении района принимают участие архейские гнейсо-сланцевые породы и протерозойские гранитоиды.

В кварце гранитоидов содержатся твердые протогенетические (роговая обманка, биотит, флогопит, циркон серо-желтого цвета, апатит толстопризматический, сфен, эпидот, полевой шпат), сингенетические (силлиманит, циркон прозрачный, рутил, сфен прозрачный, эпидот светло-зеленый, ильменорутит, полевой шпат правильной формы, ильменит) и эпигенетические (рутил, сподумен, углекислотные, водные) включения. В зависимости от наличия син- и эпигенетических включений выделяется 5 основных разновидностей гранитоидов, имеющих титанистую, алюминиево-титанистую, алюминиево-литиевую, алюминиевую, алюминиево-редкоземельную специализацию минералообразующей среды кварца.

Выделенные пять разновидностей гранитоидов со специфическими включениями в кварце закономерно распределяются в пределах изучаемой площади. При этом третья разновидность гранитоидов закономерно совпадает с геохимическими аномалиями на редкометалльные пегматиты.

Однако, как уже отмечалось, включения сподумена являются продуктом распада твердого раствора, следовательно, литий при кристаллизации присутствовал в виде иона, что возможно только в газовой среде. Об этом же свидетельствуют сингенетические высокоплотные углекислотные включения, ориентированные в том же направлении, что и сподумен. Но, как известно, высокие концентрации лития образуются только в водном растворе. Поэтому данные породы, а следовательно, и геохимические аномалии на редко-

метальное сырье являются бесперспективными, что подтверждено при их разбурировании.

Таким образом, выявление закономерностей распределения включений в кварце позволяет расчленить гранитоиды изучаемого района с учетом специализации и условий образования, а также опрделить природу полезной минерализации.

Корреляционная схема расчленения гранитоидов Западного Приазовья УЩ. Гранитоиды Западного Приазовья представляют собой широкий спектр разновидностей пород, которые различаются по составу, петрографическим и петрохимическим особенностям. На современном этапе существует две стратиграфические схемы изучаемого района. Согласно первой схеме, гранитоиды подразделяются на два комплекса — шевченковский архейского возраста и приазовский — раннепротерозойского [3]. Во второй схеме выделяются архейские — токмакский, шевченковский и протерозойские — обиточненский, салтычанский, каратюкский, анадольский гранитоидные комплексы [4], положение которых в геологическом строении района неопределенно и неоднозначно. В настоящее время проводятся работы по корреляции и сопоставлению этих двух схем. Так, авторы [5] на основе геолого-съемочных работ, проведенных в последние годы в Западном Приазовье, предлагают к раннему архею отнести токмакский, шевченковский, обиточненский комплексы, к позднему архею — анадольский, каратюкский, салтычанский и только краснокутские граниты — к раннему протерозою.

Результаты наших исследований позволяют так же как и в первой схеме выделить две группы гранитоидов. Первая группа — гранитоиды с титанистой специализацией минералообразующей среды кварца, вторая — с алюминиевой.

Причем четко прослеживается связь между установленными в кварце гранитоидов включениями и пространственно-временным распределением продуктов каждой гранитизированной толщи. Например, роль гранитоидов с титанистой специализацией от центральной части Западного Приазовья к зоне сочленения с ДДВ уменьшается, а с алюминиевой — увеличивается. При этом гранитоиды с титанистой специализацией пространственно совмещены с породами западноприазовской серии, а гранитоиды, в которых ус-

танавливается алюминиевая специализация — с центральноприазовской.

Как результат проведенных исследований мы предлагаем следующую корреляционную схему (таблица), основанную и разработанную на достоверно установленной закономерной взаимосвязи между твердыми и флюидными включениями кварца и пространственно-временным распределением продуктов каждой гранитизированной метаморфической толщи.

Преимущество предлагаемой схемы перед другими заключается в том, что она оснащена надежными и однозначными критериями расчленения гранитоидов. Кроме того, на основе корреляционной схемы возможно создание принципиально новых способов реконструкций гранитизирующих процессов, а также построение единой схемы расчленения гранитоидов для УЩ. Так, в кварце гранитоидов Среднеприднепровского района и Орехово-Павлоградской шовной зоны УЩ были установлены твердые и флюидные включения, позволившие расчленить изучаемые породы по специализации минералообразующей среды кварца.

Корреляция частных разрезов гранитоидов Западного Приазовья, Среднеприднепровского района и Орехово-Павлоградской шовной зоны УЩ еще раз подтверждает то, что все изученные породы в своем становлении проходили один и тот же путь развития — от вулканогенно-осадочных толщ до гранитов и пегматитов, т. е. были сформированы в результате гранитизации исходных супракристалльных толщ.

Заключение

В статье предложены новые нетрадиционные представления об информативности расплавных, флюидных и твердых включений. Основаны они на экспериментально установленной закономерной связи между шириной межфазной зоны (питающая среда—кристалл) при кристаллизации минералов и наличием в них генетических групп включений, т. е. включений питающих и минералообразующих сред. Сущность установленной закономерности заключается в том, что на границе растущего кристалла образуется зона, выполненная минералообразующими элементами и летучими компонентами, от размера которой зависит захват включений питающей среды, летучих компонентов и рост твердых включений.

Таблица

Корреляционная схема докембрийских образований
Западного Приазовья

Специализация среды	Наименование породы	Критерии расчленения	
		главные	второстепенные
Al	 Микроклиновые, олигоклазовые пегматиты	Силлиманит	ЖСО ₂
	 Микроклиновые, олигоклазовые пегматиты	Силлиманит, сподумен эпигенетический	Сподумен реликтовый, кварц с включениями сингенетического сподумена, ЖСО ₂
Al-Ti	 Плагииграниты, пегматоидные граниты	Силлиманит, рутил	Биотит, циркон, апатит, ЖСО ₂
Al-Li	 Сподуменные, альбит-сподуменные пегматиты	Сподумен со ступенчатыми гранями, силлиманит, андалузит	Вторичные флюидные (0.5—2) мкм
Ti	 Письменные граниты, граниты	Рутил, ориентированный под углом 120°	—
	 Пегматоидные граниты, пегматиты	Рутил длинноволокнистый	Кварц, сфен, циркон, ЖСО ₂
	 Амфиболитовые, амфибол-биотитовые, биотитовые граниты, гнейсы	Рутил игольчатый, ильменит сингенетический, рутил длинноволокнистый	Роговая обманка, биотит, апатит, циркон, эпидот

При кристаллизации минералов в расплавах, где размер межфазной зоны составляет несколько межатомных расстояний, образуются многочисленные включения питающих сред и единичные включения минералообразующих. Формирование минералов в твердой среде (размер межфазной зоны измеряется ангстремами, первыми мкм) обеспечивает захват реликтовых твердых включений питающих сред и летучих компонентов, а также рост син- и эпигенетических твердых включений. Кристаллизация минералов в газовой фазе (размер межфазной зоны не соизмерим с жидкими и твердыми средами и может составлять см, м и даже км) приводит к захвату летучих компонентов и росту сингенетических включений. Таким образом, выделенные две генетические группы включений, с одной стороны, позволяют выявить агрегатное состояние питающей среды, с другой, определить специализацию минералообразующей.

Использование включений питающих и минералообразующих сред в геологической практике позволило сделать следующие выводы.

1. Характеристики расплавных включений в зависимости от своей информативности подразделяются на общие (степень раскристаллизации, качественный состав) и частные (форма, размер, температура гомогенизации, количественный состав). Общие характеристики имеют выдержанные и однозначные параметры. Они легли в основу неизвестной ранее закономерности, сущность которой заключается в том, что распределение качественного состава, степени раскристаллизации расплавных включений, а также количество их разновидностей в кварце, образованном в эволюционирующих магматических расплавах, зависит от пространственного размещения и времени образования продуктов каждой фазы извержения. Она позволяет однозначно решать вопросы палеовулканических реконструкций вулканитов, а также разработать единую схему расчленения для липарит-игнимбритовых комплексов независимо от их возраста и места расположения.

2. На основе детального изучения включений в кварце гранитоидов Западного Приазовья разработана генетическая классификация твердых и флюидных включений, где выделены три генетические группы включений — протогенетические, син- и эпигенетические. Протогенетические включения метаморфических минералов указы-

вают на образование кварца в твердой среде за счет исходных метаморфических пород, а син- и эпигенетические отражают специализацию минералообразующей среды при кристаллизации кварца.

3. Критериями расчленения гранитоидов являются сингенетические (рутил, сфен, ильменит, силлиманит, сподумен) и эпигенетические (рутил, сподумен, сжиженная, газовая, углекислота) включения. Состав твердых включений определяется составом метаморфических пород. При формировании гранитоидов за счет амфиболитов и темно-коричневого биотита в кварце устанавливается титанистая специализация включений, а при гранитизации гнейсов — алюминиевая.

4. В кварце Шевченковской структуры выделяются реликтовые и сингенетические включения сподумена. Закономерность распределения этих включений легла в основу нового способа прогнозирования сподуменовых пегматитов. Пространственно пегматиты с сингенетическими включениями размещены в гранитоидах с титанистой специализацией, которые в свою очередь пространственно совмещены с супракрустальными образованиями западноприазовской серии. Поэтому при выделении перспективных участков на сподуменовые пегматиты необходимо учитывать специализацию минералообразующей среды кварца гранитоидов.

5. Сопоставление расчлененных разрезов изученных районов позволило в пределах Западного Приазовья выделить две основные группы гранитоидов — с титанистой специализацией кварца и алюминиевой. Результатом проведенных работ является корреляционная схема расчленения гранитоидов Западного Приазовья, оснащенная надежными и однозначными критериями, на основе которой возможно создание принципиально новых способов реконструкции гранитизирующих процессов, а также построение единой схемы для расчленения гранитоидов Украинского щита.

Список литературы

1. *Ермаков Н. П.* Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 367 с.
2. *Чернов А. А., Любов В. Я.* Вопросы теории роста кристаллов // Рост кристаллов. Т. 5. М.: Наука, 1967. С. 11—33.

3. Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских образований Украинского щита для геологических карт масштаба 1:50 000 (1:25 000). Объясн. зап. Киев: Наукова думка, 1986. 123 с.
4. *Щербак И. Б., Есинчук К. Е., Орса В. И. и др.* Гранитоидные формации Украинского щита Киев: Наук. думка, 1984. 192 с.
5. *Переверзев С. И., Лазаренко Е. Э.* Петрохимические и геохимические особенности гранитоидов Западно-Приазовского района // Геол. журн. 1990. № 3. С. 41—52.

ТЕХНИЧЕСКИЕ АЛМАЗЫ КУМДЫКОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

С. С. Горохов

Алмазы Кумдыкольского месторождения отличаются исключительной мелкозернистостью (менее 0.1 мм) и приуроченностью к древним метаморфическим породам различного состава. По этим особенностям они вошли в литературу под названиями либо технических, либо метаморфогенных.

Кумдыкольское месторождение приурочено к северному склону Кокчетавской глыбы. В ее строении участвуют древние докембрийские образования и более молодые породы нижнего палеозоя. Алмазоносные породы слагают рудную зону северо-восточного простирания и круто падают на северо-запад. Мощность рудной зоны от 70 до 300 м, протяженность до 1500 м. Это гнейсы, графитистые, существенно кварцевые или слюдяные, гранат-пироксеновые породы, кальцифиры, эклогиты, различные метасоматиты, сложно переслаивающиеся между собой слоями мощностью от см до нескольких десятков м. Породы рудной зоны дислоцированы и разбиты сетью разновозрастных трещин-разломов. Кристаллы алмазов приурочены к породам всей рудной зоны, однако их концентрация выше в юго-западной ее части.

Алмазы Кумдыкольского месторождения в настоящее время изучены достаточно хорошо (Надеждина-Бондаренко, 1990; Екимова и др. 1992; Соболев и др., 1987 и др.). По морфологическим признакам они разделены на пять разновидностей: 1. Кристаллы октаэдрического габитуса; 2. Комбинационные кристаллы; 3. Кристаллы кубического габитуса; 4. Скелетные кристаллы; 5. Сфероиды.

В каждом из типов можно выделить подтипы и переходные разновидности. Обращает на себя внимание широкое развитие в составе технических алмазов сфероидальных и скелетных форм, отсутствующих среди природных разновидностей кимберлитового типа. Характерно также, что некоторые морфологические типы алмазов встречаются в преимущественных количествах в породах определенного состава. Так, октаэдрические разновидности установлены лишь в пироксен-кварцевых метасоматитах; сфероидальные ти-

пы — в карбонатсодержащих образованиях. Кубы и кубоиды являются преобладающими кристаллами месторождения.

Внутреннее строение алмазов свидетельствует о неоднократной смене условий их роста (Мартовицкий, 1987); прочностные свойства технических кристаллов соответствуют лучшим сортам алмазов кимберлитового типа.

Алмазы Кумдыкольского месторождения образовались в верхних горизонтах земной коры при высоких значениях давлений и температур, отвечающих стабильной для алмазов термодинамической области. Эти условия были обусловлены суммарным воздействием явлений метаморфизма, тектонических дислокаций и подвижек, интрузивных внедрений метасоматоза и т. п. Зарождение и рост кристаллов происходили в краткосрочных импульсивных циклах.

Определенное сходство морфологии и свойств технических алмазов с кристаллами синтеза, полученными методом спонтанной кристаллизации из раствора (углерода) в расплаве (металл), указывает на сходство процессов их образования.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КРИСТАЛЛОВ ИЛЬВАИТА В СКАРНАХ ДАЛЬНЕГОРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ПРИМОРЬЕ)

Л. Н. Хетчиков, В. В. Раткин, В. В. Малахов

Введение

В настоящее время в Дальнегорском рудном районе известно пять скарново-полиметаллических (Верхнее, Николаевское, Первое Советское, Садовое, Партизанское) и одно уникальное скарново-боросиликатное месторождение. Ильваит известен в составе руд всех месторождений, но его характеристика сосредоточена всего в трех работах [1, 15, 20], основанных на изучении минерала двух месторождений — Верхнего и Первого Советского. Эти работы позднее явились источником сведений по характеристике «тетюхинского» ильваита в справочной литературе [13, 14]. Об ильваите других месторождений имеются только краткие сведения в некоторых работах, опубликованных в местной печати [3, 4, 19]. На Партизанском месторождении ильваит долгое время был неизвестен, и только при разведке северо-восточного фланга были обнаружены рудные тела со значительными его скоплениями. До наших исследований ильваит здесь не изучался, поэтому ему уделено наибольшее внимание.

Нами проведено обобщение собственных геологических материалов и наблюдений других исследователей по всем месторождениям, а кроме того, осуществлено дополнительное изучение ильваита с помощью химических, микрорентгеноспектральных, изотопных, мессбауэровских, термобарогеохимических и других методов. Исследования подтвердили ранее опубликованные данные по оптическим, рентгеноструктурным особенностям, морфологии кристаллов и показали, что по этим характеристикам ильваиты разных месторождений близки между собой. В то же время выявились дополнительные особенности распределения ильваита в рудных телах месторождений, изменчивости его химического состава и условий образования. Этим вопросам и посвящено настоящее сообщение.

Общие сведения о месторождениях

Начиная с 30-х годов нашего столетия скарновые месторождения Дальнегорского района привлекли внимание многих геологов, результаты их исследований опубликованы в многочисленных ра-

ботах [4, 5, 6, 10, 16, 17, 21], поэтому приведем только необходимые для обсуждения результаты изучения ильваита краткие сведения по геологической позиции месторождений и некоторых особенностей состава скарнов и руд. Большинство рудных тел скарновых месторождений района приурочено к глыбам или пластикам триасовых известняков раннемеловой олистростромы, к их контактам с алюмосиликатными породами, представленными терригенными образованиями матрикса олистростромы, перекрывающими аккреционную призму позднемеловыми вулканитами или мощными дайками порфи́ров. Отчетливо проявляется приуроченность скарновых тел к пересечениям контактов глыб известняков разломами преимущественно северо-западного направления. Вдоль этих разломов некоторые рудные тела месторождений образуются в брекчиях, содержащих обильные обломки известняков, в песчано-сланцевых породах и вулканитах.

В большинстве месторождений преобладающим нерудным минералом является геденбергит, но в рудных телах, залегающих в силикатных породах, к широко распространенным относятся аксинит и кварц. Гранат (преимущественно андрадит) в некоторых месторождениях или части рудных тел месторождений по распространенности не уступает геденбергиту, а в других встречается только в виде небольших гнезд или даже отдельных зерен [4, 7]. На верхних горизонтах рудные тела нередко сложены в основном кварцем и кальцитом. Преобладающими рудными минералами являются галенит и сфалерит, причем на всех месторождениях с глубиной их количество заметно уменьшается. На месторождениях Верхнем и Первом Советском установлено три генерации ильваита [15, 20, 21] на Садовом и Партизанском — две, а на Николаевском и боросиликатном месторождениях отмечена только одна генерация этого минерала [4]. Наиболее распространенным является ранний ильваит, ассоциирующий с геденбергитом и гранатом, образуя в их выделениях разного размера неправильной или гнездообразной форм скопления. Обычно ильваит здесь относится к числу более поздних минералов по сравнению с геденбергитом и гранатом, но в Большой рудной залежи Партизанского месторождения он относится к самым ранним минералам скарнов [18]. На стенках, характерных для большинства месторождений открытых полостей, нарастают

друзы крупных, до 5 см длиной, призматических кристаллов ильвайта I, относящихся здесь также к самым ранним по времени кристаллизации минералам.

Ильваит II ассоциирует с кварцем и кальцитом, иногда со сфалеритом и галенитом, являясь более поздним, чем сульфиды, минералом. Иногда он образует тонкие прожилки в скарнах и ранних сульфидях. Отмечается обычная приуроченность таких прожилков к железосодержащим минералам — геденбергиту, гранату, пирротину и др., за счет реакции с которыми, видимо, и происходило обогащение поздних растворов необходимым для образования ильвайта железом. В открытых полостях кристаллы ильвайта II развиваются на кристаллах ильвайта I, галенита, на раннем кварце и кальците (в форме ромбоэдров). Кристаллы ильвайта II отличаются мелкими размерами (длина 1—2 см), а также заметной вытянутостью по длине при малой площади поперечного сечения. Ильваит III впервые был обнаружен на Первом Советском месторождении [21], где он в ассоциации с кальцитом, кварцем, гематитом, поздними аксенопиритом и пиритом образует тонкие ветвящиеся прожилки, пересекающие все скарновые минералы и сульфиды. В открытых полостях ильваит III представлен мелкими, длиной 1—2 мм кристалликами, формирующимися на ильваите I и II, на кварце, кальците в форме скаленоэдров. На Верхнем месторождении кристаллики ильвайта III встречаются в ассоциации с датолитом, апофиллитом, кальцитом (скаленоэдры).

Особенности распределения ильвайта в рудных телах месторождений

Как уже отмечалось, наиболее распространен на всех месторождениях ильваит первой генерации, но в пределах даже одного месторождения он является преобладающим минералом в одних рудных телах, отсутствует или относится к редким минералам в других. Отмечаются также различия по содержанию ильвайта в вертикальном разрезе рудных залежей. Перечисленные отличия отчетливо видны на примере детально изученных Первого Советского и Партизанского месторождений.

На Первом Советском месторождении известны три группы рудных тел: северо-восточная, центральная и юго-западная. Основные скопления ильвайта были сосредоточены на верхних гори-

зонтах двух крупных рудных тел северо-восточной группы — Большой и Малой рудных «трубах», локализованных в известняках. Ниже уровня с абсолютной отметкой 300—350 м эти рудные тела объединяются в одну рудную залежь, локализованную на контакте известняков с мощной дайкой порфириров. Здесь ильваит уже относится к числу редких минералов и его мелкие выделения отмечены лишь в зоне скарнирования известняков на удалении от контакта с порфиритами.

Главное рудное тело Центральной группы образовано на контакте известняков и силикатных пород, предоставленных сменяющимися по вертикали пачками кварцево-полевошпатовых и кварцевых песчаников, а на отдельных участках рудное тело контактирует с кремнистыми породами и маломощной дайкой порфириров. Ильваит в рудном теле относится к числу второстепенных минералов и во всех наблюдаемых случаях его выделения сосредоточены в скарнах, заместивших известняки на удалении от контакта с силикатными породами. Отмечается определенная зависимость количества ильвайта в скарнах от состава силикатных пород. Он не встречается в скарнах на участках их контакта с порфиритами, а наибольшие его скопления в известковых скарнах отмечены на участках контакта рудного тела с мало реакционноспособными породами — кварцевыми песчаниками и кремнями.

В рудных телах юго-западной группы месторождения небольшие выделения ильвайта наблюдались только в одном самом мощном рудном теле, образованном путем замещения почти в равной мере пластины известняков и песчаников. В других рудных телах, залегающих на контактах брекчий с обломками известняков и песчано-сланцевых или кремнистых пород ильваит не встречается, здесь преобладают аксинитовые скарны с редкими выделениями геденбергита.

Партизанское месторождение представлено многочисленными рудными залежами, но ильваит обнаружен только в рудных телах Приконтактной группы, а также крупной по объему Больничной рудной залежи, локализованных вдоль контакта протяженной глыбы известняков и меловых терригенных отложений на северо-восточном фланге месторождения в приграничной части с боросиликатным массивом. Ильваит не обнаружен в рудных телах или

участках рудных тел, образованных замещением силикатных пород, а также в мелких рудных телах, где скарнированию подвергались небольшие глыбы известняков в вулканитах или песчано-сланцевых толщах.

Рудные тела приконтактовой группы на нижних горизонтах объединяются в одну мощную рудную залежь, образованную преимущественно путем замещения известняков, и именно здесь сосредоточены основные концентрации ильваита. По мере продвижения к поверхности с разделением рудной залежи на несколько рудных тел, количество ильваита в составе скарнов заметно сокращается, он относится уже к второстепенным минералам, а главным остается геденбергит.

В Больничной рудной залежи ильваит распространен на всем ее протяжении по вертикали и образует или мономинеральные, или андрадит-ильваитовые скарны с пятнистыми выделениями геденбергита. В отличие от других месторождений, ильваит здесь относится к самым ранним высокотемпературным минералам, позднее его выделяются геденбергит и гранат [18]. Характерной чертой скарнов здесь является обилие флюорита среди гранат-ильваитовых агрегатов, кристаллизация которого происходила вслед за ильваитом и гранатом и совпадает по времени с выделением геденбергита.

После флюорита и геденбергита происходила кристаллизация ильваита II, образующего гнездовые скопления в геденбергите совместно с поздним кварцем.

Химический состав ильваита

До наших исследований химический состав ильваита скарных месторождений района изучался с разной степенью детальности. Для некоторых месторождений имелись только единичные химические (Верхнее) или зондовые (Садовое) анализы. Ильваит Партизанского и Николаевского месторождений оставался неизученным, и мы обратили на него основное внимание (табл. 1, 2). Ильваит Партизанского и боросиликатного месторождений изучался с помощью микрорентгеноспектрального анализа (табл. 3, 4). Как видно из результатов химических анализов, для ильваита Дальнегорских месторождений характерно широкое колебание состава, особенно заметное на примере окислов железа и марганца. По срав-

нению с теоретическим составом железистого ильваита [2] дальнегорский ильваит содержит заметно меньшее количество окислов железа, обычно отличается более низким содержанием FeO и более высоким — Fe₂O₃. По соотношению этих окислов ильваиты разных месторождений заметно различаются между собой — для одних месторождений свойственно более высокое содержание FeO по сравнению с Fe₂O₃ (Первое Советское, Партизанское), а для других (Николаевское) более характерно для большинства проб преобладание по содержанию Fe₂O₃ над FeO (табл. 1, 2).

Ильваит всех месторождений относится к марганцовистым разновидностям, причем отмечаются широкие колебания в содержании MnO в разных пробах (табл. 1—4). Закономерных изменений в содержании MnO по вертикали рудных тел не установлено. Отмечается лишь более высокое содержание MnO в ильваите второй генерации. Микрорентгеноспектральным анализом (табл. 3, 4) обнаружены заметные различия в содержании MnO, а также железа в рядом расположенных и одновременно образованных кристаллах ильваита. Анализ центральных и периферических частей кристаллов ильваита (табл. 3) из Партизанского месторождения показал изменение состава минерала в пределах одного зерна. В проанализированных двух рядом расположенных кристаллах из Первого Советского месторождения подобного изменения состава не обнаружено, но оказалось, что содержание MnO по всему проанализированному поперечному профилю одного кристалла колеблется в пределах 2.92—2.95 мас. %, а в другом — 7.85—8.28 мас. %.

Условия кристаллизации ильваита

Исследования показали, что в скарных месторождениях Дальнегорского района наибольшие скопления ильваита наблюдаются только в крупных рудных телах, образованных путем замещения известняков. В маломощных рудных телах на контактах известняков и алюмосиликатных пород ильваит относится уже к редким или второстепенным минералам. Особенно неблагоприятны участки рудных тел в контактовых зонах с порфиритами, он не встречен в рудных телах, залегающих целиком в алюмосиликатных породах. Таким образом, необходимый для образования ильваита кальцит не привносился ювенильными растворами, а заимствовался из известняков в процессе их скарнирования. Другой, важный для образова-

Таблица 1

Результаты химического анализа ильваита месторождений Первое Советское и Партизанское

Окис- лы	Ранний ильваит в ассоциации с геденбергитом и андрадитом							Поздний ильваит в ассоциации с кварцем и кальцитом				
	Первое Советское		Партизанское					Первое Советское		Партизанское		
SiO ₂	29.65	29.60	29.58	30.25	28.71	29.66	29.10	28.92	29.90	29.20	28.25	29.15
TiO ₂	0.01	—	0.014	0.04	0.0	0.08	0.08	—	0.22	0.03	0.04	0.08
Al ₂ O ₃	0.46	—	0.84	0.40	0.58	0.49	0.47	—	0.075	1.17	0.18	0.47
Fe ₂ O ₃	21.36	19.09	19.01	21.48	18.99	21.65	22.90	18.85	20.23	17.00	18.5	22.36
FeO	27.23	26.29	30.04	27.82	27.00	27.78	27.18	25.06	27.0	25.39	27.15	26.02
MnO	4.50	9.11	3.29	5.08	4.72	4.84	5.41	11.90	5.63	7.13	8.09	7.89
MgO	—	0.51	0.07	0.04	0.05	—	<0.01	0.36	0.50	0.09	0.07	—
CaO	13.26	12.66	13.66	12.79	13.35	12.87	12.25	12.52	13.47	13.46	12.63	11.15
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	0.07	—	—	0.02
K ₂ O	0.16	—	—	—	—	—	—	—	0.05	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	2.54	2.03	1.86	2.5	2.52	2.21	2.45	2.28	2.00	2.04	2.61
п.п.п.	3.00	—	1.07	0.4	3.5	—	—	—	1.00	3.00	2.76	—
Сумма	99.58	99.80	99.60	99.72	99.41	99.83	99.60	100.06	100.92	98.65	99.69	99.76

Аналитики: М. В. Закасовская, С. П. Баталова, Т. И. Бортина.

Таблица 2

Результаты химического анализа ильваита Николаевского месторождения

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Сумма
1	30.70	0.10	0.69	20.21	23.04	5.79	сл.	15.92	0.04	0.07	2.99	99.55
2	29.15	0.09	0.38	24.42	23.02	7.85	сл.	11.79	0.02	сл.	2.94	99.66
3	29.60	0.08	0.44	27.78	21.65	4.84	сл.	12.87	сл.	сл.	2.52	99.83
4	29.20	0.08	0.63	24.94	24.83	3.71	сл.	12.82	сл.	сл.	3.45	99.66
5	29.50	0.08	0.55	20.32	28.50	4.30	сл.	13.10	сл.	сл.	3.26	99.68
6	28.60	0.08	0.50	24.34	22.84	6.77	сл.	12.62	сл.	сл.	3.76	99.53
7	29.90	0.07	0.38	23.25	25.32	5.82	сл.	11.92	0.02	0.01	2.49	99.68
8	29.10	0.08	0.47	27.18	22.90	5.41	сл.	12.25	сл.	сл.	2.21	99.60
9	29.80	0.07	0.32	27.87	18.87	7.90	сл.	12.24	0.01	0.01	2.80	99.89
10	29.00	0.06	0.81	24.68	25.02	3.49	сл.	13.42	сл.	сл.	0.01	2.49
11	29.15	0.08	0.47	22.36	26.02	7.89	сл.	11.15	0.02	0.01	2.01	99.76

Аналитик С. П. Баталова.

Таблица 3

Результаты микрорентгеноспектрального анализа ильваита Партизанского месторождения

№ пп	Анализируемый материал	Содержание, %							Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ}	MnO	MgO	CaO	
1	Мелкие выделения ильваита в гранате	28.26	0.02	0.23	46.19	5.87	0.06	12.63	93.26
2	Ильваит в гранат-геденбергитовом скарне. Центр зерна. Горизонт -5 м	28.70	0.02	0.23	48.97	3.32	0.02	13.21	94.76
3	То же, горизонт -135 м	29.36	0.04	0.20	41.37	7.84	0.21	13.05	92.14
4	Крупнозернистый ильваит в геденбергит-гранатовом скарне. Горизонт +75:								
	а) центр одного зерна	28.95	0.02	0.23	46.39	4.60	0.04	13.46	93.74
	б) центр другого зерна	29.43	0.01	0.36	47.49	3.55	0.04	13.56	94.52
	в) центр третьего зерна	28.34	0.05	0.08	46.49	6.79	0.06	12.23	94.09
5	Мелкие выделения ильваита в гранате, центр зерна	29.57	0.02	0.64	46.88	3.88	0.05	13.48	94.56
6	То же, край зерна	29.06	0.00	0.23	49.02	2.60	0.04	13.50	94.46
7	То же, центр зерна	30.14	—	—	45.52	5.88	—	13.76	95.33
8	То же, край зерна	29.96	—	0.05	46.21	4.46	—	13.52	94.20
9	Крупнозернистый ильваит в геденбергитовом скарне, центр зерна	27.39	0.1	0.45	47.23	3.11	0.07	13.47	91.73
10	То же, край зерна	28.15	0.1	0.57	48.37	2.87	0.08	13.60	93.66

142

Таблица 4

Результаты микрорентгеноспектрального анализа ильваита Дальнегорского боросиликатного месторождения

№ пп	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ}	MnO	CaO	Сумма	Примечание
1	29.57	0.05	39.68	10.55	14.37	94.25	
2	31.79	—	37.43	10.98	14.76	94.97	
3	30.16	—	45.30	6.72	13.76	95.95	Край зерна
4	31.89	—	39.41	10.12	14.51	95.95	
5	29.21	0.11	42.28	9.66	13.51	95.68	Край зерна
6	0.73	0.03	41.09	10.51	13.51	95.89	Центр зерна

Аналитик: В. И. Сапин.

143

Таблица 5

Состав газовой фазы (Ммоль/кг) во включениях в минералах Партизанского месторождения; расчетные значения f_{O_2} рудообразующего флюида

№ пп	Характеристика пробы	Минерал	H ₂	N ₂	CO	CH ₄	CO ₂	H ₂	f_{O_2}
1	Ильваит-гранат-геденбергитовый скарн	Ильваит	0.074	0.008	0.034	0.007	0.761	56.058	-30.57
	Корневая часть рудного тела (гор. -135 м)	Геденбергит	—	—	0.076	0.011	0.403	24.801	-30.95
2	Геденбергитовый скарн, центральная часть рудного тела (гор. +215 м)	Геденбергит	0.285	0.012	0.710	0.105	2.382	13.135	-33.1

Анализы выполнены Н. П. Коноваловой, на модифицированном хроматографе ЛХМ-8Д.

ния ильваита компонент — железо, несомненно привносился ювенильными гидротермами и, как показало изучение флюидных включений в минералах [17], хлорид железа являлся основным компонентом этих гидротерм, рН которых, используя данные Г. П. Зарайского [11] можно оценить близким к 3—4.

В минеральной системе Cu—Si—Fe—O, которая модельно аналогична изученной скарновой минерализации, ильваит выступает как наиболее оксифильный минерал. Исследования показали, что высокая степень окисленности минералообразующей среды является важнейшим фактором, обуславливающим кристаллизацию ильваита. Окислительная обстановка обеспечивалась высокой концентрацией в составе флюидов углекислоты — ювенильной и образованной за счет разложения известняков, а также поступлением в систему в приповерхностных условиях метеорной воды.

Участие в процессах скарнирования углекислоты и воды различного генезиса основано на изучении изотопного состава углерода (в кальците и измененных известняках) и кислорода (в гранате и геденбергите). Высокая флюидо-насыщенность скарнирующих растворов, доминирование в их составе воды и углекислоты (табл. 5) и создавали при соответствующей геологической обстановке необходимое, как показали экспериментальные исследования [8, 22], высокое флюидное давление при значительной активности кислорода. Приведенными выше факторами и объясняются особенности концентрации ильваита в одних случаях на верхних горизонтах рудных тел, в других — в их корневых частях, а более редких — на всем их протяжении. Судя по температурам гомогенизации и декрепитации флюидных включений в минералах, парагенных с ильваитом, по минералогическим и изотопным геотермометрам, кристаллизация ильваита в скарнах изученных месторождений происходила в широком интервале температур [3, 7, 9, 10, 12, 18, 26]. Наиболее высокие температуры образования ильваита I (около 500°C) для ильваита Больничной рудной залежи. На других месторождениях температура кристаллизации этого минерала колеблется в пределах 350—400°C. Образование ильваита II происходило при температурах от 200°C (Первое Советское месторождение) до 280°C (Партизанское месторождение), а ильваита III — от 90 до 110°C.

Список литературы

1. Белов Н. В., Макеева В. И. Кристаллическая структура ильваита // Труды Института кристаллографии АН СССР. 1954. Вып. 5. С. 47—102.
2. Бетехтин А. Г. Минералогия. Гос. из-во геологической литературы, 1950. 956 с.
3. Благодарева Н. С., Говоров И. Н., Логовская Е. А., Славкина С. П. Материалы по минералогии Садового свинцово-цинкового месторождения // Минералогия, магматиты и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток, 1974. С. 78—92.
4. Гарбузов С. П., Седых А. Н., Тарасов Г. А. Николаевская вулcano-тектоническая депрессия (Приморье) // Геология, скарны, руды. Владивосток: Изд. ДВНЦ, 1987. 185 с.
5. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. М.: Изд. АН СССР, 1960. 326 с.
6. Григорьев И. Ф. Первичные руды Тетюхе и их генезис // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 1. С. 155—175.
7. Добровольская М. Г., Баскина В. А., Балашова С. П. и др. Последовательность формирования руд и базитовые дайки Николаевского месторождения (Ю. Приморье) // ГРМ. 1990. № 1. С. 83—97.
8. Ежов С. В. Геологические условия локализации оруденения и генезис скарново-полиметаллических месторождений Алтын-Топканского рудного района (Северный Таджикистан) // Автореферат дисс... докт. М., 1996. 45 с.
9. Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков: Изд. Харьковского университета. 345 с.
10. Ефимова М. И., Гусев М. С., Василенко Г. П. и др. Физико-химические условия минералообразования «продушин» месторождения Верхний рудник // Рудообразующая среда по включениям в минералах. М.: Наука, 1972. С. 40—44.
11. Зарайский Г. П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 381 с.
12. Кокорин А. М., Кокорина Д. К. Об условиях образования рудных месторождений Дальнегорского района (по данным изучения газово-жидких включений в минералах) // Новые данные по минералогии Дальнего Востока. Владивосток. Изд. АН СССР, 1987. С. 102—117.
13. Минералы. Справочник. Т. 3. М.: Наука. 1972. С. 692—706.
14. Минералогические таблицы. М.: Недра, 1981. 222 с.
15. Мозгова Н. Н., Бородаев Ю. С. О некоторых физических свойствах ильваита // Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1965. С. 114—140.
16. Раткин В. В., Хетчиков Л. Н., Гнидаш Н. В., Дмитриев В. Е. О роли коллоидов и гидротермальных полостей в формировании ритмично-полосчатых руд Дальнегорского боросиликатного месторождения // 1992. ДАН. Т. 325. № 6. С. 1214—1217.
17. Раткин В. В., Хетчиков Л. Н., Пахомова В. А., Симаненко Л. Ф. Состав и физико-химические условия кристаллизации сфалерита как отражение зональности Партизанского скарново-полиметаллического месторождения // Тихоокеан. геол. № 3. 1994. С. 72—82.
18. Раткин В. В. Металлогения свинца и цинка Тихоокеанской окраины Азии // Автореферат дисс... докт. М., 1995. 42 с.

19. Федчина Г. Н. К минералогии Николаевского скарновополиметаллического месторождения // Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток, 1974. С. 93—100.
20. Хетчиков Л. Н. О ильваите скарново-полиметаллических месторождений // Минер. Сб. Львовского минер. об-ва. 1956. 10. С. 298—304.
21. Хетчиков Л. Н. Геологическое строение и минералогия месторождения Первый Советский рудник // Материалы по геологии, полезным ископаемым и минералогии южной части Дальнего Востока. М.: Изд. АН СССР, 1960. С. 53—167.
22. Justafson W. J. The Stability of Andradite Hedenbergite and related minerals in the sistem Ca—Fe—Si—O—H // Journal of Petrology. 1974. V. 15. № 36. P. 455—496.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АРГУМЕНТЫ МНОГОЭТАПНОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА В ЗАПАДНОМ УЗБЕКИСТАНЕ

Э. Б. Бертман

Проблема возраста золоторудных проявлений в регионе долгое время рассматривалась достаточно умозрительно из-за отсутствия надежных доказательств. Большинство геологов ограничивало хронологические рамки формирования месторождений золота верхним палеозоем, хотя попытки выделения этапов рудогенезиса неоднократно предпринимались (А. Бендик, В. Гарьковец, П. Иванкин и др.). Известные претензии к отдельным методам абсолютного датирования, определенная свобода в генетическом моделировании гидротермального минералообразования и происходящие отсюда возможности для разнообразных трактовок последовательности геологических событий создали ситуацию, когда сведения о возрасте потеряли критериальное значение и по существу были изъяты из поисково-оценочных систем.

Проведенные в последние годы исследования выявили группу месторождений золота, резко выделившуюся среди известных проявлений Зап. Узбекистана. Мало отличаясь визуально фиксируемыми признаками (параметры жильных тел и минерализованных зон, характер и интенсивность сульфидного наполнения и т. п.), такие объекты обратили на себя внимание крайне неравномерным распределением металла, низкой продуктивностью, сложным рисунком тектонической структуры и молодым возрастом (юра) входящих в состав руд галенитов. Все это побудило более внимательно рассмотреть геологические и минералого-геохимические характеристики рудопроявлений молодого возраста, некоторые особенности которых иллюстрируются на примере месторождения Алтынказган.

Месторождение, размещенное среди терригенных пород $O_{2,3}$ (?), образовано группой рассредоточенных кварцевых жил различной ориентировки. Общий контроль выполняет мощная (до 0.8 км) субширотная зона интенсивно смятых, катаклазированных и метасоматически окварцованных пород, ограниченная с севера и юга тектоническими швами. Внутреннее строение зоны определяется систе-

мами субширотных и северо-западных разрывных нарушений, образующих структурный парагенезис и находящихся в соотношениях, позволяющих рассматривать основную структуру как левосторонний сдвиг. Многочисленные тектонические трещины субмеридионального направления фиксируются только в пределах рудного поля, дополняя структурный рисунок. Локализованные в этих нарушениях кварц-турмалиновые жилы из-за отсутствия надежных взаимоотношений с другими генерациями кварца в субширотных и северо-западных тектонических трещинах обычно рассматривались как продукты единого этапа минералогенезиса, а их малые мощности и продуктивность исключали эти тела из оценок рудоносного потенциала месторождения.

Сравнительный анализ прожилково-жилных образований различной ориентировки установил две самостоятельные генерации золотоносного кварца. Первая и более ранняя наблюдается в связи с разрывными нарушениями субширотного и северо-западного простирания. Этот тип характеризуется заметной изменчивостью размерных параметров и ориентировок, интенсивным катаклизмом, а вмещающие его структуры несут отчетливые признаки трещин отрыва сопровождаются глинками трения и часто имеют лестничное внутреннее строение, подчеркиваемое положением золотоносного кварца. Кварц молочно-белый и светло-серый, трещиноватый, разнотернистый. Содержит единичные и неравномерно распределенные включения альбита, серицита, хлорита, черного турмалина, шеелита, висмутина, редкую вкрапленность и мелкие гнезда сульфидов. Однако в околожильной зоне концентрация сульфидной составляющей местами достигает 3—5 %. Среди сульфидов преобладает пирит, часто наблюдаются арсенопирит, отмечены галенит, пирротин, халькопирит, сфалерит, сульфасоли. Вторая генерация кварца, представленная жилами мощностью до 0,3—0,5 м, локализуется в сколах субмеридионального направления. Эти тектонические трещины отличают прямолинейность, четкие и ровные контакты, выдержанность мощностей, незначительный катаклизм вмещающих пород. Размещенные в них жилы и прожилки кварца содержат включения турмалина, мусковита, берилла, топаза, вольфрамиты, шеелита, касситерита, убогую вкрапленность сульфидов и золота, нередко имеют оторочки удлиненно-кристаллического и волокнис-

того турмалина мощностью до 2—3 см. По существу такие жилы могут рассматриваться как грейзены.

Типоморфизм выделенных генераций кварца подтвердили результаты изучения физико-химических обстановок их формирования, отслеженные по наблюдениям агрегатного состояния ГЖВ, определения их химического состава, температур гомогенизации и декрепитации (таблица).

Таблица

Г К	Физико-химические характеристики										
	T, °C		Агрегатное состояние		Фазовый состав ГЖВ, % (от общего объема)				УВ, мг/г		
	гом	док	Г	СО ₂ Ж	Тв	Ж	10-50 газа	50 газа	УВ	П	А
1	415-40	540-40	1-29 9-14	1-4	1-9	35-45	15-19	11-15	18-24	0.87-1.24	0.3-0.56
2	445-145	410-210	15-40 20-24	5-9	1-14	30	17	26	16	0.02	0.005

Примечания. ГК — генерация кварца; Г — газонасыщенность; Тв — твердая фаза; Ж — жидкость; П — парафины; А — алканы.

