



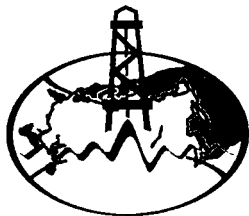


**Министерство природных ресурсов Российской Федерации  
Российская Академия Наук  
Российская Академия Естественных Наук  
Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова  
Всероссийский научно-исследовательский институт синтеза  
минерального сырья**

# **МАТЕРИАЛЫ**

## **XI МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ**

**8-12 сентября 2003 г.**



**Александров  
ВНИИСИМС**

**Материалы XI Международной конференции по  
термобарогеохимии.**

**8-12 сентября 2003 г.**

**Александров: ВНИИСИМС, 2003. 252 с.**

*В сборнике представлены новые материалы по геохимии, минералогии, петрологии, и генезису месторождений полезных ископаемых, полученные в результате различных исследований флюидных включений в минералах.*

**МАТЕРИАЛЫ**

**XI МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ**

**ПО ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ**

**8-12 сентября 2003 года**

**Александров**

**Редактор Ю.А. Белякова**

Оригинал-макет Терешков Н.Д.

---

Сдано в набор 2.07.2003. Подписано в печать 5.07.2003.  
Гарнитура «Таймс». Печать офсетная. Тираж 200 экз. Заказ 402  
Отпечатано в типографии Патриаршего издательско-  
полиграфического центра  
г. Сергиев Посад (тел/факс 721-26-45)

# **АППАРАТУРА И МЕТОДЫ ТБГ ИССЛЕДОВАНИЙ**

---

## **ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ**

**В.Н. Труфанов, И.В. Труфанов, Г.Ю. Складенко**  
*Геотехцентр РГУ, Ростов-на-Дону*

Электромагнитные методы исследований флюидных включений в минералах впервые были применены сотрудниками Томского политехнического института в 1976-1978г. (Сальников В.Н., Коробейников А.Ф. и др.) при изучении процессов термодеструкции в вакууме минералов, пород и руд, которые сопровождаются импульсными эффектами электромагнитного излучения в радиочастотном диапазоне. Разработанные этими авторами приборы и устройства являются фактически оригинальными высокоточными декрепитографами, регистрирующими явления разрушения систем «минерал-флюид» при их нагревании в диапазоне температур до 800°C.

Вместе с тем интерпретация этих данных оказалась достаточно сложной и неопределенной, так как сама природа радиоэффектов обусловлена не только особенностями флюидных включений и их поведением при нагревании проб, но и в значительной степени электрофизическими свойствами самих включающих минералов (их прочностью, электропроводностью, отсутствием или наличием спайности и т.п.). В этой связи отмеченные исследования не получили широкого развития среди специалистов в области термобарогеохимии, несмотря на их высокую информативность, точность, экспрессность и другие положительные качества.

Принципиально новое направление работ в области электромагнитных исследований газово-жидких включений выявилось в последние 10 лет в связи с изобретением сотрудниками Геотехцентра-Юг

РГУ дистанционного способа диагностики и определения содержания флюидных компонентов в системах «минерал-флюид», основанного на регистрации индуцированных электрополяризационных эффектов, возникающих при воздействии на образец электромагнитным излучением в ультразвуковом диапазоне частот (патент РФ №2078335 от 27.04.1997).

Сущность разработанного метода индуцированной электромагнитной поляризации систем «минерал-флюид» состоит в том, что при внешнем электромагнитном воздействии на исследуемый образец в последнем возникают нескомпенсированные электрические заряды, обусловленные явлениями дипольной, ионной, электронной, ориентационной и других видов поляризации газовой-жидких включений, молекулярных и надмолекулярных структур твердого вещества. Кроме того, в определенном диапазоне частот образуется ответный электромагнитный сигнал, связанный с вращательными моментами молекул флюида.

В итоге возникает суммарный эффект электромагнитной поляризации ( $E_p$ ), определяемый по формуле:

$$E_p = P_d + P_e + P_i + \dots + P_n,$$

где  $P_d$ ,  $P_e$ ,  $P_i$ ,  $P_n$  – частные эффекты дипольной, электронной, ионной и других видов поляризации системы «минерал-флюид».

Экспериментально установлено, что максимальные значения каждого из отмеченных эффектов электромагнитной поляризации возникают при определенных, резонансных частотах, что дает возможность не только определять содержания флюидных компонентов в исследуемых образцах минералов, пород и руд, но и дифференцировать их по формам вхождения в структуру включающего минерала. Последнее представляет, несомненно, теоретический и практический интерес при решении конкретных задач молекулярной термобарогеохимии.

Для реализации описанного способа авторами разработано несколько модификаций электромагнитных индикаторов поляризации систем «минерал-флюид» (ЭВД-1, ЭВД-3, ЭДИП-1 и др.) с различными функциями для лабораторных и полевых термобарогеохимических исследований.

В тестовых экспериментах показано, что между величиной  $E_p$ , количеством и составом флюидных включений в минералах, а также значениями электрического показателя флюидоактивности проб существуют сложные корреляционные связи.

Так, например, высокая положительная корреляционная связь установлена между величиной  $E_p$  в низкочастотном диапазоне, суммарным содержанием флюидных компонентов в образце и показателем флюидоактивности, отрицательная связь – между  $E_p$  и коэффициентом восстановленности флюидов. При одном и том же содержании флюидных фаз максимальные значения  $E_p$  характерны для высокодисперсных систем «минерал-флюид». Эти и другие закономерности открывают новые возможности в развитии современной термобарогеохимии.

Новые методы электромагнитных исследований природных систем «минерал-флюид» были опробованы при установлении условий образования докембрийских метаморфитов Юга России, пегматитовых, скарновых, колчеданных и гидротермальных месторождений Северного Кавказа, Восточного Донбасса, Урала, Горного Алтая, Казахстана и других регионов СНГ. Положительные результаты получены также при разработке эффективных технологий обнаружения и диагностики флюидоактивных зон в углепородных массивах в связи с решением проблем выбросоопасности угольных пластов и заблаговременного извлечения угольного метана как нетрадиционного вида энергетического минерального сырья. Полученные предварительные данные показывают, что эти методы найдут широкое применение при термобарогеохимических исследованиях широкого спектра месторождений полезных ископаемых.

Работа выполнена при финансировании по проектам РФФИ № 01-05-64824 и ФЦП «Интеграция» № 0024/2148 .

# МЕТОДИКА ВАЛОВОГО АНАЛИЗА ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ

С.Г. Кряжев, Ю.В. Васюта, М.К. Харрасов  
ЦНИГРИ, Москва

Флюидные включения в жильном кварце рудных месторождений содержат ценную информацию о составе рудообразующих палеогидротермальных систем, которая может быть использована как в научных, так и в практических целях. Разработанная авторами методика, в первую очередь, предназначена для валового анализа заключенной в кварце флюидной фазы с количественным определением достаточно широкого спектра показателей. Такой подход повышает достоверность идентификации потенциально рудоносного кварца и обеспечивает получение результатов независимо от размеров газово-жидких включений. Авторами в полной мере учтен и использован опыт предшествующих работ Д.Н. Хитарова, Г.Б. Наумова, О.Ф. Мироновой и многих других исследователей, проведено изучение возможностей привлечения современных высокочувствительных инструментальных методов к анализу вещества включений. Принципиальная схема проведения анализа включает три стандартные операции: очистку пробы, вскрытие включений и определение состава выделившихся компонентов (рис).

Очистка проб осуществляется электролитически (Реддер, 1987) в потоке воды. Для ускорения процесса система очистки погружена в ультразвуковую ванну, что позволяет полностью удалить поверхностное загрязнение образцов за 2 часа. Высушенная при 150°C проба помещается в стеклянный одноразовый реактор и измельчается по методу Икорского и Каменского (1998) при помощи корундовых шариков. Установка позволяет проводить вскрытие включений механическим и/или термическим способом в зависимости от решаемой задачи. Наиболее оптимальным режимом является дробление с прогревом пробы до 200°C для подавления сорбции газов и количественного анализа H<sub>2</sub>O. При более высокой температуре начинается выделение воды из дефект-каналов кварца, деструкция органических соединений. Вскры-

тие включений путем декрепитации дает менее интенсивный сигнал и сопровождается фракционированием вещества.

Выделившиеся газы при помощи крана-дозатора вводятся в хроматограф, снабженный делителем потока для одновременного определения воды, углекислоты и углеводородов. Для изотопных анализов и определения содержания азота применяется масс-спектрометрический анализ.

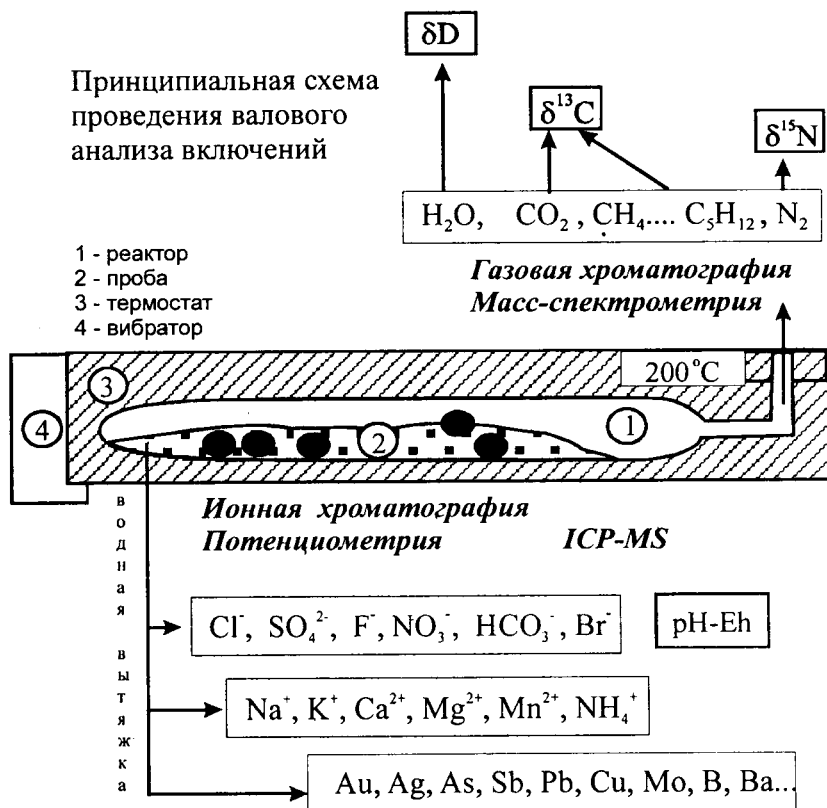


Рис.

Раздробленная проба заливается деионизированной водой и помещается в ультразвуковую ванну. Раствор вытяжки отделяется путем центрифугирования и анализируется высокочувствительными методами: ионной хроматографией, масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS), потенциометрией.

Из результатов вычитаются данные «холостых» опытов, заключающихся в повторении всех операций за исключением дробления пробы. В качестве «холостых» используются также анализы «сухого» кварца. Остающийся полезный сигнал с большой долей вероятности может быть связан с вскрытием флюидных включений, что доказывается значимой положительной корреляцией содержаний основных анионов и катионов с количеством выделенной воды. Из микроэлементов в вытяжках наиболее часто находятся Rb, Cs, Ba, As, Mo и ряд других. Элементы, попадающие в вытяжку при растворении минерала-хозяина (Ge, Sc, Ti и др.) также представляют определенный интерес как типоморфные примеси. Оптимальная навеска, обеспечивающая воспроизводимое обнаружение большинства компонентов, составляет 0.5 г. Для определения благородных и редких металлов требуется 1 г кварца и более.

Значительную трудность при интерпретации результатов представляют сопутствующие кристаллические микровключения карбонатов и рудных минералов. Они достаточно широко распространены в кварце рудных жил, где располагаются среди флюидных включений, а также внутри них. Эти минералы поставляют в раствор вытяжки дополнительное количество вещества, которое не поддается точному учету. Вместе с тем для «пустого» безрудного кварца подобные аномалии не характерны, что позволяет использовать их в качестве индикатора оруденения.

Поскольку число включений в каждом образце – величина случайная, результаты анализов представляются в форме отношений компонентов, в первую очередь в виде отношений к количеству выделенной воды, т.е. в расчетных концентрациях элементов. Для контроля достоверности получаемых значений проведено сопоставление данных валового анализа с результатами изучения индивидуальных включе-

ний. Для этого выбраны образцы кварца золоторудных месторождений, содержащие достаточно крупные газово-жидкие включения преимущественно одной генерации. Концентрация растворов включений оценивалась методом криометрии. Для определения содержания углекислоты использовалась цифровая фотокамера, передающая изображение включений на экран компьютера. С помощью такого устройства можно достаточно быстро и точно оценить соотношение фаз в десятках включений. Мольную долю  $\text{CO}_2$  рассчитывали с учетом плотности углекислотной фазы, измеренной по температуре ее гомогенизации. Хорошая согласованность большинства полученных данных с результатами валового анализа позволяет отдать предпочтение последним в тех случаях, когда криометрические определения концентрации солей в растворах затруднены вследствие образования газогидратов при охлаждении.

Таким образом, при проведении вытяжек газы, соли и растворитель (вода) извлекаются из одних и тех же включений одновременно и полностью. Минимизация количества операций снижает вероятность загрязнения пробы посторонними примесями в процессе анализа. Стандартизация процесса обеспечивает максимальную компенсацию ошибок и повышает достоверность выявленных отличий состава флюидных включений в серии изучаемых образцов.

Проведенные на ряде эталонных золоторудных месторождений исследования показали, что большинство из определяемых параметров могут быть использованы для выявления физико-химической зональности рудообразующих систем и прогноза оруденения. Наиболее универсальными показателями служат отношения  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$ ,  $\text{Na}/\text{K}$ , а также суммарная концентрация солей и газов в растворе (в молях на кг  $\text{H}_2\text{O}$ ).

# ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ СТАБИЛИЗАЦИИ И ПРОГРЕССА МИНЕРАГЕНЕЗА И ЖИЗНИ

**В.Е. Динисенко**  
*СИНЭКО, Севастополь*

В метеоритах включено концентрированное твердое органическое вещество, рассеянное и летучее с таким содержанием тяжёлого изотопа углерода: до -1, около -2 и около -3%. В земных образованиях углерод первой группы обнаруживается в карбонатитах и некоторых других гидротермалитах, в том числе в вулканитах, а также в самых древних осадочно-метаморфических толщах платформ, второй - среди раннеархейских метаморфических пород (в виде графитоидов) и в морской биомассе, третьей - в осадках с позднего архея (графитоиды, угли, нефть) и в континентальной биомассе.

Устанавливаются волны-вихри биоминерагенеза и углеродно-изотопные равновесные биоконстанты (графитоидно-нафтоидная и карбонатная), независимые в Метагалактических циклах в принципе от колебаний интенсивности магматизации (от массы гранитоидов Русской и Африканской платформ и базальтоидов), в глобальных геоциклах и от интенсивности космических лучей, не считая Галактической и более мелкой модуляции. Из выявленных групп органического вещества докембрия по изотопному составу первая соответствует углероду вулканов с термофильными бактериями, вторая - биомассе морского происхождения, третья - близка к биомассе суши, нефтям и газам биокаталитического происхождения, хотя в рассеянном состоянии и во включениях в минералах углеводороды (как и углекислота) имеют более широкий разброс содержания  $^{13}\text{C}$ . Ретроспективные построения показывают, что ранние изотопно-углеродные равновесные биоконстанты (морская и геотермальная) господствовали, как и кислородные базитовая и ультрабазитовая, в качестве параметров закона стабилизации глобальных геоциклов, давших указанные геооболочки, сотни и



метасоматиты с карбонатными и другими кислородсодержащими рудами в окислительной среде и с сульфидными, битумными и т.п. - в восстановительной (фациальный тетраэдр). В гидротермальных системах и коре выветривания мобилизация кислорода осуществляется более сложными органо-минеральными комплексами, но в пределе по такой же схеме, а со стороны минеральной матрицы участвуют более низкотемпературные фазы – серпентин, хлорит, серицит, каолинит и др. Иными словами, тяжёлые углеводороды, элементарный углерод в виде графита или алмаза, рудные карбонаты, окислы, сульфиды, силикаты, фосфаты и прочие гидрофобные соединения (в т.ч. нафтиды) во включениях и в залежах являются закономерными продуктами метасоматических реакций, катализируемых в низкотемпературной области живым веществом, в высокотемпературной — его продуктами, с участием воднорастворенных углеродистых и иных гидрофильных, транспортабельных соединений. В каждой данной минеральной ассоциации ( в том числе и в месторождениях) они находятся благодаря одновременному образованию их вместе с включающими минералами, а не привнесены в готовом (перечисленном и ином) виде, поскольку последние нетранспортабельны и потому накапливаются на геохимических и иных барьерах, в стратиграфических, литологических и других ловушках.

Многолетними нашими (В.Е. Динисенко, 1967-1971; В.Е. Динисенко и др., 1972-1994; В.Е. Динисенко, 1995-2003) и иными исследованиями (Н.С. Бескровный, Б.М. Валяев, Г.И. Войтов, Э.М. Галимов, А.И. Кравцов, Н.А. Кудрявцев, В.С. Лебедев, Е.К. Мархинин, И.А. Петерсилье, С.В. Сидоренко, А.И. Фридман и многие другие), в том числе новейшими (Р.А. Амосов и Т.В. Башлыкова, Е.Н. Котельникова и др., А.П.Лихачёв, В.Л.Русинов и О.В.Русинова, А.В.Синцов и др., А.М.Снежко и А.А.Юшин, 2002 и т.п.) подтверждено участие прогрессирующих УВ и живого вещества в минерагенезе. Для “примитивных” ультрабазитов, затронутых биогенными агентами теплотрофов, характерны УВ газы (в кимберлитах их 30-95% объёмных,  $\text{CO}_2$  – доли %); для

“дифференцированных” хемотрофами базальтоидов –  $\text{CO}_2$  (в траппах до 80-95%, УВ - доли %); для сильно переработанного жизнью вещества гранитоидов –  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$  в воздушном соотношении, среди УВ повышается доля тяжёлых компонентов, особенно в пегматитах; для осадочных пород Земли характерно преобладание (по весу) над УВ газами ( $10^{12}$  т) тяжёлых УВ (нефтей и микронфтей  $10^{14}$  т) и особенно окисленного Сорг ( $10^{16}$  т), что в общем случае указывает на состав палеоатмосфер «былых биосфер» В. И. Вернадского.

Глубинными флюидами смешанного атмо-, гидро- и литосферного происхождения во внутрикоровых зонах разуплотнения и перегрева за счёт сгорания органики и наведенных солнечно-космическим ветром радионуклидов метасоматически перераспределяются щелочи (и протон) и перестраиваются кремне-кислородные тетраэдры с квантованным выносом вверх кислород-анионов и легко связанных с ним металлов (Me) из силикатов, протонов из УВ ( $\text{Me}_2\text{SiO}_4 + \text{CH}_4 = \uparrow\text{OH}^- + \text{Me} \rightarrow (\text{MeSiO}_3 + \text{CH}_3) = \uparrow\text{OH}^- + 2\text{Me} \rightarrow (\text{SiO}_2 + \text{CH}_2\text{O})$ ), формируются (выделено скобками) мафитовая, базитовая и гранитоидная оболочки с адекватным стабилизированным органическим или живым веществом поэтапно, согласно закону рассеянного накопления атомного разнообразия или прогресса минерагенеза и симбиозов живого вещества. Наведены кванты Na – появились цепи пироксенов, Al и ещё Na – появились ленты амфиболов, K и ещё Al – появились листы слюд и каркасы фельдшпатидов, а следом и жизнь копирует минеральную матрицу и эволюционирует в направлении увеличения числа степеней свободы с 1 до 4 (точка-линия-поверхность-объём) от живых молекул и виридов к нитчатым бактериям с УВ-цепочками алканов и далее к их мембранам и матам с цикланами и многоклеточным растениям и животным с ароматикой, один глобальный квант геобиопространства-времени (КГПВ) сменял другой (В.Е.Динисенко, 1975-2003). На это понадобилось соответственно тысячи, сотни и десятки млрд. лет, согласно “встрече” тренда, например  $\delta$  - добавки  $^{18}\text{O}$ карб (синусоида и плавная линия) или  $^{13}\text{C}$ орг (крупные ступени) и  $^{39}\text{K}$  с фоновым уровнем их в ультрабазитовых, базитовых и гранитоидных КГПВ.

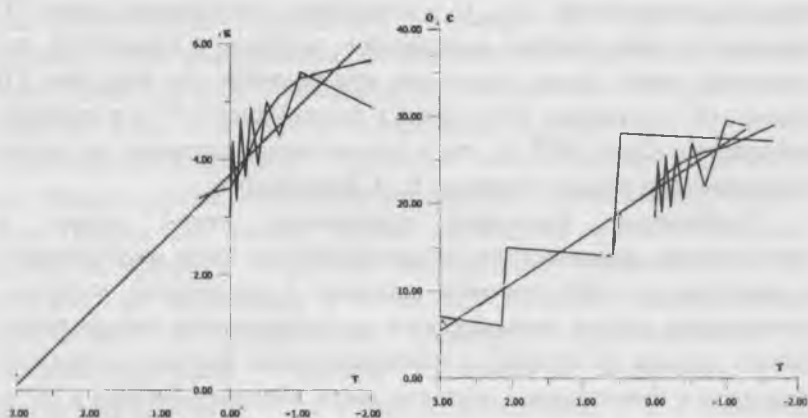


Рис.2

Формула «прогрессии» будет такой :  $\lg T = 0.1 \delta_o (\text{Sin } \omega t) - 0.2 \delta + 4.3$ ; здесь  $T$  - время в миллиардах лет от  $10^3$  до  $10^{-2}$ ,  $\delta_o$  – содержание компонентов в неизменённых ультрабазитах, в скобках – частота и дление учитываемых геоциклов – КГПВ (на рисунках – галактических и метagalactic). В купнейших из них формируется фаціальный тетраэдр с осями окисленность-восстановленность и основность-кислотность, следы которого отмечаютя даже в обеднённой или обогащённой теми или иными компонентами мантии.

Накопленные Сорг, радионуклиды и прочие руды мобилизуются и обеспечивают УВ-образование от газов и газобензойлей-конденсатов к нефтям и битумам с попутным формированием комплексных УВ-рудных и прочих месторождений.

Усредненные для литосферы распространённости рассеянно-включённых химических элементов (как и для органического вещества, каждой капли воды и даже крови, в т.ч. человека) контролируются не прочностью, а способностью атомов поглощать

нуклоны (как и гамма-кванты и тяжелые частицы) с ядерной периодичностью. Оказалось, что

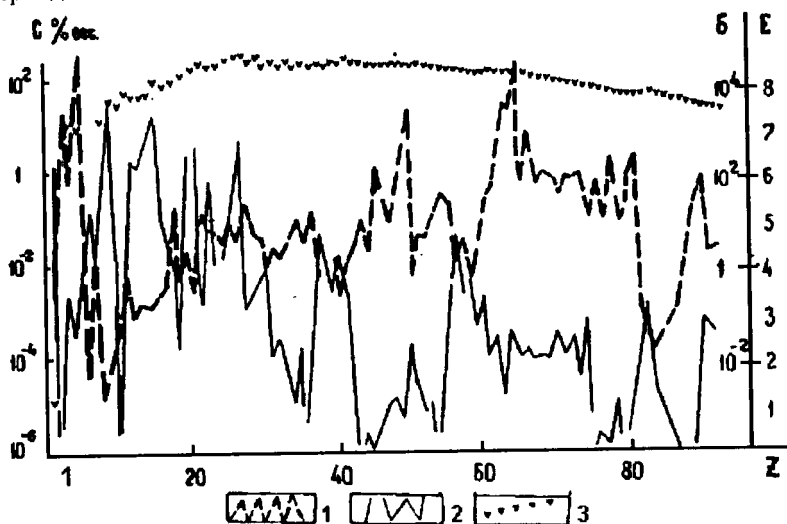


Рис.3

влияние радиационных констант – параметров прогресса, например сечения захвата энергетических лучей и частиц атомами (1) на их кларки (2) значительнее прочности связей нуклонов в их ядрах (3). Совокупность этих и иных данных (В.Е. Динисенко, В.Д. Нартиков, 1974; В.Е. Динисенко и др., 1982) позволяет считать вслед за В.И. Вернадским (1965) инволюционирующие земные атомы мишенями для космических лучей, иерархическая цикличность интенсивности которых по космофизическим данным (А.К.Лаврухина, 1972) как бы управляет минерагеническими пульсациями, а эволюционирующие – продуктами кинетики активации этих мишеней без видимых сверхвысоких температур и давлений (на самом деле в каждом отдельном акте "бомбардировки" они возникают локально). Таким образом возможна генерация через радиационные центры радионуклидов из золота:

Au-197 + C-12 = At-207+2n, из других металлов: Bi-209+He-4 = At-211+2n; из платиноидов - редких металлов: Os-186 + n = Re-186 + p, из чёрных металлов – щелочноземельных: Ti-48 + n = Ca-45 + He-4, V-51 + n = Sc-48 + He-4, из последних – щелочных: Mg-24 + n = Na-24 + p, из металлоидов – металлов: Si-28 + n = Al-28 + p и наоборот: K-40 + n = Ar-40 + p; наконец: Ca-40 + гамма-квант = K-39 + n = K-40 или O-17 + n = C-14 + He-4 + гамма-квант и т.д. Поэтому средние содержания радионуклидов растут от ультрабазитов к базитам, гранитам и осадкам на 3-4 порядка, а объем предполагаемого мантийного "резервуара", из которого они по эндогенной версии должны быть вынесены, едва ли соизмерим с объёмом литосферы; одновременно содержание золота как «мишени» в этом ряду пород падает, как и других инволюционирующих атомов, но растёт разнообразие радиационных центров и концентрация иных наводящихся на этих «мишенях» атомов.

Практически каждый атом таблицы Д.И.Менделеева трансмутируется в биосфере, в былых разуплотненных и перегретых окислением углерода, серы, фосфора и распадом наведенных радионуклидов внутри-литосферных линзах волновой (или вихревой) природы. Причём волне (вихрю) данного или другого ранга, слою или иной биокосной постройке соответствует свое время жизни: формируется спиралеподобная система (В.Е. Динисенко, 1973-2001) КГПВ с расцветом жизни и МККБ с опустыниванием экосферы.

После каждого расцвета геобиосферы «выедались» энергоматериальные и информационные (прежде всего каталитические) ресурсы экосферы и накапливались горы биоотходов: после теплотрофов серпентиниты, после хемотрофов граувакки и карбонаты, после фототрофов и человека – пески кварцевые и искусственные полимеры. Однако жизнь до сих пор успешно справлялась с первыми двумя вспышками опустынивания, сумев использовать последовательно энергию более высокого качества – химическую и лучевую соответственно и периодически наводящиеся рассеянно-включенные, информационно более богатые атомы (Na, Al, P, S, K) и усложняющиеся их комплексы.

Таблица

Уровни организованности биосферных систем (мезо-КГПВ)** и квантово-кинетические барьеры***	Этапы геобиосфер (мега-КГПВ) энергетика					
	Биосфера			Ноосфера		
	Тепловая	Химическая	Солнечная	Атомная	Ядерная	Гравитационная
III <sup>н</sup> Торсионно-голографический	эфир $\alpha, \beta, \gamma$					
II <sup>н</sup> Элементно-полевой	Si, O, C, H					
I <sup>н</sup> Металлокремнеоргановолоконный	SiOCH O <sub>3</sub> +H <sub>2</sub>					
III <sup>б</sup> или 0 <sup>н</sup> Гранитоидно-континентальный	SiO <sub>2</sub> +CH <sub>2</sub> O <sub>2</sub> +H <sub>2</sub>					
II <sup>б</sup> Базальтоидно-океанический	SiO <sub>3</sub> +CH <sub>3</sub> O+H					
I <sup>б</sup> Ультрабазитовулканический	SiO <sub>4</sub> +CH <sub>4</sub>					
$\delta^{18}\text{O}$ , промилле	5-6	6-8	8-11	11-15		
$\delta^{13}\text{C}$ , проценты	1-2	2-4	4-7	7-11		
Число O <sup>+</sup> в условном объеме пород	512	490	476	325	низкое	
Энергия связи O <sup>+</sup> , электрон-вольт	8	10	12	14	высокая	предел
Энергия связи C-C	0	100	200	400	большая	предел
Время, млрд. лет	свыше 1000	-100	-10	0	+0,1	+0,01

\*квантотетраэдроматричный принцип ТЛПО (точка-линия-плоскость-объем)

\*\*кванты геопространства-времени

\*\*\* квантово-кинетические барьеры: III<sup>к</sup> или 0<sup>о</sup> космический объемный или биосферный нулевой ОККБ<sup>о</sup>, он же точечный ТККБ; I<sup>б</sup> - биосферный линейный ЛККБ; II<sup>б</sup> - биосферный поверхностный ПККБ, III<sup>б</sup> или 0<sup>н</sup> - биосферный каркасный КККБ, он же объемный или ноосферный нулевой ОККБ<sup>н</sup>; I<sup>н</sup>, II<sup>н</sup> и III<sup>н</sup> - ноосферные линейный, поверхностный и объемный.

Отсюда главная задача геоэкологии современного КГПВ – фототрофного гранитоидно-континентального – для ликвидации пустынь использовать новые параметры стабилизации и прогресса – энергию ещё более высокого качества – ядерную и гравитационную, новые ресурсные возможности экосферы, в том числе и энергетические, новое, обязательно разнообразное высокоинформационное вещество (в том числе искусственное), чтобы с меньшими потерями перейти в следующий КГПВ – ноосферный.

*Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и её окружения. Москва, Наука, 1965.

*Динисенко В. Е.* Некоторые особенности рудной минерализации Октябрьского щелочного массива // Проблемы осадочной геологии докембрия. – М.: «Недра». – 1967. – С. 212-219.

*Динисенко В. Е.* Об информативности кислорода как петрогенного элемента // Докл. АН УССР. – 1971. – Сер. Б, № 7. – С. 777-780.

*Динисенко В. Е.* О поведении кислорода в информационно-обменных процессах ранней биосферы // Докл. АН УССР. – 1975. – Сер. Б, №7. – С. 579-582.

*Динисенко В. Е.* Космическая обусловленность геокатастроф и пути познания их приёмами нелинейной геофизики и геохимии // Фундаментальные и прикладные проблемы мониторинга и прогноза стихийных бедствий. Часть I. – 1999. – К. : Знание. – С. 117-142.

*Динисенко В. Е.* Круговороты биокосного вещества и главная проблема экологии // Ландшафт и этнос. – 1999. – М.: Из-во ИВ РАН, в. XIII. – С. 243-245.

*Динисенко В. Е.* Георотогенез как основа зарождающейся квантовой геолого-геофизической парадигмы // Сборник научных трудов Национальной горной академии Украины. – 2002. – Днепропетровск : Из-во РИК НГА Украины, №13, т. 4. – С. 110-117.

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОКЛИМАТА ПО ВОДОРОДУ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Н.Н. Зыкин  
МГУ, Москва

Как известно для изотопного состава воды атмосферных осадков и метеорных вод на континентах устанавливается корреляционная зависимость между  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ , которая описывается уравнением  $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10 \text{‰}$  (SMOW) [4]. Этими же наблюдениями установлено, что наиболее «тяжелые» метеорные воды развиты в экваториальных широтах. По своему изотопному составу эти воды близки к изотопному составу средней океанической воды,  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  которой равны 0 ‰ и в изотопных исследованиях принимаются за стандарт (SMOW – Standard Mean Ocean Water). В то же время по мере удаления от экватора изотопный состав метеорных вод испытывает облегчение и наиболее «легкие» воды как по  $\delta D$ , так и по  $\delta^{18}O$ , установлены в ледниковых покровах и айсбергах на северном и южном полюсах Земли, где отмечены самые низкие содержания тяжелых изотопов, достигающие значений  $\delta D = -420$  и  $\delta^{18}O = -55\text{‰}$  (SMOW). Помимо зависимости от географической широты (широтный эффект) изотопный состав также зависит от высоты местности, где выпадают осадки (высотный эффект) и от удаленности от океанов (континентальный эффект), т.к. фракционирование изотопов возрастает в зависимости от количества циклов «испарение – конденсация».