Представленные характеристики ГЖВ дают достаточно оснований идентифицировать выделенные типы кварцевых жил как генетически самостоятельные и, что особенно важно, согласовать эти данные с определениями абсолютного возраста рудных свинцов. В частности, изотопный состав свинца из кварцевых жил первой генерации определяет хронологические рамки их формирования по двухэтапной модели: между 333—290 и 216—159 млн. лет, тогда как для грейзоноподобных жил (вторая генерация) возрастные границы укладываются в интервал 184—143 млн. лет. Тем самым подчеркнута омолаживающее влияние процесса мезозойской активизации, в результате которого, по-видимому, произошла полная регенерация и переотложение рудной минерализации. В итоге существенно усложнился характер распределения металла в рудах и резко снизился промышленный потенциал объекта.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ — КАК ФАКТОР САМООРГАНИЗАЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Ф. П. Мельников

Флюидные включения в минералах — феноменальное явление в минеральном мире. В настоящее время различные аналитические и экспериментальные исследования этих включений проводятся во многих странах. Созданы соответствующие лаборатории, разработаны многочисленные методы, результаты исследований широко используются в теории и практике в области геолого-минералогических наук. Флюидные включения являются главным источником генетической информации о процессах рудо- и минералообразования.

Одним из ключевых вопросов в исследованиях флюидных включений является механизм их образования. Считается, что включения образуются в результате захвата и консервация капли раствора (расплава) или частицы газа в теле кристалла. Изучение этого механизма проводилось многими исследователями. И все-таки сам механизм образования вакуоли до конца не раскрыт. Несомненно, что морфология включений, их взаимное расположение в теле кристалла несут в себе особую информацию. Прежде всего возникает вопрос, как образуются такие формы включений, которые принято называть «негативной формой кристалла» — октаэдры, тетраэдры, кубы, дипирамидальная форма вакуолей, кубооктаэдры и др. Не только **как**, но и в какой отрезок времени, при воздействии каких сил?

Наши наблюдения в последние годы над морфологическими особенностями включений, их пространственным расположением в теле кристалла, соотношением компонентов внутри включений позволяют сделать вывод о том, что образование включения — это не просто захват капли раствора и ее консервация, а это только начало процесса формирования самого включения. В замкнутом, неизменяющемся объеме начинают действовать силы взаимодействия флюида (жидкой фазы) и сформировавшегося кристалла. Капля флюида под воздействием поверхностного натяжения и других сил стремится обрести соответствующую форму, а кристалл пытается сохранить уже установившуюся структуру.

В результате активного взаимодействия флюида и кристалла происходит перераспределение кристаллического вещества в замкнутом объеме. Флюидное включение в этом случае выступает как фактор самоорганизации кристаллического вещества. Исследования механизма образования флюидных включений в минералах, преобразование формы вакуолей во времени и пространстве открывают новую страничку не только в познании самих включений, но и создают перспективы в изучении кристаллогенеза.

ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КРИСТАЛЛОВ ПИРИТА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ БЕЛОПОТОКСКОЕ (РАХОВСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, ЗАКАРПАТЬЕ)

С. И. Цихонь

В Раховском рудном районе, расположенном в пределах северо-восточного окончания Мармарошского массива, издавна были известны рудопроявления железа, свинца, цинка, марганца, золота и других полезных ископаемых. Одним из наиболее перспективных золоторудных объектов в районе, на сегодняшний день, является рудопроявление Белопотокское (левый склон долины ручья Белый Поток).

Рудопроявление представлено протяженной, обильно сульфидизированной кварцево-жильной зоной, залегающей субсогласно со сланцеватостью вмещающих пород (серицит—полевошпат—кварцевые сланцы). Сульфидная минерализация в пределах зоны наблюдается в виде отдельных скоплений и прожилков, а во вмещающих породах в виде мелкой вкрапленности. Среди рудных минералов превалирует пирит, подчиненное значение имеют арсенопирит, галенит, иногда встречаются небольшие количества гетита и халькопирита. Руды характеризуются повышенным содержанием золота и серебра. В целом данное рудопроявление, как и большинство рудопроявлений в районе, относится к золото-кварцевой малосульфидной формации, по классификации Н. В. Петровской [1].

По результатам детального минералого-парагенетического анализа белопотокских руд нами выделены две генерации пирита (пирит-I и пирит-II), кристаллы которых характеризуются разной морфологией и морфометрией.

Пирит первой генерации является одним из наиболее ранних и наиболее распространенных сульфидов на Белопотокском рудопроявлении. Характерной габитусной формой пирита-I является куб. Он широко распространен во вмещающих породах и реже встречается в жильных образованиях; представленный главным образом монокристаллами, размеры которых колеблются от 0.5 до 4.0 мм. Парагенетически пирит-I связан с кварцем-II, арсенопиритом, хлоритом и карбонатом-I.

Пирит второй генерации распространен менее широко, чем пирит-I, но в сравнении с другими сульфидами встречается чаще. Пирит-II представлен монокристаллическими образованиями, главной габитусной формой которых является пентагон-додекаэдр. Иногда он встречается в комбинации с октаэдром. «Чистые» пентагон-додекаэдры, как правило, очень мелкие, их размеры не превышают 1.0 мм. В пределах кварцево-жильной зоны пирит-II так же широко распространен, как и во вмещающих породах, где он образует ореолы пиритизации. Он ассоциирует с кварцем-III, галени-том, халькопиритом и карбонатом-II.

Детально исследованы термоэлектрические свойства не только граней кристаллов, но и их внутренних частей.

Измерение термо-э.д.с. пирита проводили на установке, сконструированной в лаборатории прикладной термобарогеохимии геологического факультета Львовского госуниверситета. Основным измерительным прибором был микровольтметр В7-21. Кроме этого, использовались электроды-иглы, с помощью которых была возможность термически возбуждать любой участок поверхности кристалла. Стабилизацию напряжения, которое подавали на горячий электрод, проводили с помощью блока питания ВИП-10. Точность и стабильность измерений контролировали периодически измеряя термо-э.д.с. эталона (пластинка, изготовленная из константана, медь-константановой термопары) и поддерживая постоянное значение разницы температуры между рабочими поверхностями горячего и холодного электродов с помощью потенциометрического контроля. Таким образом, возможную систематическую ошибку при измерении термо-э.д.с. минимизировали.

Коэффициент термоэлектрического потенциала (α , мкВ/град) определяли путем отнесения разницы потенциалов между термически возбужденными и невозбужденными участками исследуемого минерала-полупроводника (ΔU , мкВ) к разнице температуры между рабочими поверхностями горячего и холодного электродов (100°C).

Значения коэффициента термоэлектрического потенциала α исследуемого минерала наносили на соответствующие графики. Интервалы группирования значений термо-э.д.с. выбирали в соответствии с известной эмпирической формулой Стерджесса:

$$\alpha = \frac{U_{\max} - U_{\min}}{1 + 3.332 \ln n},$$

где $U_{\max} - U_{\min}$ — размах выборки, n — количество измерений. По каждому исследуемому кристаллу, его отдельным граням или внутренним участкам проводили не менее 50 замеров. Исследованы 119 кристаллов пирита-I и 77 кристаллов пирита-II.

Результаты исследования термо-э.д.с.

Уплотненная информация о термоэлектрических свойствах пирита-I, преобладающей формой которого является куб, приведена на рис. 1. Значения коэффициента термоэлектрического потенциала α на гранях пирита-I варьируют в пределах от -540 до +720 мкВ/град; размах выборки этих значений равняется 1260 мкВ/град, при среднем значении $\alpha = +143$ мкВ/град (см. рис. 1, а). Внутренние части этого минерала характеризуются значениями термо-э.д.с. величина которых меняется от -120 до +720 мкВ/град, размах выборки достигает 840 мкВ/град, а среднее значение $\alpha = +332$ мкВ/град (см. рис. 1, б).

Генеральная выборка значений термо-э.д.с. пирита-II, габитус которого определяется гранями пентагон-додекаэдра, приведена на рис. 2. Значения коэффициента α на гранях этой генерации пирита варьируют в пределах от -240 до +700 мкВ/град; размах выборки составляет 940 мкВ/град, при среднем значении $\alpha = +351$ мкВ/град (см. рис. 2, а). Внутренние части пирита-II характеризуются значениями термо-э.д.с., в пределах от -300 до +500 мкВ/град; размах выборки — 800 мкВ/град, среднее значение $\alpha = +155$ мкВ/град (см. рис. 2, б).

В пределах данного рудопроявления, особенно в участках телескопирования руд, кроме выше описанных простых форм пирита, распространены кристаллы, морфология которых определяется разнообразными комбинациями простых форм. В одних случаях внешний вид кристаллов определяется комбинациями пентагон-додекаэдра и куба или пентагон-додекаэдра, куба и октаэдра, в других — куба, пентагон-додекаэдра, октаэдра и тригон-триоктаэдра. Следует отметить, что размеры усложненных форм пирита достигают 4.0 мм. Они, как правило, имеют смешанную проводимость. При этом для каждой грани кристаллов, определяющей габитусную форму

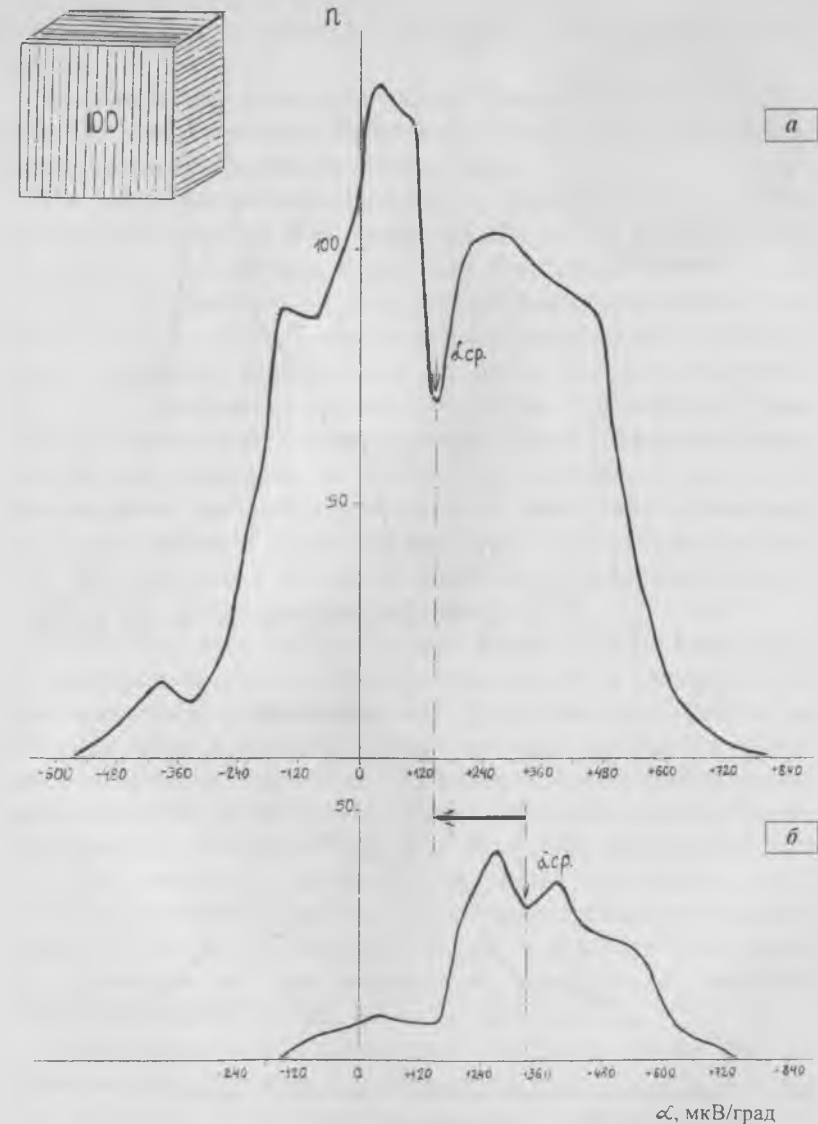


Рис. 1. Генеральные выборки значений термо-э.д.с. пирита-I. а — на гранях кристаллов; б — на их внутренних частях.

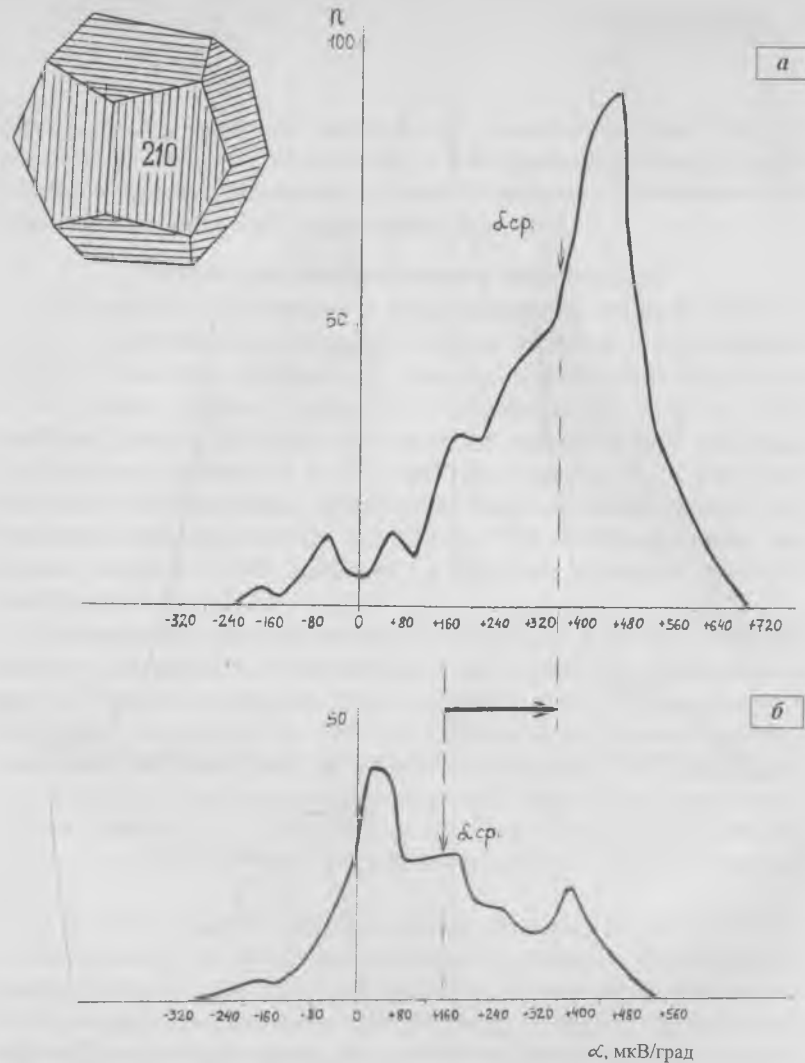


Рис. 2. Генеральные выборки значений термо-э.д.с. пирита-II. а — на гранях кристаллов; б — на их внутренних частях.

пирита, характерны значения термо-э.д.с., отличающиеся между собой.

Рассмотрим ряд примеров детального исследования термоэлектрических свойств пирита, морфология которых определяется разнообразными комбинациями простых форм.

Так, исследование кристалла пирита, форма которого характеризуется комбинацией пентагондодекаэдра, куба и октаэдра, (рис. 3) показало, что значения термо-э.д.с. конкретных граней ($\{210\}$, $[111]$ и $[100]$) кристалла и его внутренней части существенно отличаются между собой. В частности, внутренняя часть кристалла имеет смешанную проводимость (см. рис. 3, а). Значения термо-э.д.с. здесь колеблются в пределах от -160 до $+260$ мкВ/град. Грани октаэдра также имеют смешанную проводимость. Значения термо-э.д.с. на них изменяются от -60 до $+110$ мкВ/град (см. рис. 3, б). Распределение значений термо-э.д.с. на гранях куба неравномерное. Они колеблются в пределах от -80 до $+310$ мкВ/град (см. рис. 3, в). Значения термо-э.д.с. на гранях пентагон-додекаэдра изменяются от -170 до $+310$ мкВ/град (см. рис. 3, г).

На рис. 4 показан кристалл пирита, форма которого определяется комбинацией куба с пентагон-додекаэдром и октаэдром. Он также является ярким примером того, как разные грани простых габитусных форм в пределах одного кристалла отличаются между собой значениями термо-э.д.с. В частности, его внутренняя часть характеризуется исключительно дырочной проводимостью. Значения термо-э.д.с. меняются здесь от $+190$ до $+390$ мкВ/град (см. рис. 4, а). Для граней куба характерна смешанная проводимость (от -320 до $+170$ мкВ/град; см. рис. 4, б). Также смешанную проводимость (от -160 до $+200$ мкВ/град; см. рис. 4, в) имеют грани пентагон-додекаэдра, но с ярко выраженным преобладанием электронной проводимости.

Значения термо-э.д.с. следующего кристалла пирита (рис. 5), форма которого определяется комбинацией куба, пентагон-додекаэдра, октаэдра и тригон-триоктаэдра, располагаются исключительно в области дырочной проводимости. При этом во внутренних частях кристалла (от $+280$ до $+450$ мкВ/град) и на гранях куба (от $+360$ до $+500$ мкВ/град) значения термо-э.д.с. близкие (см. рис. 5, а

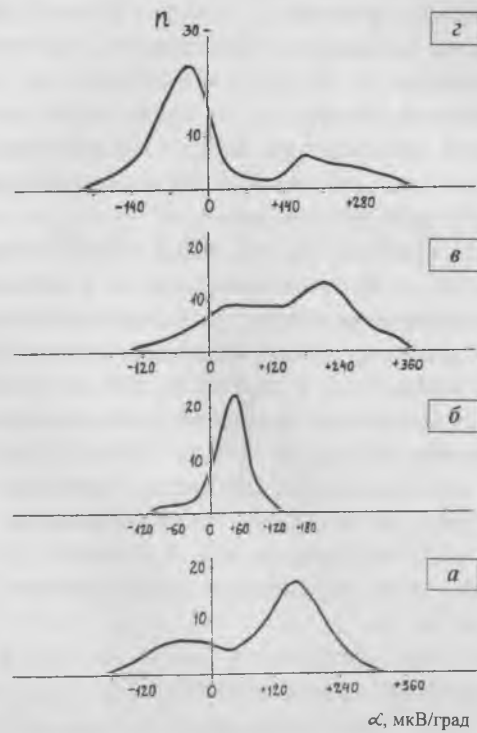
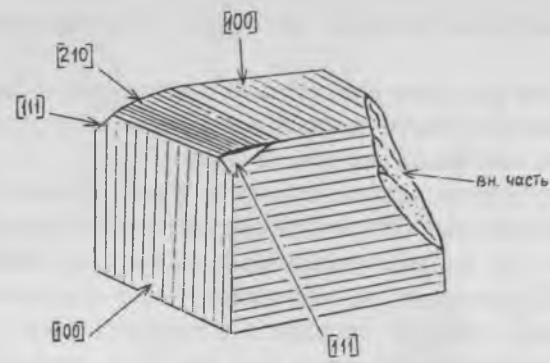


Рис. 3. Выборки значений термо-э.д.с. во внутренних частях (а) и на границах (б—г) кристалла пирита, морфология которого определяется комбинацией октаэдра (б), куба (в) и пентагон-додекаэдра (г).

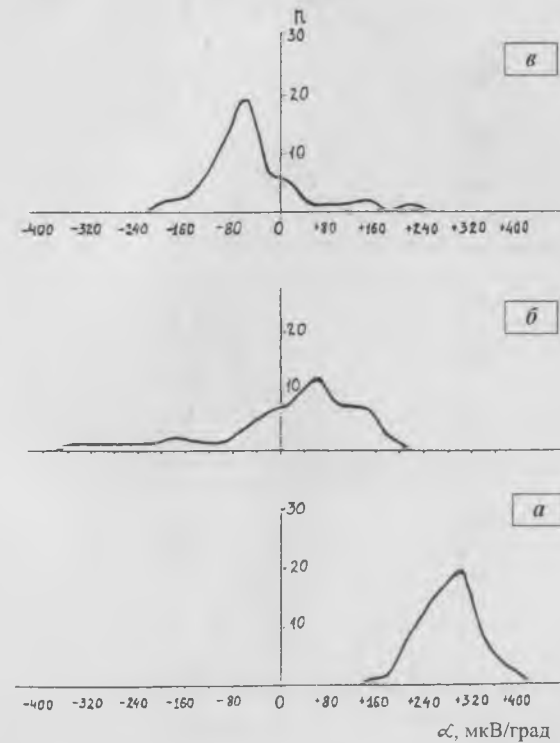
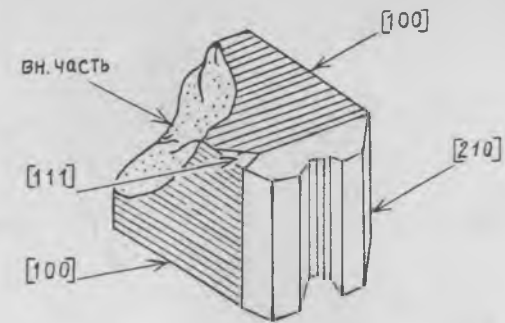


Рис. 4. Выборки значений термо-э.д.с. во внутренних частях (а) и на границах (б, в) кристалла пирита, морфология которого определяется комбинацией куба (б) и пентагон-додекаэдра.

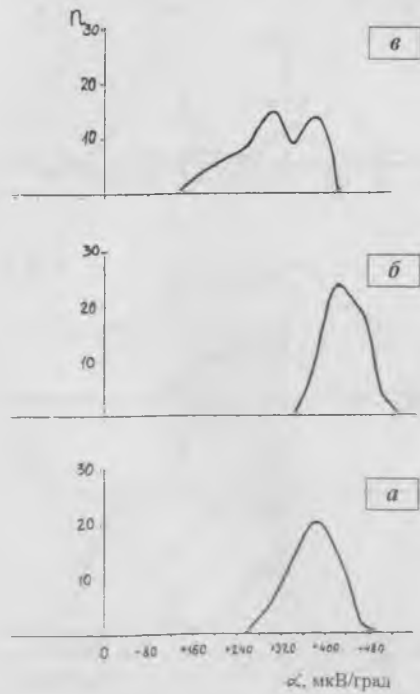
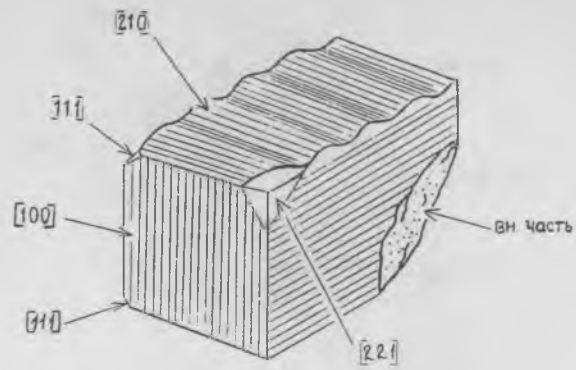


Рис. 5. Выборки значений термо-э.д.с. во внутренних частях (а) и на гранях (б, в) кристалла пирита, морфология которого определяется комбинацией куба и пентагон-додекаэдра (б), тригон-триоктаэдра (в).

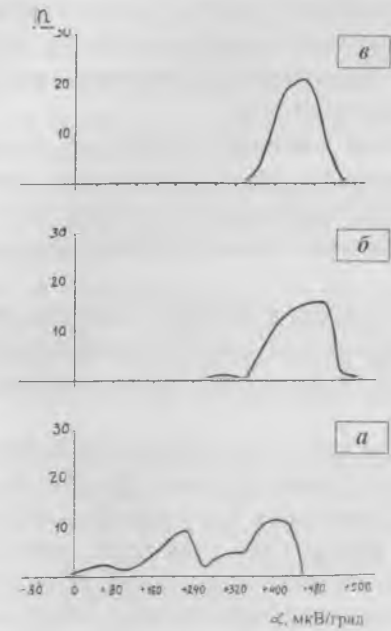
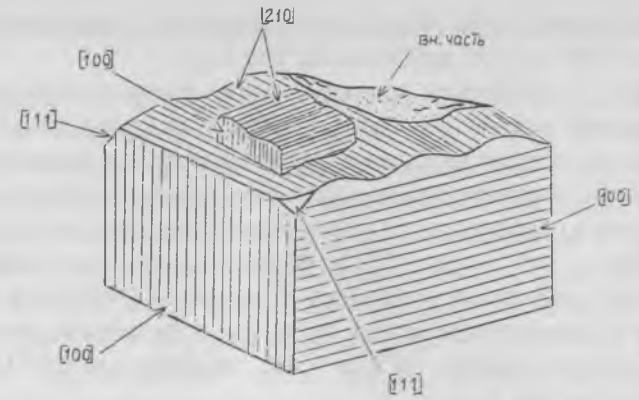


Рис. 6. Выборки значений термо-э.д.с. двойникового сростка кристаллов пирита.

а — во внутренних частях большого кристалла; б — на гранях большого кристалла; в — на гранях меньшего кристалла.

и б), в то время как на гранях тригон–триоктаэдра варьируют в пределах от +180 до +390 мкВ/град (см. рис. 5, а).

На рис. 6 изображен кристалл, форма которого определяется комбинацией пентагон–додекаэдра, куба и октаэдра. Его грани и внутренняя часть характеризуются исключительно дырочной проводимостью. Значения термо–э.д.с. во внутренних частях кристалла варьируют в пределах от +10 до +420 мкВ/град (см. рис. 6, а), а на его гранях — от +320 до +520 мкВ/град (см. рис. 6, б). Грани эпитактически сросшихся маленького и большого кристаллов пирита по своим термоэлектрическим свойствам практически не отличаются (соответственно $+370 \div +510$ мкВ/град и $+320 \div +520$ мкВ/град; см. рис. 6, в).

В целом анализ изменчивости термоэлектрических свойств разновозрастных генераций пирита рудопроявления Белопотокское в связи с изменчивостью их морфологических особенностей позволяет говорить об определенной взаимозависимости этих показателей в процессе роста кристаллов.

При сравнении значений термо–э.д.с. во внутренних частях кристаллов пирита–I и на их поверхности выявляется тенденция смещения среднестатистических величин этого показателя в направлении от дырочной термоэлектропроводности к электронной (см. рис. 1).

Для пирита–II также выявляется подобная тенденция, но изменчивость этого показателя имеет противоположное направление — от электронной к дырочной термоэлектропроводности (см. рис. 2).

Это свидетельствует о различии условий роста пирита–I и пирита–II, габитусные формы которых образуют своеобразный морфологический ряд кристаллов этого минерала на Белопотокском рудопроявлении. В начале этого ряда стоит ранний пирит–I, преобладающей формой которого является куб, а завершают этот ряд кристаллы пентагон–додекаэдрического габитуса (преобладающая форма пирита–II). Между крайними габитусными формами этого ряда располагаются кристаллы, морфология которых характеризуется комбинацией, в первую очередь, преобладающих простых форм, образованных в процессе относительно более позднего до-

растания пирита–I, в условиях деятельности новой порции флюидов.

Обращает на себя внимание созвучность полученных нами результатов с данными предшественников [2, 3, 4, 5]. В частности, И. В. Попивняк и др. (1985) показали: что на Зун–Холбинском золоторудном месторождении, локализованном в карбонатных породах, кристаллы раннего пирита–I, распространенные в пределах жильного выполнения и во вмещающих породах, также имеют относительно крупные размеры и характеризуются кубическим габитусом. Кристаллы же более позднего пирита–II, как и на Белопотокском рудопроявлении имеют формы пентагон–додекаэдра, а размеры их не превышают 2 мм.

Напротив, данные [6] свидетельствуют о том, что в рудах и кислых вмещающих породах Ирокиндинского золоторудного месторождения, ранние, относительно крупные (до 60 мм) кристаллы пирита–I имеют пентагон–додекаэдрический габитус, в то время как поздние, относительно более мелкие (до 2 мм) кристаллы пирита–II характеризуются кубическим габитусом.

Вероятно, не только состав минералообразующих флюидов влияет на формирование новых форм кристаллов пирита, но также и состав вмещающих пород.

Представления И. И. Шафрановского [7] о том, что минералообразующая среда, характеризующаяся новыми физико–химическими параметрами, обуславливает образование новых форм кристаллов, находят свое подтверждение и по результатам наших исследований.

Типоморфные признаки (морфология, морфометрия и термоэлектрические свойства) пирита–I и пирита–II в комплексе с другими признаками используются нами как один из критериев золотосодержимости рудных тел. При этом главным является такой признак, как кристалломорфология этого минерала.

Список литературы

1. Гожик М. Ф., Коптюх Ю. М., Матковський О. І. и др. Металогенія золота Українських Карпат // Вісник Львівського університету. Сер. геологічна. 1994. Вип. 12. С. 65–77.

2. Лазько Е. М., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В. Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения (по термобарогеохимическим данным). М.: Недра, 1981.
3. Ляхов Ю. В., Попивняк И. В., Пивоваров Ю. В. Физико-химические условия и стадийность формирования Ирокиндинского золоторудного месторождения // Материалы 4 регионального совещания по термобарогеохимии процессов минералообразования 24–30 сентября, 1973 г.
4. Попивняк И. В., Ясинская А. А., Роцектаев А. П. и др. Опыт использования типоморфных особенностей пирита при оценке глубоких горизонтов одного из золоторудных месторождений Восточного Саяна // Минерал. сб. Львовского университета. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1985. № 39. Вып. 1. С. 21–31.
5. Ракчеев А. Д. Зависимость свойств пиритов от условий их образования // В кн.: «Новые методы использования минералов и горных пород». М.: Изд-во МГУ, 1973.
6. Попивняк И. В. Об использовании типоморфных признаков пирита в поисковой и оценочной практике // Минералог. сб. Львовск. университета. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1976. 30. Вып. 1. С. 39–46.
7. Шафрановский И. И. Лекции по кристаллографии. М.: Высшая школа, 1968.

ФИЗИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В. В. Соболев, П. Н. Баранов

Наряду с такими факторами, как давление, температура и флюиды активную роль в природном минералообразовании играют электрические поля. От того, какой из этих факторов при прочих равных условиях является преобладающим, будут зависеть условия реализации механизма роста, физико-химические характеристики минерала, химическая специализация включений и т. д. В результате изменения давления, температуры или напряженности внешнего электрического поля система «минерал—вмещающая среда» переходит в неустойчивое состояние, изменяются энергетические параметры поверхности минерала, ее структурно-функциональный покров. При этом атомы поверхностных слоев, частицы, адсорбированные поверхностью минерала, и компоненты флюида вступают между собой в активные физико-химические взаимодействия. Иницирование активного массопереноса частиц на поверхности минерала может быть обусловлено поляризационными зарядами и адсорбированными ионами при воздействии на минерал внешнего электрического поля. Собственное поле минерала, возникшее в результате поляризации, оказывает сильное влияние на изменение потенциальной энергии диффундирующих атомов и молекул, которая оказывается модулированной в соответствии с локальной кривизной поверхности минерала. Таким образом, на сильно искривленных участках поверхности возникают процессы массопереноса вещества, которые стараются придать поверхности равновесную форму. Предполагается, что химические реакции, протекающие на такой поверхности, будут обусловлены физическими взаимодействиями между молекулами флюида и поверхностными зарядами.

Физико-математическое моделирование роста кристаллов и возникновение новообразований на их поверхностях проведено на примере взаимодействия молекулы окиси углерода с ионом металла, адсорбированным поверхностью алмаза [1]. Рассматривался элементарный акт возможного сценария динамики химической связи CO в поле точечного заряда в зависимости от расстояния между центрами молекулы и заряда.

В расчетах для молекул были использованы «экранированные потенциалы» [2] при условии, что внешнее электрическое поле не оказывает влияния на потенциалы экранирования, поскольку в энергетическом плане внутриатомные волновые функции в квази-однородных электрических полях не претерпевают изменений [3]. Ядро атома углерода экранировалось внутренними $1s$ - и $2s$ -электронами, а ядро кислорода — внутренними $1s$ -, $2s$ - и $2p$ -электронами. Поскольку ноль в спектре атомов кислорода и углерода четко выделен и является границей между дискретным и сплошным спектрами, в модели было принято, что внутренние атомарные электроны не изменяют своего энергетического состояния, а деформируется только электронная плотность химической связи.

Результаты расчетов свидетельствуют о том, что в диапазоне температур от 0 до 1000 К на расстояниях 1.5 — 10 Å от заряда молекула CO диссоциирует, при этом атом кислорода образует химическую связь с адсорбированным ионом металла, атом углерода при наличии алмазной подложки встраивается в решетку алмаза. Такая каталитическая активность ионов, адсорбированных поверхностью древесины, может привести, например, к углеобразовательному процессу. При воздействии термоэлектрических полей на сидерит — к образованию графита, гематита и других окислов железа. В том случае, если поверхностный заряд положительный, разрыхляющее действие его заключается в деформировании плотности электронного облака, обусловленном силами притяжения. Если же ион отрицательный, то деформация электронного облака происходит за счет сил отталкивания.

Химический состав и физические параметры включений будут обусловлены также и энергетическим состоянием кристаллографических граней. Как бы ни флуктуировали формы поверхностей кристалла во внешнем поле, их энергетическое состояние в среднем остается адекватным относительно естественной энергетической информации. Здесь имеется в виду, например, то, что у алмаза в плоскости октаэдра и ромбододекаэдра поверхностный атом углерода имеет одну ненасыщенную связь на каждые $5.5 \cdot 10^{-10}$ и $4.5 \cdot 10^{-10}$ м, что соответствует значениям поверхностной энергии 5.3 Дж/м² и 6.5 Дж/м². В плоскости куба имеются две ненасыщенные связи на каждые $3.18 \cdot 10^{-10}$ м, значение поверхностной энергии этой грани

равно 9.2 Дж/м² [4]. На примере алмаза видно, что его поверхность обладает энергетической неоднородностью и различным адсорбционным потенциалом, который в конечном счете будет влиять на величину заряда иона, адсорбированного поверхностью, и на плотность распределения зарядов. В модели предполагалось, что такая ситуация возникает в том случае, если атом металла химически связывается либо с одной, либо с двумя ненасыщенными связями атома углерода. По мере изменения величины поверхностного заряда в большую сторону разрыхляющее действие на молекулу CO усиливается, т. е. молекула диссоциирует на большем расстоянии от заряда, если на нее оказывает влияние заряд большей величины или локальный участок на поверхности с большей плотностью зарядов. Минералогическая специализация включений будет проявляться более ярко, если состав флюида содержит молекулы разного сорта. В присутствии заряда, имеющего некоторую постоянную величину, будут диссоциировать преимущественно молекулы какого-либо одного сорта. При изменении термодинамических параметров в межфазной зоне может в одном случае произойти затухание химического процесса на поверхности и уменьшение вероятности участия молекул флюида в реакциях, а в другом — наоборот: вступление в реакцию молекул другого сорта и, как следствие, образование новых минеральных фаз.

Таким образом, предполагается, что минеральные сингенетические включения образовались на поверхности минерала-хозяина как «побочный» продукт химической реакции между поверхностными зарядами и молекулами флюида. Химические реакции на поверхности растущего минерала в конечном счете приводят к тому, что выделяются необходимые компоненты, достраивающие кристаллическую решетку минерала, и зарождаются минеральные новообразования, которые путем гибридизации химических связей закрепляются на поверхности минерала и как самостоятельная фаза растут, становясь «узниками». Однако предлагаемая модель может рассматривать и обратный процесс, т. е. процесс растворения минерала (подложки). Изменение термодинамических параметров среды и состава флюидов могут привести к растворению (окислению) алмаза.

Сингенетические включения образуются и в случае растворения подложки, как это происходит в случае углеобразовательного процесса. Растворение элементов (O, H, N) древесного вещества обуславливает процесс образования углеродной структуры вплоть до образования графита в антрацитах. В пользу развиваемой модели свидетельствуют экспериментальные результаты по термоэлектрической обработке сидерита: при диссоциации карбоната железа в межзеренных границах образуется ультрадисперсный графит, а также различные окислы железа — магнетит, гематит и др. [5].

Минеральный состав сингенетических включений и их концентрация, ассоциация включений по составу и минералогическая их специализация являются следствием тех физико-химических процессов, которые были характерны в период зарождения и роста минерала. Таким образом, сингенетические включения являются очень важным источником информации об истории минерала и геохимических особенностях минералообразующей среды.

Список литературы

1. *Соболев В. В., Ярконой Г. О., Чернай А. В.* Синтез алмаза. III. Теоретические исследования с применением квантовомеханических методов расчета // *Минералогический журнал*. 1994, № 5/6. С. 23—30.
2. *Ярконой Г. О.* Функция Грина для задачи электрон в поле двух кулоновских центров // *Препринт ин-та теор. физ. АН УССР*. ТФ-75-54 Р. Киев, 1975. 12 с.
3. *Фок В. А.* Начала квантовой механики. М.: Наука, 1976. 374 с.
4. *Физические свойства алмаза. Справочник.* Киев: Наук. думка, 1967. 168 с.
5. *Соболев В. В., Орлинская О. В., Нестеренко И. В.* Скачкообразное изменение электросопротивления образцов сидерита в результате влияния температуры и электрического поля // *Відомості Академії гірничих наук України*. 1997. № 4. С. 20—22.

ГЕНЕЗИС РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ МИНЕРАЛОВ КОТОВСКОГО БАРИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ УКРАИНСКОГО ШИТА

Е. И. Деревская

Котовское барит-полиметаллическое проявление, расположенное в Подольской зоне разломов, является типичным представителем проявлений Приднестровья, хотя обладает определенными особенностями, проливающими свет на генезис минерализации. Оно расположено на юго-западном склоне Украинского щита, осложненном пологой антиклиналью.

Разрывные нарушения Подольской зоны разломов, контролирующие минерализацию, имеют северо-западное направление. В платформенный чехол разрывные нарушения прослеживаются в виде зон повышенной трещиноватости и маломощных милонитовых швов сдвигового типа.

На Котовском барит-полиметаллическом рудопроявлении температура гомогенизации ГЖВ в кальците изменяется в широких пределах — от 235 до 53°C, причем выделяются 4 интервала, охарактеризованные наибольшим количеством замеров температуры: 235—230°C, 190—170°C, 140—130°C и 60—53°C. Визуально разновидности кальцита, образованные при разных температурах, неотличимы. Не исключено, что они отложились из непрерывно поступающего раствора и отражают его остывание по мере фильтрации от подводящего канала. В этом случае изотермы, построенные по максимальным температурам гомогенизации ГЖВ в кальците, указывают направление движения раствора (рис. 1).

Основное количество галенита и сфалерита образовалось вместе с кальцитом при температуре 140—120°C и давлении 50—40 мПа. Полученные данные температурного анализа барита Котовского рудопроявления позволяют предположить несколько его генераций. Первая установлена вместе с кварцем и кальцитом. Температура гомогенизации ГЖВ в этом барите составляет 201—145°C. Наряду с газово-жидкими присутствуют лапчатые, ветвистые включения твердых черных углеводородов [1].

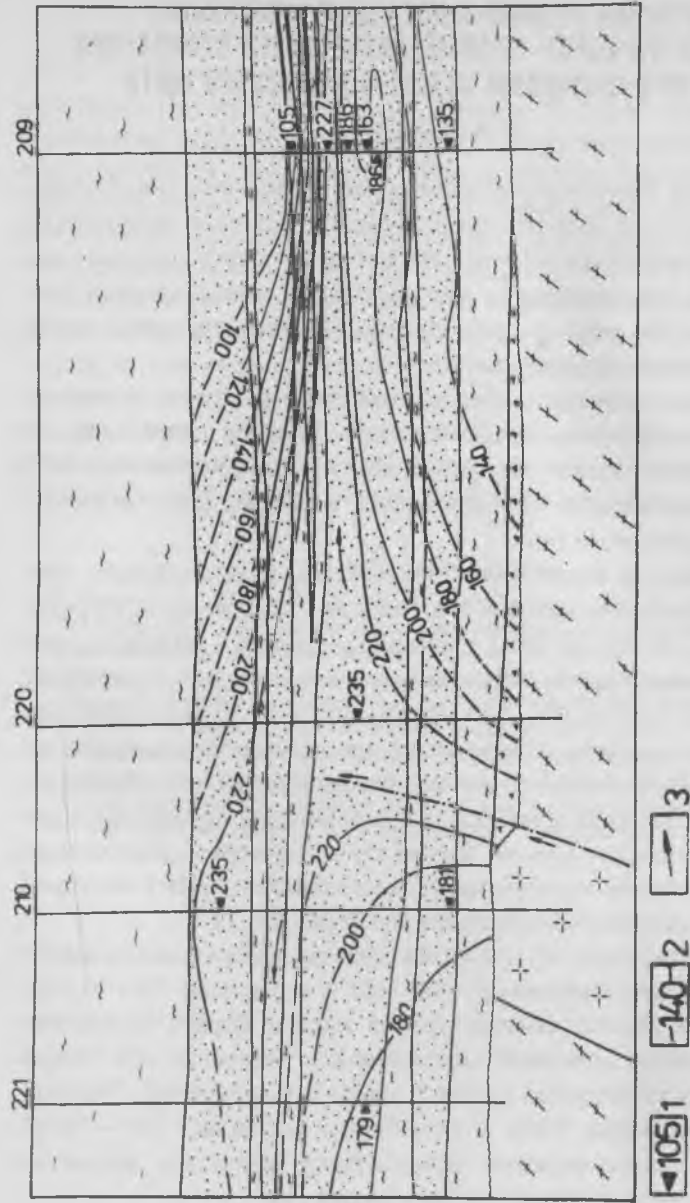


Рис. 1. Распределение максимальных температур гомогенизации ГЖВ в кальците цемента песчаников на Котовском барит-полиметаллическом проявлении.
 1 — место отбора образца, максимальная температура гомогенизации ГЖВ; 2 — изотермы по максимальным температурам; 3 — предполагаемое направление потока термального раствора.

За пределами Котовского барит-галенит-сфалеритового рудопроявления установлен низкотемпературный барит ниже 60°C, завершающий минералообразование.

Интервал температуры 190—170°C характеризует кальцит, ассоциирующий с кварцем и ранним баритом. По-видимому, при отложении этого кальцита происходило растворение и переотложение кремнезема в виде вторичного кварца. Температура гомогенизации ГЖВ в этом кварце составляет 182—175°C.

Твердые углеводороды встречаются в кальците и барите, отложившихся при температуре 190—170°C, в виде черных или коричневых лапчатых, комковатых и волосовидных выделений. В кальците и кварце твердые углеводородные включения иногда находятся на стенках вакуолей, заполненных жидкостью и газом. В этих случаях присутствуют и выделения коричнево-желтых и бурых жидких углеводородов, образующих шарик. При нагревании ГЖВ с углеводородами они либо взрываются при температуре 290—280°C, либо твердая фаза увеличивается за счет жидких углеводородов, которые почти исчезают при температуре около 370°C. В составе газовой фазы включений кальцита из прожилка, секущего базальт в зоне тектонической трещиноватости, установлены CO₂ (84.5 %); CO (9.0 %); CH₄ (3.5 %); C₂H₆ (0.55 %); H₂S (2.5 %). В составе жидкой фазы установлены Ca, Mg, Na, а также анионы Cl⁻; SO₄⁻; HCO₃⁻.

Таким образом, 85 % газовой фазы представлено углекислым газом, а 3.7 % — метаном и этаном.

Изредка в описываемом кальците встречаются кристаллики пирита и сфалерита. Эти минералы более характерны для относительно низкотемпературного кальцита, гомогенизация ГЖВ в котором происходит при температуре 150—110°C. Обращает внимание, что температура отложения этого кальцита практически совпадает с температурой катагенеза (140—175°C), хотя основные катагенетические преобразования породы произошли ранее, до процесса карбонатизации. Он также образует поровый и пойкилитовый цемент, встречается в секущих прожилках.

На Котовском проявлении для кальцита, отложившегося при температуре 150—110°C, менее характерны включения углеводородов, но шире распространена вкрапленность сульфидов.

На Котовском барит–галенит–сфалеритовом рудопроявлении изотопный состав углерода в кальците для всех разновидностей довольно близкий. Не наблюдается существенного отличия изотопного состава углерода кальцита, содержащего галенит и сфалерит, и безрудного, а также кальцита, образовавшегося при более высокой (227—192°C) и относительно низкой (146°C) температуре. Кальцит характеризуется «легким» углеродом (^{13}C от -11.2 до -22.7 ‰).

Изотопный состав серы пирита на Котовском проявлении минерализации довольно разнообразен. В зоне полиметаллической минерализации, в пределах верхней части могилевской свиты, сера пирита, галенита и сфалерита наиболее обогащена легким изотопом по сравнению с подстилающими отложениями. Известные до сих пор данные об изотопном составе серы сульфидов в вендских отложениях Подолии (^{34}S пирита от 0 до $+29.2$ ‰, галенита и сфалерита от -1.1 до -10.2 ‰) [2], а также исследования изотопного состава серы пирита на Думбровенском проявлении — барит–флюорит–сульфидной минерализации в Молдавском Приднестровье (^{34}S от -0.7 до $+47.7$ ‰) указывают на некоторые специфические, отличные от других проявлений Приднестровья, условия формирования сульфидной минерализации в пределах Котовского проявления.

Широкое распространение пирита с «тяжелой» серой и ассоциирующего с ним кальцита с изотопно–легким углеродом позволяет предполагать, что сероводород и уголекислота образовались в результате сульфатредукции при участии углеводородов. Восстановление серы сульфатов, растворенных в пластовой воде, возможно в результате абиогенного взаимодействия с углеводородными газами уже при температуре 100—150°C. Исследования Спираксиса Ч. С. [3], однако, указывают на неблагоприятные условия для сульфатредукции в интервале температуры 200—100°C, когда отложилась основная масса сульфидов.

Аномально «легкий» изотопный состав серы в сульфидах минерализованной зоны Котовского проявления может объясняться процессом многократного окисления—восстановления серы в обменных реакциях между SO_4^{2-} , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, HS^- .

В результате термобарогеохимических исследований рудных (барит, пирит, галенит, сфалерит) и нерудных (кальцит, кварц) ми-

нералов Котовского барит–полиметаллического рудопроявления установлено, что температура рудообразующих растворов на начальных стадиях минералообразования была выше, а на конечных — ниже, чем температура постдиагенетических изменений вмещающих пород. Температуры образования однотипных минеральных ассоциаций в прожилках среди пород осадочного чехла ниже на 70—75°C, чем в прожилках фундамента. Это свидетельствует о том, что растворы поступали из более глубоких горизонтов земной коры, а рудообразование, судя по эволюции температурного режима, происходило на фоне воздымания и завершилось на глубине около 2 км от дневной поверхности.

Физико–химические условия минералообразования и изотопный состав серы сульфидов (пирита, галенита, сфалерита) и углерода в кальците указывают на то, что рудная минерализация отложилась из восходящих глубинных средне– и низкотемпературных хлоридных растворов с газовой фазой углеводородно–углекислого состава, в различной степени разбавленных метеорными водами.

Список литературы

1. Шумлянский В. А., Коростышевский И. З., Кузнецова С. В. и др. К проблеме генезиса стратиформной барит–полиметаллической минерализации в вендских отложениях Украинского щита // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 5. С. 51—61.
2. Нечаев С. В. Геолого–геохимическая природа оруденения в осадочном чехле западной части Восточно–Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1978. 192 с.
3. Spirakis Ch. S. The valence of sulfur in disulfides — an overlooker clue for the genesis of Mississippi valley–type lead–zinc deposits // Econ. geol. 1986. V. 84. P. 1544—1545.

ТЕМПЕРАТУРЫ ГОМОГЕНИЗАЦИИ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ

В. П. Рогова, Г. К. Власова

Процесс рудообразования в урановорудных полях Забайкалья и Монголии характеризуется длительной многостадийной историей развития.

Наиболее полно пневматолитово-гидротермальный и гидротермальный процессы проявились на мезозойских месторождениях флюорит-молибденит-настуранового минерального типа, локализующихся в вулканоструктурах, рифтогенных впадинах, массивах гранитоидов.

Сложные по составу полихронные мезо-кайнозойские минеральные ассоциации установлены на месторождениях цеолит-бета-уранотилового минерального типа.

На всех месторождениях и рудопроявлениях в течение ряда лет в ГП «Сосновгеология» проводилось систематическое определение температур гомогенизации газожидких включений в кальците, кварце, флюорите в пневматолито-гидротермальных образованиях на установке, изготовленной и эталонированной в лаборатории ГЕОХИ АН РФ (г. Москва).

Наиболее широкий интервал минералообразования 480—100°C установлен в Дорнотском рудном поле (Монголия). Вмещающие оруденение породы представлены фельзитами, олигофиновыми липаритами, андезито-базальтами [3]. Урановому оруденению предшествовало образование трубки взрыва с полиметаллическим оруденением в кварц-эпидот-актинолитовых пропилитах [2]. Вокруг трубки установлены ореолы новообразованного санидина, карбоната, флюорита, кварца. Температура гомогенизации флюидных включений в карбонате из этого ореола — 480—450°C и 370—300°C, флюорите — 450—430°C и 410—300°C, кварце — 400—300°C.

Наибольшее количество включений в кварце гомогенизируется при температуре 300°C, во флюорите — при 300—340°C.

Трубка взрыва пересекается зонами дробления, контролирующими каолинит-сметтит-гидрослюдистые аргиллизиты с проявлениями урановой минерализации.

Вмещающие урановорудные тела вулканогенные породы интенсивно изменены в результате проявления кремнещелочного метасоматоза и аргиллизации.

Температура гомогенизации флюидных включений в жильных минералах дорудной, рудной стадии 240—170°C, при этом в кварце и флюорите, как наиболее ранних минералах рудного парагенезиса, она соответственно равна 240—170°C, 240—200°C. В карбонате, более позднем в этой ассоциации минерале, нарастающем в центральных частях прожилков на флюорит, температура гомогенизации флюидных включений снижается до 190—170°C. В пострудных парагенезисах наибольшее количество включений гомогенизируется в интервале 170—110°C.

На месторождениях Стрельцовского рудного поля (Восточное Забайкалье) температурный диапазон гомогенизации флюидных включений несколько меньше по сравнению с Дорнотским рудным полем, и составляет 400—100°C. Дорудные преобразования вулканогенных пород представлены кремнещелочными метасоматитами и аргиллизацией [1, 6]. В минералах из пневматолито-гидротермальных образований температура гомогенизации флюидных включений составляет: в кварце — 400—300°C, флюорите — 370—300°C, карбонате — 340—300°C. В дорудную, рудную стадии гидротермального этапа температура гомогенизации флюидных включений в кварце — 300—170°C, флюорите — 300—140°C, карбонате — 300—140°C.

Необходимо отметить, что наибольшее количество включений в кварце гомогенизируется в интервале температур — 210—190°C в карбонате — 240—210°C, во флюорите — 240—210°C и 190—150°C.

Данные по минералам гидротермального этапа, за исключением пострудной стадии, корреспондируются с результатами исследований, полученных А. А. Никитиным [4]. По его данным, в светлом флюорите пострудной стадии установлены флюидные включения, гомогенизирующиеся при температуре 95—80°C, в пластинчатом кальците 65—60°C, в барите — 40°C. Таким образом, общий интер-

вал температур минералообразования на урановых месторождениях Стрельцовского рудного поля охватывает более широкий диапазон от 400 до 40°C.

В рифтогенных впадинах Западного Забайкалья редуцированно проявлены минеральные парагенезисы фельдшпатитовой формации, более интенсивно развиты минеральные ассоциации кварц-эпидот-хлоритовой фации пропицитов и гидрослюдистых аргиллизитов [5]. В локальных околорудных ореолах значительным распространением пользуются смешаннослойные минералы гидрослюда-сметит, хлорит-сметит.

На Буяновском месторождении (Эгита-Индолинская вулканотектоническая структура, Западное Забайкалье) в прожилках кварца из кварц-альбитовых зон гомогенизация флюидных включений происходит при температуре 400°C, в карбонате из ореолов пропицитизации — 250°C, в минеральных ассоциациях дорудной и рудной стадий наибольшее количество газожидких включений гомогенизируется в пределах следующих температур: в кварце — 200—190°C, карбонате — 200°C, флюорите 220—150°C.

На месторождении Журавлином (Тугнуйская рифтогенная впадина, Западное Забайкалье) рудные тела формируются в осадочно-вулканогенной толще, перекрытой мезозойскими андезито-базальтами. Во вмещающих оруденение породах и андезито-базальтах интенсивно развиты минеральные ассоциации кварц-эпидотовых, хлорит-карбонатных пропицитов гидрослюдистых аргиллизитов [5], со смешаннослойными минералами гидрослюда-сметит, хлорит-сметит в околорудном пространстве.

В рудных телах в значительных количествах присутствует кальцит. Гомогенизация флюидных включений в кальците происходит при температуре 170—160 и 120°C. В ассоциации с кальцитом образуются мелкие кубические и глобулярные выделения пирита, оконтуренные настураном.

На Оловском месторождении (Оловская тектоническая впадина, Восточное Забайкалье) кварц-мышьяк-настуранового минерального типа, локализуящемся в эффузивно-осадочной толще, преобразование пород выразилось в проявлении приповерхностных фаций пропицитовой (кварц-карбонатная) и аргиллизитовой (кварц-каолинитовая) формаций [5]. В околорудных ореолах, так же как и на

других мезозойских месторождениях, присутствуют смешаннослойные минералы гидрослюда-сметит, хлорит-сметит.

В кварце из ореолов интенсивного кислотного выщелачивания, связанного с вулканизмом, температура гомогенизации 350°C. В прожилках кварца из дорудных гидротермальных ассоциаций она снижается до 300—280°C, в рудных зонах — 200—180°C, в кальците рудной стадии 210—200°C, в редких прожилках пострудного флюорита — 140—120°C.

На полихронных месторождениях урана в мезозойских гранитоидах Горное, Березовое (Центральное Забайкалье) рудные тела имеют сложный состав, обусловленный наложением мезо-кайнозойского цеолит-бета-уранотилового оруденения на минеральные ассоциации грейзеновой и березитовой формаций.

Определение температур гомогенизации флюидных включений в кварце показало, что полученные значения в большинстве случаев имеют бимодальное распределение. Первый максимум значений приходится на температуры 350—200°C, а второй 110—70°C. Необходимо отметить также резкое преобладание включений низкотемпературной области, связанных с формированием десмин-бета-уранотилового минеральной ассоциации. Первый максимум значений обусловлен формированием кварца ранней стадии с парагенезисами грейзеновой и березитовой формаций.

Общность схемы стадийности рудообразования на месторождениях урана флюорит-молибденит-настуранового минерального типа, проявленных в вулканоструктурах, рифтогенных впадинах, свидетельствует о принадлежности их к единой генетической группе, что хорошо подтверждается данными гомогенизации флюидных включений в минералах из этих месторождений. В формировании месторождений принимали участие как гидротермальные, так и пневматолитовые растворы, сопровождающие возникновение эксплозивных взрывных брекчий.

Наиболее низкими значениями температур гомогенизации характеризуются флюидные включения в кварце рудной стадии — 110—70°C на месторождениях цеолит-бета-уранотилового минерального типа.

Список литературы

1. *Ищуква Л. П., Игошин Ю. А., Авдеев Б. В. и др.* Геология Урулюнгуевского рудного района и молибден–урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. М.: Геоинформмарк, 1998. С. 525.
2. *Киселев В. Я., Губкин Г. Н., Соловьев Н. С.* Новый тип полиметаллических месторождений Восточной Монголии // Геология руд. месторождений. 1986. 3. С. 94–99.
3. *Миронов Ю. Б., Филоненко Ю. Д., Соловьев Н. С. и др.* Месторождения свинца–цинка, урана и флюорита в Дорнотской вулcano–тектонической структуре (Восточная Монголия) // Геология руд. месторождений. 1993. 1. С. 31–43.
4. *Никитин А. А.* Физико–химические условия образования урановых месторождений, залегающих в осадочно–вулканогенных толщах // Геохронология и проблемы рудообразования АН СССР. М.: Наука, 1977. С. 151.
5. *Рогова В. П., Корниенко О. Н., Москалев О. М. и др.* Соотношение региональной и локальной зональности низкотемпературных метасоматитов активизированных областей // Метасоматизм и рудообразование. М., 1984. С. 224–231.
6. *Рогова В. П., Никитин А. А., Наумов Г. Б.* Минералого–геохимические условия образования уран–молибденовых месторождений в слоистых вулканогенно–осадочных толщах // Междунар. геохим. конгр. Тез. докл. Т. 1. М.: ВИНТИ, 1971. С. 377–378.

ЭВОЛЮЦИЯ КРИСТАЛЛОВ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ АГРЕГАТОВ ОТ ДОКЕМБРИЯ ДО КАЙНОЗОЯ В РУДНЫХ ПОЛЯХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ

В. П. Рогова, А. А. Будунув

Гидротермальное урановое оруденение в рудных полях Забайкалья и Монголии является полихронным и полистадийным. Промышленные месторождения сформировались в мезо– и кайнозойский этапы тектоно–магматической активизации, рудоподготовительные процессы с образованием рудопроявлений и мелких месторождений происходили в протерозое и палеозое. Они фиксируются в фундаменте и обрамлении мезо–кайнозойских впадин и вулканоструктур.

Особенностью рудоподготовительных процессов на гидротермальных урановых месторождениях является образование дисперсной урановой минерализации в полевых шпатах кремнeshелочных метасоматитов, аксессуарных минералах, слоистых силикатах.

Для выявления минеральной формы урана в дисперсных и тонкодисперсных скоплениях использовался электронномикроскопический анализ с микродифракционной диагностикой и применением автордиографии — метод ЭМАР, разработанный В. Т. Дубинчуком и В. И. Мещанкиной (ВИМС). Определение концентраций урана в минералах и его пространственное распределение осуществлялось по следам от осколков деления урана [1], возраст урановой минерализации определялся изотопно–свинцовым методом.

Наиболее древний возраст аксессуарной урановой минерализации установлен в метасоматически преобразованных протерозойских породах на севере Забайкалья и в ксенолитах, развитых на всей территории. Возраст минерализации (в млн. лет): в кремнeshелочных метасоматитах 1870 ± 60 , 1720 ± 80 , в кварц–мусковитовых — 1660 ± 60 , 1570 ± 40 , в кварц–мусковит–биотитовых — 1430 ± 40 , 1350 .

В Прибайкалье возраст рудопроявлений (в млн. лет) с кварц–настурановым парагенезисом в кварц–мусковит–серицитовых зонах — 1100 ± 70 и 850 ± 100 , в кварц–эпидот–хлоритовых с сульфидной минерализацией — 460 ± 60 и 375 .

На рудопроявлениях с кварц–настурановым парагенезисом обломки сферолитов настурана величиной 1—2 см сохранились «запечатанными» в кварцевых брекчиях. Это наиболее крупные сферолиты настурана на территории юга Сибири. Необходимо отметить, что элементами–спутниками урана являются висмут, кобальт, никель, характерный спектр для месторождений урана Рудных Гор в Европе. В ассоциации с кварцем и настураном установлен серицит со структурой мусковита.

В кварц–эпидот–хлоритовых метасоматитах настуран мелкосферолитовый, метасоматический. Размер сферолитов — доли мм. Элементы–спутники: свинец, цинк, медь.

Завершают минералообразование рудосопровождающие ассоциации, характерные для неогеновых гидротермальных урановых месторождений, но без минералов урана, прожилки слоистых силикатов с низкой степенью окристаллизованности, опаловидного кварца, гизингерита, цеолитов.

Палеозойская эпоха в Забайкалье характеризуется накоплением урана в акцессорных и породообразующих минералах. В полевых шпатах кремнещелочных метасоматитов с применением метода ЭМАР обнаружены дисперсные выделения уранинита, браннерита, болтвудита. В грейзенах, кварц–биотитовых пропилитах установлены браннерит и уранинит, в кварц–эпидотовых пропилитах — ортит. При воздействии более поздних мезозойских пропилитизирующих растворов происходит замещение ортита карбонат–гидро-слюдистым агрегатом минералов.

В агрегатах слоистых силикатов методом ЭМАР установлены оксиды урана. Перераспределение урана с разубоживанием оруденения установлено также при наложении на палеозойские рудопоявления урана минеральных ассоциаций мезозойского этапа тектоно–магматической активизации, в частности минеральных парагенезисов кварц–эпидот–хлоритовой фации пропилитов.

В мезозойский период рудоподготовительный процесс характеризуется значительным накоплением урана в цирконе, сфене, от 30—200 г/т и более от ранних комплексов к поздним или по мере приближения к рудным телам.

Радиологический возраст урановых руд (в млн. лет): 150 ± 5 , 130 ± 5 , 110 ± 2 , 101 ± 2 . Наибольшее распространение имеют мес-

торождения флюорит–молибденит–настуранового, а также полихронные мезо–кайнозойские цеолит–бета–уранотилового минеральных типов, локализующихся в рифтогенных впадинах, вулкано–структурах, массивах гранитоидов.

Уникальными по минеральному составу являются торит–флюорит–настурановые месторождения, парагенетически связанные с мезозойским калиевым вулкано–плутоническим комплексом.

Рудные минералы на месторождениях флюорит–молибденит–настуранового минерального типа представлены настураном, в меньшей степени коффинитом, редко уранинитом и браннеритом. Уранинит развивается по основной массе пород, образует мелкие (доли мм) вкрапленные кристаллы кубической формы. Браннерит встречается в виде призматических кристаллов, образует тонкие прожилки, замещает ильменит, титаномагнетит, сфен.

Рудные зоны ранних стадий имеют метасоматическое происхождение, сопровождаются гематитизацией вмещающих пород (красные руды), поздних — представляют собой жилы, выполнения, брекчии (черные руды). Настуран разных стадий отличается по степени окисленности, отражательной способности, а также размером элементарной ячейки [15].

На месторождениях Стрельцовского рудного поля (Восточное Забайкалье) установлены две рудные стадии [3].

Для ранней стадии характерно преобладание метасоматического настурана с небольшим количеством коффинита и браннерита, для второй — прожилкового настурана с молибденитом.

Настуран ранней стадии образует густую метасоматическую вкрапленность, псевдоморфозы по биотиту и титаномагнетиту, приурочен к микротрещинам во вмещающих породах, ассоциирует с гидрослюдами, сопровождается гематитизацией, развит преимущественно в нижней толще вулканитов. Отражательная способность метасоматического настурана — 11 %, кислородный коэффициент — 2.59, размер элементарной ячейки — 5.38 Å.

Настуран второй стадии в участках интенсивного дробления цементирует обломки пород с метасоматическим настураном. Различаются две генерации настурана: крупносферолитовый (диаметр сферолитов до 0.5—1 см) и мелкосферолитовый (размер сферолитов — доли мм). Крупносферолитовый настуран нарастает на кри-

таллы друзовидного кварца в кислых породах и на анкерит — в основных. В зонах дробления обломки крупносферолитового настурана цементируются мелкочешуйчатым молибденитом, халькопиритом, галенитом или скоплениями мелкосферолитового настурана, размер элементарной ячейки — 5.41 Å, кислородный коэффициент — 2.43, отражательная способность — 13.5—14 %. Почки мелкосферолитового настурана при большом увеличении под микроскопом имеют зональное строение. Во внутренних частях почек развиваются кубические, полигональные, иногда слабо раздробленные кристаллы уранинита, на которые нарастает кварц и настуран. Исходя из строения зональных сферолитов, полагаем, что образование уранинита во внутренних частях сферолитов свидетельствует о более высокой температуре гидротермального раствора. Очевидно, в этих образованиях с применением рентгенофотоэлектронной спектроскопии установлено 66 % пентавалентного урана [16]. Возможно, что формирование уранинита свидетельствует о начале новой третьей рудной стадии (или нового этапа рудообразования).

Размер элементарной ячейки мелкосферолитового настурана — 5.43 Å, отражательная способность — 14—15 %, кислородный коэффициент 2.1—2.32.

В пострудных минералах флюорите, кальците, кварце выявлены скопления настурана, коффинита, молибденита, возможно, переотложенные в результате воздействия поздних порций гидротермальных растворов. Настуран в кальците по всем параметрам идентичен мелкосферолитовому настурану.

В пострудном кварце с хлоритом ассоциирует бертрандит, в кварце и флюорите установлена мелкая редкая вкрапленность халькопирита, борнита, халькозина, блеклой руды. С халькозином ассоциирует серебро. По граням роста в кристаллах пострудного кальцита развиваются дисперсные выделения киновари. Во вмещающих оруденение базальтах — тонкие (до 1 мм) прожилки самородной меди. С пиритом дорудной стадии ассоциирует золото.

При воздействии пострудных растворов, обогащенных барием и кальцием на богатые руды, происходит псевдоморфное замещение сферолитов настурана баураноитом, метакальцураноитом [13], кальцураноитом [14].

В пределах Стрельцовского рудного поля глубокими скважинами вскрыты зоны кайнозойской (50 млн. лет) каолинит–сметит–гидрослюдистой аргиллизации без смешаннослойных минералов и уранового оруденения.

В Монголии, в пределах Дорнотского рудного поля [5, 6] в одноименной вулканотектонической структуре предрудная подготовка выразилась в образовании минеральных ассоциаций кремнещелочной и аргиллизитовой формаций. До уранового оруденения в трубке взрыва сформировалось полиметаллическое месторождение Улан. Возраст уранового оруденения 138 ± 5 млн. лет.

Отличительной особенностью настурана является присутствие в его составе не только оксида циркония (1.4—4.3 %), но и оксида ниобия.

На месторождениях цеолит–бета–уранотилового типа (Центральное Забайкалье) радиологический возраст руд 120 и 20 млн. лет. Рудоподготовительный этап и накопление урана в аксессуарных минералах фиксируется в кремнещелочных метасоматитах палеозойских и мезозойских пород. Палеозойские породы представлены ороговикованными филлитовидными сланцами, гранодиоритами, в небольшой степени калишпатизированными, пропилитизированными, характеризующимися низкими содержаниями калия, тория, урана. Дисперсные выделения урана до 200 г/т концентрируются в редких кристаллах ортита, сфена, единичных зернах циркона. В гранитоидах мезозойского возраста в рудоподготовительный этап неравномерно проявились минеральные ассоциации кремнещелочной, грейзеновой, пропилитовой, березитовой, аргиллизитовой формаций, обусловившие дифференцированное распределение калия, тория, урана, содержание которых соответственно составляет 2—4 %, 10—20 г/т и 2—6 г/т.

Увеличение концентраций радиоактивных элементов связано с проявлением хорошо сформированных кристаллов новообразованного ортита в совмещенных ореолах региональной калишпатизации и пропилитизации. Кроме того, уран установлен (в г/т) в сфене — 100—200, редких зернах циркона — более 200, а также в биотите — 80—100, в псевдоморфозах хлорита по биотиту — 100.

В зонах грейзенизации сформировались жилы и прожилки кварца с турмалином, иногда с флюоритом, вольфрамитом, шеелитом,

молибденитом, касситеритом, в березитовых ореолах с галенитом и сфалеритом, в более поздних наложенных аргиллизитовых — с настураном и коффинитом. В отдельных зонах установлены ураносодержащий мелкоагрегатный апатит, гейландит, морденит, смешаннослойный минерал гидрослюда–сметит–минеральная ассоциация, характерная для мезозойских месторождений этого района. Радиологический возраст оруденения 120 млн. лет.

В участках богатых руд на мезозойские минеральные парагенезисы наложены кайнозойские с образованием мелкозернистого кварца, ломонтита, смектита и десмина с гипогенным бета–уранотилом. Бета–уранотил образует хорошо оформленные кристаллы размером до 0.1 мм, сгруппированные в друзы на плоскостях трещин и пустот. Скопления его часто приурочены к зонам роста в кристаллах десмина. Иногда бета–уранотил в пустотах сверху покрывается мелкими прозрачными таблитчатыми кристалликами новообразованного десмина. В кайнозойских цеолитах уран находится только в концентрированном состоянии в виде бета–уранотила, сорбционный и рассеянный уран, по данным осколковой радиографии, отсутствует.

Экспериментальные исследования, проведенные И. Г. Жильцовой (ВИМС), подтверждают возможное образование десмина и бета–уранотила из единого гидротермального раствора.

Десмин–бета–уранотиловая ассоциация прослежена от уровня современного эрозионного среза и до глубин 800 м. Бета–уранотил является главным рудным гипогенным минералом на кайнозойских месторождениях, локализующихся в гранитоидах. Радиологический возраст руд — 20 млн. лет. Обычно кайнозойские минеральные ассоциации формируются на выклинивании мезозойских минерализованных зон дробления. Особенностью кайнозойских руд в гранитах является их монометальный урановый состав и только в участках наложения на мезозойские минеральные ассоциации в них спорадически присутствуют в повышенных концентрациях олово, вольфрам, молибден или свинец и цинк.

Необходимо отметить также изменение оптических свойств десмина в ореолах цеолитизации. Непосредственно в рудных телах он имеет обычные оптические свойства, на выклинивании ореолов цеолитизации кристаллы десмина под микроскопом изотропны, диф-

ракционные картины изотропного и обычного десмина, а также их химические составы идентичны.

В гранитах ореолы цеолитизации пространственно совмещены с более обширным ореолом преобразованного ортоклаза. Для мезозойских гранитоидов наиболее обычным является промежуточный ортоклаз, степень моноклинной упорядоченности которого составляет 0.5, в ореолах вблизи зон смектит–цеолитовых метасоматитов степень моноклинной упорядоченности ортоклаза повышается до 0.8—0.9.

Месторождения торит–флюорит–настуранового минерального типа локализируются в пределах Мурунского массива, находящегося на сочленении Алданского кристаллического щита и Сибирской платформы. Западный Большемурунский блок массива (Большой Мурун) сложен эгириновыми сиенитами с дайками сельвсбергитов, грорудитов, эгириновых гранитов, восточный Маломурунский блок (Малый Мурун) — псевдо–лейцитовыми эффузивными, интрузивными, лайковыми породами, кальсилитовыми и нефелиновыми сиенитами. Вмещающие Мурунский массив породы представлены кварцитами верхнего протерозоя и гнейсогранитами архея, на севере и северо–востоке Малого Муруна — доломитами протерозоя. Абсолютный возраст щелочных пород 130—115 млн. лет.

Мурунский массив является природным минералогическим «музеем» с проявлением редких пород, новых минеральных видов (чароит, тинаксит, мурунскит, таусонит, даванит, токкоит, олекминскит, франкаменит, одинцовит) новых разновидностей (стронциевый агреллит, стронциевый витерит, титансодержащий делиит, калиевый батисит, калиевый лабунцовит, калиевый вишневит) и других редчайших минералов [4] в породах и в торий–урановых рудных телах [9—12].

В рудоподготовительный этап торий–урановая минерализация, как и на других месторождениях, концентрировалась в акцессорных минералах, происходило образование небольших по масштабам месторождений и рудопроявлений. Домезозойские зоны с урановой минерализацией установлены в протерозойских породах, развитых в обрамлении Мурунского массива, где в ассоциации с настураном установлена разнообразная циркониевая минерализа-

ция, не характерная для торий–урановых месторождений, локализующихся в пределах массива.

С Мурунским калиевым вулканогенно–плутоногенным комплексом связаны три группы минеральных ассоциаций: две мезозойские и одна кайнозойская. В составе первой мезозойской группы — ториевые и торийсодержащие минералы в фенитах, карбонатных и чароитовых породах в экзоконтактах массива, вторая группа с ториевой, ториево–урановой минерализацией в щелочных метасоматитах, грейзенах, березитах, гидрослюдистых аргиллизитах как в пределах массива, так и в его экзоконтактах, кайнозойская группа — с урановой без тория минерализацией — прожилки франсвиллита в смектитовых аргиллизитах.

В первой группе наиболее широким распространением пользуются пироксен–полевошпатовые метасоматиты–фениты. Главными минералами в них являются ортоклаз, эгирин, калиевый рихтерит, кварц; акцессорные: сфалерит, апатит, халькопирит, галенит, торит. Характерным является образование гигантских кристаллов эгирина, образующих иногда радиально–лучистые агрегаты, размером в диаметре до 60–80 см. В карбонатных метасоматитах главные минералы представлены барито–кальцитом, эгирином, полевыми шпатами; акцессорные: сфен, апатит, халькопирит, галенит, торит, хаттонит. Франкаменит [4] в чароититах является более ранним минералом. Он образует удлиненные призматические кристаллы сиреневато–серого цвета. Длина индивидов — 15–20 см, диаметр радиально–лучистых агрегатов — 30 см. Чароит корродирует, замещает франкаменит.

Эволюция кристаллов и агрегатов чароита имеет сложный характер. В порядке последовательности образования по структурно–текстурным особенностям агрегатов выделяются [2] следующие генетические группы: первичные, вторичные, гипергенные. Наиболее ранними являются агрегаты первой группы — скрытокристаллические и параллельно–волокнистые, в группу вторичных отнесены перекристаллизованные массы минерала — спутанно–волокнистые, розетковидные, чешуйчато–волокнистые и тектониты — плейчато–волокнистые агрегаты. Белый по цвету чароит, преобразованный в результате выветривания, отнесен к третьей гипергенной группе.

Тинаксит [7] образует длиннопризматические кристаллы желтого, оранжевого цвета, развивается как по чароититам, так и вмещающим породам, образуя более широкие ореолы по сравнению с чароитизацией. Размер индивидов от долей мм до 20 см, радиально–лучистых агрегатов до 30 см в диаметре.

По трещинам в чароитовой породе иногда выделяются мелкие — от долей мм до 2–4 мм — кристаллы эканита, реже стисиита [4].

Для минеральных комплексов второй группы характерно постепенное уменьшение количества ториевых и увеличение урановых минералов по мере снижения температуры минералообразования. Минеральные ассоциации кремнщелочной формации проявлены регионально, главными минералами являются эгирин, ортоклаз, в небольшом количестве с ними встречаются кварц, микроклин. Парагенезисы грейзеновой формации сопровождают часто пространственно разобщенные кварцевые прожилки с торитом и браннеритом, главным образом, в пределах Большого Муруна. В кварц–торитовых прожилках присутствуют мелкозернистый кварц, торит, включения магнетита и хорошо образованные дипирамидальные кристаллы анатаза; в кварц–хаттонитовых — крупнокристаллический кварц, хаттонит, эгирин, лепидолит, магнетит; в кварц–анатазовых — кварц, анатаз, пирит, барит, флюорит, иногда пирамидальные кристаллы брукита, а также дисперсное золото (до 1 г/т). Торий–урановое отношение — 50.

В кварц–браннеритовых — мелкокристаллический кварц, браннерит, уранинит, магнетит, анатаз, иногда брукит, апатит. С мелкозернистым кварцем ассоциирует дисперсное золото — 1.7–1.8 г/т, торий–урановое отношение — 0.03.

Среднетемпературные минеральные ассоциации, представленные жилами и прожилками кварцевого, кварц–баритового, фосфат–карбонатного, флюорит–стронцианит–уранинитового состава, сопровождаются околорудными ореолами кварц–серицитовых березитов. В пределах Большого Муруна эти жилы почти мономинеральны, только изредка в них отмечается крупнокристаллический анатаз, брукит, пирит, гнездообразные выделения халькопирита, отдельные кристаллы барита.

Низкотемпературные минеральные ассоциации в прожилках гидрослюдисто–коффинитового, кварц–настуранового состава со-

провождаются ореолами гидрослюдистых аргиллизитов. В зонах брекчирования в обломках отмечаются все ранее выделившиеся минеральные ассоциации, включая прожилки кварца с торитом и хаттонитом. Торий–урановое отношение составляет — 0.3.

В пострудную стадию сформировались прожилки гребенчатого, друзовидного кварца с флюоритом, карбонатом, медово–желтым баритом. Радиологический возраст торий–уранового оруденения 110 млн. лет. В несколько другой тектонической обстановке, на южных флангах Большого и Малого Муруна, установлены смектиновые аргиллизиты, в которых сформировались прожилки гипогенного франсвиллита, образующего хорошо оформленные кристаллы размером 0.5—0.8 см [8]. Торий–урановое отношение в смектит–франсвиллитовых зонах — 0.05. По аналогии с другими районами полагаем, что они образовались в кайнозое. Смектит–франсвиллитовые зоны характеризуются тем же спектром элементов, который установлен в породах и мезозойских рудах: ванадий, барий, свинец.

Для месторождений урана кайнозойского возраста, связанных с базитовым магматизмом, характерно редуцированное развитие высокотемпературных ассоциаций, интенсивное — низкотемпературных парагенезисов. Минеральные ассоциации кремнещелочных метасоматитов имеют ограниченное развитие. Слабо проявленные деанортизация основного плагиоклаза и кварц–альбитовые изменения установлены в неогеновых базальтах Витимского плато. Наибольшим развитием пользуются минеральные ассоциации пропилитовой и аргиллизитовой формаций. В покровах базальтов и туфогенно–осадочной толще под ними наибольшим развитием пользуются парагенезисы хлорит–карбонатного, в неках — опал–цеолит–хлорит–сидеритового состава.

В неках наиболее ранним минералом является опал, на который нарастают мелкосферолитовые агрегаты сидерита или хлорита и десмина. Широким развитием пользуются минеральные ассоциации аргиллизитовой формации, представленные каолинитом, смектитом, гидрослюдой. В зонах брекчирования установлены рентгеноаморфные минералы переменного состава аллофан и гизингерит. Аллофан, железистый аллофан, гизингерит образуют прожилки, в микробрекчиях цементируют обломки пород, выполняют миндалины и пустоты, метасоматически замещают плагиоклаз и основную

массу в базальтах. Интересно отметить, что эти минералы установлены в зонах дробления разных по возрасту пород, далеко (на сотни километров) за пределами Витимского плато базальтов.

В рудных интервалах в небольшом количестве отмечается вкрапленность сульфидов, особенно интенсивно развитых в некке. Более широко распространены пирит и марказит. Пирит образует тонкую (доли мм) вкрапленность в породе, марказит — игольчатые кристаллы, агрегаты которых нарастают на стенки миндалин и пустот. В марказите установлена тончайшая вкрапленность халькопирита, а на марказит в пустотах нарастают мелкие пластинчатые кристаллы халькозина и зерна сфалерита. Марказит характеризуется повышенными концентрациями (в %) никеля 0.05, кобальта 0.015, меди 0.2.

Отличительной чертой неогеновых месторождений урана является тонкодисперсная форма выделений урановой минерализации, наложенной на минеральные ассоциации аргиллизитов.

Электронномикроскопическим анализом в слоистых минералах установлены хорошо раскристаллизованные выделения коффинита и оксидов урана. Под микроскопом в пустотах и порах породы установлены сферолитовые выделения тонкокристаллического анатаза, имеющего концентрически–зональное строение, морфология его выделений полностью зависит от формы выполненных пустот.

В зональных агрегатах отмечается чередование слоев анатаза со смектитом. Содержание оксида урана в слоях анатаза неодинаково и закономерно уменьшается от 0.6 в центральном слое до 0.2 в периферийном. В агрегатах аморфных слоистых минералов установлено тонкодисперсное углеродистое вещество. В пустотах и миндалинах изредка присутствуют мельчайшие (доли мм) кристаллы барита, а также различные урановые минералы: фурмарьерит, фосфаты четырехвалентного урана — нингиоит, вячеславит, карбонаты урана — студтит, рётзерфордин, виденманнит, арсенаты и фосфаты шестивалентного урана — метановачекит, метаотенит и др. Возраст оруденения 10 млн. лет.

На территории Монголии выделены неогеновые ареалы опалитизации, фосфатизации и аргиллизации, в пределах которых вмещающие породы и захороненные в них кости динозавров замещены апатитом с включениями коффинита и настурана.

Для неогеновых месторождений урана характерна низкая степень окристаллизованности слоистых силикатов, слабое проявление смешаннослойных фаз, развитие рентгеноаморфных форм, дисперсное проявление урановой минерализации.

Список литературы

1. Березина И. Г., Берман И. Б., Гуревич М. Ю. Определение концентраций урана и его пространственного распространения в минералах и горных породах // Атомная энергия. 1967. Т. 23. С. 6.
2. Евдокимов М. Д., Булах А. Г., Борисов А. Б. Морфогенетические типы чаронта и их ювелирные качества // Минерал. журнал, 1985. Т. 7. С. 24—32.
3. Ищукова Л. П., Игошин Ю. А., Авдеев Б. В. и др. Геология Урулюнгуйевского рудного района и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. М.: Геоинформмарк, 1998. С. 525.
4. Конев А. А., Воробьев Е. И., Лазебник К. А. Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 222.
5. Киселев В. Я., Губкин Г. Н., Соловьев Н. С. Новый тип полиметаллических месторождений Восточной Монголии // Геология руд. месторождений. 1988. 3. с. 94—99.
6. Мионов Ю. Б., Филоненко Ю. Д., Соловьев Н. С. и др. Месторождения свинца—цинка, урана и флюорита в Дорнотской вулкано-тектонической структуре (Восточная Монголия) // Геология руд. месторождений. 1993. 1. С. 31—43.
7. Рогов Ю. Г., Рогова В. П., Воронков А. А., Молева В. А. Тинаксит $\text{NaK}_2\text{Ca}_2\text{TiSi}_7\text{O}_{19}(\text{OH})$ — новый минерал // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162. № 3. С. 658—662.
8. Рогова В. П., Сидоренко Г. А., Кузнецова Н. Н. О находке баристого франсвиллита // Зап. Всесоюз. мин. общ. 1966. В. 4. С. 448—450.
9. Рогова В. П. О соотношении ториевой и урановой минерализации в ториево-урановых рудопоявлениях, парагенетически связанных со щелочными интрузиями // В кн.: «Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений». М.: Наука, 1968. С. 319—333.
10. Рогова В. П., Рогов Ю. Г., Дриц В. А., Кузнецова Н. Н. Чароит — новый минерал и новый ювелирно-поделочный камень // Зап. Всесоюз. мин. общ. 1978. Т. 107. Вып. 1. С. 94—100.
11. Рогова В. П. Условия образования чароитовой породы — нового ювелирно-поделочного камня // 11 съезд Международн. минерал. ассоц. Самоцветы. Л.: Наука, 1980. С. 79—86.
12. Рогова В. П. Чароитизация — новый тип метасоматических процессов // Тезис. докл. Всесоюз. совещ. по метасоматизму. Л. 1982. С. 113—118.
13. Рогова В. П., Белова Л. Н., Кизияров Г. П., Кузнецова Н. Н. Баураноит и ментакальцураноит — новые минералы из группы гидроокислов урана // Зап. Всесоюз. мин. общ. 1973. Вып. 1. С. 75—81.

14. Рогова В. П., Белова Л. Н., Кизияров Г. П., Кузнецова Н. Н. Кальцураноит — новый гидроокисел урана // Зап. Всесоюз. мин. общ. 1974. Т. 103. Вып. 1. С. 108—109.
15. Рогова В. П., Никитин А. А., Наумов Г. Б. Минералого-геохимические условия образования уран-молибденовых месторождений в слоистых вулканогенно-осадочных толщах // Междунар. геохим. конгр. Тез. докл. Т. 1. М.: ВИНТИ, 1971. С. 377—378.
16. Тетерин Ю. А., Кулаков В. И., Баев А. С. и др. Изучение степени окисления урана в настуранах методом РЭС // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. 2.

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ ПРИ ДЕТАЛЬНОЙ РАЗВЕДКЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А. Г. Кузнецов

Прикладная термобарогеохимия приобретает все большее значение при поисках и разведке разных промышленно-генетических типов месторождений полезных ископаемых. Многолетнее термобарогеохимическое изучение крупного Садонского полиметаллического месторождения (Северный Кавказ) показывает возможности применения термо-барогеохимических методов при поисках скрытых рудных тел, выявлении продуктивных участков месторождения при детальной разведке и прогнозировании оруденения на глубину [1—4].