Многочисленные исследования также показали, что водород, содержащийся в горных породах и минералах в составе кристаллизационной воды или  $OH^-$  группы, в большинстве случаев по изотопному составу соответствует местной метеорной воде, т.е. отражает тот же географический эффект [5]. Изучение изотопного состава воды позволяло, в частности, установить, что чаще в образовании месторождений, источник вещества которых принимается за глубинный, через механизм конвекции принимала участие вода метеорного происхождения.

Вода газовой-жидких включений с момента их образования находится в «законсервированном» состоянии и, таким образом, может нести информацию не только как растворитель, но способна при определенных условиях дать информацию географического характера, т.к., как показано выше, отражает изотопный состав метеорной воды на момент формирования включения и минерала. В частности, изотопный состав воды газовой-жидких включений, по мнению автора, может характеризовать географическую широту их формирования и, соответственно, палеоклимат.

Автором изучалось Парнокское железо-марганцевое месторождение (Полярный Урал). [1-3]. Исследование изотопного состава воды гипергенных минералов показало, что  $\delta D$  их составляет от  $-130$  до  $-170\%$  (SMOW), что характерно для метеорных вод Приполярных широт. Данное наблюдение лишь подтверждает общее правило.

Помимо первичных осадочных руд на данном месторождении широко развиты минеральные образования метаморфогенного этапа развития месторождения, представленные преимущественно манганокальцитом. Изучение изотопного состава водорода воды в газовой-жидких включениях манганокальцита показало, что  $\delta D = -70\%$  (SMOW). В то же время установлено, что отношение  $F/Cl$  для метаморфогенных флюидов равно  $0,176$  и превышает аналогичное отношение в морской воде в  $20000$  раз.

Данные наблюдения позволяют утверждать, что вода, формировавшая манганокальцит, не является морской. При этом изотопный состав воды включений характерен для широт современной Средней Азии. Таким образом, палеоширота формирования манганокальцита оценивается в  $30-40$  °с.ш..

1. *Зыкин Н.Н.* Новые данные по тектоническому строению района и структуре Парнокского железо-марганцевого месторождения (Полярный Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002, с.167-175.

2. *Зыкин Н.Н.* Изотопный состав углерода и кислорода руд и вмещающих пород Парнокского железо-марганцевого месторождения (Полярный

Урал) в связи с его генезисом // Вестн. Моск. ун-та, сер.4, Геология, 2002, № 2, с.32-39

3. *Зыкин Н.Н., Алексеев С.А.* «О возрасте рудовмещающих толщ участка «Восточный» Парнокского месторождения». // Металлогения древних и современных океанов – 2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003.

4. *Craig H.* Isotopic Variations in Meteoric Waters // Volume 133. Science, 1961, 1702-1703

5. Stable Isotopes as Applied to Problems of Ore Deposits: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists: vol. 69, September-October, 1974, № 6.

## **ПРИМЕНЕНИЕ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ И ГАММА-ОБЛУЧЕНИЯ В МИНЕРАЛОГИИ**

**И.Л. Комов**

*Институт геохимии окружающей среды, Киев*

Гамма-облучение помогает получать надежную информацию об условиях роста кристаллов. Относительное изменение термодинамических параметров минералообразования на разных стадиях или в разных зонах проявляется как в особенностях включений, так и в характере радиационной окраски минералов. Совместное использование этих данных повышает достоверность получаемой информации. Зоны растворения и регенерации выявляются в результате декарирования кристаллов облучением, а также по скоплениям вакуолей. Изменение концентрации растворов и степени пересыщения устанавливается путем измерения объемов, занимаемых в вакууолях инертным, жидким или газообразным веществом, а также способом замораживания включений. Без проведения дорогостоящих анализов можно на основании солевого состава включений судить о типоморфных элементах-индикаторах. Для месторождений горного хрусталя такими элемента-

ми являются Cl, Br, F, K, Na, I, Rb. Включения рассолов в кварце (до 40% эквивалентной массы NaCl) характерны для месторождений медно-порфирового типа. Когда химический состав осадков в вакуолях сходен с составом минеральных парагенезисов, можно говорить о том, что состав раствора включений отражает характер гидротермальных растворов, из которых формировалось месторождение. Изучение состава включений и их пространственного распределения по зонам роста позволяет осуществлять обобщение генетической информации. При  $\gamma$ -облучении кристаллов и содержащихся в них включений фиксируется расположение последних, форма фазовых границ, размеры и количество включений в единице объема минерального вида, точная привязка относительно зон роста. Размеры включений тем больше, чем меньше степень пересыщения растворов и чем медленнее скорость роста.

Особенности первичных, мнимовторичных и вторичных включений минералообразующих сред в совокупности с изучением окраски кристаллов, наведенных облучением, позволяют судить об уровне эрозионного среза рудных тел. Минералы в более глубоких зонах месторождений, образующиеся в крайне неравновесных состояниях среды, содержат максимальное число включений и дефектов, фиксирующихся при облучении. Вблизи гранитных массивов в кварце, формирующемся в условиях частой смены термодинамической обстановки, отмечается высокая концентрация включений. С глубиной в кварцевых образованиях увеличивается количество включений и их концентрация.

Жильный кварц используется как сырье для производства кварцевого стекла. Химический состав кварца — один из важнейших показателей его качества. Наиболее ценным свойством гранулированного кварца является небольшое содержание примесей (выявляется облучением) и газовой-жидких включений. Присутствие в минерале газовой-жидких включений выражается в высоком (в 2 раза превышающем соответствующий показатель для молочно-белого кварца) коэффициенте светопропускания, с одной стороны, в низких значениях потерь при прокаливании, общего объема летучих компонентов, объема воды углекислоты, водного показателя газовой-жидких включений, а также

суммарного количества элементов-примесей, с другой стороны. Среднезернистый молочно-белый кварц имеет повышенную концентрацию примесей. Гигантозернистый кварц с природной дымчатой окраской наиболее часто встречается в жилах, залегающих среди слабометаморфизированных пород, а гранулированный - вблизи интрузий гранитоидов. При  $\gamma$ -облучении у гранулированного прозрачного гигантозернистого кварца резко увеличивается интенсивность дымчатой окраски. Молочно-белый кварц и замутненные участки гиганте - и крупнозернистого кварца остаются белыми или приобретают пятнистую серую окраску. На основании облучения кварца устанавливаются характерные черты строения агрегатов, ориентировка зерен, пластинчатые блоки, более четко фиксируется протяженность границ перекристаллизованных зон по контрастности окраски. В гранулированных (рекристаллизованных) индивидах содержится в 5 раз меньше структурных примесей (кварц имеет небольшую плотность дымчатой окраски). Однородное распределение окраски и примесей в кварце происходит в результате выравнивания концентрации примесей диффузионным путем.

Первоначально слабо-дымчатые природные кварцы при  $\gamma$ -облучении значительно усиливают свою окраску. Дымчатая окраска исчезает при отжиге образцов ( $700^{\circ}\text{C}$ ), а также при экспозиции образцов в ультрафиолетовых лучах. Тесная связь и однотипность окраски жильного кварца и кристаллов свидетельствует о близком составе растворов (их кислотности щелочности), приведших к образованию продуктивных зон. Проведено сравнение облученных препаратов жильного кварца с образцами, отожженными и облученными после предварительного отжига. Кварц после первого облучения приобрел пятнистую дымчатую окраску. В результате отжига он полностью обесцветился и приобрел молочно-белую окраску, при этом выявилось неоднородное строение минерала (области роста с коллоидально-дисперсными включениями молочно-голубого цвета). В результате повторного облучения интенсивность дымчатой окраски увеличилась и она стала более равномерной. Участки кварца с коллоидально-дисперсными включениями (прожилки молочно-голубого цвета) при облучении не

окрасились. Учитывая ранее известные и установленные нами критерии хрусталености кварцевых жил, предлагаются следующие основные методы их оценки и разбраковки: а) изучение текстурно-структурных особенностей, прозрачности и замутненности; б) определение характера окраски, выявляемой методом  $\gamma$ -облучения. Применение этих методов позволит более уверенно и обоснованно выделять хрусталеносные кварцевые жилы из общей массы кварцевых жил. Установленные признаки необходимо учитывать при проведении поисковых работ, направленных на выявление особо чистых разновидностей жильного кварца, пригодных для получения оптических и специальных кварцевых стекол. На первом этапе должны выявляться разновидности жильного кварца, пригодные для плавки рядового кварцевого стекла, а на втором решается задача выделения из общей массы кварца тех разновидностей, которые могут служить для плавления кварцевого стекла со специальными свойствами. Облучение в комплексе с методами термобарогеохимии может применяться для диагностики минералов, определения их фазового состава, характера распределения элементов. Метод  $\gamma$ -облучения имеет следующие преимущества перед другими: а) возможность проведения повторного анализа; б) использование образца для других (физических) методов исследования; в) определение примесей в местах их непосредственной локализации.

Исследования флюидных включений в минералах несут важную информацию о процессах, происходящих в природных условиях. Максимально извлечь эту информацию можно при комплексном изучении включений с данными облучения минералов. Наблюдающиеся в минералах включения по особенностям генезиса, состава, агрегатного состояния разделяют на первичные, вторичные, твердые минеральные и газово-жидкие. Облучение кристаллов позволяет установить, каким индивидам минерала и их зонам роста или регенерации отвечает данное включение. Известно, что диагностика минералов-узников в многофазных включениях является трудоемкой операцией (применяют оптические и термические методы). Включения могут просто диагностироваться при ионизирующем облучении. При этом включения NaCl

окрашиваются в желтый цвет, KCl - в сиреневый или густосиний, NaF — в коричневый, что указывает на принципиальную возможность диагностики минералов-узников без вскрытия включений. Визуально можно отличать формы нахождения твердых включений с большей надежностью и минимальными затратами энергии, достаточно точно определять присутствие даже небольшого количества NaCl в растворах, а в относительно простых по форме включениях устанавливать и их концентрацию.

Для исследования используют прозрачно полированные шлифы, срезы или сколы минералов без полировки. В пластинах с помощью оптического микроскопа изучаются газово-жидкие включения и характер их распределения. Затем образцы облучают и диагностируют минералы-узники с использованием реперных фаз. Крупные включения (> 10 мкм) извлекают из вакуоли, затем запрессовывают в специальную шашку, облучают и диагностируют включения.

Работа выполнена при финансовой поддержке НТЦУ, проект 2431.

## **ВЛИЯНИЕ ИОНИЗИРУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ НА ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ**

**И.Л. Комов**

*Институт геохимии окружающей среды, Киев*

На основании проведенных термобарогеохимических исследований получены конкретные данные о физико-химических условиях формирования различных типов месторождений. Геохимические системы флюидных включений в минералах позволяют анализировать обширный материал, свидетельствующий об эволюции химического состава минералообразующих растворов и термодинамических параметров в течение геологического времени. При этом установлено, что

существенное влияние на геохимическую систему оказывает ионизирующее излучение, вызывая увеличение ее энергосодержания. При облучении минеральных фаз частицами высокой энергии или гамма-квантами химические изменения вещества происходят, в конечном счете, под действием электронов. Примерно половина всей поглощенной энергии электронов тратится на ионизацию молекул. Происходит резкое изменение реакционной способности реагирующих веществ с усилением интенсивности протекания реакций с накоплением различных продуктов радиолитического распада. Первичным процессом при радиолитическом распаде является столкновение электрона, обладающего достаточной энергией, с молекулой. Ионно-молекулярные реакции не имеют энергетического барьера, энергии активации, которая обычно лимитирует скорость большинства "нейтральных" химических реакций.

В наиболее "чистом" виде изучены элементарные радиационно-химические процессы в газовой фазе. Особый интерес представляет обширный материал по масс-спектрометрии газов, так как масс-спектр отражает вероятности образования различных ионов при столкновениях электронов с молекулами. Типичная последовательность типов процессов с участием ионов: 1) ионизация и диссоциативная ионизация, 2) ионно-молекулярные реакции, 3) рекомбинация ионов. Ионно-молекулярные реакции необходимо учитывать во всех случаях, когда в системе образуются ионы. В результате ионно-молекулярных реакций формируются ионные кластеры. Ионные кластеры представляют собой ион, окруженный молекулами, которые удерживаются около него силами поляризационного или ион-дипольного взаимодействия. Образуются ионные кластеры тем легче, чем ниже температура и выше плотность частиц. Свободные радикалы, образующиеся при радиолитическом распаде, обладая высоким сродством к электрону и более низкими потенциалами ионизации, являются вероятными акцепторами зарядов. *Реакции ионов с молекулами* в конденсированной фазе сопровождаются образованием свободных радикалов. Наиболее важным из таких процессов является ионная цепная полимеризация. *Процесс рекомбинации* является реакцией, в которой может быть использована химическая активность ионов. Рекомбинация зарядов, при которой выделяется значи-

тельная энергия, может привести к различным химическим процессам, таким как диссоциация или перегруппировка молекул, образование двойных связей.

Кинетические процессы, протекающие в метастабильной системе при радиационном воздействии, не приводят к ограничению концентрации радикалов. Учет таких явлений, как сохранение подвижности некоторых радикалов (атомов Н), процессов миграции зарядов противоположного знака к радикалам с их последующей рекомбинацией, процессов миграции возбуждений, образующихся при облучении образцов, - все это приводит к зависимости концентрации радикалов от времени воздействия облучения. Причиной же установления предельной концентрации радикалов при их радиационном получении является тепловая неустойчивость термодинамически неравновесной системы, обусловленная огромным энерговыделением при рекомбинации радикалов по сравнению с их тепловой энергией. Одним из наиболее вероятных проявлений ионно-молекулярного процесса является образование долгоживущих комплексов.

Существенная роль в химических изменениях, вызываемых ионизирующей радиацией, принадлежит воде. В гетерогенной системе вода - порода радиолитиз воды протекает весьма эффективно. Происходит возбуждение и ионизации молекул воды с последующим образованием гидратированных электронов, атомарного водорода и содержащих кислород гидроксильных радикалов - наиболее распространенных в природе реакционноспособных компонентов. Поэтому в природных условиях наблюдаются сложные многофазные системы флюидов, отражающие разнообразие минеральных компонентов, образующиеся при разложении воды. Освобождение их от избыточной энергии идет не путем рассеяния ее в виде тепла (как в кристаллических решетках твердых тел), а в результате химического взаимодействия с их акцепторами - различными растворенными в воде и содержащимися в окружающей ее среде компонентами. В облучаемой системе при этом становятся возможными многие химические реакции, запрещенные либо не характерные для молекул воды с точки зрения равновесной термодинамики. При этом может происходить окисление органических (со-

держащих серу) и других соединений, гидрирование и дегидрирование углеводов, галоидирование, сульфогалоидирование и сульфокисление органических соединений, а также многие другие реакции разложения с одновременным образованием новых веществ.

Преобразование исходного состава подземных вод в земной коре под действием радиоактивных излучений приводит к формированию в кристаллическом фундаменте высокоминерализованных рассолов с минерализацией до 55%. Показательно, что для вод рассолов характерен аномально-легкий изотопный состав. Радиолитиз воды мог обеспечить одновременно увеличение минерализации первичных вод и облегчение изотопного состава кислорода. Радиолитиз подземных вод - важнейший фактор геохимической эволюции включений. При этом процессе наблюдается возрастание минерализации вследствие уменьшения общего количества воды, а также переход некоторых химических элементов (хлора, натрия, кальция, калия) из твердой фазы в жидкую. Последнее осуществляется при взаимодействии продуктов радиолитиза воды с минеральными фазами пород субстрата. При повышении уровня радиоактивности геохимических систем с параллельным возрастанием минерализации водных растворов во флюидных включениях минералов происходит проявление необратимых процессов. Так, на урановых месторождениях Канады установлено увеличение солености флюидных включений в карбонатах (с 20 до 28%) с течением времени вследствие радиолитиза включений. В последних иногда фиксируются дочерние минералы. Отмечено, что концентрация солей во включениях флюоритов увеличивается с возрастанием в них урана. По мере приближения к радиоактивной минерализации происходит смена окраски флюорита от зеленой к фиолетовой и темно-фиолетовой. В пороковом растворе может происходить увеличение содержания хлора. Облучение также ускоряет фазовые превращения и активизирует кинетические процессы, происходящие в углекисло-водных растворах во включениях, что способствует увеличению числа вакуолей с начавшимся разделением фаз по сравнению с необлученными.

В системе вода - порода важнейшими являются окисление и гидрогенизация органических веществ, окисление сульфидов, окисление и

восстановление металлов с переменной валентностью, связывание азота, разложение силикатов и радиационно-химическое газообразование. На основе радиологической модели может быть обосновано образование дочерних минералов, не растворяющихся даже при длительном выдерживании при температурах, значительно превосходящих температуру гомогенизации, формирование так называемых зон «разубоживания» в местах наиболее интенсивных тектонических деформаций, в условиях повышенных температуры и давления. Критерием диагностики подобных зон может быть наличие в перекристаллизованном галите включений с углеводородами. Проведённые исследования битуминозного вещества в солях свидетельствуют в пользу представлений о том, что выявленные «микровключенные углеводороды» в галите формировались при влиянии ионизирующего излучения.

Радиологические данные объясняют как аномально низкие температуры декрепитации, так и высокие температуры гомогенизации и давления в некоторых минералах. На этой основе устраняются противоречия между термобарогеохимическими и геологическими данными. Работа выполнена при финансовой поддержке НТЦУ, проект 2431.

## **ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ И РУД МЕТОДОМ ТЕРМОГАЗОВОЙ ХРОМАТОГРАФИИ**

**С.Ф. Труфанова, Р.Н. Мурогова, Ф.П. Мельников,  
В.А. Алексеев**

Термический метод извлечения и хроматографический анализ газовой фазы различных пород, минералов и руд позволяет определить температурные условия их образования.

Проведенное на различных образцах моделирование в интервале температур 30-900°C с исследованием газовой составляющей через каждые 10-20°C позволило помимо установления температуры образования минералов, руд и пород, определить динамику внедрения интрузий, степень метаморфизма, региональные и локальные геохимические барьеры. Последние представляют практический интерес, как объект рудоотложения.

Проведено моделирование на образце исландского шпата в температурном интервале 20-580°C. Образец отобран с глубины 50 м в районе среднего течения р. Подкаменная Тунгуска (Восточная Сибирь, Ванавара) в кальцитоносном районе, занимающем центральную и северо-восточную части Тунгусской синеклизы. Вмещающие породы представлены вулканогенными образованиями трапповой формации нижнего триаса, в которой локализованы месторождения оптического кальцита. Температура образования исландского шпата равна 380°C. При данной температуре происходит повышение содержания CO<sub>2</sub> (из органического вещества пород), который соединяется с кальцием. Источником кальция являются эффузивы.

При моделировании выделены еще два температурных барьера - 420°C и 480-500°C, что указывает на пульсационный характер поступления гидротермальных растворов и длительность процесса минералобразования.

Проведено моделирование на различных образцах кварца.

Кварц из хрусталеносного месторождения (Алдан) имеет температуру образования 110-130°C. Моделирование проведено в интервале температур 20-520°C. Выделено еще несколько температурных барьеров - 170-220°C, 400°C, 440-450°C и 480-490°C.

Различные образцы кварца, отобранные из вулкана Ксудач, имеют следующую температуру кристаллизации: прозрачная разновидность - 420-440°C, молочно-белая - 520-540°C и желтая - 460°C.

Вулканический пепел из Авачинской сопки имеет температуру 500-520°C.

В результате моделирования на образце кварцевого порфира (Северный Кавказ) в интервале температур 100-900°C выделено две геохимические зоны - преимущественно окислительная (100-360°C) и восстановительная (360-900°C).

Температура кристаллизации кварцевого порфира лежит в интервале 360-380°C. Помимо этого, в восстановительной зоне выделяются температурные барьеры - 520-540°C, 580°C, 660-680°C, 720-740°C, 820-860°C. И здесь мы отмечаем длительность процесса минералообразования.

Образец сфалерит-халькопирит-пиритовой руды с вкрапленностью блеклых руд в сфалерите с месторождения Зимапан (Мексика) исследован в интервале температур 100-900°C. Рудная минерализация локализуется либо в массивных известняках нижнего мела либо в непосредственной близости. Рудообразование происходило при 420-460°C. Помимо этого выделяется ряд температурных барьеров: 120°C, 180-200°C, 300°C, 500-560°C, 620°C и 700°C.

И, наконец, было проведено моделирование (в интервале 40-900°C) на образце пород с золото-серебряной рудой из золоторудного близповерхностного месторождения (Таджикистан). Содержание золота - 176.63 г/т, серебра - 760 г/т. Температура образования - 440-500°C. Помимо этого, выделены температурные интервалы: 200°C, 280°C, 360°C, 580°C, 620°C, 740°C и 880°C.

Таким образом, на всех исследованных образцах виден многостадийный, длительный во времени процесс образования руд и минералов.

# ПАРАГЕНЕЗИС И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА В МОЧЕВЫХ КАМНЯХ

Т.Н. Мороз, Н.А. Пальчик, С.С. Потапов, О.А. Голованова,  
А.Ю. Чиглинецв

*ОИГГУм СО РАН, Новосибирск; ИМ УрО РАН, Миасс; ОГУ, Омск;  
Городская клиническая больница, Челябинск*

Кремний обнаруживается во всех органах и тканях человека, однако форма его соединений еще недостаточно ясна [1]. Изучение кремниевых субрегионов на территории бывшего СССР показало повышенную заболеваемость мочекаменной болезнью, патологию эндокринной и нервной систем, увеличение новообразований и болезней органов пищеварения. Эндемичный кремневый уролитиаз рассматривается как проявление дизадаптации человека, находящегося в особых биогеохимических провинциях в условиях повышенного поступления в организм кремния в сочетании с высоким содержанием в биосфере фтора, кальция, марганца, нитратов, сульфатов и хлоридов [1, 2]. Кварц, один из самых распространенных минералов земной коры, достаточно широко распространен в биологических системах, в том числе, в патогенных органоминеральных образованиях в организме человека. Соединения кремния обнаруживаются в виде мелких зерен кварца в мочевых камнях [3, 4], в лимфатических узлах [5], в зубной ткани [6]. Поступление больших концентраций поликремниевых кислот, наличие свободных полостей и периодически изменяющиеся кислотность и щелочность среды, обеспечивают возможность роста кристаллов кварца в живом организме. По данным авторов [7] жидкие среды организма человека содержат кремний в виде поликремниевой кислоты  $[\text{SiO}_2(\text{OH})_2]_n$ . При повышении pH среды до 7.8 протекает реакция  $\text{SiO}_2 + 2\text{OH}^- \rightarrow \text{SiO}_2(\text{OH})_2^{2-}$ . С подкислением среды гидроксидсиликатные ионы выпадают в виде коллоидных частиц оксида кремния. Со временем эти частицы могут формировать как отдельные хорошо ограненные кристаллы кварца [3], так и поликристаллические органоми-

неральные агрегаты, в которых кварц переслаивается с органической компонентой [8]. Кварц является очень редким минералом камней мочевой системы, причиной формирования которого в некоторых случаях считается терапия трисиликатом магния или цеолит содержащими препаратами [9]. В данной работе методами дифрактометрии, колебательной спектроскопии (ИК и КР), рентгенофлюоресцентного анализа проанализировано два мочевых камня, минеральная часть одного из которых представлена кварцем (образец из Челябинской области) [4], а другого – кварцем и узеллитом (образец из Омска).

Кварц в исследованных образцах кварцевого уrolита и кварц-узеллитового почечного камня по данным дифрактометрии имеет высокую степень кристалличности, о чем свидетельствует расщепление пятиплета в области углов  $2\theta_{CuK\alpha}$  67-69°. Отметим, что в кварцевом камне наиболее развита грань 112 в отличие от природных кварцев и изученного кварц-оксалатного уrolита. В этих уrolитах зарегистрированы характеристические полосы активных в ИК и КР спектрах колебаний  $\alpha$ -кварца. Определение вклада узеллита в состав образца из Омска проведено по ИК и КР спектрам с использованием результатов дифрактометрии и рентгенофлюоресцентного анализа. КР спектр кварцевого уrolита с возбуждением в ближней ИК-области осложнен люминесцентным фоном, обусловленным наличием различных микроэлементов и органической составляющей образца. Для этого же образца КР-спектр с возбуждением линией 514.5 нм  $Ar^+$ -лазера в области характеристических полос кварца регистрировался, в отличие от 1064 нм возбуждения, с небольшим фоновым сигналом. Максимумы люминесценции фиксировались при 568, 593 и 603 нм. Данные рентгенофлюоресцентного анализа показали наличие в образцах K, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Rb, Zr, Sr, Pb, Mo, Nb. Несмотря на малую изоморфную емкость кварца, содержание некоторых из них например, Cr, Zr, Mo в кварцевом уrolите превышает почти в два раза содержание этих элементов в узеллит-кварцевом уrolите, сопоставимо с апатит содержащими уrolитами [10], что, вероятно, обусловлено средой проживания пациентов и другими субъективными факторами.

Преобладание оксалатного уролитиаза среди заболеваний мочекаменной болезнью наблюдается во всех регионах. Увеличение заболеваемости вызывается в том числе и повышенным содержанием кремния в воде, воздухе, пище, а также медикаментозным лечением кремнийсодержащими препаратами [2, 9]. Кремний в почечных камнях разного состава в количестве от 0.0003 до 0.1 вес.% фиксируется во всех исследованных методом спектрального анализа образцах, микронзондовый анализ преимущественно струвитового камня показал наличие от 0.3 до 1.2 вес.%  $\text{SiO}_2$ . Обнаружение кварца в мочевых камнях в жеоде узеллита в виде бесцветного кристалла отмечалось авторами [3]. Проведенное комплексное исследование почечных камней из двух эндемичных по кремниевому уролитиазу территорий позволило определить макро и микроэлементный состав, степень кристалличности кварца, динамику решетки, оптически активные центры и другие кристаллохимические характеристики, обусловленные особенностями роста.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 03-05-64058а и № 01-05-96416.

1. Руководство по медицинской географии, под ред. А.А. Келлера, О.П. Щепина, А.В. Чаплина. Санкт-Пет.: Гиппократ. 1993. 352 с.

2. Ковальский В. В., Сусликов В. Л. Кремниевые субрегионы биосферы СССР // В сб. Биогеохимическое районирование и геохимическая экология. М: Наука, 1980. С. 3-58.

3. Каримова О.В., Органова Н.И., Мохов Н.И., Чукапов Н.В. Строение и состав мочевого камня // Минералогия и жизнь: биоминеральные гомологи. Сыктывкар. 2000. С. 95-97.

4. Потапов С.С., Мороз Т.Н., Костровский В.Г. Установление, спектральные характеристики и возможный механизм образования кварца в мочевой системе // Уральский геологический журнал, 2002, 4(28), С. 239-244.

5. Авцин А.П., Жаворонков А.А., Риш М.А., Строчкова Л.С. Микроэлементозы человека. М.: Медицина. 1991. 496 с.

6. Каткова В.И. Вестник ИГ. Сыктывкар. 2000. № 10. С. 4-5.

7. Каткова В.И., Каблис Г.Н. ДАН. 2003. 239. № 5. С. 1-3.

8. Ершов Ю.А. Механизмы токсического действия неорганических соединений. М.: Медицина. 1989. 272 с.

9. *Hesse A., Sanders G.* Atlas of Infrared Spectra for the Analysis of Urinary Concrements. Stuttgart, New York: Georg Thieme Verlag, 1988. 192 p.

10. *Пальчик Н.А. Столповская В.Н. и др.* Анализ взаимосвязи минерального и микроэлементного состава в мочевых камнях. //Тезисы III Национальной конференции по кристаллохимии. 2003. Черноголовка.

## **ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЙ ТЕРМОВАКУУМНЫЙ АНАЛИЗ ПРИРОДНЫХ СИСТЕМ «УГОЛЬ – ФЛЮИД»**

**Ю.Г. Майский  
РГУ, Ростов-на-Дону**

Методы вакуумной декрептометрии минералов, пород и руд, разработанные сотрудниками кафедры месторождений полезных ископаемых Ростовского государственного университета [1,2] и широко применяющиеся при термобарогеохимических исследованиях [3,4], основаны на регистрации эффектов газовыделения при нагревании твердых веществ в вакууме с использованием оригинальных конструкций специальных приборов - вакуумных декрептографов типа ВД.

Теоретическое и практическое обоснование этих методов основано на эффекте резкого возрастания давления в реакционной вакуумированной капсуле датчика прибора, где помещен испытываемый образец, в результате термической деструкции системы «минерал-флюид» и выделения при этом газообразных (летучих) веществ. Предварительное достижение в капсуле динамического равновесия «откачка-натекание» дает возможность с высокой точностью регистрировать эффекты деструкции (декрепационные эффекты) в широком диапазоне температур от 0 до 1000°C с параллельным определением состава летучих компонентов с помощью хроматографа, спаренного с декрептографом.

Упомянутая методика вакуумно-декрептометрического анализа и конструкция вакуумного декрептографа были усовершенствованы ав-

тором с целью реализации способа дискретного определения объемов выделяющихся газов при термодеструкции проб угля.

Сущность новой методики заключается в том, что регистрация эффектов газовой выделенности проводится дифференцированно через определенные температурные интервалы с периодическим удалением газов из капсулы прибора и восстановлением исходного вакуума.

Принципиальная схема нового декриптографа ВД-6 приведена на рис. Последовательность проведения анализа следующая: форвакуумным насосом в системе создается разрежение порядка  $2 \times 10^{-2}$  мм рт. ст. при закрытом кране; реакционная капсула соединяется с интеграционной камерой; перекрывается кран 7 и открывается кран 8; производится замер давления в системе; перекрывается кран 8 и открывается кран 7; откачивается воздух, поступивший из реакционной капсулы.

Эти действия производятся до тех пор, пока в интеграционной камере и реакционной капсуле давление достигает исходного уровня. В результате получается кривая динамики изменения давления в системе при откачке воздуха из реакционной капсулы.

Затем исследуемый образец помещается в реакционную камеру и описанные выше действия повторяются. Путем сравнения кривых, полученных в первом и во втором случаях, устанавливается разница в приращении давления в системе за счет поступления газов из исследуемого образца при его вакуумировании без нагревания. После этого включается нагреватель и периодически измеряется приращение давления при возрастании температуры на определенное число градусов. Конструкция прибора позволяет регулировать скорость нагревания образца от  $5^\circ\text{C}/\text{мин.}$  до  $100^\circ\text{C}/\text{мин.}$ , производить замеры в различных температурных интервалах. Диапазон анализа -  $20^\circ\text{C}$  -  $1000^\circ\text{C}$ . Давление и температура в процессе проведения анализа автоматически фиксируются на ленте самописца.

Так как совокупный объем реакционной капсулы и интеграционной камеры постоянны, известно количество газа, содержащегося в системе при исходном вакууме. Замерив приращение давления в системе в результате выделения газов из образца при известной навеске исследуемого вещества, легко рассчитывается их количество в  $\text{см}^3 / \text{г}$

или  $\text{м}^3 / \text{т}$  в любом температурном интервале. Достоверность определения общего объема всех выделившихся газов, вне зависимости от их химического состава, обусловлена известным положением о том, что все газы при нормальных условиях и пониженных давлениях можно рассматривать как идеальный газ.

Известно, что общая газоносность углей определяется суммарным количеством газов, находящихся как в свободном состоянии в трещинах и микропорах угля, так и в химической связи с органическим веществом. Идеальным вариантом определения природной газоносности углей является установление количества газов, их состава и характера нахождения в угле, что позволило бы достаточно уверенно прогнозировать возникновение катастрофических явлений в шахтах и возможность попутного извлечения метана в промышленно значимых количествах.

Опыт применения для этих целей вакуумных декриптографов в сочетании с газовыми хроматографами показал, что, используя упомянутые приборы, можно решать следующие задачи: определять объем газов, выделяющихся из углей при их вакуумировании в нормальных условиях; отслеживать динамику газовой выделенности при нагревании угля с разной скоростью (от  $20^\circ\text{C} / \text{мин.}$  до  $800^\circ\text{C} / \text{мин.}$ ) в диапазоне  $20-500^\circ\text{C}$ .; устанавливать объем выделившихся газов в любом десятиградусном интервале в пределах заданного диапазона; определять состав газов и рассчитывать их количество в  $\text{м}^3 / \text{т}$ .

Исследование образцов ископаемых углей Донбасса и Кузбасса показали, что их природная газоносность колеблется в широких пределах - от  $5-10 \text{ м}^3 / \text{т}$  до  $40-50 \text{ м}^3 / \text{т}$  даже для углей одной и той же марки и определяется рядом факторов, связанным с наличием в угольных пластах зон флюидизации и, соответственно, в разном энергетическом состоянии систем «уголь-газ».

Математическое моделирование процессов термодеструкции системы «уголь-газ», проведенное И.Н.Мощенко с использованием полученных нами экспериментальных данных, показала, что энергия активации, необходимая для инициирования газовой выделенности из углей, колеблется в пределах  $0,5-3,0$  Эв. Величина энергии активации зависит, в

основном, не от количества газовой компоненты в угле, а определяется характером связи между молекулами газа и твердым субстратом.

Полученные результаты свидетельствуют о возможности применения вакуумной декриптометрии не только для определения общей газоносности углей, но и для трассирования зон флюидизации, являющихся потенциальными источниками угольного метана, прогнозирования катастрофических явлений на угледобывающих предприятиях и определения величины энергии активации, необходимой для разрушения систем «уголь-газ».

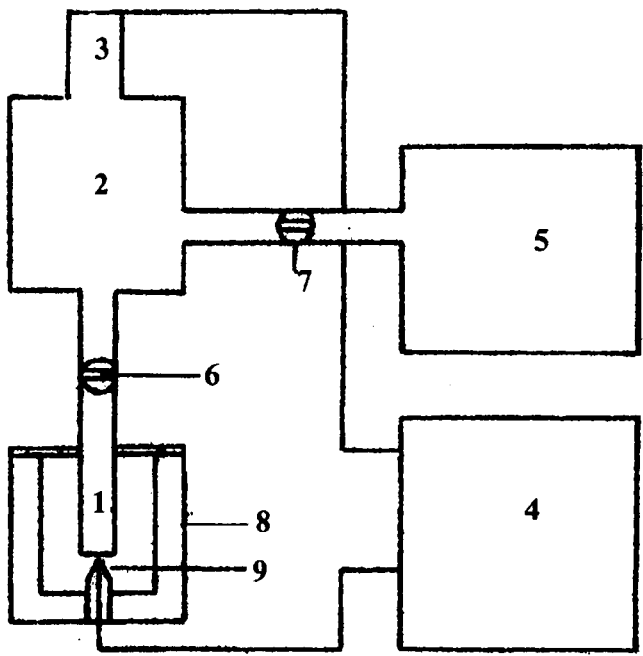


Рис. Принципиальная схема вакуумного декриптографа ВД-6.

1. Реакционная капсула.
2. Интеграционная камера.
3. Термопарная лампа ПИМТ-2.
4. Регистрирующее устройство.
5. Форвакуумный насос.
- 6, 7. Вакуумные краны.
8. Нагревательный элемент.
9. Термопара.

1. Демин В.М., Майский Ю.Г. и др. Устройство для определения температур газовыделения. Авт. св. № 322655. М., 1971.

2. Майский Ю.Г. Проблемы и перспективы вакуумной декриптометрии минералов.// Тезисы докладов 1У Регионального совещания по термобарогеохимии процессов минералообразования. Ростов-на-Дону. РГУ, 1973

3. Майский Ю.Г. Термодинамические условия гидротермального минералообразования в Ц. Донбассе. Мин. сб. Львовского госуниверситета, № 27, вып. 2. Львов, 1973.

4. Труфанов В.Н., Грановская Н.В. и др. Прикладная термобарогеохимия. Ростов-на-Дону. РГУ, 1992.

5. Труфанов В.Н. Минералообразующие флюиды рудных месторождений Б.Кавказа. Ростов-на-Дону. РГУ, 1979.

# РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ОРУДЕНЕНИЕ В МАГМАТОГЕННЫХ ПОРОДАХ

---

## ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СЕРЕБРО- МАГНЕТИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФАСОЛЬНОЕ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ) И ПРОБЛЕМА РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТ- ТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ

**В.А.Пахомова, В.К. Попов, Б.Л. Залищак, В.Б. Тишкина,  
Э.Г. Одариченко  
ДВГИ ДВО РАН, Владивосток**

Месторождение Фасольное серебро-магнетит-полиметаллической геохимической специализации расположено в пределах Щербаковско-го рудного поля, приуроченного к поднятому блоку юрских – ранне-меловых вулканогенно-осадочных образований, выступающему среди позднемеловых – палеогеновых эффузивов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. В пределах рудного поля широко развиты дайки базальтов, андезибазальтов (Классификация..., 1997) и диабазовых порфиринов, генетически связанные с субинтрузиями синанчинского вулканического комплекса. На южном участке рудного поля закартированы небольшие (0.8 × 1 км) штоко- и дайкообразные тела гранит-порфиоров дальнегорского (?) интрузивного комплекса, являющиеся апикальными выступами единой интрузии (Шевелев, 1994). Породы гранитного массива характеризуются сложными фациальными переходами: гранит-порфиры, лейкократовые пегматоидные граниты, порфиroidные граниты, с изменчивыми текстурой и структурой, наличием шширообразных гранитизированных обломков пород кровли и повышенным содержанием SiO<sub>2</sub> и щелочей. Гранит – порфиры и порфиroidные граниты содержат эпидот-магнетитовые прожил-

ки и гнездообразные выделения, иногда в значительных количествах. В лейкократовых гранитах отмечаются гематит-магнетитовые (с эпидотом, гранатом, кварцем) обособления, ассоциирующие с более поздними прожилками кварц-гематит-магнетитового состава. Жильные дериваты комплекса представлены единичными дайками гранит-порфиров и риолитов, протяженностью от сотен метров до 2.5 км и мощностью от 1 м до нескольких десятков метров.

По имеющимся данным, (Шевелев, 1994), на месторождении выявлено 15 рудных тел различного по масштабам оруденения суммарной длиной 6.7 км, промышленное оруденение в которых прослеживается на длину 4.7 км. По морфологическим особенностям преобладающее количество рудных тел относится к жильному, жильно-прожилковому типам. Минеральный состав руд месторождения характеризуется резким преобладанием в них магнетита. Отдельные жилы выполнения разной мощности (до 3 метров) нацело (80 – 90%) сложены мелко- и тонкозернистым магнетитом черного цвета, в котором основные рудные компоненты – галенит и сфалерит – распределены в форме гнезд, прерывистых линзообразных полос. Руды характеризуются многокомпонентным составом, с преобладанием магнетита, сфалерита, галенита; второстепенными считаются пирит, халькопирит, пирротин, станнин. Из жильных минералов по степени распространения установлены: кварц, полевые шпаты, хлорит, эпидот, флюорит, кальцит. В знаковых количествах обнаружены марказит, мельниковит, тетраэдрит, ковелин, борнит, халькозин, стефанит, пираргирит, акантит, фрейбергит, полибазит, арсенопирит, галеновисмутин, киноварь, золото.

Вопрос связи серебро-магнетит-полиметаллического оруденения с определенными интрузивными комплексами не выяснен. Установлено, что широтные дайки андезибазальтов являются дорудными и пересекаются рудоконтролирующей меридиональной дайкой базальтов, предшествующей оруденению. Рудные серебро-магнетит-кварц-сульфидные жилы тесно ассоциируют с дайками гранит-порфиров и флюидалных риолитов месторождения. Следует подчеркнуть, что магнетит из рудных прожилков, отлагающийся в рудах одновременно с галенитом и сфалеритом, по химическому и микроэлементному со-

ставу близок к магнетиту из магнетит-гематит-эпидотовых прожилков в лейкократовых гранитах.

Основной задачей настоящей работы является выяснение специфики развития магматической системы, с целью оценки масштабов отделения от нее растворов магматического этапа и сопоставления их состава с составом гидротермальных растворов, сформировавших ору-денение.

Включения минералообразующих сред изучались в кварце вкрапленников и основной массы гранит-порфиров, лейкократовых пегматоидных гранитов, а также в гидротермально-метасоматических образованиях, представленных гнездообразными обособлениями состава кварц-эпидот-магнетит-гематит-гидрогранат, и в кварце рудных прожилков.

В работе применялись следующие методы термобарогеохимии: динамической фазометрии, гомогенизации, барометрии, криометрии. Водосодержание в гранитных расплавах определялось по методу В.Б. Наумова (Наумов, 1980).

По данным проведенных исследований установлено:

1) раннемагматическая стадия ограничена температурными границами 835 - 850°C, флюидное давление достигало примерно 5500 бар; в заключительный период формирования интрузии давление оценено в 3500 бар, температура – от 740 до 765°C;

2) исходное содержание воды в расплаве на раннемагматической стадии (гранит-порфиры) составляло 5%; и постепенно повышалось, достигнув на позднемагматической стадии (лейкократовые граниты) 6,8%;

3) дегазация расплава носила пульсационный характер и происходила многократно, на что указывает преимущественная приуроченность СФВ к отдельным зонам роста кварца;

4) на ранней стадии кристаллизации отделяющийся флюид имел существенно водный состав, при участии незначительной доли CO<sub>2</sub>; на позднемагматической стадии вместе с ним существовала флюидная фаза, обогащенная CO<sub>2</sub>;

5) гидротермальное минералообразование месторождения наследует главные физико-химические особенности магматического этапа

развития рудно-магматической системы: сопоставление криометрических характеристик солевого состава гидротермальных растворов и магматического дистиллята обнаруживает их полное соответствие, что свидетельствует о решающем вкладе магматогенных флюидов в формирование гидротермальной системы.

Термобарогеохимический подход к решению проблем рудогенеза обоснован и успешно реализован в отношении вольфрамовых, молибден-вольфрамовых, молибденовых и комплексных месторождений Забайкалья, Казахстана, Северного Кавказа объединяемых в грейзеново-жильную рудную формацию (ГЖРФ) (Рейф, 1976, 1982, 1990, 2001 и др.). Дальневосточные месторождения изучены в гораздо меньшей степени (Хетчиков, 1991 – 1997). Однако обобщение имеющихся данных по дальневосточным месторождениям различной рудной специализации и ординарным гранитам показывает, что сочетание расплавных включений, содержащих флюидную фазу и обильных сопутствующих им кристаллофлюидных и газово-жидких включений характерно для кварца всех гранитоидов, несущих промышленное оруденение. Ординарные граниты побережья Японского моря (мыс Бринера, Приморье), а также гранитоиды крупных массивов с непромышленным оруденением, содержат во вкрапленниках кварца расплавные включения, которые характеризуются отсутствием обособленной флюидной фазы. Здесь преобладающими являются разнообразные по составу мономинеральные включения и газовые, а не газово-жидкие включения, характерные для рудоносных гранитов. Водно-солевая жидкость, в виде самостоятельной фазы не наблюдается или проявляется только на самых поздних стадиях кристаллизации расплава и в незначительных количествах.

Эти особенности включений могут служить доказательством высокой флюидонасыщенности рудогенерирующих расплавов. Кроме того, такой набор сингенетичных включений указывает на гетерогенное состояние рудоносных магм, на существование совместно с силикатным расплавом самостоятельной флюидной фазы, как правило, с высокой концентрацией солей в ее составе, иногда весьма разнообразных по составу.

# РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ПИКРИТ-ФЛЮИДИЗИТОВ СЕРГЕЕВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Н.Я. Ященко, А.А. Кульчицкая  
КО УГГРИ, Симферополь; ИГМР, Киев; ИПФ, Сумы

Пикрит-флюидизиты установлены на всех золоторудных объектах Солонянского рудного поля Сурской зеленокаменной структуры Украинского щита. С ними, весьма вероятно, генетически связано наиболее позднее в архее золотое оруденение активизационной плутоногенной золото-карбонат-сульфидно-теллуридной формации. Пикрит-флюидизиты включены в состав золотобалкинского комплекса AR<sub>3</sub>, представленного мощными дайками габбро-пикритов и габбро-пикрит-норитов, связанных с позднеархейской активизацией. По петрохимическим особенностям породы соответствуют производным пикрит-базальтовых расплавов – на идентификационных диаграммах составы пикритоидов, в том числе пикрит-флюидизитов, попадают в поля «базитов континентальных рифтов», лампроитов, пикрит-кимберлитов. Ранее их относили либо к метасоматитам («золотоносные амфиболовые метасоматиты» по ультраосновным породам - [1]), либо - к гидротермалитам (тремолит-тальк-карбонатные флюидизитовые сланцы – [2]).

Пикрит-флюидизиты слагают дайко- и жилоподобные крутопадающие секущие тела мощностью от 5-10 см до 4-5 м. Нередко образуют серию инъекционных прожилков, секущих (мигматизирующих) рассланцованные габброиды и вулканиты базальтоидного состава, дайки плагиогранит-порфиоров, раздробленные жилы и прожилки пегматоидного кварца. Наиболее часто флюидизиты используют систему разрывов, контролирующую внедрение даек плагиогранит-порфиоров, жил пегматоидного кварца и, в результате, содержат ксеногенный пирогенный кварц, иногда плагиоклаз [3]. Пикрит-флюидизиты выделяются зеленовато-светлосерой окраской, флюидално-псевдосланцеватой текстурой, обусловленной ориентировкой чешуек биотита, талька, нередко огибающих крупные кристаллы амфибола (не катак-

лазированного!). Породы отличаются крайне неравномерным распределением минералов по падению жильных тел, изменчивой структурой, переменным составом минералов. Главные породообразующие минералы: тремолит-железистый тремолит, железистый тальк ( 7,1 мас% FeO), флогопит-биотит, карбонаты (кальцит, доломит, анкерит, сидерит, родохрозит), пирротин, магнетит. В тальке отмечается самородное золото в парагенезисе с тетрадимитом, пирротином, сульфидами  $W_i$ . Порода состоит из крупных (1-7 x 0,2-0,7 мм) удлиненно-призматических кристаллов бесцветного тремолита и мелко-микрорезнистой основной массы, состоящей из карбоната, талька, биотита, коротких призм тремолита, обособлений пирротина.

*Кристаллы тремолита* обычно переполнены включениями. Доминируют два типа – кальцитовые и ораче-включения, изредка встречаются существенно газовые и включения биотита. Размер включений от первых мкм до сотни мкм. Наблюдается их зональное расположение в кристалле: включения подчеркивают передвижение призм  $\{110\}$  и  $\{011\}$ . Карбонатным включениям свойственна самая разнообразная форма – от ромбоздрических кристаллов до закругленных многогранников, приближающихся в плане к треугольнику, и каплеобразных выделений. Очевидно треугольная форма кальцитовых зерен обусловлена влиянием тремолита, поскольку такую же форму имеют газовые включения в этом минерале. Удлиненные многогранники кальцита ориентированы строго вдоль оси  $c$  кристалла-хозяина, реже поперек. Очень часто фиксируются признаки совместной кристаллизации тремолита и кальцита. Кальцит кристаллизовался или вместе с тремолитом, или несколько позже, из законсервированного в тремолите расплава. Вероятнее всего оба варианта имели место, а также эпигенетическая кристаллизация кальцита в трещинах тремолита. Включения кальцита термостойкие до 450°C, а далее постепенно разлагаются, что сопровождается образованием трещин. В редких случаях трещины не достигают поверхности кристалла-хозяина, и тогда в них выплавляется карбонатная жидкость, из которой после охлаждения кристаллизуется кальцит. Невысокая температура выплавки – 700 - 750°C, свидетельствует о значительной примеси  $Ca(OH)_2$  в расплаве, понижающем плавление карбонатной фазы.

Непрозрачные включения представлены или гексагональными пластинками, или черными шариками и «капельками». В отраженных лучах оба типа включений выглядят как пирротин. Но пластинчатые кристаллы инертны к повышению температуры, тогда как из «капелек» от 650 и до 800°C выплавляется небольшое количество буроватого стекла. Очевидно, среди ораче-включений есть два типа – протогенетические включения кристаллов пирротина и сингенетические включения силикатно(?)-сульфидного расплава. Совместное нахождение в тремолите первичных включений сульфидного и карбонатного состава приводит нас к выводу о возможной ликвации остаточного расплава, расслоении его на сульфидную и солевую составляющие.

Существенно газовые включения весьма редки, им свойственны треугольные очертания. Чаще газ приурочен к включениям кальцита, по периметру или сбоку. Соотношение карбонатной и газовой фаз невыдержанно. Это включения гетерогенного захвата, как следствие вскипания расплава. Состав газа в герметически закупоренных вакуолях установить не удалось – газ не реагирует на охлаждение до –196°C.

В кальците доминируют газово-жидкие включения, которые по всем критериям надо отнести к первичным. Они очень густо «насыщают» минерал и наблюдается зональность их расположения - зоны с обильными включениями чередуются с прозрачными, без включений. Лишены включений периферийные участки кристаллов. Форма включений – «совершенные отрицательные ромбоздры, что может быть следствием медленного остывания сформированных карбонатных масс. Размер включений ничтожный, редко достигает 3 мкм. Можно только заключить, что это включения типа  $H_2O + CO_2$  (15 - 25%). Частичная гомогенизация  $CO_2$  - в пределах комнатной температуры (в жидкость). Максимальные значения полной гомогенизации таких включений вряд ли превышают 350°C, что в общем не согласуется с высокой температурой карбонатного расплава в тремолите, если поправка на давление незначительная. Но у нас есть все основания полагать, что разница между  $T_{\text{гомогенизации}}$  и  $T_{\text{захвата}}$  включений за счет давления была значительной, 100°C и больше. Вполне вероятно, что газово-жидкие включения представляют собой парообразную фракцию вски-

пающего карбонатного расплава. Необычной формы редкие включения кальцита в кальците, выкристаллизовавшиеся позже минерала-хозяина, возможно и представляют реликтовый карбонатный расплав, сингенетический жидким включениям.

*Кварц* часто содержит в середине зерен кристалло-газовые включения (кальцит + газ), которые сменяются существенно кальцитовыми и далее к краю зерна существенно газовыми. Непостоянное соотношение фаз в кристалло-газовых включениях свидетельствует скорее в пользу гетерогенного захвата газа. Газ кристалло-газовых включений, также же как газ в тремолите, не реагирует на охлаждение. Существенно газовые включения в периферийных участках зерен кварца – это сильно сжатый  $\text{CO}_2$ , плотность которого превышает  $0,9 \text{ г/см}^3$ , с вероятной примесью  $\text{CH}_4$ . Даже если температура захвата включений составляла всего  $100^\circ\text{C}$ , давление в среде минералообразования достигало 100 МПа. Точно оценить давление не представляется возможным из-за отсутствия сингенетических водосодержащих включений. Отдельные находки газовой-жидких включений (вода + 25% жидкого  $\text{CO}_2$ ) обнаруживают высокую плотность флюида – включения взрываются до  $200^\circ\text{C}$ , задолго до гомогенизации.

Результаты изучения включений подтвердили существование расплава при формировании пикрит-флюидозитов и расслоение его на несколько фаз – газообразную, карбонатную, сульфидную, чем и объясняется неравномерное распределение соответствующих минералов. Некоторое противоречия между высокой температурой кристаллизации пирротина и тремолита и умеренной для кальцита и кварца возможно связано с дайковой природой тел, быстрым снижением температуры на фоне растущего давления. Не исключено, что крупные вкрапленники тремолита относятся к типу интрателлурических.

1. *Монахов В.С., Сеницын В.А., Фомин Ю.А. и др.* // Геологич.журн.-1994.-№ 3.- С. 65-76.
2. *Дерябин Н.И.* Золото докембрия.- Киев.: Альфа-Принт.-2000.- 111 с.
3. *Яценко Н.Я., Шехоткин В.В., Кульчицкая А.А.* // Минер. журн.-1999.- т.21.- № 4.- С. 121-126.

# **ВКЛЮЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ В МИНЕРАЛАХ АЗОВСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)**

**А.А. Кульчицкая, В.С. Мельников**  
*ИГХМР НАН Украины, Киев*

Азовское цирконий-редкоземельное месторождение представляет собой шток крупнозернистых сиенитов и сиенит-пегматитов с циркониевой и бритолитовой минерализацией среди мелко-среднезернистых безрудных сиенитов Южно-Кальчицкого массива. Породы характеризуются богатым минеральным составом: фаялит, феррогастингсит, аннит, анортоклаз-микропертит, альбит, циркон, апатит, бритолит, флюорит, магнетит, кварц, кальцит и др. Геолого-петрографические наблюдения позволили поначалу считать эти породы метасоматическими образованиями (Стрекозов и др., 1998). Последующее изучение включений в минералах сиенитов привело к выводу о магматогенной природе штока (Мельников и др., 2000).

В цирконе обнаружены (Возняк и др., 2000) отрицательные кристаллы, размером 10-50мкм, заполненные изотропным веществом (стеклом?) с газовым пузырьком (от 0 до 15 %). Первичность включений не вызывает сомнений, как и то, что в момент захвата цирконом содержимое включений представляло собой гомогенную жидкую фазу. Температура гомогенизации включений (900-1200°C) прямо указывает на существование магматического расплава. Неодинаковый состав аморфного вещества в разных включениях – от существенно солевого (фосфатного) до Na-Al-силикатного и K-Al-Fe-силикатного, позволяет предполагать ликвацию магмы. Стекловатые и аморфные продукты нередки в сиенитах помимо включений в цирконе.

Крупные кристаллы анортоклаз-пертита избобилуют включениями раскристаллизованного расплава, но только немногие из них имеют форму, соответствующую таковой для полевого шпата. Форма включений, зональное распределение минералов позволяют сделать один вывод: это следствие раскристаллизация жидкой субстанции. Нигде не

отмечены признаки существования газообразной фазы. Среда минералообразования не отличалась однородностью – состав содержимого включений изменяется от существенно галоидного ( $\text{CaF}_2$ ) до силикатно-солевого (биотит+альбит+флюорит (или кальцит)) и силикатного (альбит+биотит). Признаки ликвации видны воочию – обособление силикатно-солевой, а затем фторидной или карбонатной фазы фиксируется внутри включений.

Для флюорита установлено не менее 5 типов материнского флюида в зависимости от местонахождения зерен в породе. Преимущественно это «сухие» галоидные ( $\text{NaCl}$ ) расплавы, сосуществующие с силикатными. И только на участках, где флюорит становится порообразующим минералом, возрастает роль водосодержащих флюидов – рассолов-растворов ( $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ ). Температура гомогенизации безводных солевых расплавов несколько превышает  $800^\circ$ , растворов-расплавов – не ниже  $450^\circ$ . Сингенетические силикатные расплавы представлены почти мономинеральными выделениями альбита, амфибола, биотита. Треугольные пластинки этих минералов, ориентированные согласно кристаллографическим направлениям минерала-хозяина, как нельзя лучше подходят под определение отрицательных кристаллов флюорита, и представляют две фазы: щелочно-силикатную (альбит), и железисто-силикатную (амфибол или биотит). Чтобы принять отрицательную форму, содержимое включений на момент захвата должно было иметь свойства жидкости. На роль материнских для флюорита претендуют и фосфатно-силикатный расплав (каплеподобные выделения бритолита в флюорите), и циркониево-силикатный.

Обнаруженные включения в других минералах показывают полную согласованность химического состава реликтового флюида от начала до конца кристаллизации сиенитов. Постоянно прослеживается расслоение расплава на солевую (фосфатную, фторидную, хлоридную, карбонатную) и силикатную составляющие. Последняя, в свою очередь, разделяется на слабожелезистую и сильножелезистую, приближающихся по составу соответственно к альбиту и биотиту. Химическое сродство включений лишней раз подчеркивает генетическое единство всех минералов и в общем согласуется с поведением богатых

фтором силикатных расплавов.

Противоречия наблюдаются между температурными параметрами кристаллизации минералов, полученными по включениям, и геолого-петрографическими наблюдениями. Во-первых, не обнаружены зоны закалки вмещающих пород, что неизбежно при такой высокой температуре магмы. Во-вторых, включения стекла, как признак быстро остывающей магмы, не согласуются с крупнозернистой структурой сиенитов. В-третьих, состав полевого шпата (~63% Ab) указывает на гиперсольвусные условия его кристаллизации и температуру порядка 720-630°C. Есть и другие несоответствия. Первичные включения в анортоклазе, особенно из лейкократовых сиенитов, содержат много гидроксидов и карбонатов, что больше подходит под состав гелей кремнезема, чем силикатных расплавов. Гелевой природе вполне соответствуют также интерстиционные стекловатые образования. Очень много, как для расплава, ликватов. Их изменчивый состав в пределах поля зрения микроскопа указывает на необычно вязкую среду, сродни полутвердой жидкости, тогда как вода и фтор должны были снижать вязкость силикатного расплава.

Можно построить гипотезы, базирующиеся на локальном повышении температуры или скачкообразном ее понижении, но для большого магматического очага такие варианты выглядят неубедительными. А была ли вообще высокая температура? И был ли настоящим магматический расплав? Мы можем утверждать только то, что на момент захвата содержимое включений представляло собой жидкую фазу. Не вызывает сомнений также первичная природа содержимого включений и дифференциация минерального вещества.

Породы Азовского штока являются не единственными на Украинском щите, где отмечено несоответствие между температурными параметрами, замеренными по включениям и полученными косвенным путем. Высокотемпературные включения расплавленного золота (Майское золоторудное месторождение) и пирротина (редкометальное месторождение «Надия») не согласуются с фациальной позицией вмещающих пород. Температура в 1200°C, полученная по включениям в апатите Черниговского карбонатитового комплекса, не согласуется с

минеральным составом пород. Отмечены аномалии для золоторудных месторождений Сергеевское и Балка Золотая. Все это объекты спорного генезиса и именно благодаря термобарогеохимическим исследованиям чаша весов для некоторых из них склонилась в сторону магматического происхождения.

Возможно жидкое состояние материнского вещества обусловлено не столь влиянием температуры, сколько влиянием давления? Или разжижающим действием (опять же под давлением) восстановительных флюидов, особенно с кислотными свойствами? Их действие сродни гидратации породы, сопровождается повышением температуры и может привести к образованию настоящих расплавов или же ограничиться формированием флюидонасыщенных вязких масс. Следующее за этим перераспределение минерального вещества соответственно новым РТХ-параметрам аналогично кристаллизационной дифференциации.

Действительно, перечисленные объекты являются высокobarическими образованиями. На большое давление указывают геологические признаки, минералогические барометры, большие значения  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  и плотности газов во включениях. Оценка давления по включениям дает значения 100-200 МПа, а для некоторых объектов и больше при весьма неоднородном его распределении, что особенно проявляется на Азовском месторождении. Именно флуктуации давления на фоне сравнительно невысокой, но стабильной температуры, могли быть фактором, содействующим дифференциации минерального вещества, аккумуляции рудных минералов.

1. *Стрекозов С.Н., Васильченко В.В., Гурский Д.С. и др.* // Мінер. ресурси України. – 1998. - №3. – С.6-9.

2. *Мельников В.С., Возняк Д.К., Гречановская Е.Е., Гурский Д.С., Кульчицкая А.А., Стрекозов С.М.* // Минерал. журн. – 2000. – 22, №1. – С.42-61.

3. *Возняк Д.К., Кульчицкая А.А., Мельников В.С., Павлишин В.И., Стрекозов С.М.* // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. Київ. – 2000. – С.140-142.

# СВИДЕТЕЛЬСТВА СВЯЗИ КАРБОНАТИТОВ С ЩЕЛОЧНЫМИ ГАББРОИДАМИ И СИЕНИТАМИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ

А.Г. Дорошкевич, Г.С. Рипп  
ГИ СО РАН, Улан-Удэ

Особенностью карбонатитов Юго-Западного Забайкалья является их пространственная ассоциация с щелочными габброидами и сиениитами. Они располагаются в пределах рифтовой зоны, в бортовых частях мезозойских рифтогенных впадин.

Карбонатиты и шонкиниты имеют близкие значения абсолютного возраста (116 млн. лет и 130 млн. лет, соответственно). К числу признаков связи карбонатитов и щелочно-основных силикатных пород относятся их геохимические особенности. Щелочные силикатные породы также как и карбонатиты характеризуются высокими концентрациями бария, стронция, фосфора и сульфатной серы. Во всех проанализированных пробах шонкинитов и сиенитов содержания стронция и бария достигают 5-6 мас. %. При этом барий постоянно входит в состав щелочных полевых шпатов (до 2,5 мас. % BaO), часть его связана с целестином и барито-целестином. Источником стронция являются, в основном, целестин, отчасти кальцит. Кривые распределения нормированных содержаний РЗЭ в щелочных силикатных породах и карбонатитах имеют близкую конфигурацию. Для тех и других характерно резкое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми. Состав и уровень концентраций РЗЭ в апатитах из карбонатитов и щелочных силикатных пород близки. В апатитах из силикатных пород содержания РЗЭ варьируют от 1.11 до 2.98 мас. %, из карбонатитов от 0.77 до 1.73 мас. %. Апатиты из шонкинитов, также как из карбонатитов, характеризуются высоким содержанием сульфат-иона (1.27 мас. % в сиенитах и 0.67 мас. % в шонкинитах, до 1.76 мас. % в карбонатитах). Изотопный состав серы 12.2 ‰  $\delta^{34}\text{S}$  целестина из интерстиции и миароловых пустот в шонкините близок составу сульфатной серы карбонатитов.

Аналогичен карбонатитам и изотопный состав стронция в этом минерале ( $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} - 0,70607$ ).

Эти данные, тем не менее, не являются достаточными для оценки генетической связи карбонатитов и щелочно-основных пород. Наиболее достоверные свидетельства получены при проведении термобарогеохимических исследований. В первичных силикатно-солевых и солевых включениях, присутствующих в эгирин-диопсиде, титаните из шонкинитов в составе твердых фаз, помимо калиевого полевого шпата и биотита, установлены кальцит, высокобариевый целестин и ангидрит, являющиеся типоморфными пороодообразующими минералами карбонатитов. Кроме того, в шонкинитах присутствует кальцит, слагающий твердые включения в титаните и интерстициальные выделения совместно с целестином. Этот кальцит содержит повышенные количества стронция (до 1,6 мас. % SrO).

В карбонатитах изучены включения в бастнезите и флюорите. В первичных полифазных включениях в бастнезите из карбонатитов также как и в силикатных породах отмечаются сульфаты щелочей, кальция и стронция. Состав сульфатных фаз более многообразен (ангидрит, барито-целестин, целестин, тенардит, арканит, афтиталит).

Щелочи и сульфатная сера играли важную роль в формировании шонкинитов и карбонатитов. В шонкинитах щелочи связывались в основном с кремнием, алюминием, а в карбонатитах – с сульфатной серой. Проведенными криометрическими исследованиями сколь угодно значимых количеств  $\text{CO}_2$  во включениях в бастнезитах не установлено. В то же время среди твердых фаз в них отмечаются карбонаты кальция, магния и железа.

При нагревании первичных силикатно-солевых включений в эгирин-диопсиде происходила их декрепитация при  $400^\circ\text{C}$ , обусловленная высоким флюидным давлением в них. Эта температура в два раза ниже температуры, полученной при расчете с помощью геотермометра пироксен-расплав (Putirka et al., 1996), которая составила около  $915^\circ\text{C}$ .

В первичных многофазных включениях бастнезита также не было достигнуто полного плавления дочерних минералов, так как в интервале  $500-520^\circ\text{C}$  бастнезит в атмосфере воздуха становится непрозрач-

ным. При этих температурах в составе включений оставалось еще 40-60 об. % нерастворенной твердой фазы. Гомогенизация газовой фазы была зафиксирована также лишь в единичных случаях, при температуре 470°C.

Во флюоритах твердые включения представлены кальцитом, а гомогенизация первичных газовой-жидких включений происходила при температурах 390-400°C. Проведенными криометрическими исследованиями нескольких представительных включений во флюорите присутствие жидкой углекислоты и клатратов не установлено, твердая  $\text{CO}_2$  не вымораживается. По температуре растворения выпадающих кристаллов (от +3,5 до +11,1°C), концентрация солей в газовой-жидких включениях во флюоритах условно оценивается в 24-26 вес. % экв.  $\text{NaCl}$ .

С посткарбонатитовым этапом связано образование гидротермалитов, представленных стронцианитовыми, барит-кальцитовыми, флюоритовыми и кальцитовыми прожилками, развивающимися как по карбонатитам, так и по вмещающим породам. Низкотемпературная гидротермальная стадия подтверждена наличием во флюоритах вторичных газовой-жидких включений, гомогенизация которых происходила при 130-170°C.