Садонское полиметаллическое месторождение является одним из наиболее типичных и хорошо изученных гидротермальных месторождений Северного Кавказа. Вопросы геологии, структуры, минералогии месторождения освещены в обширной литературе. Месторождение приурочено к Садоно-Унальской антиклинали, сложенной среднепалеозойскими гранитами и вулканогенными и осадочными породами ниже-среднеюрского возраста. Промышленные рудные тела локализованы в Главном Садонском разломе северо-восточного простирания, мощность тел в среднем составляет 1—2 м, в раздувах — до 20 м. Минеральный состав руд многообразен: галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин, кварц, кальцит, барит и другие.

При детальной и эксплуатационной разведке месторождения в эксплуатационных блоках, лентах, восстающих полевых штреках и штольнях проведено комплексное термобарогеохимическое опробование полиметаллических рудных тел и вмещающих кварцсодержащих пород. Выявлен термобарический режим многостадийного рудного процесса.

Термобарогеохимические исследования рудных тел, проведенные по кварцу, кальциту, сфалериту и пириту разных генераций, показали что рудный процесс протекал в широком интервале температур: от 380 до 110°C; при этом он имел пульсирующий характер, с температурными перепадами 30—60°C. Первая — кварцевая безрудная стадия минерализации образовалась при температурах

380—350°C, вторая — кварцево-пиритовая: 320—250°C. Третья — кварцево-полиметаллическая стадия является наиболее продуктивной и характеризуется отложением основной массы свинцово-цинковых руд при температурах 240—180°C. Четвертая, кальцито-полиметаллическая продуктивная стадия протекала при температурах 210—120°C. В целом минимальные температуры продуктивного рудообразования, прослеженные на 820 м по падению рудных тел, возрастают с глубиной. В верхних частях месторождения (Ходский участок) вертикальный температурный градиент составляет 18°C на 100 м, а в нижних: 6.7°C/100 м. Термобарические расчеты по включениям показывают, что давление в гидротермальной системе колебалось от 200 бар до 840 бар. По данным анализов тройных водных вытяжек из рудного кварца химический состав гидротерм варьировал от гидрокарбонатного натриево-кальциевого до хлоридно-гидросиликатно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого. Соотношения $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ составляют 1.62—0.73, $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^- = 0.68—1.53$, а соотношения $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ варьируют от 0.12—0.34 до 1.58. Концентрация солей в минералообразующих растворах колебалась от 3—6 % до 8—13 %.

Последняя, пятая кальцито-баритовая стадия минерализации проявилась в небольших масштабах в условиях затухания гидротермального процесса при температурах 180—110°C.

Хорошая разведанность месторождения и большое количество горных выработок позволило провести детальное термобарогеохимическое опробование вмещающих кварцсодержащих пород (разных гранитов, гранодиоритов, диоритов, кварцевых альбитофинов, кератофинов, кварцевых порфиров, конгломератов и др.). Пробы отбирались в горных выработках, поперечных к простиранию рудной зоны, на определенных расстояниях от рудных тел: 1—3 м, 8—10 м, 25—30 м, 40—50 м, 100—125 м, редко 150—165 м. В целях хорошей сопоставимости результатов, изучение включений термобарогеохимическими методами проводилось исключительно только в кварце (полированные с обеих сторон пластинки; навески ионофракций кварца, отобранные под бинокляром). По данным анализов составлены поперечные профили с термобарогеохимическими показателями (температуры гомогенизации и декрепитации; количество и объем включений, содержание солей и углекислоты во

включениях, п.п.п. кварца и др.) на разных уровнях и горизонтах месторождения. Получена термобарогеохимическая характеристика «зоны пропаривания вмещающих пород» месторождения по горизонталям через каждые 5—15 м и по вертикалям через 10—20 м. «Зоны пропаривания вмещающих пород» оконтурены на трех промышленных участках Садонского полиметаллического месторождения (Ходский, «Новая рудная зона» и «Вторая рудная зона»).

Установлено, что термобарогеохимические показатели закономерно и последовательно возрастают по своим количественным значениям по мере приближения к рудным телам, что имеет важное поисковое значение. Особенно четко это проявилось на участке «Вторая рудная зона» (таблица).

Таблица

Изменение термобарогеохимических показателей по мере приближения к рудным полиметаллическим телам во «Второй рудной зоне» Садонского месторождения (по включениям в кварце)

№	Термобарогеохимические показатели	Расстояния от рудных тел, м			
		1—3	8—10	40—50	100—125
1	Температуры гомогенизации (верхние горизонты), °С	270—262	254—243	235—220	193—180
2	Температуры гомогенизации (нижние горизонты), °С	320—308	316—300	288—273	254—242
3	Температуры максимумов декрепитации, °С	425—380	400—340	325—300	260—225
4	Давление, бар	550	460	380	200
5	Количество включений на 0.1 мм ²	3540—960	830—340	720—510	220—40
6	Концентрация солей в растворах, %	13—8	12—6	8—4	6—3
7	Потери при прокаливании кварца, %	8.44—3.85	2.63—1.84	1.08—0.73	0.53—0.31

Выявленные закономерности позволяют использовать термобарогеохимические методы для поисков «слепых» параллельных и кулисообразно залегающих рудных тел при детальной разведке месторождений.

Проведенные исследования показали, что возрастание количественных значений термобарогеохимических показателей указывает не только на наличие рудных тел, но и несет количественно-качественную информацию о рудах и рудных телах. Характер изменения этих показателей является неравномерным; более четкое и резкое возрастание значений термобарогеохимических показателей отмечается в направлении к более мощным продуктивным рудным телам и при приближении к рудным телам, характеризующимся интенсивным проявлением продуктивных стадий минерализации с повышенными суммарными содержаниями свинца и цинка. Для изучения этих закономерностей были выполнены объемно-пространственные построения, характеризующие оруденения и зону пропаривания вмещающих пород месторождения.

При подсчете запасов на месторождении по данным промышленного опробования построены рудные продольные профили месторождения с изолиниями суммарных содержаний свинца и цинка, с изолиниями мощностей рудных тел и с изолиниями «мощность—содержание». По двум эталонным промышленным участкам месторождения («Новая рудная зона» и «Вторая рудная зона») по всем данным термобарогеохимического опробования составлены продольные профили с изолиниями разных термобарогеохимических показателей. Эти профили дают обобщенную количественно-качественную термобарогеохимическую характеристику самой рудной залежи (по простиранию и падению) и зоны пропаривания вмещающих пород в определенных интервалах по мере удаления от рудных тел: 1—3 м, 8—10 м, 40—50 м и частично 100—125 м (неполные данные).

Таким образом, построена объемно-пространственная термобарогеохимическая модель зоны пропаривания вмещающих пород, которая зонально-концентрически облегает главное рудное полиметаллическое тело месторождения. Выявлена сложная морфология поверхностей температурных полей (температуры гомогенизации и декрепитации) околорудно-измененных вмещающих пород.

Путем наложения и совмещения составленных продольных профилей установлено, что рудные профили положительно коррелируют с термобарогеохимическими профилями.

Областям с изолиниями максимальных суммарных содержаний свинца и цинка на рудных профилях соответствуют аномальные области термобарогеохимических профилей, а именно: области с изолиниями максимумов температур гомогенизации вторичных включений в кварце (до 308—320°C), области с изолиниями максимумов температур декрепитации кварца (до 350—410°C), области с изолиниями повышенной концентрации солей во включениях (до 8—13). Отмеченная закономерность может быть использована для выявления наиболее обогащенных участков продуктивных рудных тел.

Хорошо коррелируют области с изолиниями максимальных мощностей рудных тел с областями с изолиниями повышенной общей декрепитации кварца (общее количество импульсов при нагреве до 600°C), с областями с изолиниями повышенных количеств включений (до 3540 на 0.1 мм²), с областями с изолиниями значительных п.п.п. кварца (до 3.8—8.44 %), а также с областями с изолиниями повышенных температур гомогенизации включений, с областями с повышенными содержаниями углекислоты во включениях. Это может служить поисковым признаком на мощные рудные тела.

Выявленные закономерности изменений термобарогеохимических условий полиметаллического рудообразования использованы для прогнозирования наиболее продуктивных участков месторождения и для оценки перспективности свинцово-цинкового оруденения на глубину при детальной разведке.

Список литературы

1. Кузнецов А. Г. О возможности использования включений для поисков «слепых» рудных тел, залегающих в кварцсодержащих вулканогенных породах (на примере Садонского рудного поля) // Тезисы докл. II Всесоюзн. совещания по геотермобарометрии. Новосибирск: Изд. СО АН СССР, 1965.
2. Кузнецов А. Г. О возможности использования газово-жидких включений для поисков скрытых полиметаллических тел (на примере Садонского рудного поля) // Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М.: Наука, 1968.
3. Кузнецов А. Г. Применение термобарогеохимических методов при детальной и эксплуатационной разведке Садонского полиметаллического месторожде-

ния (Северный Кавказ) // Термобарогеохимия в геологии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.

4. Кузнецов А. Г. Термобарогеохимическое прогнозирование продуктивных рудных участков на Садонском полиметаллическом месторождении // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов (по включениям в минералах). Ч. 2. Львов, 1985.

СВОЙСТВО КРИСТАЛЛОВ ПРИРОДНОГО АЛМАЗА СОХРАНЯТЬ ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ЗАРОДЫШ

В. В. Соболев

Современные методы исследования природных кристаллов алмаза убедительно доказывают наличие в них центрального зародыша и зонального строения в целом. Полученные данные интерпретируются как следствие дискретного процесса алмазообразования, что по вполне понятным причинам не укладывается в известные модели. Несмотря на то, что факт наличия центрального зародыша установлен при исследовании алмазов из коренных и россыпных месторождений, все же до сих пор не показано, чем вызвано обнаруженное свойство, что оно за собой влечет и при каких взаимодействиях проявляется [1].

Алмазы, выращенные в условиях относительно умеренных температур (до 1100 К) и невысоких давлений (до 10^6 Па) [2], отличаются по своим физическим свойствам от алмазов, синтезированных в камере высокого давления.

Рентгеноструктурный анализ (метод Лауэ). Структурной особенностью выращенных кристаллов алмаза является наличие двух зон: монокристалльной оболочки с плотностью дислокаций $(1.8—6.3) \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}$ и поликристаллического центра, имеющего плотность дислокаций $10^{17}—10^{18} \text{ м}^{-2}$. Поликристаллический центр — алмаз, синтезированной в железоуглеродном сплаве при ударно-волновом воздействии. Лауэграммы показывают, что на фоне отдельных четких дифракционных максимумов наблюдается сплошное диффузное кольцо. Астеризм является следствием наличия поликристаллического зародыша, усиливающего внутренние деформации монокристалла. Таким образом, изучаемые кристаллы имеют генетический центр с рудиментарными признаками зародыша динамического происхождения. Исследования выполнены Курдюмовым А. В., ИПМ НАН Украины.

Изотопный состав углерода. Исследовались кристаллы алмаза размером от $5 \cdot 10^{-5}$ до $2.5 \cdot 10^{-4}$ м. Анализ соотношения изотопов $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ графита в исходном сплаве, графита и алмаза после ударно-волнового воздействия и алмаза, выращенного в сплаве после термических циклов [2]. Установлено, что величина $\Delta^{13}\text{C}$ в исходном

графите, в графите и алмазе после воздействия ударной волной составила соответственно -23% , -23.4% , -24.3% . В выращенном алмазе -31% . Установлено также, что центральная часть содержит $\Delta^{13}\text{C}$ в таком же количестве, как и поликристаллические взрывные алмазы, т. е. -24.4% . Таким образом, величина $\Delta^{13}\text{C}$ во взрывном поликристаллическом алмазе и в центральной части выращенного кристалла практически одинакова, при этом монокристалльная оболочка имеет величину -31% . Такая аномальная разность значений связана с наличием зон, резко отличающихся по своим физическим свойствам. Другими словами, алмаз, выращенный в твердой среде при термодинамических параметрах, соответствующих области их метастабильности, имеет зональное строение — центральную часть и периферийную оболочку. Исследования проводились Галимовым Э. М., ГЕОХИ РАН.

В результате исследования ЭПР алмазов было установлено, что по значению концентрации азота образцы кристаллов выделяются в самостоятельную группу и резко отличаются от алмазов статического синтеза, имеют более высокую концентрацию азота (на 30 %), полуширина центрального компонента парамагнитного азота в относительных единицах к серийным алмазам ($\Delta H = 1$) составляет $\Delta H = 0.94$. Работы выполнены Ключевым Ю. А., ВНИИАлмаз.

Определение цвета люминесценции кристаллов алмаза в УФ-лучах проводилось в лаборатории № 11 ВНИИАлмаза. Около 25 % кристаллов при комнатной температуре люминесцировали голубым (около 15 %), желто-зеленым (около 9 %) и оранжевым (около 1 %) цветом.

Удельная поверхность алмазных частиц размером $(8—10) \cdot 10^{-5}$ м составляет $> 1 \text{ м}^2/\text{г}$, значение термоокислительной стойкости T_M — 1200 К, размер областей когерентного рассеяния $> 200 \text{ нм}$. Исследуемые алмазы по приведенным параметрам близки к природным. Исследования проводились Тацием В. Ф., ИПХФ РАН.

Анализ результатов, полученных при исследовании выращенных кристаллов алмаза, и сравнение этих результатов с аналогичными данными для промышленных алмазов Полтавского завода, а также некоторых природных, явились основанием для следующих выводов.

Алмаз, выращенный в твердой углеродсодержащей среде в диапазоне температур 550—1150 К и давлений до 10^6 Па, образует свою вполне самостоятельную группу и с достаточной степенью надежности может быть диагностирован при проведении комплекса таких исследований как ТОСт, ЭПР, ТСЛ, ИК-спектроскопия, изотопный состав и др.

Одним из важнейших свойств, обнаруженных экспериментально, является наличие генетического центра — зародыша динамического происхождения. Подобные особенности наблюдаются у алмаза коренных месторождений Сибири и Южной Африки [1], что можно интерпретировать как общее свойство алмазов, выросших в умеренных термодинамических условиях, т. е. в области термодинамической метастабильности. Можно допустить, что дискретность алмазообразования является процессом, характерным для термодинамически метастабильной области на диаграмме состояния с любыми интервалами времени между этапами наращивания. При этом наиболее вероятная среда, в которой осуществлялся рост алмаза в природе — твердая.

При мало изменяющихся во времени термодинамических и стехиометрических условиях основную роль в процессе роста алмаза играют кинетические условия, главными параметрами которых являются ориентирующее свойство поверхности алмаза (подложки) и наличие на этой поверхности катализаторов (ионов) [3]. В этом случае этапы роста в связи с наличием в реакционной системе подложки и ее ориентирующего влияния протекают с преодолением существенно меньшего энергетического барьера, чем на этапе образования зародыша.

Таким образом, свойство кристаллов алмаза сохранять в процессе роста центральный зародыш проявляется в случае, когда кристаллизация зародыша осуществляется с высокой скоростью в области высоких пересыщений углерода, а рост протекает в области термодинамической метастабильности и характеризуется малыми пересыщениями, при этом разрыв во времени между законченным процессом зарождения и началом процесса роста может быть весьма продолжительным.

Список литературы

1. Гаранин В. К. К проблеме дискретности природного алмазообразования // Минералогический журнал. 1990. № 5. С. 28—36.
2. Соболев В. В. Синтез алмаза. I. Экспериментальные исследования твердофазной эпитаксии // Минералогический журнал. 1993. № 5. С. 74—86.
3. Соболев В. В., Ярковой Г. О., Чернай А. В. Синтез алмаза. III. Теоретические исследования с применением квантовомеханических методов расчета // Минералогический журнал. 1994. № 5/6. С. 23—30.

ВОСХОДЯЩИЕ И НИСХОДЯЩИЕ ПОТОКИ ФЛЮИДОВ В ЛИТОСФЕРЕ, ИХ РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ И УГЛЕВОДОРОДОВ

В. Д. Нартиков

Когда мы говорим об источниках рудного вещества или углеводородов, всегда априори исходим из достоверности используемых генетических положений. В этой связи, прежде чем толковать об источниках вещества, необходимо уточнить принципиальные основы генетических представлений, что неизбежно ведет к осмыслению имеющегося фактического геологического материала, включая данные по геофизике и геохимии. Генетические модели, построенные на теоретических расчетах с элементами экспериментальных данных, часто носят экстравагантный характер с некой геопозитической окраской. Они бывают обворожительными, легко усваиваемыми, но далекими от реальности и почти никогда практически не используются.

Никто не может отрицать, что комплексное, почти тотальное изучение разрезов СГС всеми доступными геофизическими методами, а особенно исследования поднятого кернового материала дорогостоящими и наиболее тонкими лабораторными методами, дали именно тот материал, который должен лечь в основу генетических моделей, не только источников полезных ископаемых, но и условий формирования земной коры в целом.

Конечно, вся Программа изучения глубинных зон континентальной земной коры с помощью глубоких и сверхглубоких скважин (СГС) далека от завершения, но все же тот объем материалов, который имеется по Кольской, Саатлинской, частично Миннибаевской, Уральской, Тимано-Печерской, Тюменской, Мурунтауской, Днепро-Донецкой и Криворожской СГС вполне достаточен для решающего этапа формирования новых генетических моделей различных структурно-формационных зон и в целом всей земной коры. Ведь не секрет, что семейство СГС охватило почти все типы разрезов Земной Коры, от архея до мезокайнозоя включительно, и вряд ли в ближайшем будущем человечество сможет повторить и углубить этот выдающийся эксперимент по изучению континентальной земной коры путем прямого проникновения в нижние го-

ризонты земной коры, хотя бы на глубины 20—25 км, что технически возможно уже сейчас.

Ниже обсуждаются результаты комплексных исследований разрезов сверхглубоких скважин — Кольской (СГ-3) и Саатлинской (СГ-2), позволившие получить уникальные фактические данные, благодаря которым стало возможным обнаружение ряда новых природных явлений и геолого-физических закономерностей строения, состава и эволюции глубинных зон земной коры. Именно на основе обширного фактического материала появились генетические критерии глубинного прогнозирования рудоносности щитов и оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов на больших глубинах.

Историко-геологическое развитие печенгской палеокальдеры, в которой заложена Кольская сверхглубокая (СГ-3), связано с формированием имандро-варзугской шовной зоны. Породы гранито-гнейсового подложья, вскрытые СГ-3 в интервале глубин 6842—12 068 м, связаны с формированием вулканогенно-осадочного комплекса Печенги единым тектоно-магматическим процессом, имеющим в своей основе ряд последовательных этапов относительного тектонического спокойствия и активности без существенного перерыва между формированием гранито-гнейсовых пород и пород печенгского комплекса [9].

Проведенный анализ данных по геологии, геохимии и геофизике разреза СГ-3 в комплексе с результатами наземных геолого-геофизических исследований района бурения СГ-3 и в целом Карело-Кольского региона показывает, что геологический разрез, вскрытый СГ-3, представляет собой типичный вулканогенно-осадочный комплекс межшовных зон. Протяженный и почти непрерывный зеленокаменный печенгско-имандро-варзугский пояс на позднеорогенном этапе распался на ряд вулкано-тектонических депрессий (Печенга, Имандра-Варзуга и др.). Они располагались в наиболее мобильной части континентальных окраин в зонах пересечения с рифтовыми разломами, испытывая максимальное растяжение. Именно здесь проявился андезит-базальтовый, а позднее — и коматиит-базальтовый вулканизм. Интенсивное прогибание печенгской депрессии компенсировалось накоплением лав андезит-базальтов, базальтов с прослоями коматиитов, шаровых лав и туфов.

В перерывах между извержениями отлагались обломочные и карбонатные породы. Крупные щитовые вулканы осложнялись гирляндой мелких построек, корни которых достигали верхней части магматического очага, располагавшегося в мантии на глубине 40—50 км. Многочисленные силлы и дайки никеленосных ультрамафитов и мафитов, судя по их морфологии, являются субвулканическими. Ультрамафитовая магма заполнила кольцевое пространство, образовавшееся при заключительном оседании вулкана вдоль дугового сброса. Эти ультрамафитовые породы специализированы на никель, платину, кобальт и медь. Время вулканизма порядка 2000 млн. лет.

Позднеорогенный магматизм завершился мощным гранитным сводообразованием, охватившим дислоцированную континентальную окраину, располагаясь в фокусе пересечения шовной зоны поперечной зоной континентального рифтогенеза. Диаметр отдельных интрузий достигает 400 км. Развитие подобных интрузий показали Дж. Дьюи и Дж. Берд [6]. На глубине они представлены мобильным гранитным ядром, а ближе к поверхности — термальным сводом с метаморфическим фронтом и мигматитами. Л. И. Солоп [14] описал эти структуры как складчатые овалы с большими полями измененных пород. Он считает их характерными для тектонической структуры архея.

Гранито-гнейсовые купола действительно развиваются по архейскому субстрату, но возраст гранитизации и гранито-гнейсовых структур — карельский.

Следует отметить, что метаморфические преобразования пород разреза СГ-3, последовательно усиливающиеся с глубиной, достигая в нижней части амфиболитовой фации, обусловлены не столько процессами погружения, сколько процессами гранитного куполообразования. Печенгская палеокальдера образует центральную часть гранитного купола и на современном эрозионном срезе мы наблюдаем выходы калиевых гранитов лицко-арагубского типа, обрамляющих печенгскую никеленосную структуру в виде дочерних гранитных куполов более высокого порядка, являясь в свою очередь элементами значительно более крупной Лапландской сводовой структуры. С калиевой гранитизацией связан процесс приноса урана, тория, редких и благородных элементов.

Сопоставительный анализ результатов геофизических и ядерно-геофизических методов каротажа с результатами детальных геохимических исследований кернового материала с больших глубин позволил установить существование разуплотненных субгоризонтальных зон в СГ-3 и СГ-2, где происходят интенсивные процессы теплопереноса. Как правило, подобные зоны отличаются по своим физико-механическим параметрам от перекрывающих и подстилающих пород независимо от глубины и типов пород.

В этих зонах зафиксированы эндогенные продукты низкотемпературных преобразований пород, в том числе рудная минерализация со своеобразным набором самородных элементов и минеральных ассоциаций.

Так, в пределах гранито-гнейсового основания, вскрытого Кольской сверхглубокой скважиной [10] на глубинах 7013, 8063—8120, 9350—10 670 м, установлена золотоносная минерализация, представленная сульфидами и самородными металлами (золото, серебро, железо, свинец, медь, соединения железа и кремния), а также высокосеребристые разновидности монацита, галенита и пирротина.

Золото образует выделения размером 5—10 мкм, пробность его меняется от 734 до 831, среди примесей отмечены серебро, железо, цинк, родий.

Самородное серебро обнаружено в монаците и кварце размером 3—5 мкм на глубинах 10 158 и 10 181 м. Содержание примесей в серебре не превышает 1—3 %.

Самородное железо локализовано в интерстициях минералов и в микротрещинах среди высокоплатиноносных амфиболитов в интервале 10 127—10 141 м, размеры выделений 4—15 мкм. Состав выделений в процентах: Fe — 97.56; Cu — 1.31; Ni — 0.011; S — 1.12. Железо-кремниевое соединение состоит из 70 % Fe и 30 % Si.

Аномальные концентрации золота и серебра встречены во всех типах пород в вышеуказанных интервалах разреза Кольской сверхглубокой скважины, что свидетельствует о наложенном характере минерализации благородных металлов.

Исследования структурных дефектов в пробах кварца пегматоидных жил по всему разрезу Кольской сверхглубокой скважины в интервалах глубин 6842—12 000 м также показали, что кварц в

зонах золоторудной минерализации подвергся мощным процессам перекристаллизации под действием гидротермальных растворов. Все кварцы были исследованы методами электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), термолюминесценции (ТЛ) и микротермометрии.

Установлено, что вне зоны минерализации кварц пегматоидных прожилков содержит только высокотемпературные (более 500°C) многофазные и газовые (углекислотные) включения. В пределах зоны в нем отмечают, кроме того, более поздние двухфазные газовой-жидкие включения, гомогенизирующиеся при нагревании в жидкую фазу при температуре 300—320°C.

Особенности газовой-жидких включений, развитых в кварце до-рудных пегматоидных прожилков, в совокупности с данными о характере рудной минерализации и поздних метасоматических преобразований высокометаморфизованных пород докембрия, свидетельствуют, по мнению автора, о том, что сульфидная минерализация, вскрытая СГ-3 в интервале глубин 9500—11 000 м, связана с зоной разгрузки гидротермальных растворов, содержащих сероводород, углекислоту и, судя по отсутствию во включениях кристаллов солей, слабо минерализованных хлоридами щелочных металлов. Наличие в составе поздней метасоматической ассоциации карбоната при отсутствии в газовой-жидких включениях фазы CO₂ свидетельствует, по-видимому, об относительно низкой концентрации углекислоты в гидротермальном растворе.

Сравнительный анализ содержания элементов-примесей в монофракциях кварца, отобранных в пределах зоны сульфидной минерализации и вне ее, показал, что кварц пегматоидных прожилков, подвергшихся воздействию поздних гидротермальных растворов, обогащен мышьяком, сурьмой, редкими землями и щелочными металлами. Концентрация указанных элементов возрастает в зоне в 2—3 раза по сравнению с окружающими породами.

Исследование структурных дефектов кварца, отобранного из фоновых минерализованных пород, осуществлялось методом ЭПР [12].

Во фракции зерен 0.25—0.10 мм вначале изучались спектры ЭПР и термолюминесцентные характеристики исходных образцов. Затем пробы протравливали в соляной кислоте для избавления от

микровключений карбонатных минералов и измеряли абсолютные концентрации различных типов парамагнитных центров, последовательно облучая аналитическими дозами γ -излучения Co⁶⁰ в соответствии с методикой [11].

Спектры ЭПР образцов кварца до и после травления в кислоте регистрировали на спектрометрах «Минск-РЭМ-20» и «ER-420» (Bruker) с рабочей длиной волны $\lambda = 3$ см. Концентрацию парамагнитных дефектов измеряли в абсолютных единицах спин/г. Точность определения концентрации, в зависимости от индивидуальных характеристик парамагнитных центров, составляла 20—50 отн. %.

Проведенные исследования показали, что исходный кварц пегматоидных прожилков из СГ-3 не термолюминесцирует и не содержит каких-либо центров в парамагнитном состоянии, что резко отличает его от кварца подавляющего большинства рудных месторождений. Аналогичные данные получены по порошковым пробам гранитов и гнейсов, отобранным из керна СГ-3 равномерно в интервале глубин 6500—11 000 м.

Отмеченные особенности свидетельствуют, по-видимому, о специфически малом радиационном поле природных нуклидов, в котором находился кварц после прекращения на него температурного воздействия.

Установлено, что в половине проб кварца в качестве примеси с содержанием в несколько процентов присутствует кальцит, диагностируемый по характерному спектру Mn²⁺. Кальцит, несомненно, является в пегматоидных прожилках вторичным минералом и его наличие обусловлено наложением на кварц поздних низкотемпературных процессов.

Анализ спектров ЭПР облученных образцов показал наличие заметных концентраций шести типов радиационных ЭДЦ. Это радиационные примесные центры Al³⁺, Ge³⁺, E₄¹ (O₄³⁻—H), чисто радиационный (собственный) палеодозиметрический E₁¹-центр и два дырочных центра O—M и D¹ — проявляющих в осадочных породах свойства собственных палеодозиметрических центров [11].

Обнаруженные ЭДЦ во всех образцах присутствуют в очень небольших концентрациях (см. табл.). Ограниченный набор парамагнитных центров и низкие значения концентрации обнаруженных

Таблица

Средние значения парамагнитных центров в кварце разреза СГ-3 (интервала 6500—11000 м, $n \cdot 10^{16}$ спин/г)

Тип центра	Вне золотоносных зон	Слабо золотоносные породы	Зона золоторудной минерализации
E_1^1	0.13	0.13	0.13
E_4^1	0.17	0.12	0.33
$O^-—M$	0.18	0.29	0.55
D^1	2.9	4.7	9.5
Al^{3+}	115	115	348
Ge^{3+}	0.06	0.07	0.08
Число проб	6	5	7

ЭДЦ говорят о высокой стерильности кварца пегматоидных прожилков. Их стерильность хорошо подтверждает как высокий уровень метаморфизма, так и низкую концентрацию щелочных ионов в рудных растворах, стабилизирующих структурные дефекты в процессе кристаллизации.

Измерения концентраций парамагнитных ЭДЦ в исследованных образцах подтверждают полученные ранее в [13] выводы о том, что примесные центры Al^{3+} , Ge^{3+} с литиевыми компенсаторами и центр E_4^1 ($O_3^{3-}—H$) индицируют изменения термобарогеохимических условий образования и перекристаллизации кварца, а палеодозиметрический центр E_1 в облученных искусственно образцах практически не несет полезной информации.

Однако в отношении дырочных палеодозиметрических центров был получен неожиданный результат. Оказалось, что в условиях высокой стерильности кварца эти центры после искусственного облучения приобретают способность отслеживать зоны перекристаллизации. Было обнаружено, что в пределах минерализованной зоны в кварце пегматоидных гранитов, подвергшихся воздействию гидротермальных растворов, резко возрастает содержание примесного центра Al^{3+} и содержание дырочных центров $O^-—M$ и D^1 , в то время как концентрация германиевого центра остается неизменной

(см. таблицу). Между содержаниями центра Al^{3+} и дырочных центров существует значимая положительная корреляция. Установлено также существование высокой значимой положительной связи между двумя парами парамагнитных центров: а) радиационными дырочными центрами $O^-—M$ и D^1 ; б) германиевым $Ge^{3+}—Li$ и водородным E_4 центрами. В пределах интервала пород, обогащенных рудными элементами, в котором в максимальной мере проявились процессы перекристаллизации кварца под действием гидротермальных растворов, между содержаниями радиационных дырочных центров, с одной стороны, и содержанием германиевого и водородного центра E_4 , с другой стороны, устанавливается отчетливая отрицательная корреляция.

Наличие подобных взаимоотношений хорошо отражает различную генетическую сущность обнаруженных парамагнитных центров.

Повышение в зоне рудной минерализации концентрации центра Al^{3+} свидетельствует, по моему мнению, о перекристаллизации исходного кварца под действием рудных растворов, обогащенных алюминием и литием. Этот процесс в условиях высокой стерильности исходного кварца привел к повышению значения радиационной чувствительности дырочных центров $O^-—M$ и D^1 , опосредованно связанных с концентрацией изоморфного алюминия в кварце [13]. Очень низкий порядок концентрации центров Ge^{3+} является, по всей видимости, для дорудного пегматоидного кварца типоморфным признаком, не изменившимся под действием рудных растворов.

В целом в пределах зоны сульфидной минерализации, наложенной на глубоко метаморфизованные породы докембрия, однозначно установлена перекристаллизация кварца вмещающих пород, сопровождающаяся закономерным увеличением в нем концентрации структурной примеси алюминия и радиационных дырочных дефектов.

Перекристаллизация кварца пегматоидных гранитов, происшедшая под действием гидротермальных растворов, не привела к изменению значения концентрации германиевого центра, являющегося генетическим кодом кварца исходных пород.

Участки разреза скважин с рудной минерализацией характеризуются также аномально низкими упругими свойствами, пониженными значениями скоростей упругих продольных волн. Эти зоны на глубинах более 9000 м четко фиксируются по высоким содержаниям гелия, метана, водорода, установленным по газометрии промывочной жидкости в процессе бурения. Результаты повторного опробования промывочной жидкости подтвердили притоки гелия в тех же интервалах разреза, что указывает на интенсивность процессов теплопереноса, происходящих в разуплотненных зонах и в настоящее время. Связь газов и водных растворов в земной коре и их совместное поступление в коллекторы, фиксируемые множеством скважин в нефтеносных бассейнах, да и на рудниках, хорошо известна. Полагаю, что обнаруженные зоны в разрезе СГ-3 с высоким притоком газов на глубинах более 9000 м проницаемы и для высокоминерализованных растворов.

Об этом же свидетельствуют и данные, полученные при микроскопическом изучении шлифов и аншлифов, приготовленных из образцов керна, поднятых с глубин 9—11 км. В частности, отмечается повышенная сетчатая трещиноватость во всех типах пород, независимо от их состава и генезиса. Вся волосовидная сеть трещин заполнена вновь образованными минералами и самородными элементами, отмечается перекристаллизация высокотемпературного кварца и его отложение в виде взаимопересекающихся прожилков.

Из рудных минералов фиксируются клейофан, галенит, пирит, высокородиевый монацит; самородные элементы в основном представлены золотом, железом в прожилках с углеродистым веществом типа шунтита, феррасилициумом, сурьмой и свинцом; переотложенные и вновь образованные минералы и их сростания отмечаются в транзитных зонах, особенно в интервале 10 140 м (мощность толщи более 200 м). В этой проницаемой зоне даже по керну отмечаются «пегматоидные» выделения: размер кристаллов крупнокристаллического калиевого полевого шпата достигает 4—5 см, большие лейсты биотита размером до 3 см, эпидот II генерации с высоким содержанием урана (данные f -радиографии). Эпидот I генерации вообще не содержит урана. Нередки случаи симплектитовых сростаний вторичного ураноносного эпидота с альбитом с включениями радиогенного ортита, т. е. проницаемые зоны явля-

ются мощными флюидопроводящими структурами и их условно можно отнести к коллекторам трещинного типа с различной степенью тектонической проработки.

Известно, что выделение такого типа коллекторов представляет значительные трудности при использовании результатов стандартных скважинных геофизических методов [8].

Неоднозначность выводов, основанных на этих данных, объяснялась сложной природой зон трещиноватости, наличием в разрезах пластов малой мощности, скважинными условиями — высокими температурами, давлением, сложной геометрией измерений. Как известно, все эти факторы в разрезе СГ-3 присутствуют. Выделение проницаемых зон в таких условиях по геофизическим признакам вызывает еще большие трудности, нежели выделение просто трещиноватых участков. Определение пористости, проницаемости на образцах керна и перенесение результатов этих замеров непосредственно на вскрываемые породы, встречают значительные методические трудности; главным образом, определение проницаемых интервалов пород затруднено низким значением выхода керна и его раздробленностью. Поэтому из наиболее интересных интервалов, с точки зрения флюидоконтролирующих и флюидовмещающих систем, выход керна довольно низок. Получение цельного куска керна из таких интервалов для экспериментальных лабораторных исследований практически неосуществимо. Обычно довольствуются кусками керна, взятыми в целом из толщи, охватывающей проницаемые зоны. Очевидно, что скоростные характеристики, полученные на образцах, и последующая коррекция по ним значений V_p и V_s , полученных скважинными методами, не вполне правомочны, и зачастую такой методический прием удаляет нас от истинной скоростной модели разреза.

Считается, что экспериментальные работы в лабораторных условиях (исследования зависимости скоростных характеристик и других физико-механических свойств от давления и температуры) якобы отражают физико-механическое состояние вскрываемых сверхглубокими скважинами пород. Это далеко не так, о чем свидетельствуют результаты многотысячекратных изнурительных для исследователя измерений V_p и V_s на образцах керна СГС и перенос этих результатов непосредственно на диаграммы АК и ВСП, полу-

ченные *in situ*. Они не только не совпадают по глубинам, но и почти не отражают реальную скоростную картину разреза СГ-3.

Надо отметить, что лабораторные исследования физико-механических свойств образцов керна необходимы при строительстве крупных инженерных сооружений до глубины 2—3 км и, конечно же, для общей характеристики в целом земной коры, да и верхней и нижней мантии как элементы геопоэзии.

Повальное увлечение исследованиями образцов под давлением и температурой началось среди физиков твердого тела, а затем и геофизиков после работ F. Birch [1]. В нашей стране особенно широкомасштабные работы рекламировались Институтом физики Земли им. О. Ю. Шмидта, профессором М. П. Волорovichем.

Путем многолетнего анализа результатов геофизических исследований скважин (ГИС), используемых в разрезе СГ-3, мною выделены как наиболее информативные в архейской части разреза следующие методы каротажа: акустический (АК), термометрический (ТК) и гамма-спектрометрический (СГК).

При интерпретации материалов АК выделяются интервалы «повышенной трещиноватости». Применение термометрии позволяет определить участки «теплопереноса». Участки с аномальным содержанием калия-40 и тория (в меньшей степени — урана) нами рассматривались как интервалы «массопереноса» и достаточно четко выделяются спектрометрическим гамма-каротажным методом.

В результате исследования теплопроводности образцов керна, как сухих, так и водонасыщенных [4], определения значений теплового потока в скважине и влияния на него радиогенного тепла [9] оказалось возможным оценить вариации геотермического градиента в скважине и выделить участки с аномальными значениями геотермического градиента.

Интерпретация материалов АК при выделении участков «повышенной трещиноватости» проводилось с использованием всех регистрируемых при каротаже параметров. При этом был использован такой параметр, как «время жизни» полного акустического сигнала (τ_{AK}), определяемого как интервал времени, измеряемый от момента первого вступления продольной волны до момента падения амплитуды волн последующих вступлений до некоторой на-

перед заданной величины (порога). Известно [7], что величина τ_{AK} для одного типа пород связана с коэффициентом затухания акустического сигнала (α) обратно пропорциональной зависимостью, т. е. чем больше τ_{AK} , тем меньше α . Коэффициент затухания связан с трещиноватостью, причем, чем «больше» трещиноватость, тем больше α . Отсюда следует, что более трещиноватым породам соответствует меньшее значение τ_{AK} .

Параметр τ_{AK} ранее использовался при литологическом расчленении разрезов и при характеристике тектонических зон [7]. В нашем случае этот параметр был использован для выделения повышенной трещиноватости следующим образом. На диаграмме τ_{AK} были проведены границы пластов, причем за однородный пласт принимался тот, в пределах которого τ_{AK} меняется в диапазоне $\pm 3\%$. Мощность выделяемых пластов не менее 2 м. Выделенные границы были сопоставлены с выделенными ранее по комплексу ГИС (ведущим методом в котором был СГК) и петрологическому изучению керна. Более 60% от общего количества границ, выделенных по τ_{AK} , совпало с выделенными ранее литологическими границами. Но, как оказалось, «однородный», по данным литологического расчленения, пласт довольно неоднороден по τ_{AK} , т. е. по акустическим параметрам.

Следующим этапом обработки диаграмм τ_{AK} является определение средних значений τ_{AK} для всех литологических типов пород, встречающихся в разрезе для каждой геологически обособленной толщи. Затем выявляются интервалы с пониженными значениями τ_{AK} для данного типа пород. Эти участки определяются как участки «повышенной трещиноватости».

Там, где это возможно, вычисляется скорость продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн по диаграммам ΔT (интервального времени), фазокорреляционным диаграммам (ФКД), волновым картинкам. Известные формулы [7] дают значения модуля Юнга (E), сдвига (G), объемного модуля (K):

$$E = \frac{3V_p^2 - 4V_s^2}{V_p^2 - V_s^2},$$

$$G = V_s^2 \cdot \delta_{обр},$$

$$K = \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right) \cdot \delta_{обр},$$

$\delta_{обр}$ — плотность породы, определяемая либо по результатам гамма-плотностного каротажа, либо по лабораторным определениям. Известно [15], что любая упругая среда характеризуется двумя упругими модулями (основной парой). Были выбраны для рассмотрения пары $E—G$, $K—G$. Сравнением полученного значения отношения модулей (достаточно удобно это сделать, используя двухкоординатные графики $E—G$, $K—G$, где по оси ординат отложен $E(K)$, по оси абсцисс — G) с теоретическим отношением модулей для абсолютно упругого тела (коэффициент Пуассона равен 0.25) определяется уменьшение (увеличение) того или иного модуля. Совпадение полученных соотношений с теоретическими характеризует исследуемый пласт как абсолютно упругое тело. Повышенное значение E и G свидетельствует об увеличении прочности пород при залечивании трещин, пониженные значения E говорят об уменьшении прочности трещиноватых пород (это может быть и открытая трещиноватость, залеченная менее прочным, чем скелет породы, материалом). Участки пород с пониженными значениями модулей выделяются как участки повышенной трещиноватости. Совпадение этих участков с участками пониженных значений τ_{AK} свидетельствует о наличии одной и той же системы трещиноватости, отражающейся на полученных материалах.

Анализ материалов по интерпретации геотермических исследований и данных АК позволил выделить основной признак проницаемых зон в разрезе СГ–3: совпадение интервалов пониженных значений τ_{AK} и участков с аномальными значениями геотермического градиента. Этот методический прием и был положен в основу выделения проницаемых зон и определения их пространственной локализации.

Более 80 % участков с повышенными значениями концентраций гелия в буровом растворе и выделенных по геофизическим признакам «проницаемых» зон совпали по интервалам глубин. В этих же интервалах при описании шлифов фиксировались низкотемпера-

турная минерализация, вторичные изменения, катаклаз, рудная минерализация.

Следует отметить дискордантное расположение этих зон среди пород изучаемого разреза, что, возможно, указывает на их особую природу. В то же время отмечается их концентрация по глубине в интервалах формирования волновых пакетов, выделяемых при обработке материалов ВСП (вертикальное сейсмическое профилирование). Совпадение интервалов глубин формирования волновых пакетов при ВСП и отражающих площадок по данным СГК и МОВ в интервале глубин 9—11 км указывает на возможное региональное значение этих зон.

Как показывают работы Н. К. Булина [2], на Кольском полуострове в гранит–метаморфическом комплексе на указанных глубинах по данным ГСЗ существует некий горизонт А с аналогичными признаками: дискордантность по отношению к метаморфическим комплексам, среднее значение $V_p = 6.2$ км/с, изменчивость геотермических параметров, непостоянство скоростных характеристик.

Таким образом, проницаемые зоны (транзитные зоны) являются своеобразными каналами в земной коре, по которым происходит циркуляция газофлюидных потоков и перенос рудных компонентов.

По Ф. К. Шипулину [16], это один из источников рудного вещества, где роль рудовмещающей среды выполняли горные породы и насыщавшие их минерализованные подземные воды; при этом часть рудных элементов под влиянием гранитизации и потоков ювенильных растворов вовлекалась в рудообразование.

О масштабах и интенсивности потоков можно судить по величине проницаемости метаморфических пород разреза Кольской сверхглубокой скважины. С этой целью в Институте экспериментальной минералогии РАН измерены объемные потоки газа (аргона) и рассчитаны проницаемости (константы Дарси) для наиболее характерных типов пород разреза, амфиболитов и гнейсов, при эффективных давлениях на каркас породы от 300 до 1500 кг/см² в интервале температур 20—600°C [3].

Проницаемость образцов амфиболитов и гнейсов составляет 10^{-5} — 10^{-6} Дарси при комнатной температуре и сохраняется при нагревании до температуры 200°C, в интервале температур 300—

500°C проницаемость падает до величины 10^{-8} — 10^{-9} Дарси и снова возрастает на порядок по сравнению с измеренными значениями при 500°C, достигая 10^{-6} — 10^{-7} Дарси. При снятии воздействия температуры проницаемость всех испытанных образцов остается на уровне 10^{-7} — 10^{-8} Дарси. Расчеты показывают, что при значениях проницаемости пород от 10^{-6} до 10^{-9} Дарси всего лишь за один миллион лет масса флюида может переместиться на расстояние до 10 км, а с учетом возраста пород (более 2 млрд. лет) легко представить, какие гигантские объемы флюидов могут пройти через эти проницаемые (транзитные) зоны.

Факт установления инверсий проницаемости пород в координатах *PT* позволяет с учетом результатов скважинных сейсмоакустических исследований, данных ГСЗ, МОВ, ВСП предположить еще несколько транзитных зон на глубинах 13—14 км и ниже. Описываемые зоны проницаемости субгоризонтальны, что подтверждается данными сейсмоакустики и газометрии промывочной жидкости по параллельным стволам Кольской сверхглубокой скважины.

Субгоризонтальные транзитные зоны соединяются сквозными вертикальными каналами (дренажные системы), по которым осуществляется дегазация и тепломассоперенос. Дискретность их по вертикали и латерали создает систему своеобразных конвективных ячеек с интенсивными газофлюидными потоками и последующим рудоотложением в зонах разгрузки.

Образование самородных элементов в метаморфизованных породах архея СГ-3 связывается с восходящими флюидными потоками в резко восстановительных условиях, а перенос золота и других самородных элементов осуществляется в виде металлоорганических соединений.

Особый интерес представляет изучение процессов глубоконосходящей фильтрации водных растворов в осадочно-вулканогенных породах Куринской депрессии Кавказа на примере Саатлинской сверхглубокой скважины.

Был исследован изотопный состав кислорода карбонатов, взятых из прослоев в молассовых образованиях, собственно из пачек известняков и, наконец, из зон прожилкования в вулканогенных породах до глубины более 8000 м. Всего была проанализирована 31 проба в Институте водных проблем А. Д. Есиковым. Вариации зна-

чения $\delta^{18}\text{O}$ кальцитов из зон прожилкования в вулканитах составляют 10—26 ‰. Величины $\delta^{18}\text{O}$ находятся в обратной зависимости от глубины залегания карбонатных прожилков и, соответственно, от температуры пластов. Так, например, температура в интервале глубин 3530—8267 м меняется от 68 до 144°C, этому диапазону по уравнению изотопно-температурной зависимости в системе кальцит—вода соответствует изменение $\delta^{18}\text{O}$ в 8 ‰. Размах же значений $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной по уравнению корреляционной зависимости составляет 10 ‰. Следовательно, вариации $\delta^{18}\text{O}$ кальцитов с глубиной объясняются изменением современной температуры пород.

В противном случае изотопному составу кислорода карбонатов по линии регрессии от 11 до 21.5 ‰ в существующем в настоящее время диапазоне температур (68—144°C) должны были бы отвечать воды с равновесным изотопным составом от -1 до +1.5 ‰ $\delta^{18}\text{O}$.

Предполагается, что исследованные карбонаты по всему разрезу Саатлинской сверхглубокой скважины генетически взаимосвязаны, а кальциты из жильных образований в вулканитах до глубины 8200 м являются продуктом современной гидротермальной деятельности и их образование связано с процессами мощных нисходящих потоков термальных минерализованных вод.

В целом для района заложения Саатлинской СГ характерно в основном наличие вертикального нисходящего потока не только минерализованных термальных вод, но и газов, что находит свое отражение в наличии в разрезе эпигенетических газов и в зональном распределении повышенных концентраций макро- и микроэлементов. Аномальные концентрации микро- и радиоактивных элементов приурочены к зонам повышенной проницаемости, ощутимо отличаемым, как и в СГ-3, по комплексу физико-механических параметров.

Таким образом, комплексное изучение разрезов сверхглубоких скважин, пробуренных в различных структурно-формационных зонах земной коры позволило установить новое природное явление в литосфере, а именно, наличие мощных восходящих и нисходящих газофлюидных потоков в земной коре с резким преобладанием восходящих на считах и нисходящих в осадочных бассейнах. Теоретические вопросы подобных явлений рассмотрены в работе [5].

Список литературы

1. Birch F. Physics of the Crust / Crust of the Earth. 1955.
2. Булин Н. К. Строение верхней части литосферы территории СССР по сейсмическим данным // Автореферат дисс. доктора г.-м. н. Новосибирск, 1984.
3. Витоватова В. М., Шмонов В. М. Проницаемость горных пород при давлениях до 200 кг/см² и температурах до 600°C // Докл. АН. 1982. Т. 286. № 5.
4. Галдин Н. Е., Нартиков В. Д., Семашко С. В. и др. Теплопроводность сухих и водонасыщенных образцов малопористых кристаллических пород Кольской серии архея // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1986. № 8.
5. Добрынин В. М., Кузнецов О. Л. Термодинамический градиент давления пластовых вод в земной коре // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 4.
6. Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника // В кн.: «Новая глобальная тектоника». М.: Мир, 1974.
7. Ивакин Б. Н., Карус Е. В., Кузнецов О. Л. Акустический метод исследования скважин. М. Недра, 1978.
8. Ильинский В. М., Лимбергер Ю. А. Геофизические исследования глубоких скважин. М.: Недра, 1977.
9. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984.
10. Козловский Е. А., Губерман Д. М., Казанский, Нартиков В. Д. Рудоносность глубинных зон древней континентальной земной коры (по материалам Кольской сверхглубокой скважины) // Советская геология. 1987. № 9. С. 18—21.
11. Концентрационные измерения электронно-дырочных центров в кварце методом ЭПР. Методическая инструкция, М.: ВИМС, 1986. 23 с.
12. Марфунин А. С. Радиационные центры в минералах // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1983. № 5. С. 100—112.
13. Орленев П. О. Совокупность парамагнитных центров в кварце — новый показатель в поисковой минералогии // Современные физические методы в поисковой минералогии. М., 1988. С. 105—115.
14. Солон Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола // Бюлл. МОИП. 1970. Т. 56. Вып. 4.
15. Турчанинов И. А., Панин В. И. Геофизические методы определения и контроля напряжений в массиве. Л.: Наука, 1987.
16. Шипулин Ф. К. Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании // В кн.: «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии». Т. 1. Наука, 1969.

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЭРХИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА В МОНГОЛИИ (ПО ФЛЮИДНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)

Д. М. Воинков, Ж. Лхамсурэн

Бэрхинский рудный узел расположен в северной части Восточно-Монгольского флюоритоносного пояса.

Изучением геологического строения и полезных ископаемых территории узла занимались Н. А. Маринов, Р. А. Хасин, А. С. Макаров, В. Ф. Николаев, Н. Ф. Соловьев, С. Ф. Военушкин, К. Т. Прокопчик, В. М. Филатов, И. Хрт, З. Кноутек, Й. Боушка.

Один из авторов в течение трех лет изучал флюоритовые месторождения Монголии. За этот период автором разведано семь месторождений в Бэрхинском рудном районе. Одно месторождение — Хавтгай-3 — открыто геологами Д. М. Воинковым и Б. Ходиевым. На всех разведанных месторождениях подсчитаны запасы руд по категории С₁ и С₂.

На месторождении Хавтгай-1 произведена предварительная разведка. На шести ранее известных, но совершенно не изученных месторождениях Дельгерхан, Баянхан, Булган-Ул, Маль, Хавтгай-2, участок Северный месторождения Бэрх, были проведены поисково-оценочные работы и подсчитаны запасы руд категории С₁ и С₂. При этом на некоторых месторождениях были выявлены новые промышленные тела.

Все эти объекты расположены в непосредственной близости от действующего рудника Бэрх и значительно пополняют его минерально-сырьевую базу. Вновь открытые и разведанные месторождения Хавтгай-3, Маль, Дельгерхан, Булган-Ул были сразу введены в эксплуатацию.

Изученные месторождения характеризуются общими чертами геологического строения, вещественного состава руд, стадийности минералообразования, околорудных изменений. Эти вопросы в литературе еще не были освещены.

Вещественный состав руд практически однотипен. Главными минералами являются флюорит и кварц. В резко подчиненном количестве встречаются глинистые минералы, кальцит. Минералогии-

ческий интерес представляют пирит, гидроокислы железа и марганца.

Дзельгэрханское месторождение расположено в 10 км к юго-востоку от месторождения Бэрхэ. Открыто в 1954 году. На месторождении было известно шесть рудных тел (1, 2, 3, 4, 5, 1^{бис}), два крупных тела (6, 7) открыты геологами Советской геологической экспедиции Ходиевым Б. И. и Варанкиным А. Г. при проведении поисково-оценочных работ.

В геологическом строении месторождения принимают участие палеозойские граниты, дайки кислого и основного состава, гидротермальные образования и рыхлые четвертичные отложения.

Граниты относятся к ультрадиолитовому интрузивному комплексу, слатают всю площадь месторождения. Представлены крупнозернистыми биотитовыми, биотит-роговообманковыми разновидностями.

Дайки представлены габбро, габбро-диабазами, диабазами, кварцевыми диабазами, диоритовыми и андезитовыми порфиритами, гранит-порфирами.

Гидротермальные образования представлены кварцевыми и кварц-флюоритовыми жилами и окологрудно измененными породами.

Месторождение приурочено к блоку гранитов, ограниченному на севере южной ветвью Дзельгэрханской зоны разлома субширотного простирания, а на юге Олонурским разломом северо-западного направления. Рудные тела и дайки приурочены к оперяющимся трещинам скола и отрыва. Последующие подвижки проявлены отчетливо и фиксируются наличием участков перетертого и дробленного кварц-флюоритового материала, бороздами и зеркалами скольжения как на контактах, так и в самих рудных телах.

Основные параметры тел месторождения приведены в табл. 1.

Месторождение Хавтай-1 находится в 36 км к северо-востоку от месторождения Бэрхэ. Открыто в 1964 году и без проведения разведки отработывалось карьером до глубины 5—17 м.

В геологическом строении его принимают участие эффузивы верхнеюрского-нижнемелового возраста, пермские граниты, дайки среднего и кислого состава, гидротермальные образования и рыхлые четвертичные отложения.

Таблица 1

Основные параметры рудных тел Дзельгэрханского месторождения

Параметры	Номера рудных тел										
	1		2		3/7		4	1 ^{бис}	5	5 ^a	6
	ЮЗ фланг	СВ фланг	ЮЗ фланг	СВ фланг	ЮЗ фланг	СВ фланг					
Генеральное простирание, °	60	60	100	65	5—35	23	55	5	80	90	55
Углы падения, °	62—85	62—75	70—72	59—80	60—70	57—73	68	80	70—73	72—80	67—81
Длина по простиранию, м:	140	310	140	590	830	120	160	300	140	310	310
	70	240	120	590	570	205				310	
Глубина по падению, м: от—до	80—150	60—190	140	25—70, 20—80					25—90	20—25	
Мощность, м:	0.70	0.30	0.42	0.64	0.27	1.59	0.37	0.70	0.30	0.26	1.01
	3.63	3.08	3.33	2.19	6.37	3.52	1.91	3.75	0.95	4.13	5.13
Средняя	1.39	1.37	1.48	1.27	2.49	2.55				2.11	2.54

Эффузивные образования относятся к цаганцабской свите. Нижняя толща сложена миндалекаменными базальтами и андезито-базальтами с прослоями андезитовых порфириро. Верхняя толща представлена липаритами, липаритовыми порфирами, их туфами и лавобрекчиями. Общая мощность эффузивов 150—200 м.

Граниты ульдагольского комплекса занимают более 60 % площади месторождения, представлены порфирированными биотитовыми разностями. Дайковый комплекс пород, развитый среди гранитов, состоит из мелкозернистых аплитовых гранитов, аплитов и лампорфиоров. К гидротермальным образованиям относятся кварцевые и кварц-флюоритовые жилы и околорудно измененные породы.

Месторождение локализовано в зоне разлома северо-восточного простирания, представлено одним крутопадающим рудным телом протяженностью около 1700 м. Его север-восточный фланг, протягивающийся на 1100 м, сложен непромышленной флюорит-кварцевой жилой брекчиевого строения. Интересно отметить, что на юго-западном фланге жилы непромышленные руды на глубине представлены аналогичными брекчиями. Таким образом, этот факт свидетельствует о том, что весь восточный фланг рудного тела помещается в приподнятом блоке, сильно эродирован и на поверхность здесь выведены корневые части рудного тела.

Генеральное простирание тела северо-восточное, падение на северо-запад. Форма тела простая жилообразная с небольшими раздувами и локальными пережимами. Контакты с вмещающими гранитами четкие, выклинивание на флангах и глубине постепенное. Текстуры руд преимущественно массивные и брекчиевые.

Месторождение Хавтгай-II расположено в 50 км северо-восточнее месторождения Бэрхэ.

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенные образования средне-верхнеюрского возраста, пермские гранитоиды и рыхлые четвертичные отложения.

Эффузивные образования, распространенные в северо-восточной части месторождения, представлены порфиритами андезитового и дацитового состава, их туфами и лавобрекчиями. Приурочены к опущенному блоку, заключенному между разломами северо-западного и северо-восточного простирания.

Гранитоидами ульдагольского комплекса сложена почти вся площадь месторождения. Они представлены крупнозернистыми порфирированными биотитовыми гранитами и их эндоконтактовыми фаціальными разновидностями — крупнозернистыми биотит-роговообманковыми грандиоритами.

Месторождение представлено тремя рудными телами, приуроченными к двум субпараллельным зонам дробления северо-западного простирания, которые в свою очередь являются оперяющими более крупных и протяженных северо-восточных разломов. Мощность зоны дробления колеблется от 1—2 до 10—15 м. На поверхности она прослежена на 1200 м, а на глубину — более 150 м. Рудовмещающая структура имеет сложное внутреннее строение, на отдельных участках которой наблюдается до 3—4 субпараллельных кварц-флюоритовых жил. Общее падение зоны на северо-восток под углом 60—30°.

Основные параметры тел всех месторождений приведены в табл. 2.

Месторождение Хавтгай-III расположено в 44 км северо-восточнее месторождения Бэрхэ. Открыто и оценено геологами Воинковым Д. М. и Ходиевым Б.

В геологическом строении месторождения принимают участие граниты и рыхлые четвертичные отложения. Граниты, по данным Ю. А. Борзаковского, Э. В. Михайлова, Р. А. Хасина (1973), принадлежат к ульдагольскому интрузивному комплексу пермского возраста и представлены лейкократовыми крупнозернистыми порфирированными биотитовыми разностями.

Рудные тела месторождения приурочены к мощной зоне дробления и трещиноватости гранитов близмеридионального простирания. Параметры рудных тел приведены в табл. 2. Выклинивание рудных тел на флангах постепенное, контакты с вмещающими гранитами четкие. Текстуры руд брекчиевые.

Месторождение Маль расположено в 28 км северо-западнее месторождения Бэрхэ. Рудное тело № 1 обрабатывалось с поверхности карьером и уклоном до глубины 8—10 м. Рудное тело № 2 выявлено геологами Воинковым Д. М., Ходиевым Б. при проведении поисково-оценочных работ.

Таблица 2

Основные параметры рудных тел месторождений Бэрхинского рудного узла

№ рудного тела	Генеральное простирание °	Углы падения °	Длина по простиранию м на поверхности	Глубина по падению м	Мощность м			
					от	до		
1	340	72—82	675	490	по 120	0,96—10,16	2,7	
								Месторождение Хавтгай-I
								Месторождение Хавтгай-II
1	345	36—72	200	150	более 120	0,36—1,54	1,31	
2	340	42—76	250	52	более 60	0,86—5,39	2,63	
3	340	55—73	100		более 50	1,51—6,7	4,10	
1	10	64—86	195			6,55—9,67	8,55	
								Месторождение Хавтгай-III
								Месторождение Маль
2	350	64—76	165			1,68—4,74	2,93	
3	335	58—74	108			1,53—4,97	3,25	
1	45	52—88	250	95	более 80	0,56—8,09	1,45	
								Месторождение Баянхан
2	23	35—40	205	375	более 80	2,61—20,75	7,98	
2	335	62—88	447		по 77	0,44—3,4	1,51	
								Месторождение Булган-Ул
4	335	57—86	362		22—30	0,93—3,47	2,13	
7	340	53—90	337		29—40	0,78—2,59	1,41	
1	40	70—90	380	270	35—110	0,58—5,88	2,73	
								Месторождение Булган-Ул
								Участок Северный Бэрхинского месторождения
2	43	74—86	305	253	18—31	1,57—6,2	3,48	
3	35	77—83	125	176	по 120	3,77—16,52	6,68	
1	25	40—50	70	184	до 70	1,0—1,81	1,30	
								Участок Северный Бэрхинского месторождения
2	60	72—87	195	87	30—90	1,27—5,25	2,97	
3	55	78—80		155	более 130	0,77—1,75	1,18	

В строении месторождения принимают участие эффузивы верхнеюрского—нижнемелового возраста и рыхлые четвертичные отложения. Эффузивные образования относятся к цаганцабской свите, слагают всю площадь месторождения и представлены андезитами, андезитовыми порфиритами, базальтами и андезито-базальтами. Мощность толщи эффузивов, по данным бурения, более 100 м. Залегание пород моноклинальное субгоризонтальное.

Месторождение представлено двумя рудными телами, приуроченными к зонам дробления северо-восточного простирания. Эти рудовмещающие структуры являются оперяющими более крупного субширотного тектонического нарушения. Характер строения зон дробления влияет на форму кварц-флюоритовых жил. К участкам изменения простирания и падения зон часто приурочены раздувы жил.

Месторождение Баянхан находится в 27 км юго-западнее месторождения Бэрхэ. На месторождении было известно одно рудное тело № 2. Рудные тела № 4 и 7 выявлены геологами Воинковым Д. М., Ходиевым Б. при проведении поисково-оценочных работ.

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования верхнеюрского—нижнемелового возраста, нижнепалеозойские граниты, дайки гранит-порфиоров и рыхлые четвертичные отложения.

Месторождение представлено тремя рудными телами, локализованными в субпараллельных разломах сбросового характера северо-западного простирания, являющихся оперяющими более крупного тектонического нарушения северо-восточного направления. Рудовмещающие разломы разделяют площадь месторождения на отдельные блоки. Установленная по скважинам амплитуда вертикальных перемещений соседних блоков составляет 30 м. Руды в основном брекчиевые.

Месторождение Булган-Ул расположено в 22 км юго-западнее месторождения Бэрхэ. На месторождении были известны три рудных тела, которые ранее обрабатывались с поверхности небольшими карьерами без предварительной геологической оценки.

В строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные образования средне-верхнеюрского возраста, нижнепалеозойские граниты и рыхлые четвертичные отложения.

Рудные тела месторождения приурочены к тектонической зоне северо–восточного простирания. В районе рудных тел № 2 и № 3 она расщепляется на две ветви, которые далее в юго–восточном направлении фиксируются зонами окварцевания и снова соединяются. В изгибах этих ветвей в плане и локализованы рудные тела № 2 и № 3.

Северный участок с рудным телом № 1, сложенный мезозойскими вулканитами, является опущенным тектоническим блоком, южный, сложенный палеозойскими гранитами, вмещающими тела № 2 и № 3 — поднятым.

Амплитуда относительного опускания северного блока, судя по мощности толщ эффузивов, составляет не менее 100 м.

Участок Северный Бэрхинского месторождения находится в 1,2 км северо–восточнее месторождения Бэрхэ. Здесь были известны три рудных тела, которые в разные годы обрабатывались с поверхности небольшими карьерами.

В геологическом строении принимают участие вулканогенно–осадочные образования средне–верхнеюрского возраста и рыхлые четвертичные отложения.

Все рудные тела приурочены к тектоническим нарушениям северо–восточного простирания. При этом рудные тела № 2 и № 3 локализуются в единой зоне кулисообразно по отношению друг к другу, а тело № 1 и ряд мелких жил приурочены к оперяющим трещинам. В основном руды массивные.

Вещественный состав руд практически однотипен и различается только количественными соотношениями их природных типов, зависящих от преобладающих текстур (массивных, брекчиевых, прожилковых и др.). Как правило, в массивных (или полосчатых) рудах содержание фтористого кальция достигает максимальных значений. Главными минералами руд являются флюорит и кварц. В резко подчиненном количестве встречаются глинистые минералы, кальцит. Минералогический интерес представляют пирит, гидрокислы железа и марганца.

Все рассматриваемые месторождения представлены гидротермальными жилами выполнения. Наиболее распространенными текстурами руд являются массивные, брекчиевые, реже кокардовые, ленточные, прожилковые.

Механизм образования кокардовых и ленточных руд детально исследован А. А. Ивановой (1974) на Калангуйском месторождении Восточного Забайкалья. Их возникновение связано с периодическим многократным приоткрыванием отдельных частей структуры в процессе формирования жилы в течение единой стадии флюоритообразования.

Ленточные текстуры обусловлены многократным ритмичным чередованием разноцветных полос флюорита. Такие текстуры широко распространены на Бэрхинском месторождении.

Прожилковые текстуры имеют ограниченное развитие и отмечаются только на участке Северном месторождения Бэрхэ.

Месторождения района имеют довольно отчетливо выраженную минеральную зональность рудных тел как горизонтальную, так и вертикальную. Первая подразделяется на зональность по мощности и зональность по простиранию.

Зональность по мощности выражается отчетливой сменой минеральных зон от зальбандов к приосевой части жилы. Эти зоны различаются по структурным и текстурным признакам. Вдоль контактов с вмещающими породами развивается повсеместно белый тонкозернистый или халцедоновидный кварц, далее мелко–, среднекристаллический флюорит фиолетового цвета местами ленточной и брекчиевой текстуры. Центральные части выполнены, как правило, крупнокристаллическим массивным флюоритом ярких зеленых, голубых и других цветов. К флангам тел это строение в целом сохраняется, но мощность флюоритовых зон значительно уменьшается, и увеличивается количество раннего кварца.

Кроме изменения текстурно–структурных руд зональность по мощности подчеркивается таким важным признаком, как изменение температуры гомогенизации газовой–жидких включений во флюоритах из разных зон.

Зональность по простиранию проявляется, прежде всего, в наличии на флангах флюорита поздней стадии, постоянно фиксируемого в виде прожилков ярко зеленого или серого цвета, увеличением роли кварца — вплоть до мономинеральных кварцевых жил (Хавтай–I, Баянхан и др.).

Вертикальная зональность также подчеркивается изменением с глубиной минерального состава жил, главным образом, резким уве-

личением с глубиной доли раннего кварца, постоянным наличием раннего флюорита и резко подчиненным значением флюорита поздней стадии. Вмещающие граниты с глубиной, как правило, интенсивно окварцованы и серицитизированы, а в верхних частях — каолинизированы.

Зональность месторождений обусловлена многократным приоткрыванием жильных трещин и развитием рудовмещающих зон по простиранию и падению от первоначального места образования жильных тел.

Вышеописанная зональность в телах месторождений по способу образования является «прямой» зональностью отложения (по В. И. Смирнову), по продолжительности периодов минералообразования — многостадийной (по Г. А. Соколову и др., 1976).

Изучение фактического материала и его обобщение позволяют выделить для месторождений Бэрхинского узла три основных контрастных стадии минералообразования. Внутри их различными авторами выделяется разное количество генераций флюорита (до семи на Дэльгэрханском месторождении — по В. М. Филатову; до пяти на Бэрхинском — по Й. Боушка), кварца и других минералов.

В первую стадию — кварцевую — происходило выделение белого и серого тонкозернистого сливного или халцедоновидного кварца, встречающегося на флангах и вдоль контактов рудных тел.

Во вторую стадию — кварц-флюоритовую — отлагался мелко-, среднекристаллический флюорит фиолетового цвета различных оттенков, цементирующий обломки вмещающих пород и раннего кварца. Развит повсеместно в зальбандах рудных тел, местами имеет полосчатое строение.

В третью стадию — существенно флюоритовую — отлагался средне-, крупнокристаллический полупрозрачный флюорит ярко-зеленого, голубого, серого цвета. В основном он слагает центральные части тел.

Интересной особенностью руд этой стадии является наличие в них обломковидных (брекчиевидных) участков и зон с мозаичным блоковым сложением агрегатов ярко окрашенного флюорита среди среднекристаллических разностей флюорита более бледной окраски (Маль, Баянхан, Бэрхэ). Остроугольная форма обломков и строение таких зон в целом напоминают обломки-выколоши по спай-

ности флюорита одной стадии минерализации, описанные А. Д. Щегловым (1963) для месторождений Западного Забайкалья. Кроме того, на отдельных месторождениях в раздувах рудных тел имеют заметное распространение посчатые (Бэрхэ и др.), кокардовые и почковидные (Маль) текстуры руд. Механизм их образования достаточно полно изучен для флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья и Монголии [3, 4, 9].

Стадии минералообразования разделены межстадийными тектоническими прожилками. Кроме того, широко проявлено и внутристадийное дробление руд.

С целью подтверждения стадийности и выяснения температурных условий рудообразования на месторождениях были определены температуры кристаллизации флюорита разных стадий по газовой-жидким включениям. Исследования проведены в научно-исследовательской лаборатории генетической минералогии Монгольского государственного университета (г. Улан-Батор). Определения температур гомогенизации газовой-жидких включений во флюоритах выполнены в камере конструкции Н. П. Ермакова.

Все обнаруженные включения являются двухфазовыми газовой-жидкими. Газовая составляющая варьирует в пределах 6—20 % включения. Температуры определены по первичным включениям.

Результаты приведены в табл. 3.

Из таблицы видно, что все изученные месторождения имеют узкий температурный интервал формирования руд. Стадийный характер рудообразования достаточно четко подтверждается температурным режимом. Рудоотложение на всех месторождениях, за исключением Баянхан, протекало на фоне снижения температуры рудообразующих растворов. На этих месторождениях более ранний флюорит II стадии кристаллизовался при более высоких температурах по сравнению с основной массой руды, представленной флюоритом III стадии.

Разница в температурах их кристаллизации колеблется в пределах 20—40°C.

Интересно отметить, что между месторождениями Хавтгай-I и Ямат в липаритах, относимых к верхней толще цаганцабской свиты, обнаружены включения и гнезда средне-, крупнокристаллического светло-серого флюорита. Этот флюорит имеет более высо-

Таблица 3

Температуры гомогенизации газово-жидких включений во флюоритах из месторождений Бэрхинского рудного узла

Краткая характеристика флюорита и его месторождение	Характеристика газово-жидких включений		$T_{гом}, ^\circ C$	Количество замеров	Стадия минералообразования
	размер, мм	количество газа, %			
Месторождение Хавтгай-I, рудное тело № 1					
Средне-, крупнокристаллический фиолетовый флюорит. Лежачий бок жилы	0.002—0.1	6—15	145—178	45	II
Крупнокристаллический зеленый флюорит. Центр жилы	0.005—0.048	6—10	120—142	32	III
Среднекристаллический светло-фиолетовый флюорит. Висячий бок жилы	0.01—0.1	8—14	148—165	14	II
Крупнокристаллический светло-серый флюорит из включений в липаритах	0.021—0.042	9—12	160—192	12	Самый ранний
Месторождение Хавтгай-II					
Среднекристаллический фиолетовый флюорит. Висячий бок жилы	0.02—0.03	13—15	203—209	10	II
Крупнокристаллический зеленый флюорит. Центр жилы	0.012—0.03	10—15	150—185	47	III
Среднекристаллический фиолетовый флюорит. Лежачий бок жилы	0.02—0.08	10—16	158—198	24	II
Месторождение Хавтгай-III, рудное тело № 1					
Крупнокристаллический светло-серый флюорит. Центр жилы	0.014—0.048	10—11	136—177	42	III
Рудное тело № 3					
Среднекристаллический фиолетовый флюорит. Висячий бок жилы	0.09—0.1	8—10	106—124	37	II

Таблица 3 (окончание)

Краткая характеристика флюорита и его месторождение	Характеристика газово-жидких включений		$T_{гом}, ^\circ C$	Количество замеров	Стадия минералообразования
	размер, мм	количество газа, %			
Крупнокристаллический зеленый флюорит. Центр жилы	0.01—0.08	8—12	126—175	48	III
Брекчированный фиолетовый флюорит. Лежачий бок жилы	0.003—0.006	8—11	105—125	26	II
Месторождение Баянхан, рудное тело № 2					
Брекчированный фиолетовый флюорит. Висячий бок жилы	0.005—0.03	5—8	106—115	39	II
Крупнокристаллический зеленый и серый флюорит. Центр жилы	0.003—0.09	10—18	134—165	57	III
Брекчированный фиолетовый флюорит. Лежачий бок жилы	0.003—0.006	8—11	105—125	36	II
Месторождение Булган-Ул, рудное тело № 1					
Крупнокристаллический светло-серый флюорит. Центр жилы	0.02—0.03	9—10	120—125	12	III
Среднекристаллический светло-фиолетовый флюорит. Лежачий бок жилы	0.02—0.036	10—12	150—155	10	II
Месторождение Ямат					
Крупнокристаллический светло-серый флюорит	0.007—0.02	15—17	140—145	15	III
Месторождение Бэрхэ					
Крупнокристаллический зеленый флюорит	0.01—0.03	10—20	154—170	10	III
Месторождение Идэрмэг, рудное тело № 1					
Крупнокристаллический светло-серый флюорит	0.01—0.02	10—12	160—165	24	III

кую температуру кристаллизации (160—192°) по сравнению с флюоритом вышеназванных месторождений.

На месторождении Баянхан и Хавтгай—III ранний фиолетовый флюорит, развитый в зальбандах жил, имеет температуру образования в пределах ниже 105—125°C, что несколько ниже по сравнению с флюоритом III стадии из центра жил (134—165°C) и (126—175°C) выше названных месторождений.

Подобный межстадийный разогрев объясняется поступлением новых, более горячих порций растворов или экзотермическими реакциями с участием кремнефторидов. Последнее также не исключается, т. к. на Баянхане широко развит в рудных телах кварц.

Прямых геологических данных о возрасте флюоритовой минерализации в рассматриваемом районе не установлено. Достоверным фактом, позволяющим судить о нижней возрастной границе оруденения, является пересечение кварц-флюоритовыми жилами основных (Баянхан, Маль) и кислых эффузивов цаганцабской свиты верхнеюрского-нижнемелового возраста. В кислых эффузивах флюорит встречен в виде гнезд и крупных обособлений между месторождениями Хавтгай-I и Ямат. Липаритовые порфиры флюидальной текстуры располагаются здесь в опущенном тектоническом блоке, ограниченном разломами. Форма гнезд и включения флюорита разнообразна: изотермическая, вытянутая, угловатая, неправильная с извилистыми контурами, размер от 1—3 до 15—20 см. Флюорит преимущественно светло-серый. Однозначного ответа на вопрос о возрасте минерализации эти наблюдения все же не дают, так как не ясна природа их образования. О его возрасте можно высказать два предположения: или он образовался до излияния липаритов верхней толщи цаганцабской свиты, по времени, видимо, относящейся к нижнему мелу, или почти одновременно с липаритами.

На изученной площади между месторождениями Хавтгай-I и Шубутуй картируются субгоризонтально залегающие покровы измененных и осветленных липаритов, отнесенных всеми последствиями к верхней толще цаганцабской свиты. Флюоритовой минерализации в этих породах не наблюдалось.

Проведенные геологические наблюдения позволяют определять верхнюю возрастную границу флюоритовой минерализации ниж-

немеловой. Они хорошо согласуются с обобщенными данными П. А. Котова, Ц. Самбаллхундэва, А. И. Котовой (1979).

Радиологические данные по флюориту месторождения Бэрхэ указывают на более молодой эоценовый возраст — 51.6 ± 8.8 млн. лет (Ж. Бадамгараз и др., 1972).

Из этих данных следует вывод о перспективности на флюорит площадей, сложенных породами по возрасту до палеогеновых включительно.

Размах оруденения в районе, по данным разведки наиболее крупного Бэрхинского месторождения, составляет 450 м. Эта величина сопоставлена с данными по другим месторождениям [3].

Другие изученные месторождения имеют значительно меньшую его величину в пределах 50—150 м. Этот факт, вероятно, может свидетельствовать о значительном эрозионном срезе месторождений.

По целому ряду генетических признаков тип изученных месторождений района — близповерхностный субвулканический гидротермальный по В. Н. Котляру (1968). По температурам — средне-, низкотемпературные. Глубину их формирования можно оценить на основании размаха оруденения и реконструкции положения древней поверхности по стратиграфическому разрезу от 200—300 м (Хавтгай-I, Маль, Баянхан и др.) до 900 м (Бэрхэ и др.).

Перспективы Берхинского рудного узла на обнаружение новых флюоритовых месторождений далеко не исчерпаны.

Список литературы

1. Бадамгаров Ж., Содов Ц., Самбуудорж Д. О времени образования флюоритовых месторождений Восточной Монголии // Докл. АН СССР. 1972. Т. 207. № 5.
2. Борзаковский Ю. А., Михайлов Э. В., Хасин Р. А. Ульдзагольский интрузивный комплекс // В кн.: «Геология Монгольской народной республики». Т. II. М.: Недра, 1973.
3. Иванова А. А. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья. М.: Недра, 1974.
4. Иванова А. А., Кормилицын В. С. О механизме образования некоторых рудных жил на примере Калангуйского флюоритового месторождения (Восточное Забайкалье // В кн.: «Проблемы постмагматического рудообразования». Т. 1. Прага, 1963.
5. Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения // В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений». М.: Недра, 1968.

6. Котов П. А., Самбалхундэв Ц., Котова А. И. К состоянию вопроса о возрасте флюоритовых месторождений Монголо-Забайкальской флюоритовой провинции // В кн.: «Геологическое строение и закономерности размещения важнейших видов полезных ископаемых на территории Центральной и Восточной Монголии». М.: Недра, 1979.
7. Соколов Г. А., Дубровский В. Н., Кигай И. Н., Онтоев Д. О. Общие понятия и типизация зональности гидротермальных месторождений // В кн.: «Зональность гидротермальных рудных месторождений». М.: Наука, 1974.
8. Щеглов А. Д. О явлениях зональности в эндогенных месторождениях Западного Забайкалья // В кн.: «Проблемы постмагматического рудообразования». Т. 1. Прага, 1963.
9. Lkhamsuren J., Hamasaki S. Fluorite deposits in Mongolia: an outline // Bulletin of the Geological Survey of Japan. 1998. V. 49. № 6. P. 309—318.

ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ПО ЗАРУБЕЖНЫМ ПУБЛИКАЦИЯМ ЗА 1994—1998 гг

Д. М. Воинков

За рубежом изучению флюидных включений в минералах уделяется большое внимание. В журнале *Economic Geology* за период 1994—1997 гг. этой тематике посвящены 23 статьи, в других зарубежных журналах за этот же период опубликовано 28 работ. Публикации охватывали широкий круг вопросов изучения флюидных включений для решения задач геохимии, минералогии и генезиса месторождений.

Исследованию флюидных включений в золоторудных месторождениях Италии посвящена работа Giovanni Ruggieri с соавторами (*Econ. Geol.* 1997. V. 92. № 1), в месторождениях Австралии — Taihe Zhou, Stephan R. Dobos and Guoyi Dong (*Econ. Geol.* 1994. V. 89. № 7) и ряд других работ. Магматические месторождения Ni—Co—Pt группы элементов в Канаде изучены Ferenc Molnar, David H. Watkinson, Peter C. Jones (*Econ. Geol.* 1997. V. 92. № 6).

Изучение тройных фазовых диаграмм $H_2O-NaCl-MgCl_2$ специально применительно к флюидным включениям приведены в работе M. Dubois and C. Maignac (Франция) (*Econ. Geol.* 1997. V. 92. № 1). Ряд статей посвящен Ag, Pb—Zn, W, Mo, Cu—Ni с Pt месторождениям. Специально Pt группа минералов во флюидных включениях изучена D. H. Watkinson and P. C. Jones на месторождении Marathon в Канаде (*Mineral. and petrology.* 1996. V. 57. № 1—2).

Исследование во флюидных включениях химии редкоземельных элементов и возраста гидротермальной флюоритовой минерализации в Западной Ирландии проведено P. J. O'Connor, H. Noguelsberger, M. Feely and D. C. Rex (*Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy. Sec. B.* 1993. V. 102. B. 141).

Экспериментальным исследованиям искусственных флюидных включений в системе $H_2O-NaCl$ при концентрации 40 вес. % NaCl посвящена работа R. J. Bodner (*Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. № 3. P. 1053). Объемные свойства флюидов состава $CO_2-CH_4-N_2$ при 200°C и 1000 бар по экспериментальным данным приведены J. C. Seitz, J. G. Blencoe, D. B. Joyce and R. J. Bodner (*Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. № 3. P. 1065). Моделирова-

нию фаз равновесия во флюидных включениях: жидкость—пар и расчет молярных объемов в системе $\text{CO}_2\text{—CH}_4\text{—N}_2$ посвящена работа R. Thiery, J. Vidal and J. Dubessy (Geochim. et Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 3. P. 1073).

К настоящему времени на международной арене сформировалась и активно функционирует структура ассоциаций исследователей флюидных включений на всех континентах: COFFI (Международная комиссия по флюидным включениям), ECROFI (Европейское направление изучения флюидных включений), PACROFI (Панамериканская конференция по изучению флюидных включений), APIFIS (Азиатское и Тихоокеанское международное общество по флюидным включениям).

Азиатское и Тихоокеанское международное общество по флюидным включениям (Asian and Pacific International Fluid Inclusion Society, APIFIS) официально основано 14 августа 1994 г. в Пекине (Китай) на 1-м рабочем совещании во главе с почетными президентами — Prof. Xu Daquan and Dr. E. Roedder.

Первый симпозиум APIFIS состоялся 10—11 августа 1996 г. в Пекине под руководством Prof. Xe Zhili, Dr. E. Roedder and Dr. Masakatsu Sasada под эгидой IAGOD—COFFI и поддержке 30-го Международного геологического конгресса. На симпозиум было представлено 38 докладов представителями 14 стран. В докладах обсуждались различные аспекты исследований флюидных включений в минералах применительно к вопросам генезиса, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

С 1 по 4 июля 1997 г. во Франции в г. Нанси проходила XIV конференция ECROFI. В работе конференции приняли участие более 300 делегатов из 40 стран мира: Европы, Азии, Африки, Северной и Южной Америки, Китая, Японии. На конференцию было представлено 191 устных и стендовых докладов.

Наибольшее количество докладов — 40 (21 %) представлено, естественно, от Франции, от России — 32 (16 %), от Испании — 17 (9 %), от Германии — 11 (6 %), от Швейцарии — 10 (5 %), от Италии, Украины, США — по 7 (4 %). Представители остальных стран представили отдельные доклады, а в большинстве совместно с другими исследователями. По тематике доклады распределились по следующим 6 разделам: 1) общие принципы, прогресс в аналити-

ческой технике и экспериментальные результаты — 22 доклада (12 %); 2) осадочные бассейны, диагенез, окружающие аспекты — 31 (16 %); 3) альпийские флюиды — 10 (5 %); 4) гидротермальные процессы и рудные месторождения — 57 (30 %); 5) магматические, метаморфические процессы — 53 (28 %); 6) миграция флюидов и деформация — 18 (9 %).

В разделе 1 по аналитической технике и экспериментальным результатам большинство докладов представлены учеными Франции, Англии, Германии, Швейцарии и США. Наиболее интересные сообщения следующие.

Audetat A., Gurither D., Frischknecht R. and Heinrich C. A. (Швейцария) обсуждали количественные анализы больших и малых количеств элементов в индивидуальных флюидных включениях, получаемые с помощью аппаратуры типа LA-ICP-MS следующих элементов: Li, K, Fe, Zn, Rb, Sn, Cs, W, Bi, Cl, Mn, Cu, As, Ag, Sb, Ce, Pb. Главной проблемой микроанализа отдельных включений они отмечают факт неполной гомогенизации включения.

Доклад Boiron M. C., Moissette A., Fabre C., Dubessy J. (Франция), Banks D., Yardley B. (Англия) посвящен ионному анализу индивидуальных флюидных включений с помощью лазерного оптического эмиссионного спектрометра (LA-OES) элементов Na, K, Ca, Mg, Li, Si, Ba, Sr и их отношений применительно к природным флюидным включениям.

В докладе Dubessy J., Larghi L., Canals M. (Франция) демонстрировались формулы расчета ионного состава флюидных включений по данным рамановской спектрометрии и лазерной масс-спектрометрии (ICP-MS) в основном Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} .

В разделе 2 внимание привлечено к комплексному исследованию во флюидных включениях пород осадочных бассейнов органического вещества, углеводородных газов, оценке температур диагенеза пород и вопросам миграции нефтей и рассолов в разрезах конкретных осадочных бассейнов.

В докладе Ayt Ougougdal M., Cathelineau M., Elie M., Trouiller A. (Франция) приведены оценки температур диагенеза оксфордских глинистых сланцев в Парижском осадочном бассейне и многосторонние исследования органического вещества и глин во флюидных включениях.