## **ВКРАПЛЕННИКИ ПЛАГИОКЛАЗОВ В АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТАХ, АНДЕЗИТАХ И ДАЦИТАХ ВУЛКАНОВ ГОРЕЛЫЙ И МУТНОВСКИЙ (ЮГ КАМЧАТКИ): УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ**

**Л.Н. Хетчиков, А.А. Чащин**  
***ДВГИ ДВО РАН, Владивосток***

1. Вулканы Горелый и Мутновский характеризуются широким спектром пород от базальтов до риодацитов. Структуры этих пород обычно порфириновые, хотя общее количество вкрапленников законо-

мерно уменьшается от базальтов к дацитам. Доминирующим минералом-вкрапленником во всех типах пород является плагиоклаз. Ранее нами в ряде работ были опубликованы результаты изучения плагиоклазов базальтов вулканов Мутновский и Горелый. Настоящее исследование посвящено изучению плагиоклазов более кислых пород – андезито-базальтов вулкана Горелый; андезитов и дацитов обоих вулканов.

2. В истории развития вулкана Горелый установлено три крупных этапа. Первый докальдерный этап (средний плейстоцен) связан с формированием древней постройки, от которой сохранились только небольшие фрагменты в уступах кальдеры. Второй этап (поздний плейстоцен) проявился в серии катастрофических извержений пироклаستي, за счет которых образовано обширное плато игнимбритов ( $600\text{км}^2$ ). С третьим этапом (поздний плейстоцен-голоцен) связано образование в центре кальдеры современной постройки вулкана, в составе которой широко распространены изученные нами андезито-базальты. Вулкан Мутновский - сложное хребтообразное сооружение, состоящее из четырех слившихся между собой двойных стратоконусов (Мутновский I, II, III, IV), последовательно возникших, в период с позднего плейстоцена до голоцена. Вулкан относится к числу активно действующих в настоящее время.

3. Учитывая, что вопросам петрографии и минералогии вулканов посвящено значительное число публикаций, мы ограничились только кратким описанием изученных нами образцов, обращая особое внимание на характеристику вкрапленников и минералов из основной массы. По плагиоклазам получены данные об их составе и закономерностях распределения в изученных породах, а также размерах кристаллов и содержащихся в них включений других минералов. Во многих породах устанавливается зональность кристаллов – центральное, нередко резорбированное ядро сложено относительно основным плагиоклазом, обрастает каймой более кислого состава. Плагиоклаз с обратной зональностью встречается преимущественно в андезито-базальтах вулкана Горелый. С помощью геотермометра А. Кудо и Д. Вейла оценены температуры кристаллизации вкрапленников и микролитов плагиоклаза во всех типах рассматриваемых пород.

4. В плагиоклазах всех пород изучены расплавные включения, нередко, весьма обильные в отдельных кристаллах. Исследования показали определенные различия расплавных включений в плагиоклазах пород различного состава и в тоже время ряд их сходных характеристик в минералах одноименных пород вулканов Горелый и Мутновский. В плагиоклазах всех пород обнаружены два типа двухфазовых (газ+стекло) расплавных включений. Одни из них приурочены к центральным частям кристаллов, другие к периферическим каймам или к трещинкам в ядрах зерен, не выходящих за их пределы. Широко распространены комбинированные включения, состоящие из прозрачного силикатного стекла, кристаллов апатита, газовой фазы и иногда рудного минерала. В составе минеральных включений обычен, апатит и рудные минералы. Нередки однофазовые микровключения силикатного стекла. Определены температуры гомогенизации двухфазовых расплавных включений в плагиоклазах всех типов пород.

5. Газово-хроматографическим анализом определено содержание шести летучих компонентов в плагиоклазах –  $H_2$ ,  $N_2$ ,  $Co$ ,  $CH_4$ ,  $CO_2$  и  $H_2O$ . По результатам анализа все изученные образцы отличаются очень низким содержанием или даже отсутствием  $N_2$  и  $CH_4$ . Содержание  $H_2$  крайне не постоянно, обычно оно не превышает 1 – 2 об. %, но в четырех из двадцати двух проанализированных проб водород содержится в пределах от 4,82 до 11,80 об. % (андезиты и андезито-базальты вулкана Горелый). Главными газовыми компонентами во всех пробах являются  $CO$ ,  $CO_2$  и  $H_2O$ . Отмечаются существенные различия по содержанию этих компонентов в плагиоклазах разнo основных пород. Например, среднее содержание  $CO$  в плагиоклазах андезитов вулкана Горелый составляет - 7,95 об. %, а в андезито-базальтах - 3,19 об. %,  $H_2O$  соответственно 90 и 94 об. %. По содержанию  $CO_2$  эти образцы близки между собой, но различаются по общему газосодержанию. Рассчитанные средние содержания главных газовых компонентов подтверждают некоторые важные различия газового состава образцов вулканов Горелый и Мутновский.

6. Микрорентгеноспектральным анализом определен состав стеккол двухфазовых расплавных включений в плагиоклазах, состав со-

-оп ыссам йонвонсо покэтэ вятсоо эжкэт в ,вогвлконтылп хн хншжрэд  
-опмож вдрр мннэжрэдос в рнрнлвэр эиннэвтээшүс инглвонвтэУ .дор  
отоголпя н йннэропкя хиннэцвллпср хвлкэтэ хантвкнпнс в вотнэн  
SiZ эннэжрэдос эокоосыя ээлод оныпэтэвэжоп оннэдосо .дороп вятсоо  
-ннэропкя хыротожэн в ,рэмнрпян ,эшоагнтотод ,йннэропкя хвлкэтэ в  
-орнш ртоиырэмто рмэрэв эж от В .о .сам Гд вотапывэвд-отнэгднв ен хр  
хиннэмнондо в ,хвлэвэрдэ хыротожэн в SiZ мннэжрэдос в нцлвнрвэ энк  
н йнэвэрд хвтнэгднв в ,рэмнрпян ,внжкүв эж отот н отондо хвороп  
йпэротI вонжкүв хвороп в ,йпэротI внжкүв жордтоп йоннэмэвэроо  
хивнвллпср покэтэ хантвкнпнс рлд ототэ омнмоП .йнкэвонтүМ н  
рннэжрэдос энкэосыя ээлод ртоиырэмто хвэлконтлп в йннэропкя  
-нож энжэн ээлод он ,O₂K ,OgM ,FeO ,FeO (эвэрүцэ эвтэнншапод в ) SiT  
-трдоянрП .дороп эвтсоо моголпя в мэр ,O₂Ия н OaC ,O₂IA нцлвртнэл  
-опмож хиннэлэкрэдрэп мрнцлвртнэшнок оп эиннад эиннэлтннвэрс рэ  
вонжкүв дороп хинэвр ен хвэлконтлп в йннэропкя хвлкэтэ в вотнэн  
дороп ыссам йонвонсо покэтэ вятсоо энпнА .йнкэвонтүМ н йпэротI  
-свр покэтэ то рнрнлто эиротожэн н нтсоннэдосо эншдо хн пвэжоп  
.хвэлконтлп в йннэропкя хивнвлп

-од ртэввннвлвнэтсү вогвлконтлп вожнннэллвркя мэннэрүЭН .Г  
-эН .этаро можээнртвмтм в рннэвэорнмрдоф хн рнротэн ввнжопс онылов  
кмүвд эоннэдждрэвтдоп ,вэлконтлп воцлвтснрк йнцлвдэнэл хүвд энрнл  
-нрк эннэвэорндрэдрэв эжкэт в ,йннэропкя хивнвллпср нмрнцлвдэнэл  
-эвэ оя ввдрэв йнннэлэдэрпо вн тоивывэвжү нцлвдэнэл йовэрп воцлвтэ  
ртоивывндртвмэсэсР .нтсонвонсо йонэвр воцлвтснрк рннэвэорнмрдоф ннэм  
-вдрэпмэт нцлвнрвэ ,ннэмэвэ оя воввллпср вятсоо рннэнэмэн иннрнрп  
-оэвI вмсэрд н вятсоо эжкэт в ,дороп нцлвэнплтснрк вннжэвд отондүт  
-эгдоп эсэшорп в .д.т н хвжннэллвркя-хвлэвэннм в йэшонпвтэсоо йов  
-ввллпср үввтсоо оп эиннад эиннэрүлоП .нтсонхдрэвоп к ввллпср вл  
-рлвэгоп дороп ыссам йонвонсо элжэтэ н хвлэвэннм в йннэропкя хивн  
рлд воэнпнвнв хивндодоп ннэрвэнэ о рдовывэв эиротожэн ятвэдсэ тои  
.воввллпср хивндохэн вятсоо кннэлп

# К ТЕОРИИ ГЕНЕЗИСА ПРИРОДНЫХ АЛМАЗОВ И ВОПРОСЫ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

С.Н. Бекеша, И.М. Наумко, И.М. Сворень  
ИГГГИ НАН Украины; НАК «Нефтегаз Украины», Львов

Установление условий образования природных алмазов является важнейшей задачей в общей проблеме геохимии углерода глубинных горизонтов литосферы планеты, в частности и для территории Украины. К сожалению, накопленный на сегодняшний день огромный объем информации по генезису этого драгоценного минерала не отражает всей полноты данной проблемы.

В работе [1] известные гипотезы образования алмазов разделены на две группы: 1) алмазы кристаллизуются в области своей термодинамической стабильности; 2) алмазы кристаллизуются в метастабильной области. Отмечается, что все современные гипотезы подразумевают многовариантность механизмов природного алмазообразования, и здесь оценка РТ-условий формирования алмазоносных парагенезисов должна иметь первостепенное значение.

Важнейшим источником информации о процессах алмазогенеза служат термобарогеохимические данные изучения флюидных включений, законсервированные в алмазах и их минералах-спутниках. Сам алмаз, учитывая его физические свойства и химическую стойкость, является прекрасной средой для консервации и выноса на дневную поверхность флюидных частиц ультраосновной магмы. Однако следует отметить, что большая часть существующей информации по термобарометрии и геохимии алмазоносных парагенезисов базируется на материалах изучения вторичных генераций флюидных включений в минералах, отражающих завершающие этапы алмазообразования; первичные же включения, содержащие частицы глубинных флюидов, изучены пока недостаточно.

Многочисленными исследованиями установлено [2-5 и др.], что для большинства месторождений мира законсервированные в кимбер-

литовых алмазах газы представлены  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ ,  $H_2$  и  $N_2$  и соответственно отвечают флюидной фазе системы Н-О-С-N. В гранатах из кимберлитов трубки Мир и глубинных ксенолитов обнаружены первичные включения с существенно углеводородным составом [7]. Состав летучих из гранатов катаклазированных лерцолитов трубки Удачная указывает на превалирование  $CO$ ,  $CO_2$  и  $H_2$ . Изучение расплавных и сложных микровключений в оливине второй генерации из лампроитов трубки Эллендейл 11 (Австралия) установило определяющую роль  $CO_2$  в системе флюида и подтвердило существенную роль F в системе [8]. О доминирующей роли соединений углерода в составе флюидов астеносферы и нижних частей литосферы планеты свидетельствуют и геохимические данные по составах включений флюидов в минералах базальтов и ультраосновных нодулей верхней мантии.

Территория Украины является составной частью Восточно-Европейской кимберлитовой провинции и является перспективной на выявление коренных месторождений алмазов. Находки обломков кимберлитов на Припятском валу, открытие кимберлитовых трубок в Приазовье, наличие даек слюдистых кимберлитов и лампроитов в пределах Кировоградского геоблока, многочисленные находки кристаллов алмаза и его минералов-спутников в разновозрастных терригенных отложениях подтвердили прогнозы специалистов относительно потенциальной алмазоносности указанной территории. В последнее время в пределах Украины выделен новый специфический тип алмазоносных пород (формаций) – флюидизатно-эксплозивный [9].

Полученная нами термобарометрическая и геохимическая информация по составу флюидных включений в алмазах из диатрем Архангельской кимберлитовой провинции [3] свидетельствует об отличиях состава исходного глубинного флюида и условиях кристаллизации алмазов севера Восточно-Европейской платформы; в составе флюидных включений в изученных кристаллах значительно меньше количество летучих веществ по сравнению с алмазами Сибирской платформы, а содержание азота более чем на порядок меньше, чем в якутских алмазах. Данный факт указывает, что состав глубинного флюида при становлении кимберлитовых трубок Архангельской про-

винции отвечал системе Н-О-С, тогда как для кимберлитов Якутии – Н-О-С-N. По-видимому, более окислительные условия кристаллизации (характерные для севера Восточно-Европейской платформы) проявились при процессах алмазогенеза и в пределах Украины, как южной окраины платформы. На сегодняшний день подобные комплексные исследования для территории Украины отсутствуют, несмотря на многочисленные находки, в первую очередь, минералов-спутников алмаза.

Установление за комплексом термобарических и геохимических данных генетической принадлежности кристаллов алмаза и его минералов-спутников в россыпях и коренных телах в пределах перспективных регионов Украины может служить надежной основой для разработки объективных критериев прогнозирования и поисков потенциально алмазоносных пород.

1. *Ваганов В.И., Соколов С.В.* Термобарометрия ультраосновных парагенезисов. М., 1988.
2. *Бартошинский З.В. и др.* 1987. Минерал. сб. Львов. ун-та. №41. Вып.1.
3. *Бартошинский З.В. и др.* 1990. Минерал .сб. Львов. ун-та. № 44. Вып.2.
4. *Melton C.E., Giardini A.A.* 1974. Amer. Miner. Vol.59. N 7/8.
5. *Melton C.E., Giardini A.A.* 1981. Amer. Miner. Vol.66. N 7/8.
6. *Никольский Н.С.* Флюидный режим эндогенного минералообразования. М., 1987.
7. *Томиленко А.А. и др.* 1997. Геология и геофизика. Т.38. №1.
8. *Соболев А.В. и др.* 1985. Докл. АН СССР. Т.284. №7.
9. *Яценко Г.М., Гурский Д.С., Слишко Е.М. и др.* Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. К., 2002.

# О СХОДСТВЕ И РАЗЛИЧИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И «ТИПИЧНЫХ» ГИДРО-ТЕРМАЛЬНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

**Б.М. Тишкин, Л.Н. Хетчиков**  
*ДВГИ ДВО РАН, Владивосток*

I. Общей характерной особенностью рудно-магматических систем с магматическим и «типично» гидротермальным оруденением является структурная упорядоченность интрузивных образований, выраженная в ритмичной расслоенности, что устанавливается как при картировании интрузивов, так и при петрохимических построениях по оригинальной методике. Для классических расслоенных интрузивов известны проявления жильных тел, в том числе и с оруденением, состав, которых отвечает составу пород в ритмах интрузива (Мончетундра, Бушвельд). Для ряда гранитоидных рудно-магматических систем характерно ритмичное проявление во времени контрастных по составу даек (от аплитов до диабазов), которые могут быть до-, син-, после рудными. На некоторых месторождениях жильные тела магматитов содержат «типично гидротермальные» рудные образования (Монмин во Франции, Арсеньевское в Приморье). Ритмично расслоенные гранитоиды вмещающие оруденение известны на месторождениях Клаймакс, Ред-Маунтин, Рудные горы, Заайтплатс (граниты Бушвельдского комплекса), Джидинское и ряд других. Рудные тела на таких месторождениях, часто в виде согласных и субсогласных тел пегматоидов, грейзенов, штокверков или кварцевых тел, часто приурочены к межфазовым границам, обычно с проявленной ритмической расслоенностью, и могут образовывать, как и в случае классических расслоенных интрузивов, несколько ярусов. На некоторых золоторудных и молибденовых месторождениях в дайках отмечался постепенный переход гранитов к пегматитам и затем к кварцевым телам с рудной минерализацией.

II. Одним из самых серьезных аргументов в пользу гидротермальной модели остаточных растворов, является укоренившееся мне-

ние, основанное на различных методах термометрии, о низких температурах субстрата, из которого кристаллизовались кварцево-жильные агрегаты. Не отрицая такой возможности, отметим, что эти представления в ряде случаев входят в противоречия с наблюдаемыми проявлениями даек разного состава (от кислых до основных) в связи со стадийным развитием оруденения. Причем ассоциации даек для определенного типа оруденения оказываются устойчивыми.

III. Детальное исследование кварцево-жильных агрегатов золоторудных месторождений с учетом литературных данных показывает, что для них весьма характерны явления перекристаллизации, субстрат из которого они формировались отвечал насыщенному флюидами расплаву. Из этого можно заключить, что температуры, которые определяются в таких образованиях, отражают процессы раскристаллизации гелей (стекол?) и их последующей перекристаллизации. Начальные же температуры субстрата в области рудогенерации очевидно были значительно выше и, вероятно, соответствовали температурам собственно магматических расплавов.

IV. Скорость эволюции жильного вещества в тепловом поле зависит от мощности этого поля, состава и тектонических напряжений. Неодинаковая длительность и интенсивность эволюции жильного вещества разного состава, может приводить к несоответствию истории формирования месторождений, восстанавливаемой по изотопным данным и геологическим наблюдениям. Информация об агрегатном состоянии рудообразующего субстрата и его начальных температурах, получаемая при изучении газовой-жидких включений в кварце, претерпевшим метаморфизм, может использоваться только в качестве первого приближения.

# **ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СОСТАВОВ ОЛИВИНОВ И РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В НИХ ПРИ ФОРМАЦИОННОМ РАСЧЛЕНЕНИИ ИНТРУЗИВОВ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА**

**Н.А. Криволицкая, А.В. Соболев, С.Г. Симакин,  
Н.М. Свирская**  
*ИГАХ РАН, Москва; ИМИ РАН, Ярославль*

**Введение.** Типизация многочисленных ультрабазит-базитовых массивов Норильского района важна как для решения ряда фундаментальных проблем петрологии – выяснения положения интрузивов в общей системе магматизма северо-запада Сибирской платформы и соотношению их с эффузивными образованиями, – так и для поисков Pt-Cu-Ni оруденения. Однако она сильно затруднена в силу слабой обнаженности интрузивных силлообразных тел, локализованных в различных горизонтах терригенно-осадочных пород, и отсутствии непосредственных контактов между ними. Интервал значений абсолютного возраста для этих образований практически совпадает с точностью датировок изотопными методами.

Поэтому формационное расчленение гипербазит-базитовых массивов проводится на основании данных об их внутреннем строении, распределении главных компонентов и элементов-примесей в породах. Валовые составы пород часто представляют собой продукт многих геологических процессов - контаминации, вторичных гидротермальных преобразований и т.д. – и не позволяют оценить исходные для интрузивов магмы. Изучение расплавных включений в ранних ликвидусных фазах во многом помогает в решении данной проблемы.

**Методы исследования.** Главные компоненты в гомогенизированных включениях и оливинах изучались с помощью электронного микронзонда Cameca SX 50 (аналитик Н.Н.Кононкова, ГЕОХИ РАН), JXA 8200 (Н.А.Криволицкая, Институт химии Макса Планка, г.Майнц, Германия), а элементы-примеси и летучие компоненты – вода и фтор – с помощью ионного зонда (С.Г.Симакин, ИМИ РАН, г.Ярославль).

**Объекты исследования.** Наши попытки приблизиться к пониманию эволюции магматизма и механизмам формирования различных интрузивов основаны на исследовании составов оливинов и магматических включений в них из пикритовых, такситовых и оливиновых габбродолеритов рудоносных – Талнахского и Хараелахского- и безрудных – Нижне-Талнахского и Зеленогривского - массивов (первые три из которых локализованы в пределах Талнахского, а последний – Южно-Норильского рудных узлов), а также пикритов гудчихинской и туклонской свит туфолавоовой толщи.

Рудоносные и безрудные интрузивы отличаются между собой по внутреннему строению: первые представляют собой отчетливо дифференцированные тела с характерной сменой ультраосновных пород основными и даже средними снизу вверх по разрезу и соответствующим снижением содержания оливина в породах, а также сокращением в нем форстеритового минала (от  $Fo_{83}$  до  $Fo_{53}$ ), в то время как вторые очень слабо дифференцированы, количество оливина в породах закономерно меняется по разрезу, а состав его практически постоянен ( $Fo_{78-82}$ ). Безрудные массивы (относимые к нижнеталнахскому типу норильского комплекса) являются более магнезиальными в целом и обладают повышенной калиестью по сравнению с рудоносными (выделяемы-ми в верхнеталнахский тип того же комплекса).

**Результаты исследований.** По составу расплавные включения из изученных массивов распадаются на 2 группы: нормальные, близкие к составам пород (толеитовым базальтам), и аномальные, резко отличающиеся от них по содержанию ряда элементов.

Наиболее контрастно различия между группами проявлены за счет разных концентраций Са. Установлены низкокальциевые включения, типичные для массивов Талнахского рудного узла (среднее содержание 3.7 мас.% СаО) и высококальциевые – в оливинах Зеленогривского интрузива Южно-Норильского рудного узла (10-11 мас.% СаО). Первые в свою очередь обогащены  $SiO_2$  (до 57-58 мас. %) и почти всеми несовместимыми элементами, в то время как вторые имеют обычные для базальтов содержания (49-50 мас. %  $SiO_2$ ).

Составы оливинов из изученных пород также сильно варьируют и

распадаются на две группы, особенно по содержанию в них СаО. Так оливины с аномальными включениями характеризуются пониженными концентрациями данного элемента (в среднем составляющем 0.12 мас.% в минерале-хозяине), в то время как оливины с нормальными включениями обладают и нормальными содержаниями СаО (0.2-0.24 мас.%). По содержанию тяжелых редких земель и иттрия оливины всех массивов принадлежат также к разным группам, выделенным по составам включений.

Оливины из интрузивов Талнахского узла резко обогащены Y, Yb и Dy, а оливины Зеленогривского массива характеризуются очень низкими концентрациями этих элементов.

Существует прямая корреляционная зависимость между содержаниями редких земель и железистостью оливинов, причем каждый из изученных массивов характеризуется своим собственным трендом накопления HREE. Для высокомагнезиальных пород массивов Талнахского узла – Талнахского, Хараелахского и Нижне-Талнахского – типичны крутые углы наклона трендов на диаграмме Y(Yb,Dy) – Fo, указывающие на сильное накопление редких элементов с ростом фаялитового минала в оливине. Наиболее ярко это проявлено в Хараелахском массиве, где происходит увеличение концентраций HREE в 3-4 раза с изменением состава минерала-хозяина с Fo<sub>82</sub> до Fo<sub>70</sub>. Отмеченные тренды интрузивов Талнахского узла близки по крутизне наклона к тренду туклонской свиты и образуют единую серию, в то время как таковые для оливинов Зеленогривского массива и гудчихинских пикритов имеют более пологий наклон относительно оси X (Fo) (за счет слабого накопления редких земель с ростом Fa в оливине) и объединяются в другую серию.

Таким образом, различия между оливинами из разных интрузивов не совпадают с их геолого-геохимическими различиями и степенью минерализованности магматических образований. По составу оливинов и расплавных включений в них наблюдается сходство рудоносных и безрудных массивов, имеющих близкую геолого-тектоническую позицию. Вероятно, что механизмы образования этих оливинов близки между собой. Оливины Зеленогривского массива, расположенного в

Южно-Норильском узле, обладают принципиальными отличиями. Результаты моделирования с помощью программы КОМАГМАТ-3.5 свидетельствуют о том, что только тренд накопления REE в оливинах этого массива (а также в гудчихинских пикритах) может быть получен в результате простой фракционной кристаллизации; тренды остальных массив являются результатом, по-видимому, более сложных процессов. В первом случае оливин является внутрикамерной, во втором – интрателлурической фазой, кристаллизовавшейся из сильно фракционированного расплава с высокими концентрациями редких элементов.

**Выводы.** Для расчленения гипербазит-базитовых образований района недостаточно учитывать только геохимические особенности пород. Так массивы, отнесенные по этим признакам к разным типам (Хараелахский и Талнахский - к верхнеталнахскому типу, а Нижне-Талнахский –соответственно к нижнеталнахскому типу) могут иметь общую историю формирования: слагающие их высокомагнезиальные разности пород являются, по-видимому, кумулятивными горизонтами, в которых главный породообразующий минерал - оливин - образовался из расплава, отличного по составу от расплава, сформировавшего основной объем интрузива. В то же время очень близкие по геологопетрографическим особенностям Нижне-Талнахский и Зеленогривский массивы, обычно относимые к одному типу, резко отличаются, поскольку пикритовые и троктолитовые горизонты последнего являются продуктами внутрикамерной кристаллизации. Таким образом, сходные внешне образования могут быть продуктами отличающихся по фазовому и (или) химическому составу магм. Для достоверного формационного расчленения интрузивов необходимо использовать более широкий комплекс методов, в частности, и изучение расплавных включений и состав минерала-хозяина.

# **ВКЛЮЧЕНИЯ В ПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПРИРОДНЫХ АЛМАЗАХ**

## **INCLUSIONS IN POLYCRYSTALLINE NATURAL DIAMONDS**

**В.А. Петровский, М. Мартинс, В.П. Лютоев, М.И. Кучер,  
И. Карфункель, Ю.В. Глухов, А.Е. Сухарев, В.Н. Филиппов**  
*ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; Federal University of Minas  
Gerais, Belo Horizonte, Brazil; МГГА, Москва*

Минеральные включения в природных алмазах характеризуют особенности состава среды и физико-химических условий кристаллизации и дают возможность получать информацию о мантии Земли в целом, в пределах которой, происходило образование алмазов. При этом, основное внимание всегда уделялось изучению включений в монокристаллических разновидностях природных алмазов. Включения же в поликристаллических алмазах (например, карбонадо) все еще недостаточно исследованы (Горшков и др., 2002; Petrovsky et al., 2002). Вероятно, по этому трактовка генезиса карбонадо дается неоднозначно. Назрела необходимость в переходе от отдельного изучения минералов и находящихся в них флюидных включений к комплексному исследованию природных систем «минерал-флюид» в их пространственно-временном единстве (Летников, 1992; Петровский, 1983; Юшкин, 1977). Правомерность и необходимость такого перехода обусловлены существованием в минералах и во вмещающих их породах широкого спектра генетически взаимосвязанных дискретных консерватов минералообразующих сред (дефектов) – от отдельных молекул, блокированных в дефектах кристаллической решетки, до макроскопических фазовых флюидных включений (Труфанов, 1999).

В этой связи, проведенные авторами комплексные минералогические исследования карбонадо из алмазных россыпей Бразильской провинции связанной с докембрийскими формациями бассейна р.Макаубас штата Минас Жерайс могут способствовать разрешению проблем генезиса данных минеральных форм углерода и, возможно, определению формационной принадлежности коренных источников.

Для исследуемых поликристаллических агрегатов характерно совместное нахождение в порах индивидов как одного минерала, так и нескольких, кристаллизация которых происходила одновременно или последовательно. В них присутствуют сингенетичные включения самородных металлов и сплавов, оксидов титана и железа, широкий набор фосфатов и гидроксил-алюмофосфатов, минералов, характерных для гидротермальных процессов, РЗЭ (табл.1). Значительная концентрация металлов свидетельствует о восстановительной обстановке минералообразования в условиях высоких температур и давлений, скорее всего в декомпрессионной обстановке в крайне термодинамически неравновесных условиях.

Таблица 1

**Минеральные ассоциации включений в бразильских карбонадо**

Образец	Самородные минералы, металлы и их сплавы	Оксиды	Минеральные фазы (включения)	РЗЭ; актиноиды
MGC0	Алмаз*, графит*, муассонит (?), Al, Fe, Cu, Ag, Fe-Zr(?), Fe-Cr, Fe-Cr-Ti, Ti-Cu-Zn, Cu-Zn-Pb, Fe-Cu-Zn, Cu-Zn	TiO <sub>2</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ксенотим, барит, хлорид натрия, хлорид калия, кремниевая фаза (кварц(?)), гематит, рутил**, циркон, кальцит, магнетит, пирит, вюрцит, сфалерит, каолинит**, аргентит, галенит, алюмофосфат, перовскит, Sr-, Y-, Ce- фосфаты (флоренсит, ксенотим, монацит), ториянит, полевои шпат	La, Sc, Y, Ce, Nd, Pr, Th, U
MGC1	Алмаз*, муассонит (?), Zr-Ti(?)	-	Ксенотим, каолинит, алюмосиликат, плюмбогуммит*, калиевый каолинит	Nd, Sm, Gd, Ho, Dy, Er, Sc, Yb

MGC2	Алмаз*, муассонит(?)	TiO <sub>2</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Хлорид свинца, ксенотим, циркон, рутил**, гематит, пи- рит, плюмбогуммит*, каоли- нит**, галенит, аргентит, мо- шелансбергит (Ag <sub>2</sub> Hg <sub>3</sub> )**, флоренсит, перовскит	La, Ce, Sc, Nd; Th
MGC3	Алмаз*, чаоит*, графит**, Fe-Ni, Fe, Zn, Fe-Zn, Cu-Zn-Ni, Zn- Fe	TiO <sub>2</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Фосфат, рутил**, циркон, брукит**, гематит, Y-фосфат (ксенотим), каолинит, глау- конит*	Y, Id, Dy, Ho, Er, Yb; Th
MGC4	Алмаз*, гра- фит*	TiO <sub>2</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Монацит, рутил, гематит, барит, алюмофосфат, плюм- богуммит*, каолинит, алюмосиликат	La, Ce, Pr, Nd, Sm; Th

Примечание. \* - данные рентгеноструктурных исследований (аналитик

Г.Н. Каблис);

\*\* данные ПЭМ (аналитик М.В.Горбунов).

Алмазная фаза карбонадо в виде растворенных примесей содержит одиночные атомы азота и их простейшие агрегаты с вакансиями - характерный ансамбль примесных и вакансионных дефектов карбонадо, указывающий на ростовой механизм формирования данных дефектов при относительно низкой температуре кристаллизации и их посткристаллизационную историю, что, возможно, реализовалось в приповерхностных условиях. Данные ЭПР и люминесценции (табл.2) указывают на наличие в россыпях двух типов карбонадо, контрастно различающихся по уровню содержания примесных и вакансионных дефектов. При этом относительно высокоазотистые карбонадо характеризуются, по крайней мере, более низким содержанием металлических фаз в агрегате. Существенно различные композиции дефектной структуры алмазной фазы карбонадо и фазовых включений в нем указывают на полигенность карбонадо изученной россыпи.

Таблица 2.

## Спектроскопические параметры карбонадо Бразилии

Образец	ЭПР						Интенсивность линии 575 нм, у.е.	
	Параметры спектра ЭПР P1-центров				Концентрация, у.е.*			
	g	A <sub>  </sub> , мТ	A <sub>⊥</sub> , мТ	ΔB, мТ	P1-центры	2.0 центры	ФЛ, 80К	РЛ, 300К
MGC0	2.0021	4.064	2.908	0.05	4.4·10 <sup>-3</sup>	0.4	50	1
MGC1	2.0021	4.053	2.91	0.06	3.2·10 <sup>-2</sup>	0.2	300	2
MGC2	2.0023	4.06	2.91	0.14	4.2·10 <sup>-1</sup>	4.0	не обн.	не обн.
MGC3	2.0022	4.062	2.909	0.03	5.4·10 <sup>-3</sup>	0.1	1300	5
MGC4	2.0021	4.06	2.91	0.11	3,5·10 <sup>-1</sup>	1.7	10	1

Примечание. \* - за меру концентрации приняты значение двойного интеграла полного спектра P1-центров и остаточного вклада в линию g=2.00 (2.0 центры).

Показательным отличием карбонадо от кристаллического алмаза является также сильно облегченный изотопный состав углерода,  $\delta^{13}\text{C}$  PDB у алмазов –  $-5\pm-8\%$ , у классического карбонадо или X-разновидности алмаза по Орлову Ю.Л.(1977) –  $-27.8\pm-28.1\%$ . В другой разновидности XI разновидности карбонадо, содержащем лонсейлит степень облегчения значительно ниже ( $\delta^{13}\text{C}$  PDB –  $-9\pm-15.9\%$ ) и соответствует поликристаллическому алмазу из ударно-метаморфизованных пород. Измеренные нами значения изотопного состава углерода  $\delta^{13}\text{C}$  (табл.3) близки к таковым для X-разновидности карбонадо. Однако, величина  $\delta^{13}\text{C}$  значимо изменяется в различных участках (сколах) одного образца карбонадо MGC0 и определяется, скорее всего, изотопной неоднородностью в мантии (Deines, Harris, 1995) и кинетическими факторами.

Таблица 3

## Изотопный состав бразильских карбонадо

Образец	MGC 0/1	MGC 0/2	MGC 0/3	MGC 0/4	MGC 0/5	MGC 0/6
$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB	-21.1	-24.4	-25.2	-24.9	-25.2	-27.6

Примечание. Стандартное отклонение  $\delta^{13}\text{C}$  – 0.5‰. Ошибка  $\delta^{13}\text{C}$  =  $\pm 0.4\%$ .