Cathelineau M. (Франция), Banks D. (Англия), Ayt Ougougdal M., Pironon J., Boiron M. C., Dubessy J. (Франция), Yardley B. (Англия) привели новые результаты химического состава флюидов из разреза глубокого бурения в Рейнском грабене и обнаружили флюидное смешение во время миграции нефти и рассолов на контакте осадочного чехла и фундамента.

В сообщении Arcos D., Tornos F. (Испания) приведены результаты изучения углеводородных флюидных включений в кристаллах кварца из стратиформного флюоритового месторождения Бербес (Испания).

Pironon J., Canals M., Dubessy J., Walgenwitz F., Laplace-Builhe C. (Франция) акцентируют внимание на новых результатах количественного анализа углеводородов во включениях для целей реконструкции P–T–X условий нефтяных резервуаров.

В разделе 3 заслуживает внимания обзор Poty V. (Франция) по альпийским флюидам.

В ряде других докладов освещены результаты изучения флюидных включений в породах конкретных районов французских Альп.

В разделе 4 представлено наибольшее количество докладов по традиционному изучению флюидных включений в гидротермальных образованиях рудных месторождений. В ряде докладов приводятся интересные комплексные исследования.

Доклад Anderson A. J. (Канада), Mayanovic R. A. (США), Horn I., Jackson S. (Канада), Thomas R. (Германия) посвящен разделению элементов и переносу рудных металлов в двухфазных гидротермальных системах по результатам изучения флюидных включений в пегматитах и ассоциированных с ними сульфидных полиметаллических жилах в Саксонском гранулитовом массиве в Германии.

Bonev I. (Болгария), Fallick A., Woise A. (Англия) обсуждали результаты изотопного состава водорода, кислорода и углерода первичных флюидных включений в галенитах.

В докладе Коваленко В. и Наумова Б. (Россия) подробно освещены химический и изотопный состав эпитермальных флюидов.

В сообщении Воинкова Д. М. (Россия) отмечены особенности изотопного состава серы и температуры образования по флюидным включениям месторождений железистых кварцитов Украины,

олово–вольфрамовых месторождений Таджикистана и золоторудных месторождений Северо–Востока России.

В разделе 5 рассматривались результаты исследования флюидных включений при магматических и метаморфических процессах.

Andersen T. (Норвегия), Burke E. A. J. (Нидерланды), Whitehouse M. J. (Швеция) считают высокотемпературный метаморфизм в породах архея доказательством богатых углекислотой флюидов из гранулитов Скуриана Левизианского комплекса на северо–западе Шотландии.

В докладе Андреевой И. А., Наумова В. Б., Коваленко В. И., Конюковой Н. Н. (Россия) приведены результаты изучения первичных силикатно–фосфатных расплавов из пород щелочнокарбонатного комплекса Машагай–Кудук в Южной Монголии.

Барашков Ю., Тальникова С. (Россия) исследовали флюидные компоненты из окружающей среды кристаллизации алмазов.

Новгородов П., Маршинцев В., Аргунов К., Горяинов С., Сапурин Г., Зинчук Н. (Якутия) обсуждают проблему псевдотворичных включений и возможности залечивания трещин в кристаллах алмаза в условиях ниже верхней мантии.

Соболев Р. Н. и Yungfeng Z. (Россия, МГУ) приводят данные о температуре кристаллизации магмы в 5–километровом сегменте гранитного слоя.

В разделе 6 освещена связь миграции флюидов с тектоническими деформациями.

В докладе Canals A., Cardellach E., Martinez F. J. (Испания) речь идет о флюидах, связанных с разломом Виверо (Северо–Запад Испании) с привлечением микротермии и рамановских данных.

Доклад Vallance J., Boiron M. C., Cathelineau M., Marignac S. (Франция) посвящен результатам изучения миграции флюидов в гранитах, ассоциирующих с Au–W минерализацией, на примере гранитного плутона Блонд (Северо–Запад центрального французского массива).

Особо следует подчеркнуть заслугу Оргкомитета конференции XIV ECROFI в высокой организации, технической оснащенности работы конференции и интересной насыщенной культурной программе.

1—4 июня 1998 г. в г. Лас Вегас (США) в университете штата Невада проходила 7-я Панамериканская конференция по изучению флюидных включений (Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusion, PACROFI). Обсуждались вопросы применения исследований флюидных включений в решении различных геологических проблем. Предыдущие 6 конференций проводились в США, Канаде, Мексике.

В конференции участвовали представители из 17 стран. Было заслушано 48 докладов и представлен 21 стендовый доклад. Представленные доклады распределились по следующим направлениям: 1) аналитические методы изучения; 2) изучение флюидных включений в золоторудных месторождениях; 3) химические системы и синтетические флюидные включения; 4) эвапориты; 5) рудные месторождения; 6) магматические системы; 7) изучение флюидных включений при взаимодействии флюид—порода.

ОБРАЗОВАНИЕ ПСЕВДОМОРФОЗ СУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА ПО ИСКОПАЕМЫМ МИКРООРГАНИЗМАМ И РАСТИТЕЛЬНЫМ ТКАНЯМ

Л. Я. Кизильштейн

По В. П. Григорьеву и А. Г. Жабину [1], «псевдоморфозы — продукты реакции химического и физического изменения минеральных индивидов ... и фоссилизированных органических остатков с сохранением их формы и в большинстве случаев размера». С точки зрения геохимии образование псевдоморфоз представляет собой явление метасоматоза при условии строгой локализованности продукта взаимодействия минеральных компонентов. В связи с этим, имея представление об исходном веществе, можно с наибольшей достоверностью судить о миграции компонентов при псевдоморфизации. Вслед за [1], напомним в этой связи слова В. И. Вернадского о геохимической значимости псевдоморфоз: «... этот метод изучения химии земной коры не может во многих случаях быть заменен никаким иным...».

В приведенном выше определении фоссилизированные (минерализованные) органические остатки упоминаются вместе с первично минеральными объектами. Однако главное, что в этом контексте их только и объединяет, — наследуемость некоторой начальной формы. Что же касается геохимии псевдоморфизации, то в случае органических псевдоморфоз мы имеем дело с совершенно особым, весьма сложным и мало изученным процессом замещения органического вещества минеральным. В этой связи минерализация органического вещества (ОВ) является объектом органической геохимии или, как будет показано ниже, более точно — органической биогеохимии.

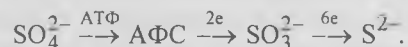
Минеральные псевдоморфозы по органическим остаткам сложены обычно карбонатами, сульфидами железа и кварцем. В работе рассматриваются только сульфидные псевдоморфозы, процесс образования которых, возможно, проливает свет и на другие типы минерализации ОВ.

Некоторые сведения о процессе сульфидообразования в зоне гипергенеза

Большая часть сульфидов железа в гипергенных природных средах (до 90 %) образуется при участии сульфатвосстанавливающих

бактерий (СВБ). Эти микроорганизмы обладают способностью к низкотемпературному восстановлению сульфатов благодаря действию ферментных систем, катализирующих восстановительную реакцию $S^{6+} \rightarrow S^{2-}$, термодинамически невозможную при нормальных температурах в отсутствие ферментов.

В процессе метаболизма сульфаты используются СВБ в качестве конечного акцептора электронов при анаэробном окислении ОВ. Микробиологическое восстановление сульфатов и образования сульфид-иона может быть представлено следующей схемой (по [2]):



На восстановление сульфата бактерии затрачивают более 90 % энергии, полученной за счет окисления ОВ. Поэтому для поддержания процессов жизнедеятельности СВБ должны восстанавливать массу сульфатов, в десятки раз превышающую прирост собственной биомассы. Таким образом, процесс биогенной сульфатредукции имеет высокую геохимическую продуктивность.

СВБ являются строгими анаэробами. Благоприятные для них условия среды соответствуют $Eh +115 \div -450$ мВ при $Ph 4.15-9.92$ [3].

Наблюдения показали [2], что даже в условиях весьма активной сульфатредукции в почвах (в том числе, заболоченных) не наблюдается сколь-нибудь заметной эмиссии свободного H_2S в окружающую среду. Это позволяет сделать вывод, что почвы способны удерживать H_2S in situ в результате образования сульфидов металлов.

СВБ не способны самостоятельно усваивать сложные природные органические вещества и поэтому могут развиваться лишь совместно с сапрофитными микроорганизмами, осуществляющими их начальное разложение до более простых (усвояемых) соединений. С точки зрения геохимии это обстоятельство приобретает весьма важное значение, поскольку ставит масштаб сульфатредукции в природных средах в зависимость не только (и даже — не столько) от наличия SO_4^{2-} и Fe^{2+} , которых в реальных природных средах почти всегда достаточно для поддержания микробной активности, сколько от «качества» ОВ, находящегося в зоне сульфи-

дообразования. На зависимость бактериального сульфидообразования от содержания усвояемого (лабильного) ОВ в донных морских и океанических осадках указывается в [2, 4, 5]. Подобная зависимость в условиях формирования гидрогенных месторождений урана отмечена Я. М. Кисляковым с соавт. [6], Л. Я. Кизильштейном и Л. Г. Минаевой для сульфатредукции в современных торфяниках [7].

Известно, что главным фактором разложения ОВ в природе являются сапрофитные микроорганизмы, и что эффективность разложения определяется, при прочих равных условиях, биохимической устойчивостью разных типов ОВ. Можно полагать, что основные биохимические соединения, входящие в состав живых организмов, в порядке снижения микробиологической устойчивости образуют последовательность: липиды \rightarrow углеводы \rightarrow белки [8, 9]. Максимальная активность сапрофитных микроорганизмов достигается в аэробных условиях; в анаэробных она падает. Из этого следует, что физико-химические условия среды до и во время сульфидообразования имеют важное значение с точки зрения формирования питательного субстрата для СВБ.

Таким образом, эффективность сульфатредукции и сульфидообразования определяется сложным комплексом физико-химических параметров, реконструкция которых для геологических объектов может быть только качественной. Главным источником информации в связи с этим являются микроскопические наблюдения.

Морфология и микроструктуры сульфидных псевдоморфоз

Исследование псевдоморфоз сульфидов по растительным фрагментам позволяет выявить закономерности микробиального процесса сульфатредукции и последующего сульфидообразования от структуры и биохимических особенностей ОВ, используемого СВБ в качестве источника энергии и углерода. Для последующего изложения необходимо кратко напомнить основные сведения о строении и составе клеток растительных тканей.

Каждая растительная клетка состоит из оболочки, отделяющей ее от соседних клеток, и заполняющего вещества — протопласта, которое обычно отсутствует в механических и покровных тканях. Составные части протопласта — протоплазма и ядро — имеют сложный биохимический состав, однако их главной составной час-

тью являются белковые вещества. После гибели растения вещество протопласта распадается на аминокислоты, которые в анаэробных условиях претерпевают дальнейшее разложение, образуя карбоновые кислоты, оксикислоты, спирты и другие простые органические соединения.

Оболочка растительной клетки отличается от протопласта практически полным отсутствием белковых веществ. Она состоит из сложных углеводов целлюлозы, гемицеллюлозы, пектиновых веществ и лигнина. Наличие лигнина придает оболочке высокую устойчивость против микробиального разрушения. В составе клеточной оболочки принято выделять две части: первичную оболочку (внешнюю) и вторичную (внутреннюю). Лигнин пропитывает слои оболочки неравномерно. Более всего лигнифицируется первичная оболочка, менее — внутренняя, причем здесь степень лигнификации снижается в сторону полости клетки. Микробиальная деструкция происходит в последовательности: внутренняя зона вторичной оболочки → первичная оболочка. В анаэробной среде разложение оболочки приводит к образованию карбоновых кислот, спиртов, углеводов и водорода [10].

Многие из продуктов распада белков и углеводов могут быть использованы СВБ в качестве источника питания. Однако, как ясно из сказанного выше, процесс сульфидной псевдоморфизации должен проходить две стадии: сначала разрушение начальных биохимических соединений сапрофитными микроорганизмами с образованием доступных для СВБ органических соединений, а затем уже развитие СВБ, использующих продукты распада и генерирующих биогенный сероводород [11]. Из этого, в свою очередь, следует, что локализация сульфидообразования и морфология сульфидов должны соответствовать первичной биохимической и анатомической неоднородности растительных тканей и последовательности их микробиального разложения.

Процесс образования псевдоморфоз по растительным тканям может быть иллюстрирован образцом древесины, представляющим собой фрагмент корпуса морского судна, длительно (около 115 лет) пролежавшего на дне Татарского пролива и подвергшегося за это время интенсивной пиритизации. Изучение древесины под микроскопом позволяет установить основные закономерности распреде-

ления пирита (рис. 1, 1—10). На (1) видно, что основная масса пирита локализована в крупных тонкостенных клетках ранней древесины. Распределение пирита крайне неравномерно: клетки, свободные от пирита, расположены рядом с полностью пиритизированными (1, 2). Можно выделить разные стадии пиритизации. Начальная стадия (3) характеризуется появлением во внутренней полости клетки отдельных мелких (1.0—1.5 мкм) зерен пирита. Следующая стадия — частичное или полное замещение клетки пористой массой пирита (4), наконец, в последнюю стадию клетка заполняется плотной однородной минеральной массой (5). Все микрофотографии демонстрируют одну характерную закономерность: пиритизация охватывает только внутреннюю полость клеток (5). Аналогичная картина пиритизации, наблюдаемая и на продольных срезах (6). В некоторых случаях на внутренних стенках клеток древесины можно видеть выделения пирита, наследующие формы бактериальных колоний (7). Обычна интенсивная пиритизация сердцевинных лучей (8), заполненных биохимически неустойчивым секреторным веществом.

Неравномерная пиритизация древесины, в частности, неодинаковая пиритизация смежных клеток, отсутствие пирита в первичной оболочке, неравномерное заполнение полостей клеток, сильная пиритизация сердцевинных лучей — все это показывает, что сульфидная минерализация наследует биохимические особенности строения растительных тканей и последовательность их микробиального разложения.

Изучение псевдоморфизации тканей ископаемых растений демонстрирует те же закономерности [12, 13]. На (9), например, видно, как пиритизация локализуется только в пределах вторичной оболочки клетки.

При петрографических исследованиях углей автором были обнаружены разнообразные формы ископаемых микроорганизмов, псевдоморфно замещенных пиритом. Их морфологическая сохранность во многих случаях даже оказалась достаточной для ориентировочных систематических определений [14]. С позиций исследуемой проблемы эти объекты особенно интересны тем, что пиритизации подверглись органические остатки, *находящиеся в среде органического вещества иного состава*. Эти различия ОВ состоят в

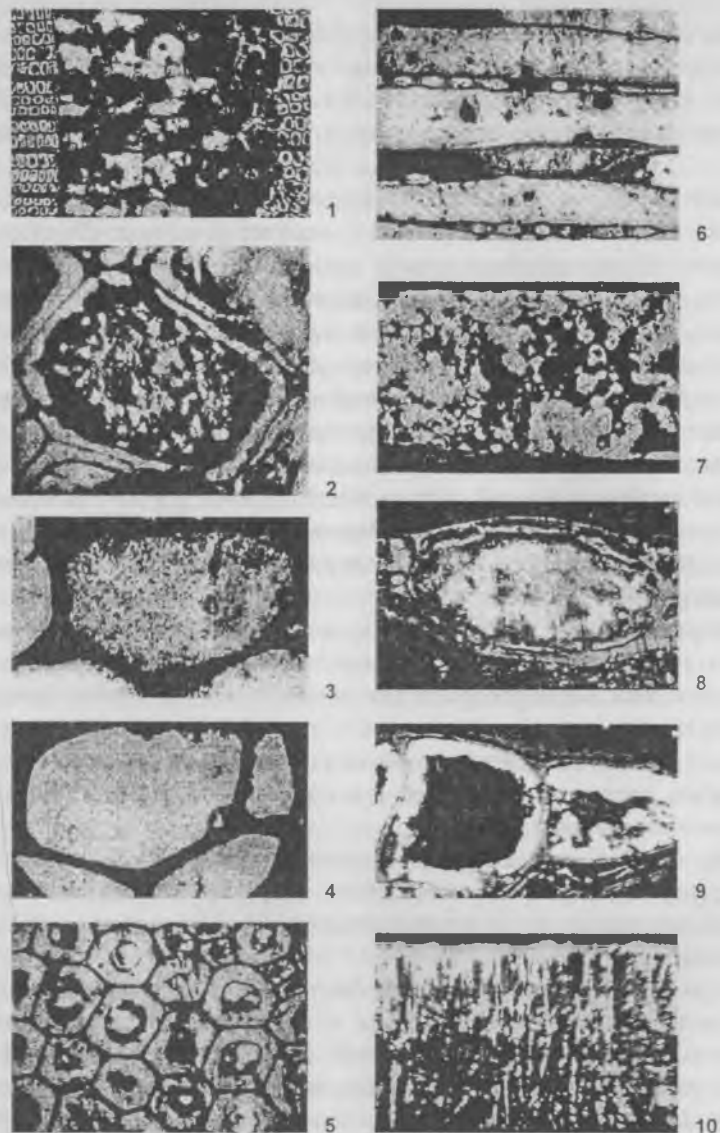


Рис. 1.
1 — 50; 2 — 500; 3 — 500; 4 — 500; 5 — 250; 6 — 250; 7 — 200; 8 — 1000; 9 — 1500;
10 — 500. Белое — пирит.

том, что микроорганизмы (как будет показано ниже, бактерии, водоросли, грибы) состоят главным образом из белковых соединений — наиболее благоприятной среды для развития сапрофитных микроорганизмов и в дальнейшем — СВБ. В то же время вмещающее ОВ (угольное вещество) представляло собой на стадии раннего диагенеза гумифицированную растительную массу, насыщенную фенольными соединениями (лигнином), — значительно менее благоприятная среда для сапрофитов. В данном случае, как это ясно, зависимость процесса псевдоморфизации от состава ОВ становится особенно наглядной. Приведем краткий комментарий к микрофотографиям пиритизированных микроорганизмов (рис. 2, 1—8).

1 — шаровидные клетки, одиночные или образующие цепочки из 2—3 форм. Диаметр клеток 1—3 мкм. Могут быть отнесены к кокковым бактериям.

2 — организмы причудливой формы размером до 20 мкм в диаметре. Состоят из двух частей, одна из которых имеет шаровидную форму, а другая примыкает к ней в виде полусферы. Подобные формы встречаются среди пиритовых водорослей.

3 — колонии разнообразной формы. Составляющие их клетки концентрируются в центре, формируя нечто похожее на ядро. Такие формы образуют многие микроорганизмы.

4 — мелкие (до 10 мкм) микроорганизмы, состоящие из соединенных друг с другом камер. Среди современных бактерий подобные формы неизвестны.

5 — тела шаровидной или неправильной формы, состоящие из отдельных нитей, радиально отходящих от центральной зоны. Диаметр тел 100—150 мкм, толщина нитей 1—2 мкм. Часто образуют сульфидные конкреции. Предположительно могут быть отнесены к актиномицетам, колонии которых в естественных средах (например, в почве) имеют лучистое строение.

6 — шаровидные образования диаметром 10—75 мкм, окруженные концентрической оболочкой. Иногда несколько образований, расположенных рядом, имеют общую оболочку, толщиной 2—7 мкм. Сходны с некоторыми сине-зелеными водорослями.

7 — шаровидные клетки, расположенные одиночно или по несколько штук. Окружены толстой пористой оболочкой. На 7 виден

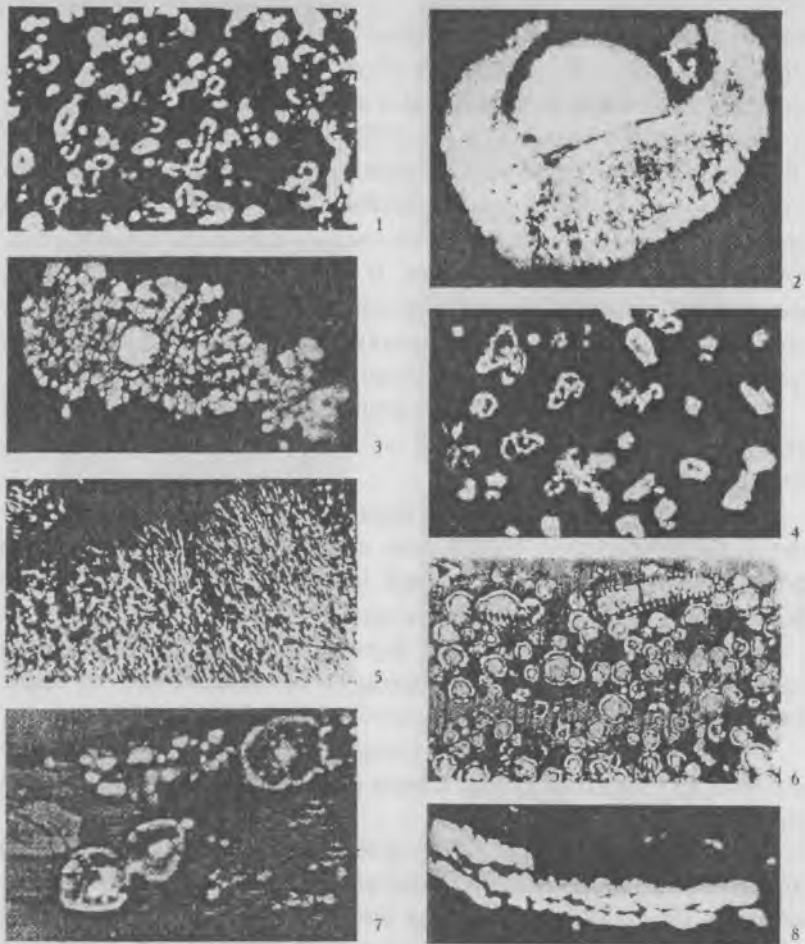


Рис. 2.
1 — 1650; 2 — 1200; 3 — 1100; 4 — 1500; 5 — 500; 6 — 440; 7 — 770; 8 — 530. Белое — пирит.

момент деления клеток. Подобные формы характерны для железобактерий, серобактерий и водорослей.

8 — палочковидные формы толщиной до 1—2 мкм с закругленными концами. Могут быть отнесены к целлюлозоразрушающим бактериям.

Обратим внимание на общую закономерность: все микроорганизмы, замещенные сульфидами железа, четко отделены от вмещающего угольного вещества, которое может вообще не содержать сульфидных включений. Все это объясняется тем, что продукты распада белковых соединений, преобладающих в составе микроорганизмов, представляют собой более благоприятную среду для СВБ, чем лигнифицированное вещество торфа.

Приведенные примеры не исчерпывают всего разнообразия сульфидных псевдоморфоз, которые были исследованы автором. Весьма показательны, в частности, псевдоморфозы по раковинам моллюсков, пиритизация которых развивается по поверхностному и межпризматическому конхиолину [8], пиритизация фрагментов ОВ в костных остатках рыб и т. д.

Вероятно, наиболее уникальным случаем псевдоморфной пиритизации ОВ является «фалунский золотой человек»: шведский рудокоп 13 века, упавший в глубокую расщелину горного массива, тело которого, найденное через несколько десятков лет, оказалось полностью пиритизированным.

В условиях интенсивной сульфатредукции и генерации больших масс сероводорода сульфидообразование может распространяться и за пределы органического фрагмента, захватывая прилегающие участки вмещающей породы. Однако понятно, что эта ситуация уже выходит за пределы процесса «псевдоморфогенеза».

Заключение

Суммируя приведенные данные, необходимо отметить главное: во всех описанных случаях неизменно наблюдается зависимость процесса сульфидообразования от биохимического состава псевдоморфно минерализуемого ОВ. Эта зависимость проявляется в том, что в первую очередь и наиболее интенсивно минерализуются клетки, ткани и органы, при биогеохимическом разложении которых образуются органические соединения, обеспечивающие оптимальные условия для развития СВБ.

Характер пиритизации часто таков, что в тонких деталях сохраняется морфология и анатомия органических остатков, по которым образовались псевдоморфозы.

Минерализация ОВ с образованием псевдоморфоз, вероятно, происходит вследствие того, что ОВ служит питательным субстра-

том для СВБ и генерируемый ими сероводород *in statu nascendi* взаимодействовал с ионами Fe^{2+} . Моно- или дисульфид железа вначале накапливался внутри клеток СВБ, как это наблюдал Б. А. Исаченко [15, 16], изучая сульфидообразование в донных морских отложениях. Не исключено, что кристаллики сульфидов железа в клетках бактерий могли в дальнейшем играть роль зародышей, вокруг которых происходила кристаллизация сульфидов в промежутках между бактериальными клетками. Н. П. Юшкин назвал этот процесс «микробиологическим образованием минералов» ([1], раздел 1.2.2).

Подобный процесс последовательного замещения ОВ минеральными частицами напоминает (разумеется, только внешне) последовательную трансформацию кристаллической решетки первичного минерала при образовании минеральных псевдоморфоз и так же, как в подобных случаях, может привести к весьма тонкому «топохимическому» воспроизведению морфологии замещаемого объекта.

Список литературы

1. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. М.: Наука, 1975. 340 с.
2. Глобальный биогеохимический цикл серы и влияние на него деятельности человека. М.: Наука, 1983. 424 с.
3. Баас-Беккинг Л. Г. М., Каплан И. Р., Мур Д. Пределы колебаний рН и окислительно-восстановительного потенциала природных сред // Геохимия литогенеза. М.: Иностранная литература, 1963. С. 11—84.
4. Сорокин Ю. И. Экспериментальное исследование бактериальной редукции сульфатов в Черном море при помощи S^{35} // Микробиология. 1962. Т. 31. Вып. 3. С. 402—410.
5. Сорокин Ю. И. Источники энергии и углерода для биосинтеза у сульфатредуцирующих бактерий // Микробиология. 1966. Т. 35. Вып. 5. С. 761—766.
6. Кисляков Я. М., Урманова А. М., Шугина Г. А. Соотношение термоаналитических свойств углистого вещества и микробиологических сообществ на экзогенно-эпигенетических урановых месторождениях // Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука. 1990. С. 161—181.
7. Кизильштейн Л. Я., Минаева Л. Г. Исследования биогенной сульфатредукции в торфе в связи с проблемой сернистости углей // Химия твердого топлива. 1972. № 4. С. 116—122.
8. Кизильштейн Л. Я. Роль состава органического вещества в процессах аутигенного минералообразования // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 6. С. 113—117.

9. Кизильштейн Л. Я. Биохимический состав торфообразующей флоры карбона // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 5. С. 1248—1250.
10. Имшенецкий А. А. Микробиология целлюлозы. М.: АН СССР. 456 с.
11. Бельев С. С., Леин А. Ю., Иванов М. В. Роль метанообразующих и сульфатредуцирующих бактерий в процессах деструкции органического вещества // Геохимия. 1981. № 3. С. 437—445.
12. Кизильштейн Л. Я. Отложения пирита в фюзенизированных тканях и микробиологическая деятельность в древних торфяниках // Химия твердого топлива. 1970. № 6. С. 58—66.
13. Кизильштейн Л. Я., Шницглиз А. Л. Атлас микрокомпонентов и петрогенетических типов антрацитов. Ростов-на-Дону: Северо-Кавказский научный центр высшей школы, 1998. 254 с.
14. Кизильштейн Л. Я., Минаева Л. Г. Пиритизированные микроорганизмы в угольных пластах Донецкого бассейна // Стратиграфия карбона и геология угленосных формаций СССР. М.: Недра, 1975. С. 187—193.
15. Исаченко Б. Л. Об отложении сернистого железа внутри бактерий. Избранные труды. М.-Л.: АН СССР, 1951. С. 84—86.
16. Исаченко Б. Л. К вопросу о биогенном образовании пирита. Избранные труды. М.-Л.: АН СССР, 1951. С. 87—88.

ФАЗОВОЕ СОСТОЯНИЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ РАСТВОРОВ ХЛОРИДОВ ЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ ПО ДАННЫМ СИНТЕТИЧЕСКИХ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

З. А. Котельникова, Д. Ю. Иванов, А. Р. Котельников

Хлориды щелочных и щелочноземельных элементов — наиболее обычные компоненты водной фазы флюидных включений. Чаще всего преобладают ионы Na, однако K, Ca, Mg также присутствуют в значительных количествах. Свойства высокотемпературных растворов хлоридов этих металлов недостаточно изучены (за исключением растворов NaCl), хотя в последние годы и появились новые данные, полученные, как правило, методом синтетических флюидных включений. В этой работе приводятся наши результаты исследования фазового состояния таких растворов при 350—800°C и давлениях 0.5—2 кбар.

Методика эксперимента по синтезу флюидных включений

Использовался метод синтетических флюидных включений, подробно описанный в [3]. В платиновую ампулу помещался образец кварца без включений, подвергнутый термоудару (в результате чего появлялась сеть трещин), и раствор соли нужной концентрации. В процессе залечивания трещин образовывались флюидные включения, которые по своим свойствам отвечали флюиду при параметрах опыта.

Если исследовались растворы щелочноземельных металлов, то для предотвращения высокотемпературного гидролиза добавлялось небольшое количество HCl. Ампула заваривалась и помещалась в установку с внешним нагревом и холодным затвором, где выдерживалась при заданных температуре и давлении 7—14 суток. Точность регулировки давления ± 50 бар, температуры $\pm 5^\circ\text{C}$.

Анализ продуктов опыта

После проверки ампулы на герметичность образец кварца извлекался, из него изготавливали пластинку, толщиной 1—4 мм, полированную с двух сторон. Синтетические флюидные включения исследовались сначала в оптическом микроскопе, затем — методами термо- и криометрии. Точность измерения температуры фазовых переходов в диапазоне: от -60° до 0°C — $\pm 0.5^\circ$, от 0 до 500 — $\pm 1^\circ$,

от 500 до 800°C — $\pm 2^\circ$. В работах [3] и [Котельников, Котельникова, 1988] было экспериментально доказано, что в условиях существования однофазного (гомогенного) флюида захватывались включения с одинаковыми фазовыми соотношениями и температурами фазовых переходов (в нашем конкретном случае — Г + Ж включения, т. к. мы использовали только недосыщенные при комнатной температуре растворы). В двухфазной области, в случае гетерогенизации флюида образовывались включения Г + Ж и Г + Ж + К (газ + жидкость + кристалл соответственно). Составы и плотности таких включений соответствуют свойствам несмесимых фаз флюида.

Результаты опытов

Получены флюидные включения, содержащие растворы разной концентрации NaCl, KCl, CaCl₂, BaCl₂, SrCl₂ и их смеси. Изучение включений позволило определить фазовое состояние исследуемых растворов, а в случае их гетерогенизации на жидкость и пар — в некоторых случаях и измерить концентрации соли в них. По температуре растворения кристалла при нагреве определяли концентрацию жидкой фазы (фаза L), методом криометрии — состав газовой фазы (фаза V).

Система H₂O—KCl. Известно, что топология фазовых диаграмм бинарных систем H₂O—KCl и H₂O—NaCl подобна, отличается только шириной полей двухфазного флюида. В табл. 1 приведены результаты измерений на включениях с растворами KCl. Видно, что дисперсия составов для фазы V существенно выше, что объясняется методическими трудностями криометрических измерений существенно газовых включений. За состав фазы V принималась наименьшая из всех измеренных концентраций. Это вызвано не только вышеуказанными методическими причинами, но и тем, что во включения могли попасть пленки высококонцентрированной фазы L, а в этом случае итоговая концентрация раствора повысится. По той же причине за состав фазы L принималось наибольшее из измеренных значений.

Таблица 1

Составы жидкой и паровой фаз флюида H_2O-KCl
по данным синтетических флюидных включений

Условия синтеза включений			Состояние флюида	Состав включений, мас. % KCl		
P, бар	T, °C	KCl, мас. %		фаза V	фаза L	
500	450	5	гомоген.	4.9—5.1*		
		10		6.1—10.4		
		20		20.0—20.2		
		40		39.5—40.5		
500	500	10	гетероген.	4.5—6.5	40.0—43.5	
		20		3.4	41.5—42.5	
		30			30.0—39.0	
550	550	10		2.0—8.0	51.0—53.1	
		20			52.0	
		30			50.5—51.0	
750	550	5	гомоген.	5.3		
		10	гетероген.	5.9	24.4—26.0	
		20		4.5	24.5—25.2	
		30			30.0—30.5	
600	5			4.3		
		10		3.0	42.0	
		20		4.7	46.0	
		30		4.3	44.0	
		40	гомоген.		39.2	
1000	600	любая	гомоген.		51.0	
		650	5	гетероген.	4.7—5.5	26.0—36.0
			10		4.3	35.0—35.5
			20		5.5	35.0—36.5
			30			35—36.0
700	700	40	гомоген.		42—43.0	
		50			51.0	
		10	гетероген.		41.0—47.0	
		20		5.0	44.0—45.0	
		30		5.5	45.0	
750	750	40	гомоген.?		39.2—44.0	
		20	гетероген.	3.7—4.3	50.0—52.5	
		30		5.0	53.0—53.5	

* В гомогенной области приводится состав однофазного флюида.

На рис. 1 показано положение изобар 500, 750 и 1000 бар в $T-X$ сечении диаграммы состояния системы H_2O-KCl и для сравнения — аналогичные кривые для системы $H_2O-NaCl$ по данным [3]. Видно, что при равном давлении область гетерогенизации на жидкую и паровую фазы в системе с KCl немного смещена в область более низких температур, причем с ростом давления это смещение уменьшается. При 450—650°C растворы NaCl будут гомогенными во всей области составов при давлениях выше 450 и 1070 бар соответственно. Для растворов KCl эти давления повышаются до значений 520 и 1250 бар.

По методике, предложенной в [3] получены $P-V-T$ данные для растворов концентрацией 15 мас. % KCl. При давлении 500, 1000 и 2000 бар и температурах 350—500°C были синтезированы включения и измерены соответствующие температуры гомогенизации. Результаты приведены в табл. 2. Поправки на расширение кварца при нагреве, как показано в [3], сказываются на значении величины плотности в третьем знаке после запятой. Мы пренебрегаем ими, так как ошибки при регулировке температуры синтеза включений и замерах температур гомогенизации суммарно выше. Наклон изохор получали на основании измеренных температур гомогенизации включений, синтезированных при разных давлениях, а значения плотностей и давление пара вдоль кривой жидкость—пар взяты по данным Хайбуллина и Борисова [1]. На рис. 2 приведены полученные результаты.

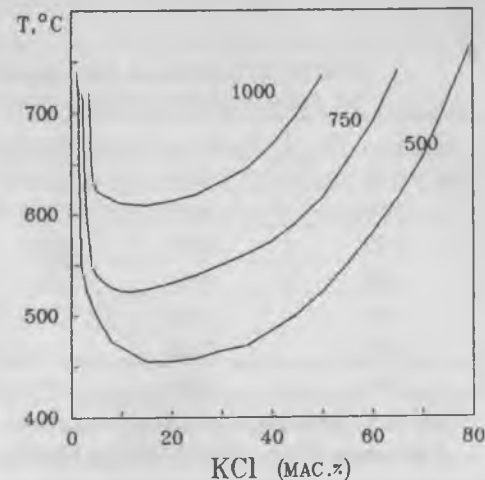


Рис. 1. $T-X$ сечение фазовой диаграммы системы H_2O-KCl .

Цифры у кривых — давление в барах.

Таблица 2

Плотности растворов KCl концентрации 15 мас. %
по данным синтетических флюидных включений

$T_{\text{синтеза}}, ^\circ\text{C}$	$P_{\text{синтеза}}, \text{бар}$	$T_{\text{гомогениз.}}, ^\circ\text{C}$	Плотность, г/см ³
350	500	315—325 (8)*	0.85
350	1000	281—288 (9)	0.89
350	2000	215—221 (8)	0.97
400	500	368—376 (10)	0.79
400	1000	318—324 (6)	0.84
400	2000	255—266 (10)	0.92
500	1000	390—400 (12)	около 0.75

* В скобках приведено количество измерений.

Системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2(\text{SrCl}_2, \text{BaCl}_2)$. Кальций является вторым после натрия самым распространенным катионом флюидных включений, а во многих природных объектах он доминирует над натрием. С ростом общей солености растворов часто растет и соотношение Ca/Na .

Нами изучались фазовые соотношения в растворах CaCl_2 , концентрация которых колебалась от 9 до 35 мас. % при 500—800°C и $P = 1-2.5$ кбар.

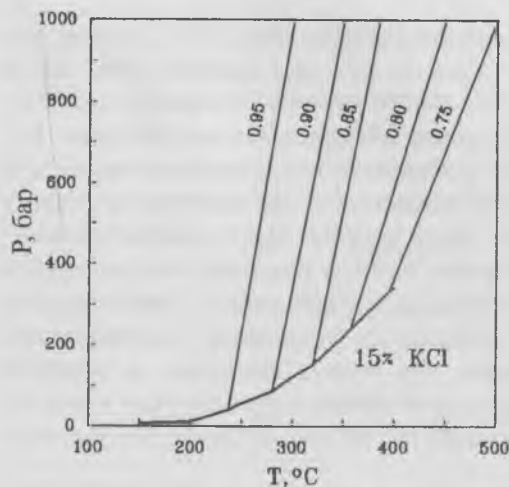
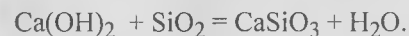
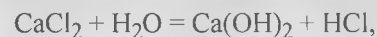


Рис. 2. Изохоры 15 мас. % растворов KCl в $P-T$ пространстве по данным синтетических флюидных включений.

Кроме того, исследовались свойства растворов хлоридов Ba и Sr концентрации 9—32 и 3—27 мас. % соответственно.

Рассматривалось также влияние добавок этих солей к гомогенным растворам хлоридов натрия и калия.

В гетерогенных условиях при высоких температурах в изучаемых растворах имеют место интенсивные процессы гидролиза:



Количество образующегося волластонита настолько велико, что газовый пузырь во включениях деформирован вследствие присутствия его игольчатых кристаллов, а наличие кристаллов хлорида кальция маскируется. В околокритической области степень гидролиза резко снижается. Следует отметить, что в природе может иметь место аналогичный описанному механизм возникновения в гетерогенных условиях кристаллов-узников, в том числе и не встречающихся в основной массе породы.

Для подавления гидролиза к исходным смесям добавляли небольшие количества HCl.

Получены ориентировочные данные по растворимости солей (хлоридов кальция и стронция) в паровой фазе (в мас. %):

$T, ^\circ\text{C}$	CaCl_2		$\text{SrCl}_2, P = 2 \text{ кбар}$	
	$P = 1 \text{ кбар}$ конц.	$P = 2 \text{ кбар}$ конц.	$T, ^\circ\text{C}$	конц.
500	15	—	500	23
700	4.5	18	600	16
800	2.0	14	700	9
			800	3

Сведения о фазовом состоянии растворов при 700—800°C и $P = 2$ кбар приведены в табл. 3.

Как видно из табл. 3, при 700°C в изученной области составы растворов гомогенны. При 800°C растворы щелочноземельных металлов концентрацией выше 1 М гетерогенны. При смешении двух гомогенных растворов хлоридов (K—Ba) или одного гомогенного, другого гетерогенного (Na—Ba, Ba—Sr) происходит гетерогенизация. Таким образом, добавление к бинарной системе третьего компонента способствует гетерогенизации флюида.

Таблица 3

Фазовое состояние растворов хлоридов щелочных
и щелочноземельных элементов и их смесей
при давлении 2 кбар и температурах 700 и 800°C
по данным синтетических флюидных включений

M*	X _{Sr} ^{fl}	X _{Ca} ^{fl}	X _{Ba} ^{fl}	X _{Na} ^{fl}	X _K ^{fl}	Флюид**
700°C						
0.5	1.0					Гом
1.0	1.0					Гом
0.5		1.0				Гом
0.5	0.25	0.75				Гом
0.5	0.5	0.5				Гом
0.5			0.25		0.75	Гом
0.5			0.5		0.5	Гом
0.5			1.0			Гом
0.5	1.0					Гом
0.5				1.0		Гом
1.0				1.0		Гом
1.0	0.25			0.25		Гом
1.0	0.5			0.5		Гом
1.0	0.75			0.25		Гом
1.0	0.5		0.5			Гет
0.25	0.5		0.5			Гом
0.5	0.5		0.5			Гом
0.75	0.5		0.5			Гом
800°C						
0.25	1.0					Гом
0.50	1.0					Гом
1.00	1.0					Гет
2.00	1.0					Гет
3.00	1.0					Гет
0.50		1.0				Гом
1.00		1.0				Гом
0.50	0.5	0.5				Гом
0.25			1.0			Гет

Таблица 3 (окончание)

M*	X _{Sr} ^{fl}	X _{Ca} ^{fl}	X _{Ba} ^{fl}	X _{Na} ^{fl}	X _K ^{fl}	Флюид**
0.5			1.0			Гет
0.75			1.0			Гет
1.0			1.0			Гет
0.5			0.5		0.5	Гет
0.5			0.75		0.25	Гет
0.5					1.0	Гом
0.5	0.25				0.75	Гом
0.5	0.5				0.5	Гом
0.5	0.75				0.25	Гом
2.0				1.0		Гом
3.0				1.0		Гом
4.0				1.0		Гом
1.0			0.25	0.75		Гом
1.0			0.5	0.5		Гет
1.0			0.75	0.25		Гет
1.0	0.25			0.75		Гом
1.0	0.5			0.5		Гом
1.0	1.0					Гом
0.5	0.75		0.25			Гет
0.5	0.5		0.5			Гет

* Концентрация раствора в моль/литр;

** Фазовое состояние флюида: гом — гомогенное, гет — гетерогенное.

Метод SFI дает возможность оценить критические параметры высокотемпературных растворов. В [4, 5] был предложен следующий метод. Включения, захватившие флюид с критической плотностью, демонстрируют гомогенизацию с мгновенным исчезновением мениска, с плотностью выше критической — гомогенизируются в жидкую фазу, ниже — соответственно в газ (на рис. 3 соответственно слева и справа от критической изохоры). Если провести ряд экспериментов при постоянном давлении с растворами одной концентрации, изменяя только температуру опытов, то можно нащупать положение точки на критической изохоре. Через две такие

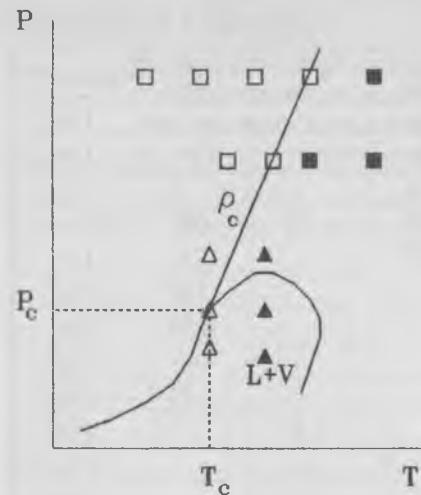


Рис. 3. Схема выбора параметров опытов для изучения критических параметров растворов.