Установленные в карбонадо включения отражают, по-видимому, разные этапы его геологической истории. Так, ксенотим-циркониевая минерализация фиксирует высокие температуры и давления образования карбонадо, а флоренсит отражает его гидротермально-метасоматическую обработку при более низких физико-химических параметрах.

Изученные нами карбонадо отличаются от импактных алмазов прежде всего намного большими размерами, отсутствием текстурированности, более грубозернистой структурой и большей «цементированностью», отсутствием лонсдейлита, гипербарических полиморф, диаплектовых кристаллов и стекол.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 03-05-64382; НИШ: 2250-2003-5).

# **ТБГ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ, СКАРНОВ, ГРЕЙЗЕНОВ И СВЯЗАН- НОГО С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ**

---

## **ОБ ОДНОМ ИЗ ВОЗМОЖНЫХ СПОСОБОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ ТАНТАЛА В РУДАХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ**

**В.А. Морохов**  
*ВНИИСИМС, Александров*

1. Танталоносное пегматитовое месторождение, на материалах разведки которого составлено нижеизложенное, принадлежит Адуйскому жильному полю, локализованному в контакте с Мурзинской гранитной интрузией на Среднем Урале. Вместе с группой других объектов оно обрабатывалось ОАО Малышевское рудоуправление.

Собственно танталовая минерализация связана с жилами гранитных пегматитов. Форма жил неправильная, с раздувами и пережимами, длина по простиранию от 300 и менее метров, мощность от 1 до 100 метров. Жилы сложены мелкозернистым серым гранит - аплитом с чередующимися полосами альбитового и кварц - альбитового состава, блоковыми зонами крупнокристаллического микроклина, темно - серого крупнозернистого кварца, альбита и мусковита. В ограниченных количествах присутствуют берилл, флюорит, гранат, молибденит, халькопирит (Павлова В.Н., Солодов Н.А., 1970; Солодов Н.А., 1971).

2. Танталоносные руды месторождения по содержанию основных компонентов (Ta, Nb) относятся к убогому типу. Минералом - носителем танталовой минерализации является танталит - колумбит -  $(Mn, Fe)(Nb, Ta)_2O_6$ , образующий вкрапленность зёрен неправильной формы и хорошо образованных кристаллов длиннопризматического, короткопризматического и пластинчатого габитуса размером от несколь-

ких мм до 1 - 2 см по максимальному измерению. Наряду с относительно «выдержанным» распределением танталит - колумбитовой минерализации отмечены локальные участки её повышенной концентрации в виде отдельных изометричных скоплений и полос. В целом же эти минералы имеют крайне неравномерное распределение в контурах рудных тел.

3. Одной из особенностей редкометалльных пегматитов данного типа является широкое развитие процесса альбитизации: более ранние по выделению калиевые полевые шпаты замещаются натровыми, образуя агрегаты сахаровидного или пластинчатого альбита. Поскольку танталит - колумбит представляет собой продукт поздних стадий минералообразования, сингенетичных с альбитизацией, то его выделения, будь то вкраплённость или гнездовые скопления, обычно пространственно связаны с участками альбитизации. Эта пространственная близость, иначе коррелированность концентраций танталит - колумбита -  $(Mn, Fe)(Nb, Ta)_2O_6$  и альбита -  $(Na, Al)Si_3O_2$  - являются генетическим обоснованием ниже излагаемого способа оценки концентраций тантала.

4. Между колумбитом и танталитом существует «полная смеси-мость». Удельный вес «коллективного» минерала (танталита - колумбита) возрастает с увеличением содержания тантала и колеблется от 5.3 - для чистого колумбита до 8.3 - для танталита. Между концентрацией  $Ta_2O_5$  и удельным весом минерала существует корреляционная зависимость.

В полевых условиях этим пользуются для примерного определения в концентрате содержания  $Ta_2O_5$  с помощью соответствующих диаграмм (Кузнецов В.И., 1945). Кроме этого, в добывающих этот минерал странах Африки широко распространён визуальный метод определения  $Ta_2O_5$  по цвету черты (черта чёрная или зеленовато - чёрная до коричневой для танталита).

Для более точной диагностики тантало - ниобатов в современной практике ведения геологоразведочных и добычных работ используется несколько методов: химический, рентгено - химический, экстракционно - фотометрический, экстракционно - флуориметрический, химико -

спектральный, нейтронно - активационный и др. (Методические основы исследования химического состава руд и минералов, 1979). Арбитражными в мировой практике приняты методы Альфреда Найта и Алекса Стюарта. Все перечисленные методики трудоёмки, длительны, имеют высокую стоимость. Кроме этого, все они, за исключением химического, реализуемы и результативны при наличии соответствующей дорогостоящей аппаратуры и кадров аналитиков высокой квалификации.

5. С целью сокращения затрат на аналитические работы и оперативного контроля за производством геологоразведочных и добычных работ может быть использован способ определения содержания тантала в пробах снятием с графика корреляционной зависимости между Та и Na (рис.) или расчётом по аппроксимирующему эту кривую выражением полинома.

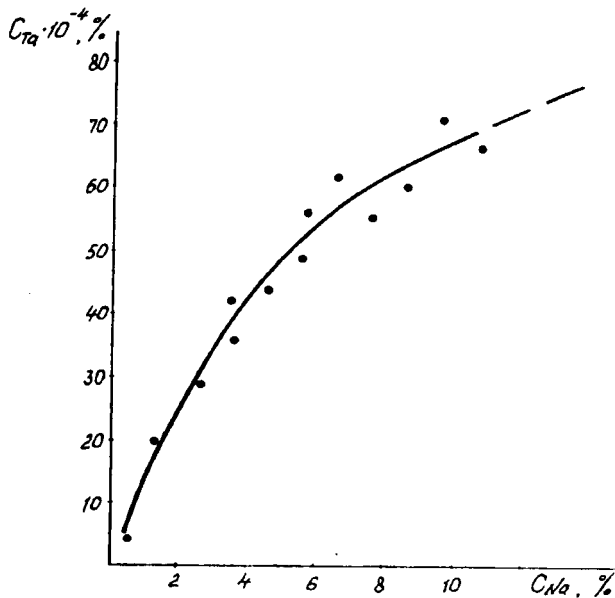


Рис.

Эмпирический график корреляционной зависимости между содержаниями Та и Na. Точки - парные значения центровидов кластеров; по абсцисс содержания Na, %, по оси ординат - содержания Та, с · 10<sup>-4</sup> %.

Используемый цифровой фактический материал был получен на основании результатов задиркового опробования, проведённого по обнажениям рудных тел в очистном карьере одного из группы редкометальных месторождений силами тематической группы ВНИИ-СИМС. Пробы, весом 1.5 -2кг отбирались с интервалом 1м на трёх уровнях по падению рудных тел. Их общее количество составило 250. Материал проб был подвергнут механической обработке (дроблению и истиранию), квартованию и анализам: на тантал и ниобий - методом нейтронной активации, на натрий - методом диффузионной пламенной фотометрии (лаборатория Бронницкой ГТЭ ИМГРЭ). На основании статистической обработки результатов анализов по критерию t' (Стьюдента) было сделано заключение об их принадлежности к единым генеральным совокупностям (для Ta и Na). Была исследована корреляция содержаний Ta, на содержание Nb и Na отдельно для трёх выборок, составляющих результаты опробования разрезов рудных тел на трёх горизонтах и для всего массива из 250 проб. Связь между Ta и Nb оказалась значимой, положительной ( $r_{Ta/Na} = 0.72$ ). Для пар Ta/Na по трём выборкам значения коэффициентов корреляции ( $r_{Ta/Nb}$ ) 0.87, 0.70, 0.76, а для всей совокупности - 0.81. Связь Ta/Na также значима, положительна и может быть удовлетворительно аппроксимирована прямой линией. Уравнение регрессии Ta/Na -  $y = 0.127x + 47$  (y - расчётные значения содержаний Ta, x - содержания Na). Однако дисперсия остаточных величин, т.е. дисперсия оценки содержаний тантала по уравнению регрессии, достаточно велика, особенно для малых выборок. Поэтому для более эффективного использования выявленной зависимости в практических целях целесообразно использовать эмпирический криволинейный график, построенный по парным значениям центроидов кластеров Ta и Na. Разбиение проведено с использованием приёмов кластерного анализа и оценкой эффективности кластеризации по критерию I (д) (Л. Заде)

Кривая удовлетворительно аппроксимируется полиномом шестой степени вида :  $y(x) = a_0 x^n + a_1 x^{n-1} + \dots + a_n$ .

Реальность практического использования способа оценки содержаний Ta по кривой регрессии Ta/Na произведена путём моделирова-

ния следующим образом:

- из совокупности 250 проб производился отбор случайных выборок, состоящих из 10, 15, 20, 50 значений содержаний  $\text{Na}$ ;
- для каждой выборки в автоматизированном режиме по уравнению полинома рассчитывались содержания  $\text{Ta}$  с определением средних по совокупности серий выборок;
- полученные результирующие средние значения содержаний  $\text{Ta}$  сравнились с фактическими из базовой совокупности с оценками погрешностей в %;

результаты моделирования приводятся в табл.

Таблица

**Погрешности оценок содержаний  $\text{Ta}$  по уравнению полинома**

Количество членов выборки	Количество моделирований процесса определения $\text{Ta}$ по содержанию $\text{Na}$	Оценка погрешностей моделирования, $\pm \%$
10	20	13
15	15	10
20	15	8
50	10	4

Приведённые расчётные значения погрешностей в оценках концентраций  $\text{Ta}$  по уравнению кривой для такого элемента, как тантал, следует считать вполне допустимыми, особенно в процессе оперативного учёта качества руды при складировании и внутрикарьерном усреднении, а также при производстве геологоразведочных работ.

# **БОР И БОРНЫЕ КИСЛОТЫ В ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДАХ**

**В.Ю. Прокофьев, И.С. Перетяжко, С.З. Смирнов, Н.Н. Акин-  
фиев, Ф.Г. Рейф, Ю.М. Ишков, Б.Р. Тагиров, Е.О. Грознова,  
М.В. Воронин**

***ИГЕМ РАН, Москва; ИГХ СО РАН, Иркутск; ИМП СО РАН, Новоси-  
бирск; МГГРУ, Москва; ГИН СО РАН, Улан-Удэ***

Находка флюидных включений с сассолином - кристаллической ортоборной кислотой – в качестве дочернего кристалла в минералах миароловых пегматитов (Smirnov et al., 1999, Peretyazhko et al., 1999; Перетяжко и др., 2000) показала наличие в природе эндогенных флюидов с неожиданно высокими (более 30 г/кг воды) концентрациями бора. Для изучения уровней концентраций бора в эндогенных рудообразующих флюидах проведено систематическое исследование состава рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений различных геохимических типов. Для исследований были использованы методы термометрии (ТМ) (для включений, содержащих сассолин, который диагностировался методом КР-спектроскопии), атомно-эмиссионной спектроскопии с лазерным вскрытием включений (АЭС ЛВ) и анализ водных вытяжек методом ICP MS. Предварительно проведено изучение концентраций бора методами ТМ и АЭС ЛВ в растворах флюидных включений в искусственном кварце, выращенном в растворе ортоборной кислоты (Рейф и др., 2001). Искусственный кварц был выращен В.С. Балицким (ИЭМ РАН) в растворе 12 мас.% ортоборной кислоты (21 г/кг р-ра бора) при 660°C. Концентрация бора ТМ методом вычислялась по температуре растворения сассолина с использованием экспериментальных данных для системы  $H_2O - H_3BO_3$ . Методом АЭС ЛВ во всех флюидных включениях наряду с бором обнаружены высокое содержание Fe, примесь Ti и Cu, что обусловлено частичным растворением материала автоклава. Тем не менее термометрическая оценка концентрации бора практически совпала с исход-

ной концентрацией в растворе автоклава при хорошей воспроизводимости результатов. Воспроизводимость спектрального анализа несколько хуже ( $S_{rel}=28\%$ ), но вполне соответствует случайной погрешности метода ( $S_{rel}=30\%$ ).

Методами ТМ и АЭС ЛВ изучена представительная выборка флюидных включений (в минералах пегматитов Кукурта, Памир) с высокими концентрациями бора, причем сравнение оценок  $C_B$  проводилось для одних и тех же индивидуальных флюидных включений. Выявленные различия не могут быть вызваны случайными ошибками использованных методов. Причина расхождений - во влиянии дополнительных компонентов раствора на растворимость борной кислоты, и прежде всего в переменном мольном отношении  $CO_2/NaCl$  в минералообразующих флюидах. Поэтому термометрическое определение концентрации бора по природным включениям комплексного или неизвестного состава необходимо подтверждать спектроскопическим методом.

Кроме того, сопоставляли оценки концентраций бора в минералообразующих флюидах по индивидуальным флюидным включениям ТМ методом и валовые результаты ICP MS. В целом результаты сопоставимы, хотя расхождение для одних и тех же проб составляет 40-60%, что связано с низкой воспроизводимостью валовых методов исследования состава включений.

Рассмотрен широкий круг гидротермальных месторождений: золото-порфировые (Дарасун, Забайкалье), золоторудные мезотермальные (Березовское и Кочкарское, Урал; Олимпиада, Енисейский Кряж, Лебединое и Самозавское, Алдан), золото-платиновые (Сухой Лог, Восточная Сибирь; Чудное, Полярный Урал; Ватерберг, Южная Африка), оловорудные (Индустриальное, Северо-Восток России; Хинганское, Солнечное, Фестивальное, Приморье), вольфрамовые (Спокойненское, Забайкалье; Акчатау, Казахстан), бериллиевое (Ермаковское, Бурятия), горного хрусталя (Желанное, Полярный Урал), скарновые месторождения боросиликатное (Дальнегорское, Приморье) и ювелирного скаполита (Кукурт, Памир), а также миароловые пегматиты с ювелирным турмалином из разных регионов мира. Концентрации бора

в изученных рудообразующих флюидах изменяются в диапазоне от 53.8 до 0.0001 г/кг раствора, причем более чем в половине анализов величины концентраций превышают 0.5 г/кг раствора. Наиболее высокие концентрации бора обнаружены во флюидах скарновых месторождений (53.8-0.6 г/кг р-ра) и пегматитов (49.7-1.8 г/кг р-ра). Значительно меньшие значения концентраций бора зафиксированы для оловорудных (5.95-0.07 г/кг р-ра), бериллиевых (5.0-0.5 г/кг р-ра), золоторудных (4.6-0.01 г/кг р-ра), вольфрамовых (3.5-0.07 г/кг р-ра). Наименьшие концентрации бора характерны для флюидов золото-платиновых месторождений (1.7-0.0001 г/кг р-ра) и месторождений горного хрусталя (0.20-0.11 г/кг р-ра). Наиболее высокие концентрации бора во флюиде характерны для скарновых месторождений и пегматитов, т. е. наиболее высокотемпературных объектов, связанных с магматическими очагами. Очевидно, это связано с накоплением бора как летучего компонента во флюидной фазе магматических систем. Флюиды месторождений других типов разбавляются немагматогенными растворами, поэтому концентрации бора в них существенно меньше.

Для выяснения форм нахождения бора во флюидах рассчитаны равновесные составы модельного флюида состава H-O-B-Na-Cl при температурах 100 и 300°C и давлении насыщенного пара воды (программа БАЛАНС (Акинфиев, 1986, 1993) для исследования равновесий в мультисистемах). Оценки проводились для двух валовых концентраций бора во флюиде 0.1 и 3.0 моль/кг, соответствующих типичным составам рудообразующих флюидов и флюидов пегматитов соответственно. Соленость задавалась введением 1 моль/кг NaCl, pH раствора изменялось добавлением в систему HCl или NaOH. Расчеты показали, что в широком интервале pH, охватывающем нейтральную и слабощелочную области, среди форм бора преобладает ортоборная кислота  $B(OH)_3^0$ . Основную "конкуренцию" этой частице в щелочной области (pH >8) составляют гидроксокомплекс бора  $B(OH)_4^-$  и борат натрия  $NaB(OH)_4^0$ , причем влияние последнего усиливается с ростом температуры. Полиборатные комплексы даже при высоких валовых концентрациях бора (~3 моль/кг) следует брать в расчет, по-видимому, лишь в области низких температур ( $T < 100^\circ C$ ). Необходимо отметить, что

при высоких концентрациях бора флюиды проявляют заметные буферные свойства, поддерживая слабокислую реакцию раствора ( $\text{pH} \sim 3 - 4$ ). Судя по минеральному составу околорудных метасоматитов (брезиты, листвениты и др.), растворы на большинстве изученных месторождений были слабокислыми или нейтральными (Зарайский, 1989), и, следовательно, бор в них (в отсутствие повышенных концентраций фтора) находился в форме ортоборной кислоты.

Повышенные концентрации ортоборной кислоты в эндогенных минералообразующих флюидах и наличие борсодержащих твердых фаз в рудах свидетельствует о возможном участии бора в гидротермальном транспорте металлов. Нами проведено экспериментальное исследование устойчивости алюмоборатных комплексов с использованием методов спектроскопии ядерного магнитного резонанса (ЯМР) и растворимости (Fouquet et al., 2002).  $^{27}\text{Al}$  ЯМР спектры были изучены для растворов, содержащих  $5 \cdot 10^{-4} \text{ м Al}$ ,  $0.02$  и  $0.2 \text{ м В}$  при  $\text{pH}=9$  и  $25^\circ\text{C}$ . Установлено, что комплекс  $\text{Al}(\text{OH})_3\text{OB}(\text{OH})_2^-$  является основной формой нахождения растворенного Al при концентрации бора  $0.05 \text{ м}$  ( $0.5 \text{ г/л}$ ) и  $\text{pH}$  от слабокислых до щелочных условий по крайней мере при температурах до  $450^\circ\text{C}$ . В более концентрированных растворах  $\text{B}(\text{OH})_3$  образование метаборатов может привести к существенному росту концентрации алюминия во флюиде.

Недавними экспериментами было зафиксировано уменьшение растворимости хлораргирита в хлоридных растворах при добавлении в них борной кислоты. Это тоже влияние борной кислоты на гидротермальный транспорт элементов, хотя и отрицательное. Поскольку ортоборная кислота, как было показано выше, является обычным компонентом эндогенных флюидов, необходимо дальнейшее изучение растворимости различных элементов при повышенных температурах в растворах с высокими концентрациями бора и борной кислоты. И в этой области могут быть получены самые неожиданные результаты.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 01-05-64675, 01-05-64677) и Фонда содействия отечественной науке.

# **ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЗОЛОТОРУДНОГО САМОЛАЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН)**

**А.Н. Краснов, В.Ю. Прокофьев, Е.О. Грознова**  
*ИГЕМ РАН, Москва*

Самолазовское месторождение находится в Центрально-Алданском рудном районе. Месторождение расположено в 60 км к югу от города Алдан на западном склоне гольца Жильный. Рудные залежи месторождения расположены на контакте интрузии граносиенитов с венд-нижнекембрийскими мраморами и мраморизованными доломи-тами. По контакту развиты зоны скарнирования мощностью до 20 м. Рудные тела характеризуются субгоризонтальным залеганием. Они имеют переменную мощность и представлены дезинтегрированными породами коры выветривания по скарнам, граносиенитам и золотонос-ным кварц-карбонат-сульфидным метасоматитам. Распределение золо-та неравномерное. Неокисленные первичные руды встречаются в ред-ких останцах и на флангах месторождения. На месторождении интен-сивно развита флюоритовая минерализация: это практически мономи-неральные флюоритовые тела, кварц-флюоритовые и карбонат-флюорит-кварцевые жилы. Мелкая вкрапленость флюорита присутст-вует как в реликтах золоторудных метасоматитов, так и в скарнах, мраморах и граносиенитах. В окисленных рудах флюорит составляет до 50% объема. Изучены три основных минеральные ассоциации первичных руд: ранняя- флюорит-кварцевая с полевым шпатом и не-значительным количеством сульфидов, вторая - пирит-халькопирит-сфалеритовых руд с переотложенными флюоритом, кварцем, карбона-том и третья стадию, золоторудную, отлагались блеклые руды, мелко-зернистый пирит, марказит, кварц и анкерит.

Флюидных включений (ФВ) изучались в кварце и флюорите из разных ассоциаций; размеры ФВ – от 40 до 3 мкм. Для микротермо-метрических исследования проводились на термодиафрагма камере THMSG-

600 фирмы "Linkam" (ИГЕМ РАН). Газовая и ионная хроматография выполнялась на газовом хроматографе «Цвет 100М» модели 163 (ГЕОХИ РАН, Миронова О.Ф., Савельева Н.И.)

Во флюорите первой ассоциации обнаружены многофазовые ФВ солевого раствора, которые насыщены твердыми фазами, которые занимают до 80% объема вакуоли, газовая фаза составляет 10-15%, а жидкая фаза - не более 10%, заполняя интерстиции между кристаллами твердых фаз. Полная гомогенизация таких включений происходит при температуре от 490 до 570°C (обр 2216/53 и S-01-18). Температура плавления эвтектики составляет интервал от -18.8 до -16.4 °С, что может соответствовать растворам карбонатно-хлоридного или сульфатно-хлоридного состава, с преобладанием натрия в составе катионов. По данным ионной хроматографии, в растворе включений концентрация сульфат-иона более, чем в 2 раза выше, чем концентрация Cl-иона (0.329 и 0.15 моль/кг H<sub>2</sub>O соответственно). Таким образом, растворы включений имели преимущественно сульфатно-хлоридный состав.

Во флюорите и кварце второй ассоциации обнаружены двухфазные (газ+раствор), реже трехфазные (газ+раствор+СО<sub>2</sub> жидкая) ФВ с различным соотношением фаз. Как двухфазные, так и трехфазные включения имеют температуры гомогенизации в пределах 215-311°C. Температуры плавления эвтектики варьируют в пределах -36/-21.4 °С, что отвечает натриево-хлоридному составу растворов (см. таблицу). Концентрация растворов варьирует в широком интервале - от 0.53 до 9 мас.% экв NaCl. Углекислота плавится при температурах -57.2/-60.9°C, что обусловлено примесью других газов, вероятно, метана. По методу В.А. Калюжного для сингенетичных включений углекислотно-метанового и водно-солевого состава рассчитано давление, составляющее 247 бар.

В двухфазных ФВ (газ+раствор) кварца золоторудной ассоциации выявлены относительно низкие температуры гомогенизации ФВ - от 179 до 203°C, с разбросом температур эвтектики от -24.2 до -21.3°C, что может говорить о Na-хлоридном составе рудообразующего раствора. Концентрация раствора меняется в пределах от 4.24 до 8.41

мас.% экв NaCl. В трехфазных ФВ во флюорите (газ+раствор+СО<sub>2</sub>жидкая) образца 465/58 определена минимальная температура минералообразования 189°С. Достаточно низкая температура эвтектики в интервале -38/-35°С может говорить, что минерал формировался из водных растворов, содержащих преимущественно бикарбонат натрия (Тэ водно-солевой системы Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O равна - 37.0°С). Концентрация солей в растворе оценивалась по температуре растворения кристалла (предположительно Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) при положительных температурах, пользуясь данными по системе (Киргинцев и др., 1972) и составляет 8 мас.% экв NaCl. Плавление СО<sub>2</sub> происходило при температурах ниже -56.6°С, следовательно можно предположить наличие примеси метана.

Таблица

Результаты изучения флюидных включений в минералах Самолазовское месторождения

Ассоциации	Минерал	n	Фазы	Tэ	Tпл	C	Tг	T <sub>1</sub>	T <sub>пл</sub> CO <sub>2</sub>	T <sub>г</sub> CO <sub>2</sub>	T <sub>2</sub>	P
Кварц-флюоритовая	Флюорит	6	г+ртф	-16.4/-17.6	-	-	+490/+547	-	-	-	-	-
	Флюорит	5	г+ртф	-17/-18.8	-	-	570	-	-	-	-	-
Пирит-галенит-сфалеритовая	Флюорит	5	г+р	-29.1/-32	-0.5/-2.5	0.88/4.18	215/280	-	-	-	-	-
	Кварц	8	г+р	-38	Не отр	9	281	+7.5	-57.4	Не отр	Не отр	-
	Флюорит	17	г+р+СО <sub>2</sub> ж	-33/-32	-5.8	8.5	302	+7.8/+6.3	-58.1/-57.2	30.3Г	Не отр	-
	Кварц	16		-11.2/-28.1	-3/-8.5	4.98/12.28	228/300.4	+9.8/+17.1	-58.9/-60.9	-	-	-
	Кварц	26	г+р	-24	Не отр	9	311	+7.8	Не отр	Не отр	Не отр	247
	Кварц	3	г+р	-24	-6.5	8	310	+6.5	-58.9	11.8Г	Не отр	-
	Кварц	2	г	-	-	-	-	-	-57.2	-14.0Ж	7.6	-
	Кварц	6	г+р	-33	-7.5	7	255	+4.6	-	-	Не отр	-
Золоторудная ассоциация	Кварц	6	г+р	-21.4	-0.3	0.53	313	-	-	-	-	-
	Кварц	5	г+р	-24.2	-5.4	8.41	184	-	-	-	-	-
	Кварц	8	г+р	-22.2	-2.5	4.24	179	-	-	-	-	-
	Флюорит	8	г+р+СО <sub>2</sub> ж	-38/-35	-7.9/-7.6	8	189	+6.7/+6.0	-58.2/-57.0	21.5/28.5Ж	7.4/5.6	-
	Кварц	4	г+р	-21.3/-23.2	-3.8/-4.6	6.16/7.31	199/203.2	+8.4/+16.3	-	-	-	-

Примечания: n- количество измеренных включений; T<sub>э</sub> – температура плавления эвтектики, °С; T<sub>пл.л.</sub> – температура плавления льда, °С; C- концентрация растворов, мас.% экв. NaCl; T<sub>г</sub> – температура гомогенизации включений, °С; T<sub>1</sub>- температура плавления кристалла NaHCO<sub>3</sub>, °С; T<sub>пл.</sub> CO<sub>2</sub>- температура плавления углекислоты, °С; T<sub>г.</sub>CO<sub>2</sub>- температура гомогенизации углекислоты, °С; T<sub>2</sub>- температура плавления газ-гидрата, °С; P- давление, бар.

Полученные данные по температурам гомогенизации ФВ подтверждают многостадийность процесса минералообразования. Минералообразующие флюиды ранней ассоциации отличается высокой

температурой минералообразования и высокими концентрациями солей, в ходе эволюции рудообразующей системы температура минералообразования снижалась. Процесс рудоотложения сопровождался изменением состава флюидов с сульфатного (или гидрокарбонатного) в ранней ассоциации на преимущественно натриево-хлоридный, с меньшими концентрациями в последующие ассоциации. Роль углекислоты, вероятно, возрастала к концу процесса. Концентрация растворов в последних двух стадиях существенно не изменялась.

Исследования проводились при поддержке ФЦП "Интеграция" проект №И064 и грантов РФФИ №01-05-64081, № 01-05-64675

## **ДЕКОРАТИВНЫЕ КОЛЛЕКЦИОННЫЕ МИНЕРАЛЫ В МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЯХ ХИБИНСКОГО МАССИВА И ИХ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ**

**А.А. Самсонов**  
*МГУ, Москва*

Хибинский массив щелочных пород является уникальным природным образованием, петрографическое своеобразие пород и пегматитов и связанная с ними разнообразная минерализация предопределили постоянный интерес исследователей к этому объекту. Но несмотря на большое минеральное разнообразие в породах Хибинского массива и залегающих в них пегматитах и гидротермальных образованиях, можно предложить общую схему, определяющую характер основных минеральных ассоциаций в зависимости от щелочности и температуры минералообразующей среды.

В порядке возрастающей щелочности минеральные ассоциации подразделяются на три основные группы миаскитовая, агпаитовая и ультраагпаитовая. Каждая из групп характеризуется наличием определенных минеральных образований, отличающихся высокими декоративными и коллекционными качествами.

Возникновение минералов **миаскитовой ассоциации** связано с разными процессами. Прежде всего это магматическая кристаллизация нефелин-сиенитового и мельтейгит-уртитового расплавов, а также процессы формирования в этих породах первичных пегматитов. В нефелиновых сиенитах в ассоциации с щелочным полевым шпатом и нефелином возникли эгирин-салит, арфведсонит, реже биотит, а из аксессуарных минералов — сфен, ильменит, апатит, циркон. Из минералов миаскитовой ассоциации в декоративных образцах встречаются ильменит, циркон и сфен.

Циркон характерен лишь для миаскитовой ассоциации. Минерал встречен на площади Хибинского массива на плато Кукисвумчорр и пике Марченко. В большинстве случаев это относительно крупные от 1 до 5 см коричневато-жёлтые дипирамидальные кристаллы с плохо выраженными гранями призмы. В верховьях реки Тульёк встречены цирконы другого типа небольшие (до 5мм) прозрачные (ювелирные) кристаллы медово-желтого цвета. Флюидные включения в цирконе характеризуются расположением по трещинам и наличием газовой фазы более 50%.

Минералы **агпаитовой ассоциации**, наличие которых ставит Хибинский массив в один ряд с классическими агпаитовыми щелочными массивами, какими являются Ловозерский и Илимаусакский, в основном образовались на поздних стадиях магматической кристаллизации, иногда в результате автотасоматических замещений в магматических породах и пегматитах. Автотасоматические процессы происходили под действием остаточных магматических растворов в условиях повышения щелочности, что обусловило широкое развитие разнообразных титано- и цирконосиликатов натрия и калия. Постепенное снижение температуры насыщенных летучими расплавов-растворов приводило к разложению одних минералов и формированию других. В качестве декоративных коллекционных минералов агпаитовой ассоциации можно выделить эвдиалит, манганнептунит, катаплеит, лопарит, энigmatит и несколько сквозных минералов, встреченных также в миаскитовой минеральной ассоциации, таких как натролит, сфен, апатит и анальцит.

Характерным минералом-индикатором агпаитовой ассоциации является эвдиалит (рис.1).



Рис.1

Примером типичных агпаитовых пегматитов с коллекционным эвдиалитом является пегматитовое поле хибинитов горы Путеличорр, дифференцированные пегматиты которого характеризуются наличием многочисленных хорошо огранённых кристаллов эвдиалита и сростков таких кристаллов в массе зелёного тонковолокнистого, игольчатого эгирина. Морфология кристаллов эвдиалита данного проявления очень различна. Разнообразие его кристаллов обусловлено кристаллографическими комбинациями пинакоида, нескольких отрицательных и положительных ромбоэдров и двух гексагональных призм. Размер их колеблется от 1-2 см до 10-15 см. Встречены проявления эвдиалита с прожилково-вкрапленным расположением массы кристаллов во вмещающей породе. Блоки породы с таким выделением используются в

качестве поделочного сырья, обладают высокими технологическими и стоимостными качествами. Цвет от светло-розового до густо-красного, реже коричневатого-красного. В кристаллах эвдиалита обнаружены многофазовые, газовые, газовой-жидкие и твердые включения, представленные выделениями эгирина и апатита. Флюидные включения располагаются в основном в залеченных трещинах, ориентированных по направлениям спайности. Многофазовые включения содержат газовую фазу, битум и кристаллическую фазу. К газовым включениям отнесены полости в эвдиалите, содержащие газовую фазу и выделения битумов. К зонам развития газовых включений приурочены и газовой-жидкие включения, в которых газовая фаза занимает около 50% объема. По С.В.Икорскому, выделения битума присутствуют в большинстве многофазовых включений и представляют густую жидкость, но обнаруживаются только в синеватых или ультрафиолетовых лучах. При исследовании хроматографии включений получен состав углеводородных газов прожилково-вкрапленного и кристаллического эвдиалита (таблица 1). Анализ показывает существенное содержание метана в образцах эвдиалита, а также увеличение содержания изобутана во включениях кристаллического эвдиалита по сравнению с прожилковым.

Таблица 1

Образец	Содержание, об. %						
	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>3</sub>	i-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	C <sub>4</sub> H <sub>8</sub>	n-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>
Эвдиалит вкр.-прожилковый	58,6	1,3	27,9	10,9	0,5	0,4	0,6
эвдиалит кристаллический	22,1	13,0	7,4	36,7	9,1	11,5	0,3

**Ультраагпаитовая ассоциация** в Хибинском массиве установлена главным образом в последние годы благодаря горно-эксплуатационным работам на апатитовых месторождениях и поисковому бурению. Впервые минералы этого необычного для Хибин комплекса были найдены в пегматитах штольни Материальной на место-

рождении Юкспор, а впоследствии в мельтейгит-уртитах Кукисвумчорра, уртитах горы Коашва, рисчорритах Апатитового цирка горы Расвумчорр. Ультраагпаитовая минерализация характеризуется наличием виллиомита, высоконатриевых карбонатов (натрита, термонатрита, боншtedтита) и фосфатов (накафита, нефедовита, натрофосфата, витусита). Некоторые из этих минералов не устойчивы в естественных условиях. Коллекционные образования ультраагпаитовой ассоциации представлены виллиомитом, чкаловитом, пектолитом, дельхайелитом, фенакситом и другими минералами.



Рис.2

Наиболее типичным минералом ультраагпаитовой ассоциации является виллиомит (рис. 2). В последние годы стал знаменитым виллиомит горы Коашва, образцы которого с этого месторождения на сегодняшний день являются лучшими в мире. Образцы виллиомита, встречаются в дифференцированных пегматитах с ультраагпаитовой минерализацией и представлены кубическими, кубоктаэдрическими разновидностями кристаллов-их кристаллическими сростками от красного до желтого и коричневого цвета. Флюидные включения в виллиомите расположены по линиям роста и трещинам. Газовый анализ показывает преимущественное содержание пропилена во включениях (таблица 2). Включения жидкие, по форме имеют вытянутый характер.

Таблица 2

Образец	Содержание, об. %						
	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>3</sub>	i-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	C <sub>4</sub> H <sub>8</sub>	n-C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>
Виллиомит1	9,6	29,5	12,7	40,4	1,7	4,7	1,4
Виллиомит2	10,9	25,2	13,0	40,1	3,3	5,9	1,6

На контакте с зернами виллиомита присутствуют кристаллы чкаловита и пектодита, включения в которых отличаются разнообразием морфологии и состава. Исследование этих минералов может способствовать в изучении условий образования виллиомита.

1. Дорфман М.Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в йолитуртитах г. Юкспор Хибинского массива. М., 1962 с. 168
2. Икорский С.В. Органическое вещество в минералах изверженных пород, Л., 1967, с. 120
3. Костьлева-Лобунцова Е.Е., и др. Минералогия Хибинского массива. М., 1978, с. 228

## ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В НАТРОЛИТЕ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

**А.А. Самсонов**  
МГУ, Москва

Кольский п-ов включает самые разнообразные геологические объекты, от метаморфических комплексов и кимберлитовых трубок до крупнейших в мире щелочных плутонов и представляет интереснейший с минералогической точки зрения регион России. На Кольском полуострове натролит особенно распространен в Хибинском и Ловозерском массивах. Минерал этот белого цвета, часто бесцветный, прозрачный. В натролитовых жилах за последние годы открыт целый ряд

минералов, ранее не известных. В Хибинских горах впервые описан академиком А.Е. Ферсманом в 1922 году.

Хибинский массив находится в центральной части Кольского полуострова, занимая площадь 1327 км<sup>2</sup> и являясь самым крупным щелочным массивом в мире. Характерной чертой строения массива является кольцевое строение, определяемое дугообразным расположением в нём различных разновидностей щелочных пород. Смена пород от периферии массива к центру происходит в следующем порядке: от массивных и трахитоидных хибинитов через рисчорриты и породы ийолит-уртитового ряда к фойяитам.

Щелочные пегматиты Хибинского массива весьма разнообразны по своему составу и набору коллекционных минералов. Их дайкообразные тела чрезвычайно распространены во всех породных комплексах, причем минеральные ассоциации во многом определяются вмещающим типом пород.

В Хибинском массиве натролит является наиболее распространенным цеолитом. Наибольшие его скопления наблюдаются в породах Центральной дуги — рисчорритах, мельтейгит-уртитах и апатит-нефелиновых породах. По времени выделения натролит относится к позднегидротермальной стадии изменения пород. Он образует крупные, почти мономинеральные обособления в пегматитах, развивающиеся в результате замещения лейкократовых породообразующих минералов; формирует самостоятельные натролитовые гидротермальные жилы и прожилки; кристаллизуется в виде друз хорошо образованных кристаллов в пустотах выщелачивания. Кроме воды, натролит может поглощать NH<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S и др. вещества. Широко используется в промышленности способность обменивать одни основания на другие. Натролит образуются путём осаждения из горячих водных растворов в пустотах и трещинах вулканических пород вместе с другими минералами группы цеолита, кальцитом, кварцем, хлоритами, в результате гидротермального изменения нефелина, а также в зоне выветривания нефелиновых сиенитов и в современных морских отложениях.

Химический состав хибинского натролита довольно постоянен (табл.). В то же время выделения его характеризуются большим мор-

фологическим разнообразием, известны: а) длиннопризматические (вытянутые по оси  $c$ ), игольчатые или волосовидные кристаллы, собранные в лучистые, "ежикоподобные" или спутанно-волокнистые агрегаты (рис.1); б) сплошные сахаровидные или сливные мелкозернистые массы с лучистой, волокнистой, шестоватой или метельчатой текстурами; в) скрытокристаллические выделения опаловидного или землистого облика. Кристаллы обычно мелкие, однако известны индивидуумы, достигающие 20—25 см длины при 10 см в поперечнике. Согласно А.Н. Лабунцову, наиболее обычными кристаллографическими формами являются:  $p(111)$ ,  $m(110)$ ,  $a(100)$ ,  $b(010)$ ,  $\beta(311)$ ,  $\alpha(511)$ , более редкими:  $p(120)$ ,  $t(210)$ ,  $z(331)$ ,  $s(551)$ ,  $y(131)$  (рис. 2,3). В одной и той же жиле часто присутствуют разные морфологические типы натролита, нередко несколько-генераций его кристаллов, последовательно нарастающих друг на друга. Своеобразная жила с натролитом нескольких генераций, полихромным сфеном, стронциевым апатитом, стронцианитом, анкилитом и кальцитом описана в ризчорритах перевала Обманного.

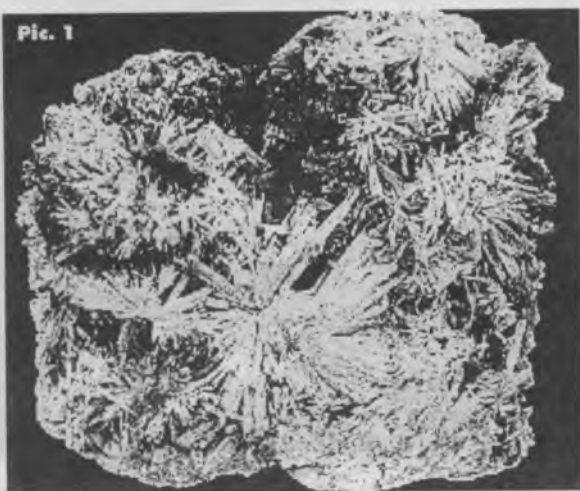


Рис. 1

Окраска разнообразна: от бесцветной и молочно-белой до серой, голубоватой, желтоватой, розовой. Кристаллы прозрачные или просвечивают. Блеск обычно стеклянный; у волокнистых разновидностей шелковистый, у скрытокристаллических матовый. Спайность совершенная по (110), несовершенная по (010). Твердость 5,5; хрупкий. Плотность 2,25. Натролит хорошо растворяется в кислотах:  $\text{HCl}$ ,  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Под микроскопом оптически положительный.  $2V = 58-66^\circ$ ,  $n_g = 1,490-1,491$ ;  $n_m = 1,481-1,482$ ;  $n_p = 1,479-1,480$ ;  $n_g - n_p = 0,010-0,012$ . Гипергенный натролит, обнаруженный М.Д. Дорфманом в линейной зоне выветривания в штольне Материальной (гора Юкспор) в виде мельчайших волосовидных кристалликов среди франколита, оптически отрицательный и имеет высокие показатели преломления:  $n_g = 1,493$ ;  $n_g = 1,483$ . Термограммы натролита характеризуются наличием глубокого эндотермического эффекта, вызванного удалением кристаллизационной воды, варьирующего, по-видимому, в зависимости от степени кристалличности натролитовых агрегатов:  $445^\circ\text{C}$  для опаловидного натролита,  $380^\circ\text{C}$  — для землистого.



Рис. 2

Появление натролита, таким образом, является прекрасным индикатором проявления в породах позднегидротермальной стадии.

В отобранных образцах натролита Хибинского массива были исследованы флюидные включения. Представлена их классификация по фазовому и агрегатному состоянию включений (рис. 3), а также результаты газового анализа включений.



Рис. 3

Широкое распространение натролита, в том числе развивающегося метасоматическим путем при замещении лейкократовых породообразующих минералов, в породах Центральной дуги массива (особенно в рисчорритах) свидетельствует о существенной роли низкотемпературных постагматических растворов в их формировании. Отдельные жилы, линзовидные или неправильной формы обособления натролита непосредственно в рисчорритовой породе или в залегающих в ней пегматитах, достигают здесь размеров до нескольких десятков метров. При замещении натролитом нефелина или содалита (гакманита) возникают сахаровидные или скрытокристаллические агрегаты, при замещении полевых шпатов и арфведсонита — лучистые. Переотложенные в процессе замещения мелкие игольчатые включения астрофиллита или лампрофиллита окрашивают натролит в красновато-оранжевый цвет, включения ринкита — в желтоватый, цвета слоновой кости (такие образования описывались ранее под названием "кондрикита"). Нередко натролит замещает анальцит, причем замещение идет обычно с середины зерен, и внешние ограничения кристаллов анальцита сохраняются.

Таблица

## Химический состав (вес. %) и плотность натролитов

Компонент	По Е.Е. Костылева-Лобунцова				По М.Д. Дорфману		
	1	2	3	4	5	6	7
Na <sub>2</sub> O	15.80	15.07	15.36	13.77	15,03	10,65	13,77
K <sub>2</sub> O	-	1.55	0.08	0.23	0,10	0,06	0,23
CaO	0.10	0.23	0.16	1.54	0,35	3,99	1,54
SrO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,12	1,27	-
BaO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,05	0,03	-
MgO	-	-	0.05	0.09	0,01	0,02	0,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.10	0.72	0,06	0,00	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.80	26.87	26.78	25.52	27,38	25,94	25,52
SiO <sub>2</sub>	44.80	47.27	47.40	46.66	48,63	42,32	46,66
Сумма	-	90.99	90.51	89.87	-	-	-
H <sub>2</sub> O	п.п.п. 10.50	9.49	9.72	10.54	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма общ	99.00	100.48	100.23	100.41	91,71	84,27	100,41

Совместно с натролитом возникает определенный комплекс минералов, образование некоторых из них, несомненно, указывает, на относительное понижение щелочности растворов поздний игольчатый или волокнистый эгирин, лепидомелан, ильменит, циркон, апатит, флюорит, апофиллит, кальцит, анкилит, сфалерит (черный, желтый или зеленый), галенит, катаплеит, рамзаит, лопарит, нептунит, лабунцовит, ненадкевичит и др В условиях более высокой щелочности вместе с натролитом кристаллизуются также мурманит, виноградовит, пироклор, шизолит, тинаксит, илимаусит, барит, стронцианит, гидраргиллит.

В целом натролит достаточно характерный минерал Хибин и его нахождение не является редкостью. Однако декоративные разновидности натролита пользуются у коллекционеров большим спросом и имеют высокую стоимость на ярмарках цветных камней Европы.

1. Дорфман М.Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в йолитуртитах г. Юкспор Хибинского массива. М., 1962 с. 168
2. Зак С.И., и др. Хибинский щелочной массив, Л., 1972, с. 187
3. Костылева-Лобунцова Е.Е., и др. Минералогия Хибинского массива. М., 1978, с. 228
4. Ловская Е.В., и др. Минералогия, геохимия и генезис поздних высококальциевых гидротермалитов Хибинского массива, Кольский п-ов. Записки Всероссийского минералогического общества ч.СХХХI №2, 2002
5. Хомяков А.П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М., 1990, с.203
6. Яковенчук В.Н., и др. Минералы Хибинского массива. М., 1999, с. 320

## **ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАЛГУТИНСКОГО МОЛИБДЕНО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ).**

**В.С. Карпущина, Е.В. Черкасова, Г.Ф. Иванова, В.Б. Наумов  
ГЕОХИ РАН, Москва**

Калгутинское месторождение является типичным представителем вольфрамовых месторождений грейзеново-жильной формации (Лузгин, 1997). Оно расположено на юго-востоке Горного Алтая и приурочено к Калгутинскому гранитному массиву. Вмещающими породами в интрузивной позиции являются лейкократовые и биотитовые граниты, в экзоконтактной – кислые вулканиты. Формирование месторождения связано с мезозойским этапом тектоно-магматической активизации. Оруденение представлено свитой кварц-вольфрамитовых жил, сконцентрированной в полосе СВ простираения длиной около 2 км при ширине до 0.5 км. Длина жил колеблется от нескольких до 330 м, мощность редко превышает 1 м. Зональность Калгутинских рудных жил характеризуется следующей направленностью: W–W, Mo→комплексное редкометалльное → W, Mo → W(Mo) при движении от экзоконтакта вглубь массива (Дергачев, 1981). Одним из признаков

зональности на месторождении является колебание состава гюбнеритовой и ферберитовой молекул в вольфрамитах. Для Южно-Калгутинской экзоконтактной зоны характер ферберит, содержащий 2-3%  $MnWO_4$ , ассоциирующий с сидеритом и флюоритом, тогда как в контактах интрузива и внутри его (Калгутинское месторождение) типичен гюбнерит, содержащий до 71%  $MnWO_4$  в ассоциации с бериллом и молибденитом.

Изучение флюидных включений (ФВ) проводилось в кварце и флюорите из кварц-вольфрамитовых, кварц-вольфрамит-молибденитовых жил и вмещающих их измененных гранитов на Южно-Калгутинском и Калгутинском месторождениях. Использовались методы гомогенизации (>200 включений) и криометрии (>150 включений) (рис.).

Установлено, что гомогенизация ФВ в кварце и флюоритах происходит в жидкую фазу при температурах 375-140°C и концентрации солей в растворах 14-5 мас.%экв. NaCl. Наиболее низкие  $T_{гом}$  – 185-140°C характерны для Южно-Калгутинских кварц-вольфрамитовых (гюбнеритовых) жил. Концентрация солей во ФВ составила 9.4-5.0 мас.%экв.NaCl.

На Калгутинском месторождении выявлены различия  $T_{гом}$  в рудах различного состава. Для кварц-вольфрамитовых жил  $T_{гом}$  составили 300-150°C, соленость растворов 10.4-5.7 мас.%экв.NaCl, тогда как для кварц-вольфрамит-молибденитовых (с бериллом) руд – 375-230°C при солености растворов 12-8 мас.%экв. NaCl. В прожилках кварц-молибденитового состава  $T_{гом}$  – 280-165°C, соленость 13-6.5 мас.%экв.NaCl. Для всех типов руд температуры плавления эвтектик ( $T_{пл.эвт.}$ ) во ФВ близки – от -15 до -19°C, что свидетельствует о хлоридном K-Na составе растворов. Не установлено зависимости  $T_{гом}$  и солености растворов во ФВ. Рассчитанная концентрация солей во включениях с углекислотой по температурам плавления газгидратов – 7.3-5 мас.%экв.NaCl, давление во флюидах – до 1.2 кбар, концентрация  $CO_2$  достигала 40 мас.%.

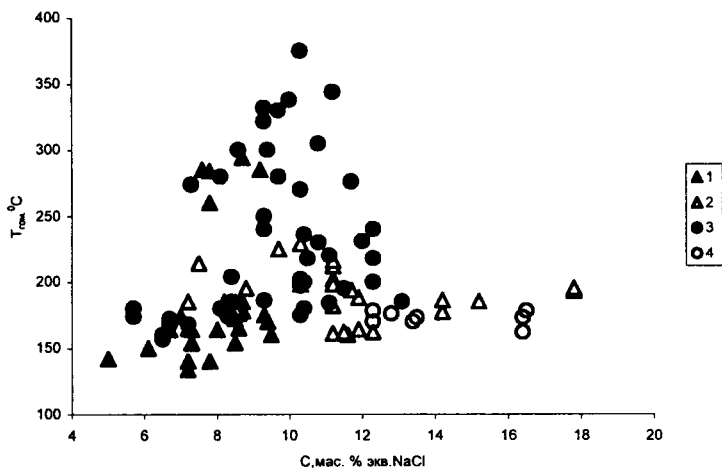


Рис.

Температуры гомогенизации и соленость растворов флюидных включений в минералах руд (1-флюорит, 3-кварц) и вмещающих пород (2-флюорит, 4-кварц) Южно-Калгутинского и Калгутинского месторождений

В изученных образцах флюорита и кварца из вмещающих гранитов, не содержащих рудной минерализации,  $T_{\text{гом}}$  составили 225-160°C, растворы имели хлоридно-натриевый состав ( $T_{\text{пл.эвт.}}$  от -23.6 до -21°C), отличаясь более высокой соленостью – до 17.8 мас.%экв. NaCl.

В результате проведенных исследований подтверждены более высокие температурные условия рудообразования с удалением от экзоконтакта (Южные Калгуты) в сторону гранитного массива (Калгутинское месторождение). Формирование рудной минерализации происходило в условиях слабо проявленной гетерогенизации при температурах 375-140°C, давлении до 1.2 кбар. из хлоридных растворов K-Na состава с концентрацией солей 14-5 мас.%экв. NaCl и углекислотноводных растворов с концентрацией солей 7.3-5.0 мас.%экв. NaCl.

Исследования поддержаны РФФИ (03-05-65005).

# НЕОБЫЧНЫЕ, БОГАТЫЕ БОРОМ, ВОДОЙ И РЕДКИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ, РАСПЛАВЫ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ ИЗ МИАРОЛОВЫХ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

**И.С. Перетяжко, С.З. Смирнов, В.Е. Загорский**  
*ИГХ СО РАН, Иркутск; ОИГГМ СО РАН, Новосибирск*

При изучении включений минералообразующих сред в минералах из турмалиноносных миароловых пегматитов установлено, что позднемагматический этап их формирования проходил при участии борнокислых флюидов и богатых  $H_2O$ , В, F и др. редкими элементами расплавов. Включения, содержащие продукты раскристаллизации подобных расплавов, обнаружены в кварце из околومیароловых комплексов и в ранних зонах кристаллов кварца из миарол в пегматитах Центр. Забайкалья, Ср. Урала, Центр. и Ю-З Памира, Намибии. Средний размер расплавных включений (РВ) - 30-50 мкм, максимальный - до 120 мкм. Чаще всего в корневых зонах кристаллов кварца РВ нацело заполнены кристаллическим агрегатом. От ранних к поздним зонам роста все чаще появляются РВ с обособлениями флюида, газа и кристаллами сассолина в разных соотношениях, что может свидетельствовать о гетерогенном захвате сосуществующих минералообразующих сред (флюида и расплава).

По данным спектроскопии комбинационного рассеяния (КР) раскристаллизованный агрегат в РВ из кристаллов миаролового кварца (жила Октябрьская, Малханское поле в Центр. Забайкалье) состоит преимущественно из слюдястых минералов со структурой мусковита и лепидолита. Составы слюд определены на электронном микроанализаторе в нескольких вскрытых РВ. Для слюд характерна высокая дисперсия содержаний F и, особенно, Cs. Концентрация Cs значительно возрастает (до 20-24 мас.%) к краевым зонам чешуек слюд. Судя по имеющимся аналитическим данным, слюдястый агрегат состоит из смеси мусковита, богатого Cs мусковита, нанпингита  $CsAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$  и, вероятно, их богатых бором разновидностей,

а также лепидолита. Помимо слюд в кристаллическом агрегате многих РВ по данным электронно-микронного анализа (EMPA) и сканирующей электронной микроскопии (SEM EDS) присутствуют топаз, кварц, калишпат, возможно - турмалин (по оптическим свойствам), а также ряд недиагностированных минералов.

Опыты по гомогенизации РВ проводили в автоклаве под внешним давлением до 2.5 кбар при температурах 550, 580, 600, 615 и 650°C. В кварце из миаролы в РВ без видимого флюида первые порции расплава появились при 550-580°C. Выдержка при 580, 615 и 640°C в течение 14-24 часов дала значительное увеличение доли расплава, но не привела к полному плавлению кристаллического агрегата. В недоплавленных участках нескольких РВ обнаружен топаз и слюды ряда мусковит-нанпингит. Предполагается, что эти минералы являются дочерними и образовались в ходе раскристаллизации расплава. Закалочные стекла по результатам микронного анализа имеют состав (мас. %):  $\text{SiO}_2$  55-58,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  12-15,  $\text{Cs}_2\text{O}$  4.4-6.3, F 1.8-3.3,  $\text{K}_2\text{O}$  2.3-4.7,  $\text{Na}_2\text{O}$  1.0-1.2,  $\text{CaO}$  0.03-0.09 (Cl и P – ниже предела обнаружения). По данным ионно-зондового анализа (выполнен в Институте микроэлектроники РАН, г.Ярославль) в стекле содержится также (мас.%) :  $\text{V}_2\text{O}_5$  2.38, F 2.25,  $\text{Li}_2\text{O}$  0.54,  $\text{BeO}$  0.12,  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  0.57  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  0.10  $\text{H}_2\text{O}$  5.67. Наиболее вероятно, что недостаток суммы обусловлен потерей воды в ходе анализа стекла. С учетом этого содержание  $\text{H}_2\text{O}$  в стекле может достигать 12-15 мас.%. Предполагается, что часть воды находится в свободном состоянии в крупных полостях алюмосиликатного каркаса стекла, что делает их похожими на гидросиликогели. Этим можно объяснить высокую экстрагирующую способность поздних расплавов пегматитов и их обогащенность редкими и рудными компонентами. Судя по содержанию бора в стеклах и концентрации  $\text{H}_3\text{BO}_3$  (12-16 мас.% по данным термокриометрии) в сосуществующем растворе, коэффициент распределения бора между флюидом и расплавом во время образования изученных РВ изменялся от 2.8 до 3.8. Полученные данные свидетельствуют, что формирование миароловых гранитных пегматитов на позднемагматическом этапе проходило при участии необычных расплавов (расплавов-растворов или гидросиликогелей), экстремально обога-

ценных  $H_2O$ , В, F и концентрирующих также Cs, Li, Ta, Nb, Be.

Экспериментальные данные по термодинамике флюидной составляющей и гомогенизации кристаллического агрегата в нескольких РВ из жилы Октябрьская наряду с термодинамическими расчетами РВТХ-свойств борнокислых растворов (Перетяжко, Загорский, 2002) позволяют оценить эволюцию флюидного давления в ходе образования миарол. Из расчетов следует, что для РВ с одновременно захваченным флюидом и расплавом снижение температуры в ликвидусолидусном интервале  $615-550^{\circ}C$  могло привести к росту внутривакуольного давления в РВ за счет выделения части растворенного в расплаве флюида на величину  $\Delta P$  около 1.5 кбар. Значение  $\Delta P$  будет еще больше, если учитывать вероятную потерю стеклом некоторого количества раствора после закаливания расплава и опытами по термодинамике и гомогенизации РВ. По аналогии с РВ, кристаллизация остаточных богатых водой расплавов должна приводить к росту флюидного давления в миаролах согласно следующей модели. В разных частях пегматитовмещающей камеры в ходе кристаллизации кварцполевошпатовых внешних зон обособлялись расплавы, обогащенные  $H_2O$ , В, F, Li, Cs, Be, Ta и др. редкими гранитофильными элементами. По экспериментальным данным (Thomas et al., 2003) богатые В, F и Р алюмосиликатные расплавы при  $500-720^{\circ}C$  могут концентрировать от 2.4 до 43.8 мас.%  $H_2O$ . Остывание пегматитового тела приводило к выделению из подобных расплавов борнокислых флюидов ( $F_1$ ), которые при некоторых значениях  $P_0$  и  $T_0$  обособлялись в вязкой среде (расплаве) в виде «пузырей» разного объема. Выделение дополнительных порций флюида ( $F_2$ ) при последующей кристаллизации таких расплавов в ближайшем окружении вокруг этих флюидных обособлений (будущих миарол) приводило к росту давления в их объеме, которое достигало максимума при температуре солидуса остаточных расплавов. В каждой миароле величина  $\Delta P$  зависит, прежде всего, от соотношений объемов флюида  $F_1$  и остаточного расплава, а также от количества и состава выделяющегося из него флюида  $F_2$ . Как показано ранее (Перетяжко, Загорский, 2002), дальнейшее остывание пегматитового тела приводило к тому, что при одной температуре разница по давлению

нию в миаролах, заполненных борнокислыми флюидами с разным содержанием  $H_3BO_3$  и других растворимых компонентов, могла достигать многих сотен бар. При тектонических подвижках, внутрижильных деформациях, в связи с усадочными явлениями и другими процессами в пегматитовых телах могла происходить разгерметизация миарол (полостей). Быстрое их вскрытие приводило к «флюидным взрывам», частично разрушающим стенки полостей, дроблению кристаллов, а также могло вызвать образование новых трещин, вскрывающих соседние полости, вскипание (гетерогенизацию) и смешение заполняющих их флюидов. Остаточные флюиды заполняли новообразованные трещины, взаимодействовали с первичной пегматитовой матрицей, вызывая ее аутометасоматические преобразования, что в ряде случаев приводило к образованию первично-вторичных (мнимовторичные) полосей сложной морфологии. Резкие изменения состава, агрегатного состояния и давления флюидов сопровождалось многократным растворением, перекристаллизацией и регенерацией минералов. Данная модель хорошо согласуется с минералогическими наблюдениями (Загорский и др., 1999) и данными изучения ФВ и РВ в минералах из многих пегматитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 01-05-64677 и 03-05-64436).

1. *Перетяжко И.С., Загорский В.Е.* Влияние  $H_3BO_3$  на флюидное давление в миаролах гранитных пегматитов : расчет изохор и плотности борнокислых растворов // Доклады Академии Наук РАН, 2002, Том. 383, № 6, с. 812-817.

2. *Thomas R., Förster H-J., Heinrich W.* The behaviour of boron in a peraluminous granite-pegmatite system and associated hydrothermal solutions: a melt and fluid-inclusion study // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. № 144. p. 457-472.

3. *Загорский В.Е., Перетяжко И.С., Шмакин Б.М.* Миароловые пегматиты. Гранитные пегматиты, Том 3. – Новосибирск: Наука, 1999, 485 с.

# **БРОМ-ХЛОРНЫЙ КОЭФФИЦИЕНТ РУДООБРАЗУЮЩИХ ( Sn, W ) ФЛЮИДОВ**

**Т.М. Сущевская, Н.И. Присягина, С.С. Матвеева,  
А.И. Элефтеров  
ГЕОХИ РАН; МГУ, Москва.**

1. Детальное геохимическое изучение гидротермальных рудообразующих систем показало, что в подавляющем большинстве случаев минералообразующие растворы имеют гетерогенную природу. Результаты исследования высокотемпературных гидротермальных систем, в которых сформировались крупные месторождения олова и вольфрама привели нас к выводу о том, что смешение вод различного генезиса является характерным процессом, в той или иной степени проявленном во всех рассмотренных системах. На основании данных физико-химического моделирования удалось показать, что химические изменения, происходящие при смешении вод различного происхождения приводят к образованию касситеритовых и вольфрамитовых руд ( Сущевская, Рыженко, 2002; Широносова и др., 2001 ).

2. Генетические и физико- химические особенности минералообразующих флюидов ряда крупных олово- вольфрамовых месторождений, ассоциированных с гранитами, изучались нами с применением изотопных ( H, C, O ) методов и комплекса методов исследования флюидных включений в минералах. Дополнением к этому явилось определение бром- хлорного отношения в растворах флюидных включений в кварце. Интерес к установлению этой характеристики рудообразующих флюидов возник в последнее время в связи с возможностью одновременного определения галогенидов с помощью высокоэффективной жидкостной хроматографии. При этом, давно и хорошо известно, что Br/Cl коэффициент является генетической характеристикой вод осадочной оболочки ( Виноградов, 1944; Валяшко, 1956 и др. ). В

последнее же время было показано, что закономерное изменение  $Wt/Cl$  отношения во флюидах включений в минералах характеризует процесс поступления вод метеорной природы и смешения их с магматогенными растворами, например, при образовании олово-вольфрамового оруденения месторождения Панаскейра (Noronha et al., 1999).

3. Определение соотношения брома и хлора в минералообразующих растворах месторождений Акчатау ( $W$ ), Иульгин ( $Sn-W$ ), Хинганское ( $Sn$ ) проведено путем анализа водных вытяжек из включений в кварце, выделенном из различных, в основном из продуктивных, минеральных ассоциаций, методом жидкостной хроматографии.

Полученные результаты показывают значительные колебания  $Wt/Cl$  отношения, которые находят свое объяснение с точки зрения интенсивности протекания процесса смешения флюидов магматогенного и метеорного происхождения. Наиболее низкие (мольные) значения  $Wt/Cl$  отношения (0.0002-0.0013) характерны для высокоминерализованных хлоридно-натриевых растворов гидротермальной системы месторождения Акчатау, где по изотопным данным осаждение основной массы вольфрамитового оруденения происходило из существенно магматогенных растворов. Для иульгинских оловоносных растворов эти значения лежат в пределах 0.005-0.020, для растворов, формировавших касситеритовое оруденение Хинганского месторождения – 0.002-0.025. Это находится в согласии с ранее сделанными выводами по этим месторождениям о значительной роли метеорных вод в их формировании, не только на поздних, но и на продуктивных стадиях, при образовании  $Sn-W$  оруденения.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 03-0565036 и № 00-0572035.

# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**С.С. Матвеева, А.Ю. Бычков, А.В. Игнатъев**  
*МГУ, Москва; ДВГИ ДВО РАН, Владивосток*

Приводятся данные по двум грейзеновым вольфрамитовым месторождениям: Спокойнинское (Забайкалье) и Акчатау ( Ц. Казахстан). Определен изотопный состав углерода углекислоты флюидных включений в кварце, который является типоморфным минералом грейзеновых месторождений. Анализы выполнены в Приморском центре исследования химического состава и стабильных изотопов А.В.Игнатъевым.

Углерод на месторождениях присутствует практически только в составе флюидных включений. Карбонатные минералы и графит в породах отсутствуют. Согласно данным масс-спектрального анализа, проводившемся при нагреве проб от 250 до 900°C, в образцах не наблюдалось каких-либо дополнительных вкладов в газовый состав флюидов за счет разрушения возможных примесей. Полученные результаты (табл.) в целом укладываются в интервал значений  $\delta^{13}\text{C}$  для  $\text{CO}_2$  из флюидных включений, характерных для гидротермальных рудных месторождений : от -4 до -12 ‰ (Рай, Омото, 1977 ).

**Спокойнинское месторождение** входит в Забайкальский оловянно-вольфрамовый пояс и относится к структурному типу минерализованных куполов. Оно приурочено к одному из апикальных выступов Хангилайского гранитного плутона верхнеюрского возраста. Все породы в пределах Спокойнинского штока метасоматически изменены. Степень грейзенизации увеличивается к вершине штока. На месторождении выделяются два типа оруденения. К основному по объему относятся сами альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты) и грейзены, содержащие тонкорассеянную вкрапленность вольфрамита. Другой тип оруденения представлен кварцевыми

жилами, секущими апограниты и иногда выходящими во вмещающие породы, а также образующие в 5 км от контакта ряд мелких рудопроявлений (Увальное). Рудообразующие флюиды на месторождении характеризуются: а) пересыщенностью углекислотой; б) гетерогенностью. Содержание углекислоты во включениях достигает 10 об. %, метана не превышает 0,1 об. %. Многочисленные преобладание углекислоты над углеводородами делают ее основным носителем углерода во флюидах.