P_c , T_c и ρ_c — критические давление, температура и плотность соответственно. $L+V$ — двухфазная область жидкость + пар, светлые точки опытов — гомогенизация в жидкую фазу, залитые — в газовую. Пояснения в тексте.

критическая изохора. Были взяты растворы 26 и 29 мас. % CaCl_2 и при $P = 1$ и 2 кбар проведены опыты при разных температурах со сгущением сетки. Затем аналогичным путем с теми же растворами были проведены опыты при постоянной температуре, но разных давлениях с шагом 150 бар. Ход гомогенизации включений при снижении давления синтеза при этом следующий. При плотностях выше критической гомогенизация в жидкую фазу сменяется двухфазной областью, которую легко диагностировать по появлению во включениях твердой фазы волластонита. При плотностях ниже критической гомогенизация в газовую фазу также сменяется двухфазной областью (рис. 3). Между этими параметрами находится критическое давление. Описанным способом нами определены кри-

точки, полученные при разных давлениях, можно провести критическую изохору (рис. 3). Если для изучаемой системы известны координаты двухфазной области, то пересечение критической изохоры с границей этой области позволит определить величину критического давления. Так были определены критические параметры для системы $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ [4]. Критическое давление можно определить другим независимым экспериментальным методом, как это было сделано для растворов CaCl_2 в [5].

Нами для определения критических параметров растворов CaCl_2 был использован прием, на первом этапе совпадающий с выше описанным: через две точки в $P-T$ координатах проведена кри-

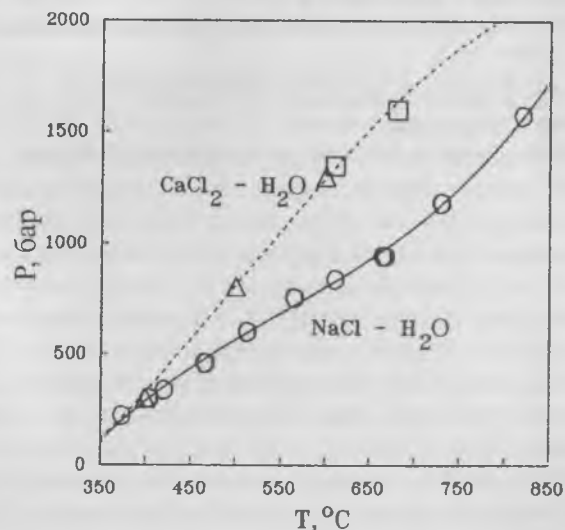
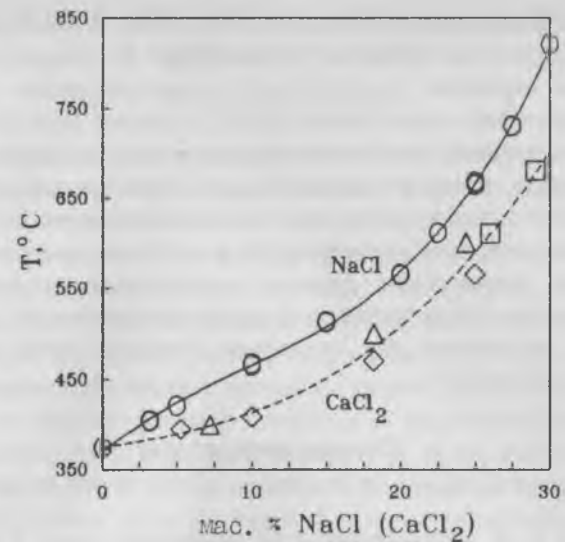


Рис. 4. Критические параметры систем $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (сплошная кривая) и $\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ (пунктир) по данным изучения синтетических флюидных включений.

Данные: \circ — [4]; Δ — [2]; \diamond — [5]; \square — эта работа

тические параметры для растворов CaCl_2 : 610°C, 1350 бар, 26.0 мас. % и 680°C, 1600 бар, 29.5 мас. % CaCl_2 (рис. 4). Эти результаты находятся в неплохом соответствии с литературными данными. Ошибка при таком определении велика, не менее 10 и 100 бар, т. к. в околокритической области включения трудно наблюдать, гомогенизация часто плохо видна, необходим очень медленный нагрев. Но основной вклад вносится при синтезе включений за счет ошибок при регулировании температуры и особенно давления. Однако метод дает возможность оценить критические параметры, что очень ценно при интерпретации природных включений.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 99-05-65225 и 97-05-65886.

Список литературы

1. Хайбуллин И. Х., Борисов Н. М. // Докл. АН СССР. 1965. Т. 165. С. 1135—1137.
2. Ткаченко С. И. Высокотемпературные фумарольные газы... // Автореферат канд. дисс. Черноголовка, 1996. 18 с.
3. Bodnar R. J., Burnham C. M., Sterner S. M. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1985. V. 49. P. 1861—1873.
4. Knight C. L., Bodnar R. J. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 3—8.
5. Oakes C. S., Bodnar R. J., Simonson J. M., Pitzer K. S. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. P. 2421—2431.
6. Sterner M. S., Bodnar R. J. // *Amer. J. Sci.* 1991. V. 291. P. 1—54.

ИССЛЕДОВАНИЯ СИНТЕТИЧЕСКИХ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

З. А. Котельникова

Прошло около полутора десятилетий как появился принципиально новый экспериментальный метод — метод синтетических флюидных включений (SFI).

Суть метода состоит в получении флюидных включений при залечивании трещин в заданных условиях: температуре, давлении и составе флюида. Синтетические включения рассматриваются как пробоотборники флюида при параметрах опыта; изучая их обычными термобарометрическими методами можно решать многие вопросы исследования фазовых диаграмм и получения волюметрических характеристик флюидов. Кроме того, искусственные включения являются очень удобным объектом для исследований, важных для собственно термобарогеохимии, а именно: механизма формирования вакуоли, адекватности свойств включений маточным средам, возможности необратимых постзахватных изменений, их степени и характера.

Ранее включения синтезировали при росте или перекристаллизации кристаллов, это вызывало ограничения по составу флюидов (например, нельзя было ввести свободную углекислоту и другие газы), состав растворов не мог соответствовать чистым смесям, так как в шихте обычно присутствовало множество примесей, кроме того, он и вообще иногда мог меняться в процессе опыта, требовалось значительное время для выращивания кристаллов, накладывались градиентные условия и т. д. Экспериментальные возможности метода SFI гораздо шире: в платиновую ампулу помещается образец кварца без включений, подвергнутый термоудару для создания сети трещин, и флюидообразующая смесь известного состава. Температуру и давление поддерживают, исходя из типа применяемого реактора. В процессе залечивания трещин образуются флюидные включения: в гомогенной области — с выдержанными фазовыми соотношениями и температурами фазовых переходов. На примере водно-солевых и водно-углекислотных включений было показано, что захваченные растворы соответствуют составам используемых флюидных смесей. В гетерогенной области захватываются включе-

ния с разными фазовыми соотношениями, среди которых присутствуют включения как гомогенного, так и гетерогенного захвата. Исследование включений позволяет определить фазовое состояние флюида и составы несмесимых фаз.

С использованием этого подхода было получено следующее.

а) Данные по растворимости соли в жидкой и паровой фазах в системах $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ [2] и $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$. Растворимость KCl в паровой фазе несколько ниже, а в жидкой — выше по сравнению с NaCl .

б) При изучении тройных систем соль I—соль II—вода нами было показано, что добавление второй соли к растворам (например, Na_2WO_4 к NaCl), как правило, расширяет область гетерогенности.

в) Измерена растворимость NaCl , KCl и CaCl_2 в тройных системах $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}(\text{CaCl}_2)$ [9, 10].

г) Для тройных систем $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ —соль получены данные по фазовым диаграммам и составам несмесимых фаз в широком интервале параметров (Котельникова и Котельников, 1988, 1997; [3, 12]). С ростом температуры и снижением давления область несмесимости расширяется. Сравнение диаграмм с NaCl и CaCl_2 показало, что при относительно низких температурах и давлениях (500°C , 1 кбар) область гетерогенности в системе с CaCl_2 шире, чем у NaCl . При повышении параметров постепенно картина меняется на обратную.

Нами также получены первые данные по системе $\text{H}_2\text{O}-\text{H}_2\text{S}-\text{NaCl}$. Оказалось, что по сравнению с тройной системой с углекислотой область несмесимости здесь много меньше. Измеряя температуру гомогенизации включений известного состава (например, 15 мас. % KCl) и зная $P-T$ условия синтеза этих включений в гомогенных условиях, можно определить положение изохоры этого включения в указанных координатах. Такой подход был осуществлен для получения $P-V-T$ данных флюидных систем, необходимых для интерпретации измерений на природных включениях. Существенным ограничением при этом является то, что фактически определить плотность включения нельзя. Если для исследуемых флюидов известны плотности вдоль кривой жидкость—пар и ее положение в $P-T$ пространстве, то пересечение полученных по SFI изохор с этой кривой дает возможность определить и соответ-

ствующие значения удельных объемов. Опираясь на литературные или другие имеющиеся данные по равновесию жидкость—пар, Стернером и Боднаром (1985, 1991), Шмидтом с соавторами (1995), Францем с соавторами (1987) и нами построены $P-V-T$ диаграммы для некоторых концентраций растворов хлоридов K , Ca и Mg , а также смесей $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ и $\text{H}_2\text{O}-5$ мол. % CO_2-40 мас. % NaCl .

Метод SFI дает возможность оценить критические параметры высокотемпературных растворов. В [4, 6] был предложен следующий метод. Включения, захватившие флюид с критической плотностью демонстрируют гомогенизацию с мгновенным исчезновением мениска, с плотностью выше критической — гомогенизируются в жидкую фазу, ниже — соответственно в газ. Если провести ряд экспериментов при постоянном давлении с растворами одной концентрации, изменяя только температуру опытов, то можно нащупать положение точки на критической изохоре. Через две такие точки, полученные при разных давлениях, можно провести критическую изохору. Если для изучаемой системы известны координаты двухфазной области, то пересечение критической изохоры с границей этой области позволит определить величину критического давления. Так были определены критические параметры для системы $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ [4]. Критическое давление можно определить другим экспериментальным методом [6].

Нами для определения критических параметров растворов CaCl_2 был использован прием, на первом этапе совпадающий с выше описанным: через две точки в $P-T$ координатах проведена критическая изохора. Затем аналогичным путем с теми же растворами были проведены опыты при постоянной температуре, но разных давлениях с шагом 150 бар. Ход гомогенизации включений при снижении давления синтеза при этом следующий. При плотностях выше критической гомогенизация в жидкую фазу сменяется двухфазной областью, которую легко диагностировать по появлению во включениях твердой фазы волластонита. При плотностях ниже критической гомогенизация в газовую фазу также сменяется двухфазной областью. Между этими параметрами находится критическое давление. Ошибка при таком определении велика, так как в околоритической области включения трудно наблюдать, гомогенизация часто плохо видна, необходим очень медленный нагрев. Но основной

вклад вносится при синтезе включений за счет ошибок при регулировании температуры и особенно давления. Однако метод дает возможность оценить критические параметры, что очень ценно при интерпретации природных включений.

Большой комплекс работ проведен также для изучения постзахватных изменений включений. Образцы с синтетическими включениями после их изучения снова помещались в ампулы и подвергались воздействию иных, чем при синтезе температур, давлений и флюидов. Исследования метаморфизма включений показали:

а) Часть особенно крупных (более 150 мкм), связанных с большим числом дислокаций, водно-солевых включений может изменить свой состав за счет протравливания каналов дислокаций, выходящих к поверхности кристалла, и обмена содержимым с межпоровыми растворами. Водно-углекислотные включения теряют преимущественно воду, также используя дислокации [1].

б) Наиболее легко изменяется плотность включений. Если предел пластичности кристалла не достигнут, не остается никаких видимых следов изменения. При появлении трещины вскрытия последняя очень быстро залечивается, характеристики дочерних и материнских включений при этом одинаковы, но очень часто они не соответствуют ни новым условиям равновесия, ни исходным. Дисперсия температур гомогенизации при этом может быть высокой: до 100. Очень небольшая часть включений может сохранить первоначальную информацию. Характерно, что в зависимости от характера воздействия плотность включения может и уменьшаться, и увеличиваться.

в) Вскрытие включений зависит от многих факторов: как от свойств конкретного зерна-хозяина, так и от внешних условий. Специальные экспериментальные исследования позволили вывести зависимость величины температуры перегрева включения в кварце выше гомогенизации, необходимой для вскрытия ($T_{пер}$), от его размеров (V — объем в мкм³) и приложенного наружного давления ($P_{нар}$):

$$T_{пер} = 19.5 \cdot P_{нар} - 20.5 \lg V + 135.$$

При проведении этих исследований выявились трудности и ограничения метода. Прежде всего это касается способов задания со-

ставов флюидных смесей: иногда возникают проблемы при использовании высококонцентрированных растворов, которые задаются по навеске (если растворимость соли с ростом температуры не увеличивается или растет медленно). При намораживании в жидком азоте газов (CO₂, H₂S) в ампулу в нее попадает азот. Если во флюиде присутствуют хлориды щелочноземельных металлов, в гетерогенной области начинаются процессы гидролиза, продукты которого начинают взаимодействовать с минералом-матрицей, и т. д. Другими словами, имея дело с SFI, мы всегда сталкиваемся не с чисто флюидной системой, а с системой, где присутствует твердая фаза, не всегда инертная по отношению к флюиду. Поэтому, приступая к изучению каждой новой системы, необходимо проводить методическое исследование. При определении P - V - T характеристик флюидов существуют ограничения по точности получаемых данных.

При вводе-выводе из режима опыта флюидная система может иметь иной фазовый состав, чем при заданных параметрах. Если в это время появятся включения, они будут нести неправильную информацию. Поэтому все промежуточные операции необходимо проводить максимально быстро, если возможно — при опережающем росте давления, т. к. это препятствует гетерогенизации флюида. Стернер [7] разработал метод получения трещин для залечивания уже в процессе опыта, когда во флюиде уже установилось равновесие: при опрокидывании печи ампула на короткое время попадает из горячей зоны в холодную. Этот прием значительно повышает точность и достоверность получаемых результатов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 99-05-65225.

Список литературы

1. Bakker R. J., Jansen J. B. // Nature. 1990. V. 345. P. 58—60.
2. Bodnar R. J., Burnham C. W., Sterner S. M. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. P. 1861—1873.
3. Frantz J. D., Popp R. K., Hoering T. C. // Chem. Geol. 1992. V. 98. P. 237—255.
4. Knight C. L., Bodnar R. J. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 3—8.
5. Schmidt C., Rosso K. M., Bodnar R. J. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 3953—3959.

6. Oakes C. S., Bodnar R. J., Simonson J. M., Pitzer K. S. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. P. 2421—2431.
7. Sterner M. S. // *Amer. Miner.* 1992. V. 77. P. 156—157.
8. Sterner M. S., Bodnar R. J. // *Amer. J. Sci.* 1991. V. 291. P. 1—54.
9. Sterner M. S., Hall D. L., Bodnar R. J. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. V. 52. P. 989—1005.
10. Vanko D. A., Bodnar R. J., Sterner S. M. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. V. 52. P. 2451—2456.
11. Zhang Y-G., Frantz J. D. // *Chem. Geol.* 1987. V. 64. P. 335—350.
12. Zhang Y-G., Frantz J. D. // *Chem. Geol.* 1989. V. 74. P. 289—308.

**ИСТОКИ МИНЕРАЛОГИИ, ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ И ГЕОЛОГИИ
В ТРУДАХ ГЕНИАЛЬНОГО ХОРЕЗМЬСКОГО
УЧЕНОГО—ЭНЦИКЛОПЕДИСТА XI ВЕКА
АБУ РЕЙХАН МУХАММЕД ИБН АХМЕД АЛЬ—БИРУНИ**

В. С. Польшковский, М. М. Арипов, Л. Р. Исмаилов

1025 лет назад 4 сентября 973 года (342 год хиджи по мусульманскому летоисчислению) в гороте Ките — древней столице Хорезмского государства, родился мальчик, который был назван родителями Мухаммедом и который впоследствии стал гениальным ученым—энциклопедистом XI века Абу Рейхан Мухаммед ибн Ахмед аль—Бируни (в арабской передаче — Абу—р—Райхан Мухамед ибн Ахмад ал—Бируни), равному которому позднее человечество не знало более пяти веков.

О своем происхождении Бируни писал: «... не знаю я, по правде, своего родословия, ведь я не знаю по—настоящему деда, да и как мне знать деда, раз я не знаю отца!»

Однако из расшифровки его полного имени следует, что он является из «внешнего города», из предместья, т. е. из части поселения, расположенного за городской стеной, где обычно проживали ремесленники.

Его первым учителем и наставником был очень известный в те годы астроном и математик Абу Наср Мансур ибн Али ибн Ираки, который познакомил Бируни с геометрией Евклида и астрономией Птолемея. Юноша уже в то время проявил большие способности к учебе и в свои 17 лет впервые изготовил круг с делениями в полградуса, что позволило ему вычислить высоту Солнца на меридиане Кита, и таким образом определить географическую высоту города, через четыре года Бируни создал для своих астрономических наблюдений редкий для тех времен по размерам 15 локтей (т. е. более 7 м) астрономический круг.

Однако в это время в Хорезме вспыхнула междоусобная война, и поэтому 22—летний Бируни вынужден был бежать из своей страны.

С той поры Бируни стал свидетелем и участником бурного периода острых социальных столкновений; кровавых феодальных

войн и варварских нашествий, характерных для XI века в Центральной Азии.

Он пережил подъем и крушение двух раннефеодальных империй — Караханидской и Газневидской, а на склоне своих лет видел возникновение новой могущественной империи, образованной воинственными варварами огузами-сельджуками, кочевниками в Сырдарьинских степях.

В Хорезме, на своей Родине, Бируни был свидетелем крушения древнего дома Африги и блестящего, но кратковременного расцвета государства мамунидов, оборванного нашествием Махмуда Газнийского.

Позднее при нем погибла и третья Хорезмская династия — Алтун-Таша и Харуна. Бируни был на службе у последнего Афригида, который был убит Мамуном I, и при дворе последнего Мамуниды, павшего жертвой политических интриг Махмуда Газнийского, ему трижды пришлось покинуть Родину: в 995 году он бежал в Гурон, в 1017 году был уведен пленником в Ганзу и, наконец вернувшись на Родину после смерти Махмуда (1030 г.), он вновь вынужден был покинуть ее в связи с нашествием Дженского правителя сгузских ябгу Яигинента-Шах-Мелика, сына Али (1041 г.), а затем — его врагов и соперников сельджуков (1044 г.).

В основе этого калейдоскопа властей, династий и империй, бурной и хаотической смены кровавых политических событий лежал процесс огромной социально-исторической важности, который состоял в завершении формирования феодально-крепостнического строя.

Бируни, отдавший все силы своей души и таланта беззаветному служению науке, однако не относился к той категории ученых, которые заключают себя в «башню из слоновой кости», полностью стараются погрузиться в древние рукописи и папирусы, отгораживаясь стенами библиотек от грозной и могучей поступи истории.

Наоборот, в очень скупых и сдержанных единичных высказываниях самого Бируни о его служебной деятельности и политических выводах находятся свидетельства того, что величайший гений раннесредневековой науки горячо любил свою Родину и в роковые для нее дни активно включался в политические события, не откладывая

при этом от себя ни на минуту свои астрономические инструменты, книги и записи.

Исключительная талантливость Бируни сочеталась в нем с огромным трудолюбием и работоспособностью. Современники говорили о нем: «Его рука не расставалась с пером, глаза — с наблюдением, ум — с размышлением, кроме двух праздничных дней в году».

Становлению Бируни как ученого во многом способствовала исключительно благоприятная атмосфера общего подъема естественных и точных наук, которая оказалась свойственной в начале средних веков общей культуре Центральной Азии и на арабском Востоке.

Высшим проявлением расцвета науки того периода было создание Академии Мамуна, в стенах которой вместе с Бируни работали такие выдающиеся ученые, как Абу Али ал-Хусаин ибн Абдулла ибн ал-Хасан Али ибн Сина, Абу Наср ибн Арракаалал Хорезми, Ахмед ибн Мухаммах ал-Сухайли ал-Хорезми, Абу Сахл Иса ибн Яхё ал Масихи ал-Джурдани, Абдул Каир ал-Хасан ибн Салвар ибн Баба ибн Бехнам, Абу Саид Ахмед ибн Мухаммед ибн Ирак, Ал-Хараджи, Ал-Халидаки, Абдул Хаким Мухаммад ибн Абдул-малик ал-Салих ал-Хорезми ал-Каси, Абу Махмуд, Хамид ибн ал-Хидр ал-Ходженти, Аду Максур Абад ал Малик Б. Мухаммад ал-Салаби, Ахмед ибн Хамид ан-Найсабури, Абу Абдуллах ал-Бий ан-Найсабури, Ахмад ибн Мухаммад ал-Сахри и др.

Ученые академии Хорезма занимались юриспруденцией, теологией, грамматикой, изложением теории поэзии, историей, философией, логикой, медициной, арифметикой, геометрией, толкованием слов, геодезией, топографией, наукой о взвешивании и весах, наукой о точных приборах, о перемещении воды, алхимией, изучали талисманы, чародейство и др.

Сам Бируни достиг огромных успехов в разработке вопросов астрономии, которые были освещены в его 70 рукописях: по проблемам математики он написал 20 сочинений, 18 — по литературе и т. д.

Он известен как картограф, географ, метеоролог, физик, этнограф, историк, филолог.

Из работ по астрономии наиболее значительными являются измерение общего среднего радиуса Земли, которые оказались настолько точными, что их цифровые выражения (6339.58 км) отличались от современных всего на 39 км, а на участке района Крепости Нанда (вблизи современного Исламабада в Пакистане) разница в определении радиуса Земли составила и того меньше — всего 15 км.

Бируни усовершенствовал астрономию, вывел формулу для определения «неприступного расстояния», создал один из первых научных глобусов в Центральной Азии и на Ближнем Востоке, сконструировал приборы для определения географической широты и т. д.

Им впервые была высказана мысль о возможности движения Земли вокруг Солнца, в отличии от общепринятой в те времена системы Птолемея.

Поразительным достижением Бируни была предложенная им гипотеза о существовании Америки за 450 лет до ее открытия Колумбом!

Вместе с тем, Бируни много внимания уделял вопросам географии, имеющим чисто прикладное, практическое значение. Так, например, им была детально изучена историческая гидрография низовьев реки Джей-Кун (Аму-Дарья), изменившей свое русло, что вызвало существенное изменение расположения, иногда и гибель не только небольших поселений и кишлаков, но и крупных городов и крепостей.

Исследования трудов аль-Бируни по геологии, минералогии, термобарогеохимии проводились А. М. Беленицким, К. В. Костриным, Г. Г. Леммлейном, М. М. Максимовым, Н. П. Ермаковым, И. Ю. Крачковским, С. П. Толстовым, Б. Г. Гафуровым, Ж. Буало (Франция), Мухамедом Салимом Акчеца (Афганистан), Сеид Хосейном Насыром (Иран), А. А. Семеновым, Я. Гулямовым, А. М. Акрамходжаевым, Н. Абдулкраевым, В. Ю. Захидовым, А. А. Абдуллаевым (Узбекистан) и другими учеными-востоковедами, геологами, минералогами, термобарогеохимиками.

В результате изучения его гениального трактата «Собрание сведений о познании драгоценных минералов» — «Минералогия» и других сохранившихся трудов удалось восстановить основные вехи

его представлений о строении Земли, о минералогии, учении о полезных ископаемых, об образовании, способах добычи, использовании золота, меди, драгоценных камней (бриллиант, сапфир, аметист), горючих полезных ископаемых (нефть, уголь).

Основой научных трудов Бируни были собственные наблюдения опытно-аналитические работы и сведения, которые постоянно им собирались при общении со всеми, кто прямо или косвенно имел отношение к добыче драгоценных и поделочных камней, различных рудных минералов, строительных материалов и т. п.

Среди них были рудознатцы и ремесленники, придворные высшего света и искусные мастера по обработке драгоценных камней, купцы, путешественники, врачи, каменотесы, люди, побывавшие в дальних странах расположенных западнее, восточнее и севернее древнего Хорезма, населенных хазарами, булгарами, племенами Урала, Сибири, скифами, славянами и т. д.

Особое внимание он обращал на труды своих предшественников — античных ученых, их учеников и более поздних сподвижников, проводивших свои работы в Греции, Индии, Персии и странах арабского халифата, государствах древнего Хорезма, Китая и т. д.

Гениальные способности Бируни сочетались у него с огромной трудоспособностью и постоянным стремлением к познанию окружающего мира.

Обобщая результаты своих наблюдений Бируни впервые высказал идею о сменяемости геологических эпох.

Он писал: «С течением времени море становится сушей и суша — морем». Это предположение явилось исходным постулатом его теории развития Земли.

Трактат Бируни «Минералогия» представляет собой свод самых разносторонних знаний, которые он систематизировал и изложил в строгой последовательности, согласно разработанной им классификации.

Кроме подробного описания минералов и металлов, автор сообщает ценные сведения о географическом положении их месторождений, способах добычи и обработке минералов, способах их шлифовки и полировки.

Огромной заслугой Бируни явились впервые им предложенные, разработанные определения твердости минералов и их удельных

весов. Он первый ввел для характеристики минералов цифровые константы, и таким образом положил начало переходу минералогии из чисто описательной науки в разряд наук, использующих в своих исследованиях меру и число.

Для определения удельного веса минералов Бируни сконструировал оригинальный конический прибор, а сами определения этой константы он проводил следующим образом: брал образец минерала весом в 100 мискалей (около 425 г.) и определял вес воды, вытесненный этим образцом (согласно закону Архимеда). Затем взвешивал эталон и снова определял вес вытесненной им воды. Определение удельного веса минерала производилось на основании этих измерений путем простого расчета по отношению веса исследуемого образца к весу эталона. За эталон для металлов Бируни принимал золото, а для минералов — сапфир.

Определение удельных весов, проведенных Бируни в XI веке (!), поражают своей точностью в сопоставлении с определениями, выполненными самыми современными методами. Более того, Бируни измерил и доказал разницу в удельных весах соленой, горячей и холодной воды.

Интересно указать на то, что его определения плотности горячей воды 0.959, вполне сопоставимы со значениями, полученными самыми современными методами на точных приборах (0.95838 при 100°C).

Интересно отметить, что в Европе эти же константы были получены много позднее в эпоху Возрождения, после того как Галилео Галилей создал в 1856 г. гидростатические весы.

«Минералогия» Бируни состоит из двух частей, которым предшествует философское «Введение», изучение которого должно изучаться самостоятельно востоковедами.

В первой части трактата приводится описание более 300 минералов и их разновидностей, наиболее детально из которых охарактеризованы приведенные ниже: 1. Акут—яхонт: а) истинные цены драгоценных камней; б) камни, подобные яхонту; в) рассказы о яхонтах и драгоценных камнях; г) другие цвета яхонтов; 2. Ла ала Бадахши — бадахшинский лал (шпинель); 3. Бирждани—гранат; 4. Алмас — алмаз; 5. Сунбадаж — наждак; 6. Лулу — жемчуг: а) названия жемчуга и его свойства, согласно авторам словарей; б) свойст-

Таблица 1

Удельный вес минералов и металлов

Наименование	Бируни	Современные данные
Сапфир	3.07	3.97—4.12
Рубин	3.85	3.95—4.08
Лал (минерал)	3.53	3.50—4.16
Изумруд	2.75	2.67—2.77
Лазурит	2.69	2.40—2.90
Горный хрусталь	2.56	2.59—2.66
Сердолик	2.59	2.55—2.63
Оникс	2.50	2.55—2.63
Соль (галит)	2.19	2.17
Глина	1.99	1.8—2.6
Гагат	1.11	1.10—1.40
Асфальт	1.04	1.00—1.10
Янтарь	0.85	1.05—1.10
Золото	19.05	19.25
Ртуть	13.59	13.55
Свинец	11.33	11.34
Серебро	10.13	10.50
Медь	8.70	8.93
Железо	7.87	7.86
Олово	7.31	7.28

ва жемчуга и его названия у ювелиров; в) цены на жемчуг; г) исправление пороков; д) о значении слова мардмен; е) о море и океане; ж) о раковинах и местах ловли жемчуга; з) о стоянках для ловли; и) о глубине стоянок; к) о времени лова; л) как производится водолазание; м) рассказы о жемчуге; 7. Аз—изумруд — об изумруде и его сортах: а) рассказы об изумрудах; б) камни, подобные изумруду; 8. Фирузадж — бирюза; 9. Акик — сердолик: а) рассказы о сердолике; 10. Джаз — оникс; рассказы об ониксе; 11. Булур — горный хрусталь: а) рассказы о горном хрустале; 12. Буссад — коралл; 13. Джамаст — аметист; 14. Лазвард — лазурит; 15. Даханадж — малахит; 16. Яши — нефрит; 17. Сабадж — гагат; 18. Бад-

загр — безоар; рассказы о безоаре; 19. Ходжараттейс — камень Козла; 20. Муммпайа — асфальт; 21. Харазал-хайат — камень змеи; 22. Ал-Хуту — рог носорога; 23. Какруба — янтарь; 24. Магнатис — магнит; 25. Ал-Хамахан-вал каракгематити — алебастрит; 26. Жаданадж — кровавик; 27. Хаджарал-халк — камень для бритвы; 28. Хаджар-ждалиб лил-матар — камень, притягивающий дождь; 29. Хаджар ал-барад — камень, отвращающий град; 30. Зуджад — китайские блюда (фарфор); 31. Ал-азрак — цветной сплав.

Минералы называются по-арабски и сопоставляются с их названиями на греческом, сирийском, персидском и санскритском языках, что свидетельствует о высокой степени эрудиции автора, овладевшего всей современной ему литературой о свойствах не только драгоценных, но и других известных в те времена камней.

Описания минералов содержат исчерпывающие сведения об их свойствах, качестве, геологическом строении, месторождении и географии последних, причем упомянуто более 250 пунктов от Толедо (Испания) и Балтики до Китая и Суматры.

Описанные минералы в трактате Бируни располагаются в определенном порядке, который соответствует разработанной им классификации, базирующейся на определениях цвета и степени ценности каждого минерала, по этим признакам им выделены следующие 10 групп.

В первую группу красных камней включены яхонты, лал и гранат. Во вторую группу включены самые твердые камни — алмаз и наждак. Далее — группа продуктов моря: жемчуг, кораллы, перламутр. Следующая — зеленые камни: изумруд, бирюза и им подобные. К пятой группе отнесены минералы краснозема: сердолик, оникс, горный хрусталь, аметист, лазурит, малахит и нефрит. В следующую группу объединены синие и зеленые камни. Седьмая группа — вещества органического происхождения: гагат, асфальт, безоар, янтарь, рог и фантастический змеиный камень. Затем группа недорогих камней — магнит, гематит, бритвенный камень. И, наконец, искусственные вещества: стекло, глазурь, фаянс и др.

В классификации минералов, предложенной Бируни, впервые появились тенденции к научному ее обоснованию.

Особенно это можно проследить в разделе пятой группы — кремнеземы, которые очень часто встречались в природных условиях совместно с очень близкими удельными весами.

Особые значения имеют представления Бируни об образовании минералов в природных условиях. Именно он впервые обратил пристальное внимание на присутствие в горном хрустале, топазе, аметисте, сапфире, янтаре и других минералах газовой жидких включений, которые принимали участие в образовании этих минералов.

Позднее Брюстер, Сорби, Карпинский, Вернадский, Леммсейн и другие ученые мира в своих научных минералогических и геохимических исследованиях полностью подтвердили предсказания Бируни о генезисе газовой жидких включений в минералах. Это позволило позднее Н. П. Ермакову и Э. Рёддеру и остальным продолжателям исследования минералообразующих растворов на суперсовременном уровне обосновать в 60-х годах XX столетия формирование новой науки — термобарогеохимии, доказав ее огромное как научно-техническое, так и практическое значение в познании условий образования всех месторождений полезных ископаемых, а также в вопросах их прогнозирования, поисков, оценки и развития минерально-сырьевых ресурсов всех стран и континентов на благо всего человечества.

У Бируни трактаты сопровождаются поэтическими, фольклорными интересными материалами, придающими книге особое своеобразие восточного колорита. Примерами могут явиться рассказы-миниатюры о янтаре, алмазе, хрустале и других минералах. Они не только дают представление об объеме и комплексе свойств минералов, но и стиль изложения фактического материала поражает читателя своей увлекательной художественной формой.

Бируни хорошо знал различные битуминозные ископаемые, исследовал, изучал и точно определил удельный вес некоторых из них. Предсказал он и их общее происхождение. В «Минералогии» впервые были проведены очень важные и интересные сведения о проявлениях нефти в Фергане (Узбекистан). Он писал: «По-персидски нефть (гагат или сабадж) это камень густо-черного цвета, глянцевиный... он горит в огне и от него исходит запах нефти... это окаменелая нефть, похожа на черные камни (т. е. по современной

терминологии — «каменный уголь»), которыми топят печи в Фергане». Далее сообщается: «В Фергане имеется горный хребет, в котором добывают асфальт («зифт»), смолу («кир»), нефть («нефт»), черный воскозокерт, называемый светильным камнем («чараксанг») ... в одной болотистой местности находят черную зловонную землю, и так же как огонь воспламеняет нефть, эта земля воспламеняется... ибо это два вида одного минерала. Мягкие черные камни, которые горят в огне, привозят из страны Гаур, с восточного холма, принадлежащего к цепи холмов, окружающих Мертвое озеро, оттуда, где расположена пустыня евреев, вес его по отношению к оси сравнения равен 28 (т. е. удельный вес 1.11 — В. П.), а вес смолы («кира»), привозимой из Самарканда — 26 и одна четверть (т. е. 1.04)».

В «Минералогии» часто встречаются упоминания о проявлении нефти. Так, например, в главе «Магнитный камень» сообщается, что «нефть притягивает к себе огонь»; в главе «Медь» написано: «Нефть может быстро охватить огонь...» и т. д.

Бируни приводит также сведения о «масле, которое вытаскивают из колодцев в земле»: зеленое — поблизости от Дербента, белое — в Баку и Мукане, черное — в пределах Балхана (Небитдаг).

Бируни оставил неизгладимый след в изучении геологии Земли. Именно он первым отметил, что лик Земли в истории ее развития часто менялся: на месте современной суши когда-то было море и наоборот.

Ему были известны остатки окаменелых рыб в Каракумах и Аравийской пустыне. Поэтому он не верил псевдоидеям некоторых ученых, которые пытались объяснить факты, как «игру природы».

Им были высказаны серьезные сомнения в единственном всемирном потоке, «посланном велением всевышнего»...

С исключительной детальностью и скрупулезностью Бируни описал окаменевшие раковины: «... мне были доставлены из колодцев золотых рудников в Зурбане несколько улиток (раковин), найденных в одном из колодцев на глубине 150 локтей. Они были величиной с орех, но кожура у них была очень толстой, окаменелой, испещренной линиями, точно высеченными вдоль ее спирали. Животных в раковинах не было, они были заполнены глиной, впоследствии окаменевшей».

Вторая часть трактата Бируни «Собрание сведений о познании драгоценных минералов» посвящена металлам, из которых наиболее детально описаны следующие: 34. Фалазит — руды; 35. Зайбак — ртуть; 36. Захаб — золото; 37. Фидда — серебро; 38. Иухас — медь; 39. Хадид — железо; 40. Расас — олово; 41. Усруб — свинец; 42. Харепин — мышьяк (?) и ему подобные; 43. Шибба — латунь и другие сплавы; 44. Исвириду — белая медь; 45. Батруй — дурная медь; 46. Таликун (?).

Особое внимание Бируни уделяет золоту, которому посвящен целый раздел — «Рассказы о золоте и его рудниках». Автор пишет о различных сортах золота: Золото рудника, известного под названием Тус-бунак в Зарубане (в современном Южном Афганистане), имеет зеленый цвет, золото Хуттаря (между Вахшем и Пянджем) — желтое, золото областей тогузов и афганское — легковесное, не то по природе, не то из-за имеющихся в нем пузырьков, наполненных воздухом и водой... Лучшее отборное золото называется «лукт» (находка), т. к. его находят в виде кусков, которые называются «риказ» (клад-самородок). Упоминаются месторождения золота в горах Шикинана у истоков Амударьи, в Индии, вблизи слияния рек Кабул и Инд, у истоков Инда, в Кашмире, в стране Дардар (долина р. Гильшт), в стране Мухаб (в верховьях Инда) и др.

Приводятся интересные сведения об особенностях локализации золотого оруденения на конкретных месторождениях. Так, например: «В Зарубане нашли золотую нить длиной в несколько локтей, крайне тонкую», «В рудниках Саршинак в Зарубане был найден массивный кусок золота размером локоть на локоть, который извлекали из рудника в течение десяти дней с лишним».

Со ссылкой на арабских ученых называются месторождения золота в Африке: в Судане (Софала-аз-Зиндж), в Лунных горах в верховьях Нила, в районе к востоку от Ассуана (Алака), в Тунисе (Тахарит), в Магрибе (Зувайла), в оазисе Вади Зув (Силджилмаса) и др.

О месторождениях серебра в трактате говорится: «В селении Вастана, вблизи Зарубана, когда-то нашли железо, соединенное с серебром, но не смешанное, и оно отдиралось от него и отделялось без плавки. Там же на руднике был найден кусок чистого серебра». Имеется упоминание о находках крупных самородков серебра:

«Самана — персидское слово, которое по терминологии владельцев рудников означает чистое серебро, находимое в рудниках в виде отдельных кусков величиной иногда с верблюда, опустившегося на колени; такая находка делает владельца рудника богачом. Находки таких самородков крайне редки и случайны».

Характеризуя месторождения меди, которые находятся в Зарубане, Хорасане, Ираке, Индии, Греции, Сирии, на Кипре, в Судане, Бируни выделяет несколько ее сортов: «... В Софала-аз-Зиндже имеется медь крайне высокого качества». «... Один из видов меди называется «мис калан», т. е. паяльная медь. В Хорасан она попадает из Индии, она очень мягка и слабо чернеет при прокаливании, если ее добавить к серебру, она не делает его тверже, это, говорят, потому, что в ней имеется золото».

Рассматривая малахит (гидрокарбонат меди по современной классификации — $\text{CuCO}_3\text{Cu}(\text{OH})_2$), Бируни отмечает не только его изумительные свойства как поделочного камня, но и как медной руды: «его (малахита) месторождение находится в одной пещере в горах Кириана, среди рудников меди, и поэтому из малахита при разогревании в закрытом тигле выплавляют медь».

О добыче железа в Индии, Герате вблизи г. Шапургана (между Балхонсом и Мервом) и в стране Калах (Малайя) Бируни пишет очень подробно. При этом он отмечает, что «Природное железо делится на две разновидности: одно — мягкое «намархан» и называется оно женским; другое — твердое «шабуркан» и называется оно мужским из-за твердости; оно принимает закалку и не поддается даже малому сгибанию. Из шабуркана сделаны мечи румийцев, русов и саклаибов (славян), иногда его называют кала. И говорят, что в кала слышен звон, а в других видах — скрип».

В трактате имеются сведения об олове, один из сортов которого вместе с железом привозят из страны Калах (Малайя), а из других сортов олова «расис» и «абар» изготавливают белила и глазные лекарства.

Свинец в месторождении в Балхе, Хорасане (Ирак) делится на несколько сортов: высший сорт («анук» или по-персидски «усруф») вывозится в Рум; плохой свинец выплавляется из особой руды и камней, находится в его рудниках и поэтому он не ценится

и дешев. «В восточных странах он дорог, т. к. там нет его рудников, и поэтому его туда вывозят из этих областей».

О металле, название которого созвучно арсеникуму (FeAsS — арсеник — сульфид мышьяка и железа — по современной классификации), и подобного по свойствам мышьяку в «Минералогии» сказано: «Хорси сходен с оловом (расис) по цвету и плавкости... но хрупок как стекло и не выдерживает ковки и ударов». Месторождения его находятся в области Каран между Кабулом и Валахшаном, в Забрустанском Зарубане, в Кашгаре и Варехане на берегу Исик-Куля. Прежде всего он описывает руду, а самородный металл рассматривается уже в составе этой руды.

Определение понятия «полезное ископаемое» Бируни установил на примере руд серебра: «Среди его названий упоминают и «гараб» (скрытое), благодаря тому, что оно скрыто в рудниках, но эта скрытость не есть свойство, присущее только серебру, что могло бы послужить причиной его наименования, — оно общее для всех драгоценностей, скрытых в земле, так и золото называется гараб».

Поясняя сущность слова «месторождение», автор трактата пишет: «говорят, что слово мадин (рудник, месторождение) происходит от слова ади, которое означает место пребывания, как будто этим хотят указать на то, что ископаемое пребывает в руднике веками или же на то, что рудокопы над извлечением его долго трудятся, не останавливаясь даже перед рытьем целых пещер».