Для флюидов исходных гранитов значения  $\delta^{13}\text{C}$  равно  $-5,6 \pm 1,5\%$ . Близкие значения отмечаются для кварцевых жил в массиве (от  $-6,6$  до  $-7,2\%$ ) и во вмещающих породах ( $-5,9 \pm 2\%$ ). Наблюдается четкая тенденция обогащения углерода легким изотопом в процессе метасоматического изменения гранитов, причем чем глубже степень преобразования породы, тем сильнее изотопный сдвиг. Так для апогранитов  $\delta^{13}\text{C}$  равно  $-9,5 \pm 1\%$ , а для кварц-мусковитовых грейзенов  $-16,5 \pm 1\%$ . Причиной изотопного сдвига является гетерогенизация флюида и фракционирование изотопов углерода между сосуществующей водной и углекислотной фазами. Балансовые расчеты распределения изотопов углерода в системе  $\text{CO}_2(\text{газ}) - \text{H}_2\text{CO}_3(\text{водн})$  показали, что в закрытой системе изотопный сдвиг не превышает  $1\%$  и слабо зависит от температуры. В открытой системе изотопный эффект может достигать  $8\%$  при  $200^\circ\text{C}$ .

Таблица

**Изотопный состав углерода углекислоты флюидных включений в кварце**

порода	№ образца	$^{13}\text{C} \text{ ‰ (PDB)}$
Спокойнинское месторождение		
Хангилайский гранит	00/1	$-5,6 \pm 1,5$
апогранит	22/3	$-9,5 \pm 1,0$
кварц-мусковитовый грейзен	2/10	$-16,5 \pm 1,0$
кварц-вольфрамитовые жилы в гранитах	5в	$-6,6 \pm 1,5$
	22/33	$-7,2 \pm 1,0$
	710/3	$-6,9 \pm 2,0$
Рудопроявление Увальное	515/7	$-5,9 \pm 2,0$

Месторождение Акчатау (жила 14)		
молибденит-кварцевая жила	1534/4	$-7,0 \pm 1,5$
кварц-топазовый грейзен (надрудный пояс)	1909/3	$-13,6 \pm 1,5$
кварц-топазовый грейзен (рудный пояс)	П 43/1	$-12,0 \pm 1,5$
	Б 60/2	$-12,1 \pm 1,5$
кварцевая жила выполнения (подрудный пояс)	П 52/5	$-10,5 \pm 1,5$
	П 52/11	$-10,7 \pm 1,5$

На Спокойнинском месторождении имели место процессы, проходящие как в открытой, так и в закрытой системах. При эволюции гидротермальной системы в результате постепенного снижения температуры произошла гетерогенизация высокоуглекислотного флюида. Фильтрация двухфазного флюида привела к гидродинамическому разделению фаз с обогащением фронтальных частей флюидных потоков газовой фазой. Результатом явилось значительное облегчение изотопного состава углерода раствора. Протекание процесса метасоматоза в открытой системе и объясняет значительное облегчение изотопного состава углерода флюидных включений в кварце их интенсивно грейзенизованных разностей гранитов. При образовании кварцевых жил, вероятно не было условий для разделения флюидных фаз. Это объясняет близость  $\delta^{13}\text{C}$  жил и неизменных гранитов.

**Месторождение Акчатау** расположено в Центральном Казахстане, в северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинальной зоны и приурочено к апикальной части одноименного гранитного массива пермского возраста. Месторождение относится к жильно-грейзеновому типу. Основная часть рудных тел локализуется в пределах обнаженного на поверхности гранитного купола и представлены крутопадающими зонами грейзенизации с жилами выполнения квар-

цевого и более сложного состава. Основные запасы руд Акчатау заключены в крупных грейзеновых телах, контролирующиеся трещинами глубокого заложения в гранитах (жила 14). Эти тела характеризуются значительными размерами и вертикальной зональностью, выражающейся в возрастании вверх по мощности околожильных метасоматитов и последовательной смене трех поясов : подрудного, рудного и надрудного, различающихся составом и строением метасоматических колонок. Рудообразующие флюиды на месторождении характеризуются: а) высокой соленостью; б) гетерогенностью. Содержание углекислоты во включениях составляет 0,5-2,2 об.%, содержания метана сопоставимы (до 0,5 об.%), что необходимо учитывать при расчете фракционирования изотопов углерода.

Построена модель фракционирования изотопов углерода при кипении флюидов. Учтены эффекты, связанные с перераспределением изотопов углерода между углекислотой и метаном газовой фазы и растворенной углекислотой. В качестве исходного состава было выбрано значение -7‰ из высокотемпературной молибденит-кварцевой жилы раннего рудного этапа. Результаты расчетов показали, что главным фактором изменения состава углекислоты является уход в газовую фазу изотопно легкого метана. Даже в закрытой системе наблюдается облегчение изотопного состава углерода газовой фазы до 5‰. Формирование пород надрудного пояса может быть связано с конденсацией газовой фазы в верхней части жилы. Это может объяснить изотопно легкий состав углерода флюидов в кварц-топазовых грейзенах (-13,6 ‰). Конденсация газа приводит к кислотному выщелачиванию, что проявляется в появлении топаза. Вероятно, механизм конденсации может быть одним из факторов рудоотложения на месторождении Акчатау.

Работа выполнена при поддержке РФФИ ( гранты 03-05-65036, 03-05-64969).

# О СВЯЗИ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ТОПАЗА ИЗ ЗАНОРЫШЕВЫХ (КАМЕРНЫХ) ПЕГМАТИТОВ ВОЛЫНИ

И.М. Наумко, А.П. Вовк

ИГГГИ НАН Украины; НАК «Нефтегаз Украины», Львов

Рассмотрение флюидных включений в качестве анатомических несовершенств (неоднородностей) кристаллов (Павлишин, 1998) и признание их, прежде всего предметом минералогической кристаллографии (Калюжный, 1983; Наумко, Калюжный, 2001) позволяет подойти к изучению связи этих реликтов среды минералообразования и собственно вмещающих их кристаллов минералов как в целом, так в определенных зонах роста (Калюжный, 1982) с кристаллогенетических позиций.

Исходя из этого, представляются весьма важными выполненные нами исследования кристалломорфологии и генетических особенностей топаза занорышевых (камерных) пегматитов Коростеньского плутона в северо-западной части Украинского щита (Соболев, 1947; «Мінералоутворюючі флюїди...», 1971; Лазаренко и др., 1973). Основная масса его кристаллов приурочена к занорышевым областям и зонам выщелачивания. Реже он встречается в полостях графической, пегматоидной и полевошпатовой зон и в метасоматически измененных породах, а также в виде твердых включений в кварце.

Оказалось, что морфология волынских топазов весьма своеобразна. Ее отличие в кристаллах из разных зон свидетельствует о различиях условий их образования. На топазах из занорышевых областей в зоне [001] всех индивидов присутствуют грани призм {110} и {120}, формы {100}, {010}, {130}, {230}, {470} встречаются реже. На головках кристаллов нами установлено 18 простых форм. Наибольшее морфологическое значение среди них имеют {011}, {111}, {112}, {001}, {021}, {101}. Менее важными оказались {023}, {113}, {103}, {225}, {012}, {201}, {121}, {141}, {232}. Для занорышей типичными являются большие богато огранные кристаллы. Индивиды же из зоны вы-

щелачивания по своей морфологии более простые. На них в вертикальном поясе установлены присутствующие на всех кристаллах грани призм  $\{110\}$  и  $\{120\}$ , а также редкостные формы  $\{100\}$ ,  $\{010\}$ ,  $\{210\}$ . На кристаллах из метасоматически измененных пород выявлены грани  $\{110\}$ ,  $\{120\}$ ,  $\{011\}$ .

Разнообразие морфологии кристаллов топаза обусловлено особенностями кристаллической структуры и различными условиями формирования.

Влияние кристаллической структуры рассматривается здесь с позиций закона Браве, правила Доннея-Харкера, теории РВС-векторов.

Расчеты по закону Браве ретикулярной плотности плоских сеток простых форм, установленных на волинских топазах, дают следующую последовательность морфологической важности простых форм:  $\{010\}$ ,  $\{001\}$ ,  $\{011\}$ ,  $\{100\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{101\}$ ,  $\{021\}$ ,  $\{012\}$ ,  $\{111\}$ ,  $\{120\}$ ,  $\{121\}$ ,  $\{112\}$ ,  $\{130\}$ ,  $\{103\}$ ,  $\{131\}$ ,  $\{023\}$ ,  $\{210\}$ ,  $\{113\}$ ,  $\{201\}$ ,  $\{114\}$ ,  $\{230\}$ ,  $\{232\}$ ,  $\{225\}$ ,  $\{470\}$ . С учетом винтовых осей и плоскостей скользящего отражения вышеприведенная последовательность корректируется следующим образом:  $\{011\}$ ,  $\{010\}$ ,  $\{001\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{111\}$ ,  $\{120\}$ ,  $\{121\}$ ,  $\{112\}$ ,  $\{130\}$ ,  $\{131\}$ ,  $\{100\}$ ,  $\{210\}$ ,  $\{113\}$ ,  $\{201\}$ ,  $\{101\}$ ,  $\{021\}$ ,  $\{012\}$ ,  $\{114\}$ ,  $\{230\}$ ,  $\{232\}$ ,  $\{225\}$ ,  $\{103\}$ ,  $\{023\}$ ,  $\{470\}$ .

Если для кристалла топаза принять расстояния от центра пропорциональными ретикулярной плотности, то реальные кристаллы будут отличаться от полученной таким способом равновесной формы. В соответствии с нашими данными ряд морфологической важности простых форм на головках топаза имеет такой вид:  $\{011\}$  -  $\{111\}$  -  $\{112\}$  -  $\{001\}$  -  $\{021\}$  -  $\{101\}$  -  $\{023\}$  -  $\{113\}$  -  $\{103\}$  -  $\{225\}$  -  $\{012\}$  -  $\{201\}$  -  $\{121\}$  -  $\{114\}$  -  $\{232\}$ . Этот ряд похож на последовательность по Доннею-Харкеру.

Поскольку кристаллическая структура топаза достаточно сложная, вопрос о РВС-векторах решить нелегко. Пространственная группа топаза -  $D_{2h}^{16} = P6mm$ , параметры элементарной ячейки (Å):  $a_0 = 4,65$ ;  $b_0 = 8,80$ ;  $c_0 = 8,32$ . Структура топаза состоит из кремне-кислородных тетраэдров и октаэдров, в центре которых находится атом алюминия, а на вершинах 4 атома кислорода и 2 атома фтора. Цепочки в топазе

объемные (трехмерные), часто имеющие зигзагообразную форму. РВС-векторы в топазе могут состоять как только из октаэдров, так и из октаэдров и тетраэдров. Цепочки из октаэдров простираются в направлении [001], что выражается в хорошем развитии граней вертикального пояса. Эти цепочки являются наиболее важными, но и другими не следует пренебрегать. Поэтому для определения типа грани целесообразно построить проекцию ее структуры путем пересчета координат атомов в координатную систему, в которой две оси лежат в плоскости грани, а третья – перпендикулярна ей. Нами были построены проекции такого типа для основных форм топаза. По этим проекциям формы {010}, {001}, {011}, {110}, {120}, {111}, {112} являются F-гранями, а {100} и {021} – S-гранями. На наш взгляд, F-гранью целесообразно считать форму, покрытую сетью связей, S-гранью – параллельными цепочками связей, в т.ч. зигзагообразными.

Согласно И.И.Шафрановскому (1948), величина бесконечной площадной симметрии грани также влияет на морфологию кристаллов, а именно: грани с высшей величиной симметрии часто являются габитусными. На кристаллах топаза эта величина для граней {100}, {010}, {001}, {011}, {hk0} равна 2, для других форм, в т.ч. {0k1}, кроме {011}, – 1. На волинских топазах формы {110}, {120}, {011} действительно являются габитусными.

На кристалломорфологию топаза, кроме структурных факторов, влияют условия образования. Вследствие этого простые формы, которых следовало бы ожидать, исходя из кристаллической структуры, хорошо развиты на реальных кристаллах. Рассчитанный теоретически ряд морфологической важности граней в той или иной мере отличается от реального. Следует отметить, что реальный ряд отличается для одного и того же минерала из разных месторождений и даже для его разных генераций из конкретного месторождения. Итак, огранка кристаллов может служить индикатором условий минерало-образования.

Хотя топазы в занорышевых областях и зонах выщелачивания и кристаллизовались в подобных условиях: гетерогенные флюиды второго кислотного периода послеинверсионной стадии, температуры порядка 400°C, рН в пределах 4,3-5,6 (Возняк, 1971; Наумко, Калуж-

ный, 1981), по своей морфологии они отличаются, прежде всего, из-за способа кристаллизации (Калужный, Наумко, 1986). Для зон выщелачивания характерны незначительные по размеру (до 10 см по [001]) кристаллы метасоматического происхождения. В занорышах же встречаются как мелкие, так и уникальные весом до 117 кг (Сорокин и др., 1967) индивиды, образовавшиеся в условиях свободного роста. Для мелких индивидов из занорышей характерно наличие на головках форм {011}, {112}, реже – {111}, {021}, в зонах выщелачивания – {011}, {111}, {112}, {113}, реже – {001}, {101}. Дипирамиды в зонах выщелачивания встречаются чаще, но их размеры меньше. Большие кристаллы из занорышей редко имеют бедную огранку. Такие индивиды, очевидно, росли очень быстро при значительных пересыщениях растворов. Для большинства же индивидов характерна богатая огранка, что свидетельствует об умеренности пересыщений среды. В зонах выщелачивания четче проявилась деятельность флюидов существенно углекислотно-метанового состава. Изучение размещения включений и статистические исследования в топазах из занорышей показали, что в процессе роста соотношение размеров наиболее важных граней изменяется с {110} и {120} в пользу {110}, с {011} и {021} в пользу {011}, с {111} и {112} в пользу {111}. Пинакоид {001} появляется на более поздних стадиях роста. Индивиды самой поздней генерации, которые образовались при температурах 180-200°C из растворов низкой концентрации («Мінералоутворюючі флюїди...», 1971), характеризуются и наиболее бедной огранкой: формы {110}, {120}, {011}.

Таким образом, топаз из занорышевых (камерных) пегматитов, являющийся в целом важнейшим типоморфным минералом, надежным индикатором повышенной кислотности (Соболев, 1949) флюидной среды кристаллизации минералов и их парагенетических ассоциаций, оказался и четко индивидуализированным в кристаллографическом отношении, характеризуясь богатством простых форм, разнообразием огранки, габитуса и облика.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МАНГАНОКАЛЬЦИТЕ ПАРНОКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

**В.Ю. Прокофьев, Б.А. Богатырев, Н.Н. Зыкин**  
*ИГЕМ РАН; МГУ, Москва*

Об условиях формирования Парнокского железо-марганцевого месторождения существуют различные представления. Мнения исследователей расходятся как по отдельным вопросам геологии (структура, возраст вмещающих толщ и время рудообразования, источник вещества и т.д.), так и о генезисе месторождения, причем спектр взглядов на последний охватывает все известные генетические типы марганцево-рудного сырья – от гипергенного до скарнового [2, 4, 5, 6]. Немалая часть минеральных образований месторождения была сформирована в результате метаморфизма первичных окисных (гаусманит-пирохроитовых), карбонатных (преимущественно родохрозитовых) и силикатно-карбонатных (тефроит-родонит-кариопилит-родохрозитовых) руд. Наиболее распространенным для метаморфогенного этапа становления месторождения является манганокальцит. Этим минералом выполнены многочисленные жилы, трещины, шлиры, формирующие брекчиевидную и прожилковую текстуры по тонкослоистым, конкреционным и линзовидно-слоистым коломорфным агрегатам первичных руд. Минерал представлен хорошо раскристаллизованными полупрозрачными кристаллами удлиненной свилеватой и таблитчатой формы, ярко-розового цвета. По секущему взаимоотношению устанавливается развитие двух его генераций. Изучение с помощью микронзондового микроанализатора (МГУ) значительных отличий в составе этих генераций не выявило.

В манганокальците были обнаружены доступные для изучения двухфазовые флюидные включения размером 1-17 мкм. Микротермометрические исследования водного флюида проведены в ИГЕМ РАН. Для выяснения анионного состава растворов использовался метод ионной хроматографии. Для изучения состава газовой фазы некоторые

пробы исследовались на газовом хроматографе серии «Цвет-163» с пиролитической приставкой П-75 в ГЕОХИ РАН. Исследования изотопного состава ГЖВ проведены в лаборатории стабильных изотопов ВИМС. Во всех случаях включения вскрывались термическим способом с нагревом до 320°C в высоком вакууме с целью удаления поровой, сорбционной и т.п. вод.

Таблица 1

Результаты исследования флюидных включений в манганокальците Парнокского месторождения (Полярный Урал).

N обр.	Минерал	n	Температура, °C			С солей, мас. % экв. NaCl	d, г/см <sup>3</sup>
			гомоге- низа- ции	эвтек- тики	плавле- ния льда		
Т-2	Мангано- кальцит	7	186	-36	-4.7+ -3.5	7.5+ 5.7	0.93
11-2	Мангано- кальцит	8	184	-32	-3.0	5.0	0.92
11-41	Мангано- кальцит	2	187	-31	-2.5	4.2	0.91
	-«-	4	162	-32	-2.1	3.6	0.94
	-«-	7	154	-31	-2.4	4.0	0.94
11-32	Мангано- кальцит	3	119	-31	-1.6	2.7	0.96
	-«-	7	180	-31	-1.9	3.2	0.91
С-24-1	Мангано- кальцит	2	230	-26	-0.6	1.1	0.83
	-«-	3	218	-24	-0.2	0.4	0.84
	-«-	7	208	-22	-0.1	0.2	0.85
	-«-	3	117	-26	-2.7	4.5	0.97

Термо- и криометрические исследования индивидуальных флюидных включений показали (табл.1), что манганокальцит формировался из водного раствора хлоридов натрия и магния ( $T_{\text{эвт.}} -36 \pm -31^\circ\text{C}$  [1] с концентрацией солей [7] 7,5 – 2,7 мас.% экв. NaCl ( $T$  плавления льда

– 4,7 1,6°C). температура гомогенизации 187 - 119°C в жидкую фазу. Явления гетерогенизации (кипения) раствора не наблюдалось. Результаты анализов ГЖВ манганокальцита методами газовой и ионной хроматографии (табл.2) показали, что отношение F/Cl для рудообразующих флюидов Парнокского месторождения превышает аналогичное отношение в морской воде в среднем на 3-4 порядка –  $(0,24-1,5) \times 10^{-4}$  [3].

Таблица 2

Результаты анализа содержимого флюидных включений в манганокальците из руд Парнокского месторождения методами газовой и ионной хроматографии

Проба	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub>	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	F/Cl
	моль %			моль/кг H <sub>2</sub> O						
T-2	95.7	2.5	1.8	2.2	0.06	0.04	0.03	0.17	0.016	0.176

Исследования изотопного состава воды включений показали, что δD воды включений составляют – 70 ‰ SMOW, δD метана в газовой фазе – 414‰. δ<sup>18</sup>O<sub>H<sub>2</sub>O</sub> включений ввиду малого объема жидкой фазы определить не представлялось возможным.

По полученным данным метаморфизм руд парнокского месторождения оценивается как низкотемпературный (пренит-пумпелиитовая фация), носивший изохимический характер.

1. *Борисенко А.С.* Изучение солевого состава газовой-жидких включений в минералах методом криометрии.// Геология и геофизика.- 1977, № 8, с. 16-27.

2. *Брусницын А.И., Калинина О.Г.* Физико-химический анализ минеральных ассоциаций марганцевых руд Парнокского месторождения (Полярный Урал)// Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Т.IV, Сыктывкар. Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми, 1999, с.12 – 16

3. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М., Наука, 1967, 213 с.

4. *Контарь Е.С. и др.* Марганцевые месторождения Урала. Екатеринбург, 1999, 118 с.

5. *Силаев В.И., Ширяева Л.Л.* Парнокское железо-марганцевое месторождение: мифы и факты.// Геология рудных месторождений, 1997, т.38, № 4, с.387 – 393.

6. Шишкин М.А., Герасимов Н.Н. Парнокское железо-марганцевое месторождение (Полярный Урал) // Геология рудных месторождений, 1995, том 37, № 5, с.445-456.

7. Bodnar R.J. & Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Edited by: Benedetto D Vivo & Maria Luce Frezzotti.-Pontignano – Siena.1994 – pp.117-130.

## **ТИГРИНОЕ ВОЛЬФРАМОВО-ОЛОВЯННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПРИМОРЬЯ (ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ)**

**А.М. Кокорин, Д.К. Кокорина  
ДВГИ ДВО РАН, Владивосток**

Тигриное вольфрамово-оловянное месторождение расположено в Арминском рудном районе Приморья известном своим уникальным вольфрамовым месторождением Восток-II. Открытое в 1954 и получившее окончательную оценку в 1994 году месторождение относится к кварц-касситеритовой оловорудной формации и является крупным объектом комплексных руд, которые локализируются в штокверке Тигрином на участке пересечения разноориентированных разломов среди песчано-сланцевых пород.

В центральной части штокверковой рудоносной зоны находятся два штока гранитов - Главный и Малый. Протяженность штокверка на поверхности (абс. отметки 900-1000 м) составляет 550 м, на горизонте 600 м - 270 м, на горизонте 200 м - 100 м; ширина штокверка 200 м; протяженность оруденения на глубину составляет порядка 500 м на юго-восточном фланке и 1000 м в центральной и северо-западной частях. Структуру штокверка дополняет крупное крутопадающее трубообразное (диаметр до 100 м) тело взрывных брекчий. Строение

штокверка определяют жилы, прожилки и прожилковые зоны северо-западного (310-340°) простираения, к подчиненным относятся рудолокализирующие зоны субмеридионального и субширотного направлений. Последние нередко являются ведущими при распределении минерализации в взрывчатом теле; в гранитных штоках значительна роль пологой трещиноватости.

Основные морфологические типы руд месторождения: прожилковые, прожилково-вкрапленные, залежи линзовидной формы, брекчиевые. При общем количестве установленных на месторождении минералов более 150 основным во всех типах руд является кварц; к ведущим жильным минералам принадлежат: калишпат, топаз, циннвальдит, мусковит, флюорит, карбонат, к рудным - сфалерит, арсенопирит, касситерит, станнин, вольфрамит, халькопирит (в порядке количественной представительности). В зоне окисления (до 100 м) станнин замещается варламовитом. В генетически связанных типах руд количественные соотношения ведущих минералов меняются. Наблюдаются самые разные по составу прожилки, возрастное положение которых не однозначно. Это порождает неопределенность заключений о последовательности минералообразования на месторождении. Присутствие в рудах повторных генераций основных минералов дополняет "бесконечный" ряд разноминеральных сочетаний. На месторождении выделяется от пяти до десяти стадий минералообразования. Наиболее определенное положение в составе руд занимает ранняя кварц-молибденовая минерализация, локализованная в главном гранитном штокверке и его экзоконтактной зоне в виде молибденового штокверка; с собственно рудным (вольфрамово-оловянным) этапом развития рудной системы связана минерализация всех генетических типов касситерит-кварцевой формации (кварц-полевошпатового, кварц-мусковитового и кварц-циннвальдитового, кварц-топазового и собственно кварцевого). При этом разнотипные руды обогащены сульфидами (арсенопирит, сфалерит, станнин, пирротин, пирит, халькопирит), часто находящихся в разных возрастных соотношениях с касситеритом и вольфрамитом. Брекчиевые руды флюидно-взрывчатого тела более определенно документируют развитие рудного процесса на место-

рождении. В обобщенном виде обломочный материал брекчий представлен роговиками, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, пегматоидами, рудами разного состава, что говорит о “продолжительной жизни” эксплозивной структуры. Так на горизонте 550 м в эксплозивном теле развита поздняя кварц-карбонат-флюорит-сульфидная (арсенипирит, сфалерит, станнин и сульфосоли висмута и серебра) ассоциация. На горизонте 770 м цементом брекчий является ранняя кварццинвальдит-топазовая минерализация с касситеритом, вольфрамитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом. Цемент кварц-адулярового состава с гюбнеритом, арсенипиритом, сфалеритом, станнином, флюоритом является преобладающим на горизонте 930 м.

В числе наиболее важных особенностей месторождения можно отметить проявление в его составе трех рудных этапов - молибденового, вольфрамового-оловянно-сульфидного и сульфидно-сульфосольного. В рудах второго этапа до 30% олова связано в станнине; главные рудные минералы касситерит и вольфрамит обогащены скандием, ниобием, танталом; сфалерит содержит повышенные количества (0.3%) индия; слюды - лития. Уникальность месторождения определяют запасы комплексных руд, сосредоточенные в штокверке, протяженность которого по падению достигает 1 км.

Физико-химические условия образования руд Тигриного месторождения восстанавливались по результатам анализа газово-жидких включений в жильных и рудных минералах. Молибденовая рудная минерализация первого рудного этапа по данным включений формировалась в широком интервале температур из растворов сложного состава и высокой концентрации в условиях меняющихся барических параметров. Включения в кварце принадлежат к четырем группам: 1. многофазовые (до 6 минералов-узников), 2. трехфазные с галитом, 3. трехфазные с жидкой углекислотой, 4. двухфазные с объемом газа от 10 до 90%. По этим включениям концентрация солей в растворах достигает 60% (в пересчете на NaCl), углекислоты - 35%; температуры растворов находятся в пределах от 650 до 150°C; давления - от 1000 до 700 атм.

Физико-химические параметры главного вольфрамово-оловянного штокверка определялись по данным изучения включений в минералах руд с пяти горизонтов, охватывающих вертикальный интервал 800 м.

Отложение минеральных ассоциаций в рудном штокверке происходило из пневматолитово-гидротермальных растворов, обогащенных углекислотным компонентом и хлоридами щелочей (преимущественно натрия и калия). Включения с углекислотой, находящиеся в газообразном состоянии в процессе рудообразования испытывали сжижение и следующие за этим повторные явления кипения. Сосуществующие с ними хлоридно-натровые растворы представляют обособленную флюидную фазу металлоносного магматического очага и с ними связано развитие ранней минерализации штокверка. Позднее в процессе отложения руд (продуктивных минеральных ассоциаций) участвовали углекислотные флюиды. Завершался процесс минералообразования при циркуляции гидротермальных растворов, обогащенных хлоридом натрия. Концентрация углекислоты в растворах при рудоотложении составляла 40-60%. В ранний (дорудный) и поздний (послерудный) периоды при формировании штокверка содержания хлоридов щелочей составляли 60-65% и 35-40% (соответственно).

Температурные границы развития рудной минерализации находятся в пределах от 540 до 150°C. Оптимальными для кристаллизации касситерита и вольфрамита являются температуры 420-340°C, для сульфидных ассоциаций - 350-200°C. Наиболее интенсивное рудоотложение по данным включений происходило при давлениях от 600 до 150 атм. При образовании руд в теле взрывчатых брекчий максимальные давления растворов достигали 1000 атм.

Физико-химические параметры рудной минерализации направленно изменялись с глубиной. На вертикальном интервале около 800 м для вольфрамит-касситеритового парагенезиса установлено повышение температур от 400 до 450°C, а в целом для всего комплекса минерализации до 530°C. С глубиной повышается концентрация растворов за счет увеличения углекислотного компонента и особенно хлоридов щелочей (соответственно в 1.5 и 2.5 раза).

Физико-химическая зональность минерализации в теле флюидно-эксплозивных брекчий не проявляется, ее развитие сопровождалось разномасштабными взрывными явлениями.

Связь вольфрамово-оловянного оруденения в гранитными штоками месторождения прослеживается в главных особенностях включений в гранитах. В кварце этих пород присутствуют расплавные, кристаллофлюидные и многофазные включения. Температуры расплавных включений изменяются от 990 до 880°C; в составе флюидной фазы включений преобладают хлориды щелочей и щелочноземельных металлов; объем флюидной фазы от 5 (главный шток) до 15 (малый шток) %, при постоянном присутствии углекислоты с переменным, но не высоким количеством углеводородов и сероводорода.

## **ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ**

**А.В. Труфанов**  
*РГУ, Ростов-на-Дону*

Изучение глубокометаморфизованных пород, а тем более, древнейших дофанерозойских кристаллических комплексов, до сих пор представляется одним из наиболее сложных и дискуссионных направлений современной геологии. Основные проблемы, с которыми приходится сталкиваться исследователям-докембристам, связаны, прежде всего, с вопросами их хроно-стратиграфического расчленения – из-за невозможности применения биостратиграфического метода; и как следствие этого - трудности картирования мощных докембрийских комплексов. Кроме того, широко бытующее мнение о специфичности докембрия и невозможности применять к его изучению метод актуализма, сдерживает ученых в расшифровке истинных условий формирования протолитов. Наконец, интенсивное преобразование докем-

брийских толщ, вследствие зачастую неоднократного проявления полиметаморфизма, препятствует восстановлению дометаморфической природы этих пород, определению термодинамических параметров метаморфизма, а также затрудняет исследование закономерных связей процессов метаморфического петрогенезиса и рудообразования.

Анализ существующих методов исследования докембрийских метаморфических комплексов показал, что наилучшие результаты дают только комплексные методики, позволяющие получить всестороннюю информацию как о геолого-структурных и минералого-петрографических особенностях изучаемого объекта, так и о физико-химических и термодинамических параметрах его образования.

В рамках разработанной нами методики системного минерагенического анализа, адаптированного к конкретным условиям Центрального Кавказа, был успешно использован метод термобарогеохимических исследований для реконструкции первичной природы метапород и определения РТХ – параметров регионального и локального метаморфизма протолитов.

Предметом наших исследований явились кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и мигматиты, слагающие апикальные участки Главного Кавказского хребта в верховьях рек Аксаут и Баксан и традиционно относимые к породам буульгенской и макерской серии.

Наряду со стандартными методами исследований флюидных включений в минералах, основанных на фундаментальных работах Н.П.Ермакова (1950, 1975), Ю.А.Долгова (1968, 1979), Ф.П.Мельникова (1984,1998,2001), Е.Реддера (1987) и других отечественных и зарубежных ученых, нами были опробованы новые методы динамического и дифференциального термовакуумного анализа с применением вакуумных декриптографов типа ВД-5 и ВД-6 (В.Н.Труфанов, Ю.Г.Майский, А.В.Труфанов, 1992, 2001)

Как известно, одним из дискуссионных вопросов при изучении метаморфических пород является вопрос о сохранности генетической информации, «закодированной» во флюидных включениях. Для его решения были проведены специальные термовакуумные исследования монофракций кварца сопровождавшиеся последовательным изменени-

ем размерности фракций от 0,5 – 0,25 мм до 0,1 – 0,01 мм по методике, предложенной С.А.Куршевым и Ю.Г.Майским (1972), для моделирования процессов термального метаморфизма кварца. Результаты этих исследований показали, что, несмотря на многократный прогрев одной и той же пробы до 600 – 700°C при дальнейшем её измельчении продолжают наблюдаться эффекты газовой выделения, присущие исходным образцам. Данный факт может указывать на то, что генетическая информация может сохраняться на молекулярном и субмолекулярном уровне.

Проведенные аналогичные исследования метаморфитов показали, что высокотемпературные максимумы газовой выделения на вакуумных декриптограммах (700-900°C и более) соответствуют магматическим РТ - условиям, среднетемпературные пики (450-600°C) отвечают минералообразованию при метаморфизме в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях, а низкотемпературные, расцениваемые нами как реликтовые, указывают на минералообразование в зоне седиментации, эпи-, ката- и раннего метатенеза (30-200°C).

Полученные данные позволили достаточно надежно разделить метаморфиты на орто- и парапороды по положению пиков наиболее интенсивных газовой выделений на вакуумных декриптограммах. Так, было установлено, что низкотемпературные эффекты (30—220°C) присущи гнейсам и слюдяным сланцам и практически не наблюдаются среди ортоамфиболитов. Напротив, заметные высокотемпературные пики на декриптограммах (750— 900°C) характерны только для ортопород и отсутствуют у кварцитов, сланцев и парагнейсов.

Изучение шлифов и полированных препаратов показало, что в минералах кристаллических сланцев доминирующими типами флюидных включений являются газово-жидкие, углекислотно-водные и существенно газовые вакуоли, температура гомогенизации которых варьирует от 350-400 до 450-500°C.

В гнейсах и мигматитах основная масса включений представлена, преимущественно, газовыми и расслоенными, реже глобулярными вакуолями с характерной изометричной, каплевидной, звездчатой конфигурацией. Как известно, такие вакуоли образуются в результате

термального метаморфизма газовой-жидких включений более раннего происхождения, характерных для минералов исходных пород, подвергшихся метаморфизму.