Наряду с описанием самих минералов, их свойств и месторождений, где они добывались, Бируни обращает серьезное внимание на характеристику способов добычи, методов извлечения полезных компонентов из руды и их обогащения. При этом эти работы он ставит в прямую зависимость от типа исходной руды, характера вмещающих пород и географического положения месторождения, т. е. от степени удаленности последнего от районов, где эти полезные ископаемые использовались.

Детальный анализ показал, что в «Минералогии» содержатся зачатки учения о рудных месторождениях. Например, здесь впервые сделаны определения понятий о полезном ископаемом и о месторождении: «слово филиза» (металл) прилагается как ко всякому плавящемуся минералу в отдельности, так и к минералу, добывае-

тому из руды, хотя он бывает смесью из нескольких различных разновидностей минералов.

В «Минералогии» автор обосновывает выделение двух генетических и морфологических типов рудных месторождений — коренных, жильных и россыпных. В отношении первого типа он пишет: «... персидское слово «сим» арабизировано в «сам», «сам» — это жилы золота и серебра в горе».

О происхождении россыпных месторождений сказано следующее: «Что касается тех земель и пустынь всего ал-Судана, то они образованы наносами потоков, низвергавшихся с Лунных и Южных гор, они постепенно приподнялись, подобно земле Египта, после того как она была морем. Горы эти золотоносные и крутые, и вода с большой силой несет крупные куски золота в виде самородков, которые похожи на бусины и поэтому земля Нила названа «золотой землей».

Далее проводится сопоставление этого объекта с другой областью и объясняется золотоносность последней выявленным геоморфологическим сходством между ними: «А эти рудники расположены между внутренними областями чернокожих и между Зувайлой и областью Магриб. И так как земля Баджа похожа на те наносы и на те окраины земель, расположенных между Нилом и морем Кулзум, то и ей поэтому свойственно наличие золотых рудников на пространстве десяти с лишним дней пути от Асуана».

В описании одного золотоносного месторождения, представленного системой жил, содержится идея о глубинном источнике жильного золота и указываются особенности распределения золота в этой жиле: «В рудниках страны Мухаб находят золотые жилы и, если они идут странной полосой, то они либо сгущаются по мерс копания и следования за ними, либо утончаются. Копание в сторону утончающего конца приводит к точке, где золото исчезает и иссякает, утолщающийся же конец дает надежду на достижение источников золота. А если жила разделяется, то ее ответвления либо возрастают, либо уменьшаются, и дело с ними обстоит так же, как и со сплошными жилами. Что касается того источника, то говорят, что он подобен мельничному жернову, или немного больше или меньше него, а те жилы расходятся от него во все стороны, как идут лучи от солнца».

Приводя описание известкового источника — «ручей, вода которого каменеет», Бируни активно поддерживает также идею о водном происхождении ряда минералов, что было замечено учеными еще в античное время. Характеризуя месторождение бирюзы, из которого более 5000 лет назад добывали медь, он пишет: «исследователи считают ее камнем, образовавшимся в результате окаменения воды».

О важной роли и значении «соков земли» — газовой-жидких включений, впервые описанных Бируни в горном хрустале, флюорите, бриллиантах, изумрудах и других драгоценных камнях, для формирования и развития нового направления науки о Земле — термобарогеохимии подробно рассказано в специальном разделе данного очерка.

В «Минералогии» обращено особое внимание на некоторые типы комплексных руд металлов на примере месторождения Нави-Нау: «Каждый выток воды дает золота, серебра и меди пропорционально их стоимости. И такое соотношение их ценности и обменного тарифа является естественным и близким к их природе». В качестве другого примера комплексного характера добываемых руд приводятся сведения о сереброносных свинцовых рудах: «В свинце имеется некоторое количество серебра, которое обнаруживается при его обжиге. Рассказывают со слов Ибн-ал-Фмида, что он выделил серебро из свинца и его получалось десять дирхемов весом из слитка свинца, и этому равнялись его расходы, поэтому он сказал: «Если бы серебра оставалось на одну хабба больше, я бы продолжал работу». Данный пример свидетельствовал о том, что древние рудознаты обязательно проводили опробование рудных месторождений, по результатам которого осуществлялась их оценка.

При проведении разведочных работ важное значение придавалось окolorудным изменениям пород: «... если они (рудокопы — В. П.) натыкались на белый камень, похожий по цвету на мрамор, но мягкий и рыхлый, покрытый с двух сторон как кремнем или другим камнем, называемым «прыщи», по сходству его с прыщами на теле, причем сам он белый со слабым синим оттенком, — то они продолжают работу, потому, что это — первый признак успеха их труда и проблеск надежды».

Автор «Минералогии» указывает на гематит, встречающийся на поверхности земли в так называемых «рудных шляпах», в качестве минералогического признака на скрытое золото-сульфидное оруденение.

Бируни образно характеризует трудности самого процесса разведки и разработки коренных месторождений золота, серебра, свинца, драгоценных камней и других полезных ископаемых: «Добывать в копиях — все равно, что делать ставки в азартной игре, блуждать, не зная пути, по степям или безводным пустыням или безрассудно отправляться в плавание по морю, когда эти дела не имеют никаких проводников, которые помогли бы достигнуть желаемого, кроме своей сообразительности». Под термином «сообразительность» понималась совокупность знаний о генетическом типе месторождения, о структурах и текстурах типов руд, поисковых признаках, а также результатах опробования и др.

Большую ценность имеют сведения Бируни о способах работ по разведке и об орудиях добычи руды на поверхности и в подземных горных выработках: «Вблизи Забулистана имеются месторождения золота, добываемого из камней на поверхности или из колодезь. называемых Зурван и расположенных у деревни Хашбаджи, окруженной горами... В рудниках (при огневом способе проходки горных выработок и отбойке руды — В. П.) разжигают костры из дров и масла...» и далее «... иногда золото соединено с камнем, как будто сплавлено с ним, и тогда оно нуждается в размоле, и его размалывают на мельничных жерновах, хотя толчея его при помощи Миджана (толчеи) вернее».

О промывке золотоносных и алмазоносных песков и об оригинальном способе добычи полезных ископаемых в «Минералогии» говорится: «Алмазная копь находится вблизи копей яхонта на острове, богатом ключами. Там добывают песок, который промывают так же, как золотоносный песок, известный под именем «САВА»: песок смывается с конического лотка, а алмаз оседает внизу». О другом оригинальном способе добычи золота в Синде говорится: «У истоков реки Синд имеются места, где выкапывают на дне реки ямы (над которыми река проходит) и заполняют их ртутью. По прошествии года туда приходят, и ртуть оказывается пропитанной золотом, и это потому, что вода в верховьях имеет быстрое течение и

несет с собой песок вместе с золотом в виде мелких тонких чешуек, подобных крылышкам комаров, и пронесит их над поверхностью ртути, которая задерживает золото, а песку позволяет уходить дальше». Характеризуя извлечение золота путем его амальгамации, Бируни писал: «Когда золотая руда издроблена и перемолота, его (золото — В. П.) отделяют промывкой от породы, а затем золото собирается посредством ртути; после этого оно отжимается в куске кожи таким образом, что ртуть выходит из его пор, оставшаяся же ртуть в нем удаляется выпариванием на огне».

Автор «Минералогии» совершенно справедливо указывал на то, что недра земли только начинают изучаться и в будущем могут быть найдены новые, пока еще неизвестные минералы и металлы: «В недрах земли и в лоне гор имеются минералы, которые до сих пор не разведаны и до настоящего времени не добываются, а потому и неизвестны. Возможно, что с течением времени в будущем будут обнаружены под горами, на дне рек, в глубинах морей и в недрах земли плавкие и неплавкие минералы, помимо тех, которые мы знаем сейчас. Однако не будем продавать наличие в кредит и не будем отворачиваться от известного ради неизвестного».

Предвидения Бируни прекрасно подтверждаются в области науки о Земле: вместо трехсот минералов, которые были известны в X—XI веках, ныне описано и изучено около 2 тысяч минералов; выявлены архидревние, древние и молодые эпохи, этапы и стадии гигантских геологических процессов, охватывавшие сотни миллионов лет о обусловившие «дрейф континентов», вертикальные движения отдельных частей земной коры, в результате которых на месте суши возникали моря и озера, а на месте морей воздымались горы и высокогорные плато, реки меняли свои русла, на месте плодородных долин и садов возникали бесплодные пустыни и наоборот.

Особое значение имеют наблюдения аль-Бируни для термобарогеохимии — нового направления семейства наук о Земле, зародившегося в XI веке, сформировавшегося в достаточно полном объеме в середине XX века и ныне интенсивно развиваемого передовыми учеными Европы, Америки и Азии, доказавшими не только научно-теоретическое, но и большое практическое значение, особенно для экономики новых независимых государств.

Ниже приводится краткая характеристика основных этапов становления и развития этой науки на примере создания минерально-сырьевой базы Узбекистана — родины аль-Бируни, нового независимого государства Центральной Азии, возникшего в 1991 году после распада Советского Союза.

Термобарогеохимия (ТБГ) — наука о минералообразующих флюидах, параметры которых (температура, давление, солевой и газовый состав, агрегатное состояние) определяются путем изучения включений в минералах и используются для познания их генезиса и выявления скрытых рудных тел и месторождений.

Именно аль-Бируни в своем трактате «Собрание сведений о познании драгоценных минералов» (1048) впервые привел описание результатов его наблюдений жидких включений в кристаллах горного хрусталя, аметиста, рубина, сапфира, бриллианта, изумруда, топаза, бирюзы и других минералов. Эти включения им были названы «соками глубин земли» и использовались как доказательства того, что «минералы образуются из жидкости, которая каменеет». Он пишет: «... В прежние времена находили лал, иногда в его оболочке в жидком виде. Это подтверждается о отношении горного хрусталя, который окаменеет после того, как ранее был в жидком, пластичном виде». И далее, о самом кварце Бируни делает следующее заключение: «... основа его — из воды, благодаря чистоте и сходству с ключевой водой». Развивая идею о зарождении и росте минералов в глубинах земли из находящихся там «соков» наподобие роста кристаллов солей химических веществ, он замечает: «... близко к истине то, что говорится в книге ал-Кимита, а именно — есть камни, которые возрастают в недрах земли, а другие — уменьшаются и разрушаются». Одновременно Бируни указывает и на практическую ценность исследований жидких включений, присутствующих в минералах и уменьшающих удельный вес последних, а также являющихся причиной преждевременного разрушения минерала-хозяина при его нагревании.

Основоположник современной термобарогеохимии, профессор Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, лауреат Государственной премии, организатор и почетный Президент созданной им в 1963 году Международной ассоциации исследователей флюидов по газовой-жидким включениям (COFFI) —

Николай Порфирьевич Ермаков в своей монографии «Исследования минералообразующих растворов» (1950) указал на приоритет аль-Бируни в вопросе направления исследований эндо- и экзогенных процессов образования минералов и горных пород по газовой-жидким включениям, которые были им названы «соками земли».

При этом Н. П. Ермаков считал, что именно с деятельностью аль-Бируни и его сподвижников связан первый наиболее ранний этап истории формирования термобарогеохимии как нового направления науки о Земле. Большой интерес к изучению драгоценных камней, а также к рудам железа, меди, свинца и облицовочного камня (мрамор, яшма, габбро и др.) в те далекие времена постоянно возрастал в связи с бурным политическим и экономическим развитием Центральной Азии в середине века. Особенно отчетливо это можно проследить на примере деятельности Амира Тимура — выдающегося государственного деятеля, полководца и реформатора (XIII—XIV век).

Созданная по инициативе академика Х. М. Абдуллаева в Институте геологии Академии наук первая в Узбекистане группа термобарогеохимиков начала освоение ТБГ-методов применительно к вопросам генезиса флюоритового месторождения Приташкентского района в 1953 г. (Г. Г. Грушкин и др.).

Первая в Узбекистане научно-производственная термобарогеохимическая лаборатория была организована по инициативе К. Л. Бабаева и В. П. Федорчука В. С. Польшковским в 1962 г. Позднее она была переведена в производственные экспедиции Министерства геологии Узбекистана — СпецГРЭ, КГПЭ, «Химгеол-неруд» (1970—1974), а затем — в Узбекстанское отделение Международной академии минеральных ресурсов (МАМР), где и осуществляет работу в настоящее время в ассоциации APFIS — новым подразделением МАМР для стран Азии и Океании.

С 1980 г. в ИГ и ГАН Узбекистана благодаря содействию академика И. Х. Хамрабаева были возобновлены ТБГ-исследования Э. А. Дуни-Барковской, С. К. Смирновой, А. А. Колдаевым, С. Е. Лебедевой, М. А. Ким, В. В. Козловым и др.

Большое значение для усиления этого направления работ имели исследования, проводившиеся академиком Т. Н. Далимовым, академиком Ф. А. Усмановым, академиком А. А. Акрамходжаевым.

академиком Х. А. Акбаровым, членом–корреспондентом А. В. Киршиным, профессором С. Т. Бадаловым, профессором В. И. Троицким, доктором геолого–минералогических наук А. В. Покровским и другими учеными, которые начали уделять особое внимание вопросам комплексирования термобарогеохимических методов с традиционными геологическими, минералогическими, геохимическими, литолого–стратиграфическими, структурно–тектоническими и другими методами.

Результаты ТБГ–исследований, проведенных в Узбекистане в период 1960—1998 гг., были опубликованы более чем в 200 статьях периодических геологических журналов и тезисах докладов Всесоюзных ТБГ–совещаний, Международных геологических конгрессов (Дели, 1964; Прага, 1968; Пекин, 1998), специализированных ТБГ–симпозиумов (PACROFI, США, 1994, 1996, 1998; APFIS, 1996, Китай; 1998, Узбекистан).

Использование ТБГ–исследований в научно–теоретических, лабораторно–экспериментальных и практических разделах геологических работ оказывает существенное влияние на разработку основных проблем геологии и укрепление минерально–сырьевой базы Узбекистана.

В Узбекистане бережно хранят память о гениальном хорезмийском ученом. Его именем назван город, ныне существующий недалеко от Хивы в Хорезмской области, где родился аль–Бируни. В столице Узбекистана г. Ташкенте имя Абу Рейхана Бируни присвоено Ташкентскому государственному техническому университету, в аудиториях и лабораториях которого тысячи юношей и девушек независимой Республики Узбекистан получают разностороннее техническое образование на самом высоком уровне международных стандартов.

Имя Бируни носит одна из красивейших станций Ташкентского метрополитена, а также многие улицы и проспекты в различных городах Узбекистана.

Премиями Бируни, которые были учреждены Правительством Узбекистана, отмечаются ученые всех специальностей в Узбекистане, внесшие достойный вклад в развитие науки и техники Республики.

Новый минерал класса силикатов, открытый на месторождении Курганшинкан (Алмалыкское рудное поле) в Узбекистане доктором геолого–минералогических наук, профессором кафедры минералогии Ташкентского государственного университета, Лауреатом Государственной премии С. Т. Бадаловым и доктором геолого–минералогических наук, профессором, вице–директором Института минеральных ресурсов Республики Узбекистан, Лауреатом Государственной премии И. М. Головановым (1955 г.), назван в память об авторе трактата «Собрание сведений о познании драгоценных минералов» (1048 г.) — бирунитом. Краткие сведения об этом минерале приводятся ниже, согласно описанию первооткрывателей, приведенному в сборнике «Минералы Узбекистана». Т. IV. Ташкент: Фан, 1976. С. 103—104.

Бирунит обнаружен в зоне окисления полиметаллического месторождения Курганшинкан. Он имеет вид волокнистых агрегатов, образующих корки толщиной 2—3 мм на монтичеллитовом скарне, расположенном в зальбандах прожилков таумасита. Образуется при разложении таумасита в ассоциации с гипсом, кальцитом и опалом. Цвет минерала — белый, твердость — 2, удельный вес — 2.3, спайность совершенная, двусный положительный, N_g — параллельно удлинению волокон и равняется 1.531, N_p — 1.527, $N_g - N_p = 0.004$, предположительно — ромбический.

Формула бирунита — $8.5CaSiO_3 \cdot 8.5CaCO_3 \cdot CaSO_4 \cdot 15H_2O$ была вычислена по результатам химического анализа, приведенным в табл. 2, (аналитик П. Л. Приходько).

Таблица 2

Компоненты	Содержание, %	Молекулярные количества	Соотношения молекулярных количеств	Остаток от пересчета молекулярного количества
CaO	41.46	740	18	—
MgO	0.61	15	—	10
SiO ₂	26.70	444	8.5	97
CO ₂	15.51	352	8.5	—
SO ₃	3.33	41	1	—
H ₂ O	12.17	676	15	48
Итого	99.76	2268		160

По своему химическому составу близок к таусманиту — $H_2Ca_3[SiO_4][SO_4][CO_3]14H_2O$ и относится к группе сперита — $Ca_5[SiO_4]_2[CO_3]$, входящего, согласно классификации академика А. Г. Бетехтина (1950 г.), в класс силикатов, подкласс А — силикаты с изолированными тетраэдрами в кристаллических структурах.

Основным отличием является соотношение количеств сульфата кальция и воды, удаление которой до 30 % приводит к существенному изменению входящих в минерал компонентов и сопровождается перестройкой кристаллической решетки, что вызывает появление иных, чем у таусманита физических и химических свойств.

Бируни (973—1048 гг.) был человеком, исключительно преданным науке и человечеству в самом широком смысле этого слова. Вот один эпизод из его жизни, позволяющий с документальной точностью охарактеризовать моральные и гуманно-этические черты его мировоззрения.

При султане Масуде — сыне султана Махмуда Газневи (1030—1040 гг.), Бируни разработал и написал почти всеобъемлющую энциклопедию. Труд этот состоит из 11 книг, в которых излагаются и трактуются все известные к тому времени положения об астрономии, геодезии, петрогеологии, космологии, хронологии, географии и математике. Бируни назвал свой трактат «Канон Мас'уда» в честь султана Масуда, который был просвященным человеком и постоянно проявлял большое внимание и заботу о развитии науки в государстве. Благодарный султан послал ученому слоновый выюг чистого серебра. Однако Бируни очень деликатно отклонил подарок, написав султану следующее: «Этот груз удержит меня от науки, мудрые же люди знают, что серебро быстро уходит, а наука остается. Я же никогда не предаю вечное, непреходящее научное знание за кратковременный, мишурный блеск».

Хахим Мохаммед Саид — доктор медицины, президент фонда «Хамдиру Нешнл Фаундейшн» и организатор Международного Конгресса, посвященного 1000-летию со дня рождения Бируни (Карачи, Пакистан, 1973 г.) сказал: «... Время, в которое жил Бируни — это время поисков, споров, смертельных схваток не только между представителями разного вероисповедания, но и между четырьмя ортодоксальными школами мусульманского законоведения. Бируни, судя по всему, принадлежал к числу веротерпимых

мусульман, не считавших необходимым предавать анафеме иные школы религиозной мысли. Большого проводника принципа «живи и дай жить другим» трудно себе представить. Одного этого уже достаточно, чтобы поставить его в один ряд с самыми великими именами».

На этом, пожалуй, можно закончить наш очерк об аль-Бируни. Но только очерк. Жизнь продолжается: тысячи юношей и девушек Ташкентского государственного технического университета, которому присвоено имя гениального ученого-энциклопедиста Абу-ар-Рейхана Мухаммеда ибн Ахмед аль-Бируни, ученые-востоковеды Узбекистана, многих стран Азии, Европы, Америки, Африки и Австралии, так же, как и все, кто знакомится с публикациями о жизни и деятельности этого замечательного человека, не только глубоко усваивают и осмысливают его труды по астрономии, истории, географии, геодезии, геологии, минералогии, термобарогеохимии, юриспруденции, фармакологии, физике и др., но и стремятся в своей личной жизни, производственной и научной деятельности руководствоваться исключительно гуманными принципами морали и нравов, которые были разработаны и осуществлены им самим. В те далекие грозные годы X—XI веков именно он в бурное время кровавых феодальных войн и жесточайших нашествий разноплеменных варваров поднял знамя науки на огромную высоту, которая была, есть и всегда будет маяком светлого будущего, к которому стремятся народы всех стран и континентов, наперекор политическим и экономическим интригам, невзгодам и катастрофам.

Это знамя будет и впредь подниматься трудом всего человечества все выше и выше, гореть все ярче и ярче. Именно ему принадлежит будущее, будущее в которое уже вступили все те, кто прочел этот очерк. И потому имя Абу Рейхана аль-Бируни — бессмертно!

Труды Бируни

1. Избранные труды Бируни. Т. 1. Памятники минувших поколений Ташкент, 1957; то же на узбекском языке. Ташкент, 1958.
2. Избранные труды Бируни. Т. 2. Индия. Ташкент, 1963; то же на узбекском языке. Ташкент, 1965.
3. Избранные труды Бируни. Т. 3. Геодезия. Ташкент, 1966; то же на арабском языке. Каир, 1962.

4. Избранные труды Бируни. Т. 4. Канон Мас'уда (на русском и узбекском языках). Ташкент, 1950.
5. Минералогия. Собрание сведений для познания драгоценностей. М.: АН СССР, 1963.
6. О янтаре // В кн.: «Бируни». М.—Л., 1950.
7. Книга Абу-ар-Райхана Мухаммада ибн Ахмада ал-Бируни «Об индийских рашиках»; Трактат об определении хорд в круге при помощи ломаной линии, вписанной в него, ученого Абу-ар-Райхана Мухаммада ибн Ахмада ал-Бируни // В кн.: «Из истории науки». М., 1963.
8. Звездный каталог ал-Бируни с приложением каталогов Хайама и ат-Туси. М., 1962.
9. Переписка Бируни и Ибн Сины.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Д. В. Аревадзе, В. З. Ярошевич

Эмпирический материал, накопленный в процессе термобарогеохимических исследований разноформационных гидротермальных месторождений, указывает на возможность диагностики потенциальной рудоносности гидротермальных систем по фазовому составу флюидных включений в минералах.

Для минералов из месторождений скарнового, порфирового и грейзенowego типов характерны многофазовые флюидные включения, содержащие прозрачные (галит, сильвин, кальцит, ангидрит и др.) и непрозрачные (пирит, халькопирит, магнетит, молибденит и др.) минералы-узники. При этом рудный профиль флюидов соответствует рудному минералу-узнику флюидных включений. Так, для медно-порфировых месторождений типоморфным является наличие во включениях минерала-узника халькопирита (непрозрачный немагнитный минерал тетраэдрического габитуса с желтыми рефlekсами при боковом освещении), для порфировых месторождений молибденового профиля — молибденита (непрозрачный пластинчатый кристалл), для скарново-железорудных месторождений — магнетита (непрозрачный магнитный кристалл октаэдрического габитуса), для месторождений золотомышьяковой формации — арсенопирита (непрозрачный игольчатый кристалл) и т. д.

Дополнительными критериями являются количественные и объемные соотношения нерудных (прозрачных) минералов-узников: во включениях минералов медно- и молибден-порфировых, а также скарново-железорудных месторождений характерно наличие во включениях до трех нерудных минералов-узников, занимающих до 50 % объема вакуолей. В то же время для минералов вольфрамово- и (или) оловоносных скарнов и грейзенов характерны флюидные включения, содержащие более трех нерудных минералов-узников, занимающих 70—90 % объема вакуолей.

Жидкая углекислота также является фазой, часто наблюдаемой во флюидных включениях в минералах месторождений порфирового и грейзенowego типов. Однако в качестве типоморфного признака она, по-видимому, может быть использована лишь для орудене-

ний более низких температурных ступеней. В частности, трехфазовые включения (раствор + жидкая CO_2 + пар) типичны для золото-рудных и урановых месторождений в осадочных толщах низкой и средней ступеней метаморфизма, а также для месторождений ртутной, сурьмяной и мышьяковой формаций.

РАССЛОЕННЫЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ПЛУТОНЫ И ПРИРОДА МАССОВОГО КРИСТАЛЛООБРАЗОВАНИЯ В ХОДЕ ЭВОЛЮЦИИ КИСЛЫХ, СРЕДНИХ РАСПЛАВОВ

Р. Х. Хасанов

Исследованиями гранитоидных плутонов в условиях сильной расчлененности и великолепной обнаженности Памира, раскрыт ряд ранее неизвестных петрологических закономерностей и планетных явлений, которые позволяют не только говорить об эволюции, но и выделить важнейшие этапы магматической дифференциации и массового кристаллообразования гранитоидной магмы.

К главнейшим из этих закономерностей относятся:

1. Неожиданные результаты, заключающиеся в том, что гранитоидные плутоны по вертикали не только зональны, что выражается в постепенном увеличении кремнекислотности пород вверх по разрезу, но и расслоены. Расслоенность выражается в многократном прерывисто-непрерывном повторении родственных или близких по своим составам ритмов в расслоенной серии.

2. Вертикальная зональность и ритмичная расслоенность, являясь синхронными явлениями, проявляются одновременно в определенный момент магматического процесса и характеризуют противоположные стороны одного и того же явления. Вертикальная зональность выражается в непрерывности (без разрыва непрерывности), а ритмичная расслоенность — в прерывистости (с разрывом непрерывности, дискретности).

3. Вертикальная зональность и ритмичная расслоенность являются характерной особенностью «стратификации» всех гранитоидных массивов без исключения. С установлением расслоенности в гранитоидных породах стало известно, что все магматические породы расслоены и обладают, как и первичное вещество природы, прерывисто-непрерывным строением. Это показывает, что все магматические тела, независимо от типа и состава магмы и условий образований, расслоены. Следовательно, все они проходили один и тот же момент магматического процесса. Этим моментом являлось изначально исключительно жидкофазное агрегатное состояние расплава, так как только для физических свойств жидкости характерны самопроизвольные неизбежные процессы, в течение которых

расплав ликвируется, распадается на растворы «жидких кристаллов», расслаивается (по общим законам несмешиваемости, ограниченной и неограниченной растворимости двух жидкостей); т. е. структурируется и образуется жидкофазная матрица, после чего наступает такой же продолжительности длительный процесс кристаллизационной дифференциации.

4. Отмечается многоэтапность дифференциации и массового кристаллообразования. Установлены пять важнейших причинно-следственных прерывисто-непрерывных этапов эволюции и механизмов кристаллообразования гранитоидной магмы: эманационный, жидкостный, кристаллизационный, флюидно-гидротермальный и постмагматический.

Каждый из этих этапов дифференциации и кристаллообразования характеризуется своими физико-химическими и термодинамическими условиями проявления и зависит как от внутренних, так и от внешних причинных связей. Последовательная смена одних типов механизмов дифференциации и массового кристаллообразования вещества другими проявляется в строгой причинно-следственной направленности развития магматической системы.

Эманационный этап дифференциации и массового кристаллообразования. Под эманационной дифференциацией мы будем понимать самостоятельные процессы, происходящие с летучими компонентами (парами, газами), выделяющимися из магмы при ее остывании и кристаллизации. Это один из видов дифференциации расплава, сопровождающий магматический процесс от начала образования магмы до полного затвердевания. Благодаря высокой проницаемости газов и паров, летучие компоненты при наличии транспортных путей массопереноса не остаются в магме, а проникают далеко от магматических тел (центров) и могут образовать во временном отношении добатолитовые, доинтрузивные и послемагматические месторождения, в том числе гигантских величин кристаллов горного хрусталя, флюорита и других минералов. Выделяется три стадии — высокотемпературная, среднетемпературная и низкотемпературная. Обычно кристаллы, образовавшиеся в условиях эманационного этапа дифференциации и кристаллообразования, имеют альтернативные возрасты. Так, например, кристалл (пластина) флогопита величиной около 50 см из Памира (Шанин и др.,

1976) в центре имеет три миллиарда лет, а постепенно к краям приобретает возраст палеоген-неогеновый.

Этап жидкостной дифференциации и массового кристаллообразования. Жидкостной дифференциации или расщеплению магмы в жидком состоянии большое значение придавал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Он называл ее магматической дифференциацией и противопоставлял кристаллизационной. Поэтому, сохраняя за жидкостной дифференциацией статус магматической, мы рассматриваем ее как внутрикамерный процесс.

В жидкостный этап дифференциации включаются все процессы происходящие в объеме магматического расплава в жидкофазном гомогенном состоянии. Установлено, что в течение этого времени гомогенный расплав претерпевает ряд самопроизвольных (ликвация, расслоение, распад расплава на жидкие растворы), направленных процессов. Совокупность этих процессов мы назвали жидкостной дифференциацией.

Ликвация и связанная с ней дифференциация рассматривались большинством исследователей (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Дюроше, Р. О. Дэли, Ниггли, Д. В. Белянкин, Дж. Фогт и другие) как процессы, играющие ведущую роль в формировании контрастных типов пород и месторождений рудных полезных ископаемых.

Механизму проявления процессов ликвации, ее физической и химической сущности и экспериментальным доказательствам посвящены работы Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1911), Н. Боуэн (1911, 1927), Дж. Грейга (1927, 1937), Д. П. Григорьева (1934, 1936), Э. Реддера (1951, 1983), О. А. Есина (1948), Я. И. Ольшанского (1948, 1951, 1952), Б. Н. Мелептьева (1952), В. М. Агошкова (1963, 1964), А. А. Ярошевского (1969, 1970), А. А. Маракушева (1971, 1975, 1978, 1984), П. В. Иншина (1971), Кравченко (1983), Шаркова (1987), В. В. Авдоница (1987), А. Н. Феногенова (1987) и других.

Большинство исследователей причины ликвационных явлений в одних случаях связывает с кумулятивными явлениями, в других с подвижностью щелочей, в третьих — с кислотно-щелочными явлениями. Однако, как явствует из изложенного материала, во всех разновидностях изверженных пород ликвационные процессы наблюдаются одинаково независимо от условий формирования и состава пород.

Термин ликвационная дифференциация понимается нами как совокупность закономерных самопроизвольных процессов, происходящих при охлаждении магматического вещества в изначально жидкофазном состоянии.

Этап кристаллизационной дифференциации и массового кристаллообразования. До последнего времени кристаллизация расплава считалась единственным способом дифференциации магмы. Однако, как показывают исследования гранитоидов по вертикали, кристаллизационному этапу предшествовали — эманационный, жидкостный и после него флюидно-гидротермальный и постмагматический этапы. Кроме того, кристаллизационный этап по времени проявления и физико-химическому состоянию расплава нами разделен на три стадии: 1) начальная кристаллизационная; 2) вязкостная (гетерогенная) кристаллизационная; 3) кристаллизация затвердевания. Эти стадии сменяя друг друга последовательно характеризуются специфическими, условиями кристаллизации в зависимости от постоянно меняющегося состава и физического состояния расплава.

Начальная кристаллизационная стадия. К началу кристаллизационной стадии в магматической камере формировалась полностью отликвированная, жидкофазная, но структурированная матрица. Установлен направленный характер кристаллизации. Она начинается в нижних частях магматической камеры и перемещается вверх по разрезу магматической колонны.

Отмечены различные способы (Боуэн, 1911, 1927; Григорьев, 1934, 1936; Дэли, 1914; Реддер, 1951, 1987) пространственного обособления кристаллов. Однако наиболее правдоподобным для гранитоидных пород нами признается кристаллизация в рамках структурных моделей жидкого состояния способом несмесимости расплава: кристаллизуются из готовых (матричных) «глобулей» подобно эмульсии, состоящей из капель новообразованного (дисперсного) расплава, заключенных в материнском (непрерывном) расплаве. Этот способ, как отмечают Р. О. Дэли (1914), Э. Реддер (1951), носит качественный характер, поскольку вынужденное его проявление связывается со свойствами гипотетических молекулярных компонентов в растворе. Наиболее важными параметрами

такой несмесимости является ионная сила «катионов модификаторов».

Вязкостная или гетерогенная стадия кристаллизации. Стадия гетерогенной кристаллизации условно охватывает период с самого массового зарождения центров кристаллизации до физического состояния магмы в виде «кашеобразной» (вязкостной) массы. Это такое состояние раствора, когда по всему магматическому объему совершается массовое зарождение центров кристаллизации, но в то же время кристаллическая масса не перешла еще в совершенно твердое фиксированное состояние. В нем присутствует еще огромное количество избыточного межзернового остаточного расплава, придающего веществу кашеобразное вязкостное состояние.

Отмечено, что в период массового выпадения кристаллов в верхней части магматического расплава, а также отщепленной части летучих компонентов под сводами пород кровли магматического резервуара температура может быть несколько повышенной на некоторое время за счет выделяемой теплоты кристаллизации.

Стадия кристаллизации затвердевания. Стадия условно рассматривается с момента перехода расплава в кристаллическое кашеобразное состояние до начала затвердевания, т. е. переход в твердое состояние не начался. В работе делается существенное различие между вязкостным кашеобразным кристаллическим состоянием и затвердеванием. Затвердевание обычно захватывает конечный этап кристаллизации вещества — от вязкостного состояния до полного перехода в твердое состояние. Кристаллизация затвердевания начинается с того момента, когда зарождение центров кристаллизации в объеме расплава в основном закончено. Отмечается интенсивное выделение интерстициального остаточного вещества, как в виде флюидно-гидротермального, так и в виде паров, газов.

Флюидно-гидротермальный этап дифференциации. Охватывает весь период становления гранитоидного тела от эманационного до постмагматического.

По отношению к магматическому телу во времени образуются домагматические, добатолитовые, парагенетические и послемагматические месторождения, а пространственно в распределении продуктов флюидно-гидротермального процесса устанавливается зональность. Наиболее высокотемпературные образования этой ста-

дии выносятся наиболее далеко от магматического тела и образуют высокотемпературные пневматолитовые, катитермальные рудопоявления. Ближе к магматическому телу они сменяются все менее высокотемпературными разностями этой стадии гидротермального процесса.

Постмагматический этап дифференциации. Отмечается с момента полного затвердевания расплава, за счет остаточного раствора, выделяющегося в целом по всему объему магматического тела.

5. Все это происходит в камере гранитоидного плутона. Тем самым магматическая камера являлась главной пространственной структурой в ходе становления гранитоидных плутонов, где в строгой причинно-следственной направленности происходили все явления магматической дифференциации в течение пяти важнейших этапов пороодо-, рудо- и массового кристаллообразования. Она являлась как бы «кухней», где происходили все процессы магматической дифференциации, обусловившие появление расплавов разного состава, контрастных серий гранитоидных пород и рудных полезных ископаемых.

6. Основным механизмом кристаллообразования в ходе эволюции гранитоидной магмы является ликвационная или жидкостная дифференциация. Формирование кристаллов любого габитуса может занимать целые эпохи, а то и миллиарды лет, как и сами магматические тела. С образованием первых кристаллов на планете Земля 4.5—6.1 миллиардов лет тому назад связаны возникновение атомов, молекул химических элементов, атмосферы, гидросферы, первых кристаллических пород современной верхней мантии, а нижняя мантия сохранилась в жидком состоянии по сей день.

СОДЕРЖАНИЕ

ИЗУЧЕНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ В КРИСТАЛЛАХ МЕТОДОМ РЕНТГЕНОВСКОЙ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ ТОМОГРАФИИ <i>Е. В. Козорезов, М. С. Хозяинов, П. Н. Самородский</i>	3
СОСТАВ И РЕАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА БАЙКАЛ <i>Э. П. Солотчина, С. Г. Шульженко, Т. Е. Горелик</i>	11
СТРУКТУРНЫЕ СВОЙСТВА БИОПАТИТА — МИНЕРАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ПАТОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ЖИВОМ ОРГАНИЗМЕ <i>Н. А. Пальчик, В. Н. Столповская, Т. Н. Григорьева, Т. Н. Мороз</i>	23
СПОСОБ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ ПО ГАЗОВОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ПОРОД <i>Р. Н. Мурогова, С. Ф. Труфанова, П. Д. Жуков, Т. Л. Жуйкова</i>	32
МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ОБРАЗОВАНИЯ КОЛЬЦЕВЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИВОВ (ПО ДАННЫМ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ) <i>Е. В. Полянский</i>	39
МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ САМОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В УЛЬТРАБАЗИТАХ ПОЛЯРНОГО УРАЛА <i>Ф. П. Мельников, А. Б. Макеев, А. В. Щербакова</i>	51
МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ СУЛЬФИДОВ И АРСЕНИДОВ В ДУНИТАХ И ХРОМОВЫХ РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>А. В. Щербакова, Ф. П. Мельников, А. Б. Макеев</i>	54
О ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ ПОРОД <i>Л. Н. Хетчиков, В. А. Пахомова, Б. М. Тишкин</i>	57
О ГЕНЕЗИСЕ МЕЛАНОКРАТОВЫХ ОБОСОБЛЕНИЙ В ПОРОДАХ ВУЛКАНА ДИКИЙ ГРЕБЕНЬ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ <i>Л. Н. Хетчиков, В. А. Пахомова, А. А. Чащин, В. И. Сапин</i>	74

ВОССТАНОВЛЕННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ В ПИКРИТАХ И БАЗАЛЬТАХ О. ДИСКО, ЗАПАДНАЯ ГРЕНЛАНДИЯ <i>И. П. Соловова, И. Д. Рябчиков, Т. Нельсен</i>	87
ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДАХ ОРЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) <i>З. А. Котельникова</i>	90
МАГМАТИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ОЛИВИНАХ НОРИЛЬСКИХ ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ <i>Н. А. Криволицкая</i>	99
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВКЛЮЧЕНИЙ ПИТАЮЩИХ И МИНЕРАЛОБРАЗУЮЩИХ СРЕД В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКЕ <i>Л. Н. Баранов, Е. В. Сливная, В. В. Соколов, Ю. Т. Хоменко, Л. М. Козловский, Р. Б. Камков, М. Л. Куцевол, А. Г. Баранов, Л. И. Цоцко</i>	115
ТЕХНИЧЕСКИЕ АЛМАЗЫ КУМДЫКОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН) <i>С. С. Горохов</i>	132
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КРИСТАЛЛОВ ИЛЬВАИТА В СКАРНАХ ДАЛЬНЕГОРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ПРИМОРЬЕ) <i>Л. Н. Хетчиков, В. В. Раткин, В. В. Малахов</i>	134
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АРГУМЕНТЫ МНОГОЭТАПНОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА В ЗАПАДНОМ УЗБЕКИСТАНЕ <i>Э. Б. Бертман</i>	147
ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ — КАК ФАКТОР САМООРГАНИЗАЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА <i>Ф. П. Мельников</i>	150
ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КРИСТАЛЛОВ ПИРИТА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ БЕЛОПОТОКСКОЕ (РАХОВСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, ЗАКАРПАТЬЕ) <i>С. И. Цихонь</i>	152

ФИЗИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ <i>В. В. Соколов, П. Н. Баранов</i>	165
ГЕНЕЗИС РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ МИНЕРАЛОВ КОТОВСКОГО БАРИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА <i>Е. И. Деревская</i>	169
ТЕМПЕРАТУРЫ ГОМОГЕНИЗАЦИИ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ <i>В. П. Рогова, Г. К. Власова</i>	174
ЭВОЛЮЦИЯ КРИСТАЛЛОВ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ АГРЕГАТОВ ОТ ДОКЕМБРИЯ ДО КАЙНОЗОЯ В РУДНЫХ ПОЛЯХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ <i>В. П. Рогова, А. А. Будунюв</i>	179
ПРИМЕНЕНИЕ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ ПРИ ДЕТАЛЬНОЙ РАЗВЕДКЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ <i>А. Г. Кузнецов</i>	192
СВОЙСТВО КРИСТАЛЛОВ ПРИРОДНОГО АЛМАЗА СОХРАНЯТЬ ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ЗАРОДЫШ <i>В. В. Соколов</i>	198
ВОСХОДЯЩИЕ И НИСХОДЯЩИЕ ПОТОКИ ФЛЮИДОВ В ЛИТОСФЕРЕ. ИХ РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ И УГЛЕВОДОРОДОВ <i>В. Д. Нартиков</i>	202
ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЭРХИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА В МОНГОЛИИ (ПО ФЛЮИДНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ) <i>Д. М. Воинков, Ж. Лхамсурэн</i>	219
ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ПО ЗАРУБЕЖНЫМ ПУБЛИКАЦИЯМ ЗА 1994—1998 гг. <i>Д. М. Воинков</i>	235

ОБРАЗОВАНИЕ ПСЕВДОМОРФОЗ СУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА ПО ИСКОПАЕМЫМ МИКРООРГАНИЗМАМ И РАСТИТЕЛЬНЫМ ТКАНЯМ <i>Л. Я. Кизильштейн</i>	241
ФАЗОВОЕ СОСТОЯНИЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ РАСТВОРОВ ХЛОРИДОВ ЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ ПО ДАННЫМ СИНТЕТИЧЕСКИХ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ <i>З. А. Котельникова, Д. Ю. Иванов, А. Р. Котельников</i>	252
ИССЛЕДОВАНИЯ СИНТЕТИЧЕСКИХ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ <i>З. А. Котельникова</i>	263
ИСТОКИ МИНЕРАЛОГИИ. ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ И ГЕОЛОГИИ В ТРУДАХ ГЕНИАЛЬНОГО ХОРЕЗМИЙСКОГО УЧЕНОГО-ЭНЦИКЛОПЕДИСТА XI ВЕКА АБУ РЕЙХАН МУХАММЕД ИБН АХМЕД АЛЬ-БИРУНИ <i>В. С. Польшковский, М. М. Арипов, Л. Р. Исмаилов</i>	269
ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ <i>Д. В. Арвадзе, В. З. Ярошевич</i>	293
РАССЛОЕННЫЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ПЛУТОНЫ И ПРИРОДА МАССОВОГО КРИСТАЛЛООБРАЗОВАНИЯ В ХОДЕ ЭВОЛЮЦИИ КИСЛЫХ, СРЕДНИХ РАСПЛАВОВ <i>Р. Х. Хасанов</i>	295

Труды IX международной конференции по термобарогеохимии

Редактор Ю. А. Белякова

Оригинал-макет А. О. Семенкович
Слано в набор 01.06.1999. Подписано в печать 09.08.1999.
Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная.
Тираж 100 экз. Заказ 397

Отпечатано в типографии Патриаршего издательско-полиграфического центра
г. Сергиев Посад
т. / факс / 095 / 721-26-45