В пегматоидных гранитах главными являются два следующих типа включений: 1) многофазовые хорошо раскристаллизованные реликты расплава, 2) инкрустированные (зональные) включения с жидкой и газообразной углекислотой. Таким образом, в отмеченном ряду пород гранитного состава устанавливается закономерная смена термально метаморфизованных существенно газовых реликтовых включений специфическими ликвидированными и нормальными расплавленными вакуолями, что свидетельствует о прогрессирующем процессе метаморфизации исходных пород вплоть до их анатектического плавления.

Газово-хроматографический анализ показал, что в качественном отношении состав газов в гнейсах, мигматитах, гранитах и пегматитах однотипен:  $N_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ ,  $CO_2$ . Суммарное их содержание закономерно возрастает от гнейсов к пегматитам, что является дополнительным подтверждением единства процесса мигматито-, гранито- и пегматитообразования.

При стратиграфическом разделении рассматриваемых комплексов на более дробные таксонометрические единицы, большую помощь, наряду с геолого-структурными и минералого-петрографическими методами, оказали результаты вакуумно-декриптометрического анализа. В частности, сопоставление геологических данных с особенностями изменения вверх по разрезу суммарного показателя флюидоносности ( $F_{обш}$ ), позволило с высокой степенью достоверности выделить среди пород Аксаутского разреза буульгенской серии шесть пачек преимущественно фемического состава: амфиболитовую, сланцево-амфиболитовую, сланцевую, амфиболит-сланцевую, сланцево-гнейсовую и гнейсовую. Метаморфиты Баксанского разреза макерской серии подобным образом были подразделены на донгузорунскую (сланцево-гнейсовую), кти-тебердинскую (кварц-андалузитово-сланцевую), дуппукскую (гнейсово-сланцево-амфиболитовую) и кургащинчатскую (хлорит-мусковит-сланцевую) свиты. При этом, доста-

точно четко наблюдалось дважды повторяющееся уменьшение F-показателя при фаціальном переходе от пород амфиболитового ряда к парагнейсам, сменяющееся затем заметным его ростом по мере увеличения в разрезе удельного веса слюдяных сланцев. Максимальные же значения приходятся на амфиболиты буульгенской серии, дуппхуской свиты и пофиробластовые хлорит-мусковитовые сланцы кургашинчатской свиты. Минимальные – связаны с породами донгузорунской свиты.

Анализируя общую металлогеническую нагрузку, необходимо указать, что ритмический характер распределения суммы максимальных значений рудных компонентов среди всех петрографических разновидностей практически полностью повторяет картину распределения значения энергетического показателя снизу вверх по разрезу. Это указывает на вполне определенную закономерность распределения аномальных концентраций минерального сырья среди метаморфитов Центрального Кавказа от их первичной природы, исходного литологического состава и темодинамического режима процессов метаморфизма.

## **МЕТАМОРФОГЕННЫЕ ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ КОЛЧЕДАНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИЗАПА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МЕКСИКА)**

**Л.Ф. Вассайо, Н.Н. Шатагин**  
*ИГГ НАУ, Мехико; МГУ, Москва*

Месторождение Тизапа расположено в 100 км к юго-западу от г. Мехико. Оно было открыто в 1978 г. Разработку месторождения, начатую в 1994 г., ведут две горнорудные мексиканские компании Дова (Dowa Mining Co. Ltd.) и Пеньолес (Servicios Industrialis Penoles), совместно с японской корпорацией Сумитомо (Sumitomo). В настоящее время добыча руды достигла 600 тыс. тонн в год. Обоганительная фаб-

рика производит концентраты цинка, свинца и меди. Ценными попутными компонентами, извлекаемыми из руды, являются золото и серебро.

Месторождение Тизапа в тектоническом отношении входит в состав террейна Гуерреро, основу которого составляет метаморфический комплекс Теджупилко, имеющий раннеюрский возраст. Упрощенный разрез месторождения выглядит следующим образом (снизу-вверх): графитовые сланцы; мощная толща зеленокаменных пород, представляющих собой перемежающиеся тремолит-актинолитовые, биотитовые, хлоритовые и серицитовые сланцы; серицит-хлоритовые сланцы; серицитовые сланцы; колчеданные руды; колчеданно-полиметаллические руды; и вновь графитовые сланцы. Зеленокаменные породы первоначально представляли собой вулканогенно-осадочные образования – туфы и туффиты, вероятно, кислого риодацитового состава. Поэтому зеленые сланцы именуют метавулканическими породами. Стратифицированные горные породы прорваны субвулканическими риолитами, также затронутыми метаморфизмом. Эта метаморфически преобразованная толща несогласно перекрыта четвертичными конгломератами и базальтами, мощностью от 50 до 100 м.

Сульфидная залежь месторождения Тизапа имеет протяженность 600 м, ширину 400 м и среднюю мощность 5 м. Руды тонко-, мелко- и среднезернистые, густо вкрапленные и массивные. Чаще всего имеют полосчатую текстуру. Основу руд составляет пирит. Главными полезными компонентами руд являются: сфалерит, халькопирит, галенит, серебросодержащий тетраэдрит, борнит. Из рудных минералов кроме того присутствуют арсенопирит и пирротин. Нерудные минералы представлены кварцем, полевыми шпатами (в первую очередь, альбитом), серицитом, биотитом, тремолитом, хлоритом, карбонатами. Колчеданно-полиметаллические руды локализованы в верхней части метавулканических пород непосредственно под графитовыми сланцами.

Все породы и руды района, исключая четвертичные конгломераты и базальты, интенсивно рассланцеваны и метаморфизованы. Анализ минеральных ассоциаций в метаморфических породах позволяет сде-

лать вывод, что метаморфизм носил региональный характер и происходил в условиях, пограничных между фацией зеленых сланцев и амфиболитовой фацией. Это - та зона, в которой: хлорит в значительной степени замещается биотитом; серицит начинает переходить в мусковит; из амфиболов характерны тремолит и актинолит, а собственно роговая обманка еще редка; в колчеданных рудах увеличивается роль пирротина и арсенопирита, появляются магнетит, сфен и рутил.

В словесном описании РТ-условия этой фации регионального метаморфизма выглядят следующим образом. По глубинности - это может быть мезозона или эпизона, для которых характерны: диапазон температур от умеренных к повышенным; незначительное (?) гидростатическое давление; возможное сильное или даже очень сильное стрессовое напряжение. Преобладающим видом метаморфизма является химический, но и роль деформационного метаморфизма также велика. РТ-условия в приблизительных цифрах могут выглядеть следующим образом: температуры скорее всего лежат в интервале 400-500°C; а вот давления, соответствующие таким минеральным ассоциациям, очень расплывчаты - от 2-х до 8-ми килобар (и даже более).

В качестве объекта исследований был выбран кварц, как минерал «сквозной» во всех типах пород и руд. Включения были изучены в дюжине шлифов и пластинок, отобранных в 2001 году на месторождении из естественных обнажений и из керна скважин из кварц-тремолитовых сланцев, из серицит-кварцевых сланцев, из кварц-тремолит-пиритовых пород («пустых» колчеданных руд), из колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд с переменными количествами серицита и биотита. При отборе образцов предпочтение отдавалось кварцевым жилам и прожилкам, а также участкам скопления кварца в рудах - линзам, кварцевым стяжениям и желвакам.

Кварц во всех случаях оказался сильно деформированным. Все его зерна имеют ярко выраженное волнистое погасание. Под микроскопом в скрещенных николях кварц имеет, образно выражаясь, структуру скомканной и небрежно расправленной бумаги. По определенным направлениям, вероятно, соответствующим плоскостям рассланцевания, в кварце обнаруживаются обильные флюидные включения, очень

часто имеющие отрицательную кристаллографическую огранку. Включения очень мелкие – редкие из них достигают величины 0.3 мкм. Интересно то, что подавляющая часть включений трехфазовые. В них фиксируется газ, жидкая  $\text{CO}_2$  и вода. Минералы-узники не обнаружены. Наиболее обычны включения с такими объемными соотношениями фаз: газовый пузырек составляет 15% объема включения; на жидкую  $\text{CO}_2$  приходится около 50%; примерно 35% - это вода. Вообще-то соотношение фаз сильно варьирует, причем, на долю воды всегда приходится примерно одна и та же величина –  $30\% \pm 10\%$ . А вот соотношение газа и жидкой  $\text{CO}_2$  меняется очень значительно за счет утонения оболочки жидкой  $\text{CO}_2$  до полного ее исчезновения. При охлаждении исследуемого препарата (шлифа или пластинки) примерно до  $10^\circ\text{C}$  жидкая углекислота обнаруживается практически во всех включениях.

Из-за изменчивого соотношения жидкой и газовой фазы частичная гомогенизация углекислоты происходит двояким образом. Когда объем газа больше, частичная гомогенизация происходит в газовую фазу. А в случаях, когда преобладает жидкая  $\text{CO}_2$ , углекислота переходит в жидкое состояние. Температуры частичной гомогенизации варьируют от  $13^\circ\text{C}$  до  $29^\circ\text{C}$ . Температуры выше  $25^\circ\text{C}$  преобладают.

Полную гомогенизацию включений наблюдать очень трудно из-за чрезвычайной малости включений. Но все же произведенные замеры показали, что, во-первых, некоторые включения декрепитируют (вскрываются) до момента гомогенизации и, во-вторых, наиболее обычны температуры гомогенизации в районе  $400^\circ\text{C}$  с разбросом от  $360^\circ\text{C}$  до  $430^\circ\text{C}$ .

Имея значения температур гомогенизаций, соотношение объемных долей углекислоты и воды, можно по номограммам Брауна и Лэмба (*Geoch. Et Cosmochim. Acta*, 1986, V. 50, p.847) определить давления формирования включений. По этому методу были получены оценки давлений в районе 3.5-4 кбар. У петрологов существует устойчивое мнение, что при метаморфизме парциальное давление  $\text{CO}_2$  оказывается существенно ниже общего (или стрессового) давления. Счи-

таеся, что  $P_{\text{CO}_2}$  находится в пределах 0.35-0.6  $P_{\text{общ}}$ . Тем самым, можно говорить об общем (стрессовом) давлении порядка 7-8 кбар.

**Выводы:**

1. В метаморфических преобразованиях комплекса Теджупилко определяющую роль играла углекислота  $\text{CO}_2$ .

2. Метаморфизм руд и вмещающих пород месторождения Тизапа происходил при температурах около  $400^\circ\text{C}$  и при давлении 7-8 кбар.

# **ТБГ ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДО- ОБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ. ТБГ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРАТИФОРМНОГО ОРУДЕНЕНИЯ, НЕФТЕНОС- НЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ПРОДУКТОВ ЭКЗОГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ**

---

## **РУДООБРАЗУЮЩИЕ ФЛЮИДЫ НА УРАНОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КАРКУ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, РОССИЯ)**

**Т.Л. Крылова, В.И. Величкин, М. Кюне, Т. Ломм**  
*ИГЕМ РАН, Москва; CREGU-UMR G2R, Вандовр, Нанси, Франция*

Урановые месторождения типа “несогласия”, открытые во второй половине прошлого века в Канаде и Австралии, обладают уникальными запасами и представлены богатыми рудами. Типоморфным признаком этих месторождений является приуроченность к зонам дорифейского структурно-формационного несогласия. Месторождение Карку, открытое в Северном Приладожье, является первым месторождением подобного типа в России.

Месторождение расположено в юго-восточной части Балтийского щита в пределах платформенной интракратонной впадины, залегающей на глубоко метаморфизованном и гранитизированном основании. Оно приурочено к узлу пересечения трансконтинентальных разломных зон субмеридионального и северо-западного направлений. Породы фундамента представлены графитсодержащими биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми сланцами раннепротерозойского возраста, а платформенный чехол (средний рифей) - чередованием поло-

гозалегаящих пластов полевошпат-кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов с прослоями аргиллитов и алевролитов. В верхах разреза залегают горизонты базальтовых лав с прослоями туффитов.

Урановое оруденение образует пластовые линзовидные залежи преимущественно в нижней части терригенной толщи вблизи поверхности структурно-стратиграфического несогласия, частично развиваясь и в породах фундамента. Вмещающие пророды претерпели значительные эпигенетические изменения, которые выражены в замещении глинистого цемента песчаников иллит-сметитом и частичном растворении и регенерации кварца, а также в более поздних процессах хлоритизации, карбонатизации, пиритизации и, в меньшей степени, апатитизации, флюоритизации, каолинизации и гематитизации.

По минеральному составу и содержанию урана выделено два типа руд: богатые настуран-сульфидные (с содержанием урана до 19%) и рядовые и бедные коффинитовые.

Условия образования богатых настурановых руд исследованы путем изучения первичных ФВ в следующих минеральных образованиях:

- в каймах регенерированного кварца, обрастающего обломки кварца песчаника, отложение которого предшествует отложению настурана;

- в кальцитовом цементе песчаников из зоны настурановых руд, образование которого происходило одновременно с отложением настурана;

- в кальците и флюорите из пострудных кальцит-пиритовых и кальцит-флюоритовых прожилков;

- в кальцитовом цементе песчаников за пределами рудного поля.

Флюидные включения (ФВ) исследовались методами микротермометрии и Рамановской спектроскопии. Микротермометрия проводилась в ИГЕМ РАН на термодатчике "Linkam-THMSG 600" с объективом 80х фирмы "Олимпус". Рамановские анализы выполнены в лаборатории G2R университета А. Пуанкаре (Нанси, Франция) на приборе DILOR XY.

Температуры гомогенизации ФВ составляют 261-148°C для

включений в кварце, 238-105°C для ФВ в кальците из рудных зон и 202-134°C в пострудных прожилках и в кальците за пределами рудного поля.

В минералообразовании участвовали три типа растворов: Na-хлоридные (Тпл.эвт.=-32.4/-21.7°C) с концентрацией 12.8-0,2 вес.%, Mg-хлоридные (Тпл.эвт.=-33.9/-49°C) с концентрацией 19.5-1.8 вес.% и хлоридные растворы сложного состава с преобладанием Са и концентрацией от 42-30 до 16 вес.%. Концентрация растворов растет с понижением температуры минералообразования. В регенерированном кварце присутствуют включения с растворами Na-хлоридного состава, в остальных минеральных образованиях - ФВ, содержащие все три типа растворов.

Рамановской спектроскопией в газовой фазе ФВ в кварце установлены молекулярные  $H_2$  и  $O_2$  в различных соотношениях. В отдельных вакуолях обнаружена  $CO_2$ . В одном из включений присутствуют  $CO_2$ ,  $CH_4$  и на стенках вакуоли - графит. Состав газовой фазы и ее плотность варьируют даже в пределах одного зерна. В растворе всех изученных ФВ обнаружен ион  $HCO_3^-$ .

В составе ФВ в кальцитовом цементе песчаников в рудной зоне и за пределами рудного поля присутствие каких-либо газов не обнаружено. Можно отметить, что кальцит под действием лазера обладает слабой флюоресценцией, которая мешает определять очень малые количества газовых компонентов.

Молекулярные  $H_2$  и  $O_2$  ранее были обнаружены в составе ФВ в минералах рудных стадий на урановых месторождениях: Окло (Габон), Раббит-Лейк и Клафф-Лейк (Канада), на месторождениях Стрельцовского рудного поля, а также на месторождениях Австралии (Д.Дером, устное сообщение) и на месторождении Шлема-Альберода в Рудных горах в Германии.

Присутствие этих компонентов обычно объясняют радиолизом воды под действием радиоактивного излучения, обусловленного урановыми минералами внутри вакуоли или урана, содержащегося в растворе (Dubessy et al., 1988). Для кварца, отложение которого происходило до отложения настурана, можно считать, что радиолиз происхо-

дил под действием урана, присутствующего в растворе, т.к. твердые фазы урановых минералов не обнаружены. Вопрос о возможных концентрациях урана в природных растворах обсуждается в современной литературе, но в настоящее время недостаточно изучен. Для месторождения Карку, имеющего возраст от 1600-1400 до 1282 млн. лет, очевидно, что даже незначительные концентрации растворенного урана могут обусловить накопление заметного количества  $H_2$  и  $O_2$  в составе включений. Причины неравновесности отношения  $O_2 / H_2$  остается неясна.

И в кварце, и в кальците присутствуют первичные однофазные ФВ, сингенетичные двухфазным. Фазовые изменения при криометрии в них не обнаруживаются, что указывает на невысокую плотность газовой фазы и позволяет считать, что давление при минералообразовании не превышало давления насыщенного пара. Расчеты с помощью компьютерной программы FLINCOR для системы  $NaCl-H_2O$  показали, что давление в период минералообразования не превышало 50 бар. Повидимому, формирование руд происходило в открытой системе. В то же время различная плотность углекислоты во включениях в кварце указывает на возможные вариации давления в начальный период рудообразования (по приближенной оценке для включений с жидкой  $CO_2$  оно могло достигать 600 и более бар).

Таким образом, основными рудоносными растворами, которые обусловили формирование руд месторождения Карку, были существенно натриевые хлоридно-бикарбонатные растворы с концентрацией 17-0.5 вес.% и температурой 260-150°C. В минералообразующей системе присутствовали  $CO_2$  углекислота и некоторое количество  $CH_4$ . Значительные вариации газового состава свидетельствуют о том, что в процессе рудообразования существенную роль играло изменение окислительно-восстановительного потенциала природной среды. Можно полагать, что более поздние рассолы с преобладанием двухвалентных катионов участвовали в процессах накопления и преобразования руд.

Наиболее полные данные о флюидных включениях в месторождениях Канады приводятся в работах Pagel M., 1975; Pagel M., Jaffrezic,

1977; Hoeve, J., Quirt, D., 1987; Raffensperger, Garven, 1995; Derome D. et al., 2003; Freiburger R., Cuney M., 2003. Для месторождений этого региона установлены температуры минералообразования в интервале 120-259<sup>0</sup>С. Рудоотложение происходило из хлоридных рассолов, с натрием, кальцием и магнием в составе катионов, с концентрацией до 35 вес.%, экв. NaCl. Давление, приведенное для различных месторождений, варьирует от 250-750 до 800-1000 бар.

Полученные нами данные о составе растворов и температурах минералообразования на месторождении Карку соответствуют данным для месторождений бассейна Атабаска и позволяют считать месторождение Карку типичным месторождением типа “несогласия”.

*Pagel, M.* Determination des conditions physico-chimiques de la silicification diagenetique des gres Athabasca (Canada) au moyen des inclusions fluides. Comptes rendus Acad. Sci., Paris, 1978. T. 280, Ser. D, № 20, P. 2301-2304.

*Pagel, M., Jaffrezic, H.* Analyses chimiques des saumures des inclusions du quartz et de la dolomite du gisement d' uranium de Rabbit Lake (Canada). Aspect methodologique et importance genetique. Comptes rendus Acad. Sci., Paris, 1977. T. 284, Ser. D, № 2, P. 113-116.

*Hoeve, J., Quirt, D.* A statinary redox front as a critical factor in the formation of high-grade, unconformity-type uranium ores in the Athabasca basin, Sascathevan, Canada. Bull. Mineral., 1987, v. 110, 2-3, p. 157-171.

*Raffensperger, J.P., Garven G.* The formation of unconformity-type uranium ore deposits: 1. Coupled ground water flow and heat transport modelling. Am. J. Sci., 1995, v. 295, № 5, p. 581-636.

*Freiburger R., Cuney M.* New evidence for extensive fluid circulations within the basement in relation to unconformity type uranium deposit genesis in the Athabasca basin, Saskatchewan, Canada. International conference uranium geochemistry, Nancy, France, 200, p. 151-154.

*Derome D., Cathelineau M., Cuney M., Fabre C.* Reconstitution of the P, T, X characteristics of paleofluids in the McArthur River unconformity-type uranium deposit (Saskatchewan, Canada). International conference uranium geochemistry, Nancy, France, 2003, p. 141-144.

# ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ КВАРЦЕВО-КАРБОНАТНО-УГЛЕРОДИСТЫХ ФЛЮИДИЗИТОВ ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА

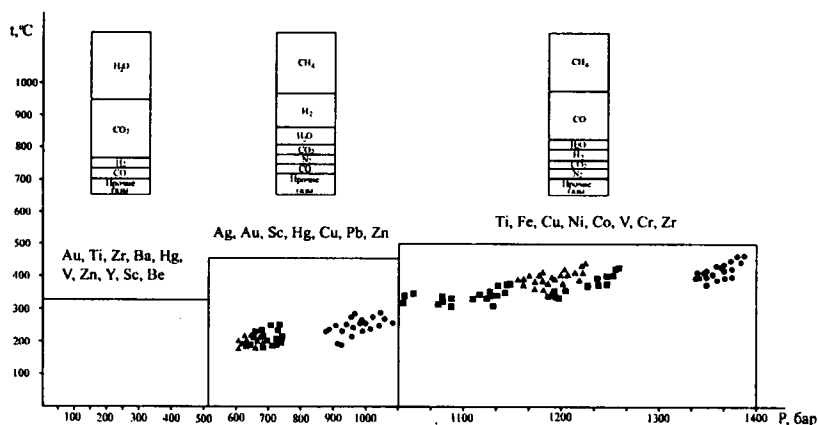
А. Б. Гончаров  
РГУ, Ростов-на-Дону

На территории Восточного Донбасса широко распространены породы, образованные или преобразованные под действием флюидов различного состава. Наиболее широко представлены жилы кварцевого, карбонатного и кварц-карбонатного состава, а также разнообразные метасоматически измененные породы. Для удобства рассмотрения вопросов, связанных с данными проявлениями, видится целесообразным использование термина «флюидизиты», предложенного В. Н. Труфановым и П. Ф. Иванкиным [1, 2].

Нами были изучены кварц-углерод-карбонатные флюидизиты Белокалитвенского углепромышленного района Восточного Донбасса.

Флюидизиты, в целом, условно можно разделить на светлоокрашенные, существенно карбонатные и кварц-карбонатные, и темноокрашенные, существенно углеродистые. Цвет флюидизитов определяется их составом и условиями генезиса.

Одним из основных результатов исследований можно считать создание пространственной модели зональности флюидизации осадочных толщ с учетом РТХ-параметров (рис.). Процессы кварц-углерод-карбонатно-полисульфидной флюидизации проявляются на всех структурно-вещественных этажах подвижных зон. Но при этом, с изменением глубины, происходит и изменение типов флюидизитов, что отражает общую направленность зональности метаморфизма. Однако при составлении данной модели возникает ряд объективных трудностей. Одной из главных является отсутствие данных о масштабах миграции флюидов, а также о балансе привноса-выноса различных элементов и веществ.



- Кварцевые, кварц-карбонатные и карбонатные жильные тела. Метасоматиты, связанные с жильными комплексами.  
 Окварцованные песчаники. ■ Кварц-полисульфидные флюидизиты.  
 ▲ Прогрессивные угольные флюидизиты.  
 ● Регрессивные угольные флюидизиты. ■ Углеродисто-кремнистые тектониты (флюидзит-брекчия).  
 ▲ Лидиты. ● Высокоуглеродисто-кремнистые образования.

**Рис. PXT-диаграмма флюидизитов Белокалитвенского района.**

Флюидизация пород проявлялась по-разному в тектонически активных швах глубинных разломов с высокой проницаемостью для флюидов и в менее проницаемых недислоцированных блоках осадочных толщ. Таким образом, флюидизиты можно подразделить на локальные и региональные.

Собственные наблюдения и имеющиеся литературные данные [2, 3 и др.], позволяют произвести вертикальное деление предлагаемой модели по составу воздействующих флюидов на три структурных уровня.

Формирование флюидизитов нижнего уровня происходило на этапе заложения Донецкого авлакогена в условиях действия мантийных магматогенно-флюидных систем, связанных с внедрением магм основного состава с повышенной щелочностью. В данных условиях преобладали метановые и водно-метановые флюиды. Температуры минералообразования составляли 300 – 450°C, давления доходили до 1350 – 1500 бар. Данный тип представлен локальными проявлениями высокоуглеродисто-кремнистых образований, лидитов, углеродисто-

кремнистых тектонитов или флюидизит-брекчий, генезис которых непосредственно связан с крупными долгоживущими глубинными разломами и приразломными зонами.

На среднем уровне происходит инверсия флюидного режима, хотя могут образовываться как окисленные, так и восстановленные разности. В зависимости от состава образующего флюида изменяется и цвет породы. Под воздействием метановых флюидов образуются темноокрашенные разности, а, в случае воздействия кремнезем-углекислотно-водных флюидов в окислительных условиях - светлоокрашенные. Температуры составляли 200 – 300°C при давлениях от 500 – 1200 бар. Данный уровень представлен регионально развитыми кварц-полисульфидными флюидизитами и размытыми углями.

На верхнем уровне происходило массовое инъекционно-гидротермальное переотложение кремнезема и карбонатов. В осадочных толщах формируются достаточно мощные крутопадающие жильные тела. Данные процессы протекали при понижении активности глубинных разломов. Преобладающими являлись водно-углекислые щелочно-кремнистые растворы. Жильные тела образовались путем инъекции в сжатые трещины высококонцентрированных растворов и приоткрытия трещин вследствие избыточного давления жидкой фазы. Региональное распространение имеют проницаемые песчаники, подвергшиеся окварцеванию. К локальным флюидизитам следует отнести кварцевые, кварц-карбонатные и карбонатные жилы и прожилки разной мощности, а также различные метасоматиты, связанные с этими жильными комплексами. Характерной для таких жил, на описываемой территории, является полисульфидная минерализация.

1. *Иванкин П.Ф., Труфанов В.Н.* Об углеводородной флюидизации ископаемых углей. Докл. АН СССР, т. 292, № 5, 1987.

2. *Иванкин П.Ф., Назарова Н. И.* Методика изучения рудоносных структур в рудоносных толщах. М., «Недра», 1988.

3. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И., Цой Р.В.* Объемные реконструкции глубинного строения подвижных поясов. Узб. геол. журнал, 1984, № 6.

# МОЛЕКУЛЯРНАЯ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ

**В.Н.Труфанов**  
*РГУ, Ростов-на-Дону*

Молекулярная термобарогеохимия процессов рудообразования является одним из приоритетных направлений в современной металлургии, экспериментальной и технической минералогии.

Актуальность исследований в этом направлении определяется прежде всего решением ряда фундаментальных проблем в системе наук о Земле, связанных с детальным изучением эффектов взаимодействия твердых, жидких и газообразных геологических сред на молекулярном и надмолекулярном уровнях, так как все многообразие геологических превращений в конечном итоге определяется близкодествующими молекулярно-кинетическими процессами в земной коре и мантии.

Большое значение эти работы приобретают также в связи с переходом на большие глубины разведки и отработки месторождений твердых, жидких и газообразных полезных ископаемых, интенсивным развитием геотехнологических методов извлечения и переработки минерального сырья.

Предметом изучения молекулярной термобарогеохимии являются высокодисперсные и нанодисперсные системы «минерал-флюид», физико-химические условия формирования которых характеризуются рядом специфических особенностей, отличных от классических схем эндогенного минерало- и рудогенеза. К их числу относятся, например, высокие локальные перепады температур и давлений при реализации депрессионно-вакуумного механизма кристаллизации минералов в эндогенных флюидных системах, явления распада и рекомбинации надмолекулярных металлсодержащих комплексов в условиях «анти-взрыва», коллективные взаимодействия ультрамикроскопических флюидных включений, их диссипация и коалесценция при различных

внешних воздействиях.

В Ростовском государственном университете работы в области молекулярной термобарогеохимии проводятся с середины 70-х годов прошлого столетия. Разработана оригинальная методика таких исследований, включающая вакуумно-декриптометрические анализы высокодисперсных систем «минерал-флюид» в сочетании с методами растровой и туннельной электронной микроскопии, малоуглового рентгеноструктурного анализа, ИК-спектроскопии и компьютерной визуализации флюидных включений.

В результате работ последних лет установлены энергетические параметры кристаллизации высокодисперсных систем «минерал-флюид» в пегматитовых, скарновых и гидротермальных месторождениях цветных, редких и благородных металлов, выявлены оптимальные термодинамические условия формирования флюидоактивных зон в угольных пластах, получены новые данные о физико-химических условиях кристаллизации высокоуглеродистых флюидизитов и нанодисперсных выделений цветных, редких и благородных металлов в глубоко метаморфизованных докембрийских комплексах Юга России. Эти результаты являются основой для разработки молекулярно-энергетической концепции глубинного минерало- и рудообразования в магматических, осадочных и метаморфических комплексах Юга России.

С позиций молекулярной термобарогеохимии главными направлениями в развитии этой концепции можно считать установление физико-химических факторов и критериев метастабильного состояния систем «минерал-флюид», определение потенциальной энергии таких систем и исследование механизма ее высвобождения при фазовых переходах первого и второго типов, оценку масштабов генерации рудообразующих флюидов в различных структурных зонах и геодинамических обстановках в земной коре, выявление оптимальных термодинамических барьеров кристаллизации рудных и нерудных минеральных ассоциаций.

Работа выполнена при финансовой поддержке по проекту Б-0024/2148 ФЦП «Интеграция».

# **ВЗАИМОТНОШЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ТЕЛИЯ И АРГОНА ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ХИБИНСКОГО НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВОГО МАССИВА**

**В.А. Нивин, С.В. Икорский, А.А. Аведисян**  
*ГИ КНЦ РАН, Апатиты*

В последнее время вновь наблюдается возрастание интереса к вопросам происхождения и закономерностям локализации углеводородных газов (УВГ), в сравнительно высоких для магматических пород концентрациях присутствующих в щелочных агапитовых комплексах, для которых очевидны мантийные источники родительских расплавов. Выявляется важность этих вопросов для решения ряда научных и прикладных проблем, таких как создание моделей дегазации Земли, эволюции и кругооборота углерода в ее истории, влияние эндогенных факторов на формирование крупных промышленных скоплений углеводородного сырья и взаимосвязь рудогенеза и нефтегазообразования, разработка газометрических индикаторов оценки напряженно-деформированного состояния породного массива и предвестников опасных динамических проявлений горного давления при эксплуатации месторождений минерального сырья. В качестве геохимических трассеров многих геологических процессов все большее признание получают изотопы благородных газов, которые успешно использовались, например, для идентификации и количественной оценки вклада различных источников и характера дегазации расплавов, сформировавших палеозойские щелочные и карбонатитовые интрузии Кольской провинции [1]. В результате этих исследований установлено, в частности, что девонский импульс щелочного магматизма провинции инициировался глубинным мантийным плюмом, в составе которого надежно устанавливается нижнемантийная компонента. И хотя, по сравнению с щелочно-ультраосновными комплексами, породы Хибинского массива в меньшей степени сохранили мантийные изотопно-газовые «метки» [1,2], единые тренды фигуративных точек пород в разных

координатах системы U-Th-He позволяют предполагать общность источника первичных расплавов для рассматриваемых интрузивов [3]. Еще одной изотопно-газовой особенностью хибинских пород и руд являются низкие, близкие к воздушным,  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  отношения [3]. В настоящей работе проведено сопоставление валовых концентраций и соотношений метана, этана и изотопов гелия и аргона, извлекаемых при дроблении образцов из флюидных включений в минералах, чтобы лучше понять природу и условия образования углеводородных газов и, с другой стороны, используя ранее выявленные закономерности и факторы локализации в минералах УВГ [4], обозначить основные причины вариаций и сравнительно низких, в целом,  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  отношений в хибинских породах. Изучено 30 образцов породообразующих и характерных второстепенных минералов Хибин, а также, для сравнения, 11 образцов из фоскоритов и карбонатитов Ковдорского и Себляврского комплексов. Экстракция УВГ осуществлялась на виброизмельчающей приставке к хроматографу ЦВЕТ-102 по принципу прямого ввода выделяющегося газа в хроматографическую колонку [5]. Благородные газы извлекались путем механического измельчения образцов в вакуумированных стеклянных ампулах [6] и анализировались на масспектрометре МИ-1201 по известной методике [7].

В результате установлен довольно широкий разброс большинства газо-геохимических показателей. По сравнению с ковдорскими и себляврскими, хибинские минералы характеризуются, в среднем, намного более высокими концентрациями углеводородных газов и низкими - легкого изотопа гелия, меньшей величиной отношений  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ,  $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$  и большей -  $\text{C}^4/\text{He}$ ,  $\text{C}^3/\text{He}$  и  $\text{C}^{36}/\text{Ar}$ , где  $\text{C}$  - сумма содержаний метана и этана. При этом концентрации  $\text{CH}_4$ , преобладающего компонента флюидных включений в минералах Хибин, изменяются от  $8\text{E}-5$  до  $1.5\text{E}-1$   $\text{cm}^3/\text{г}$ , а отношение  $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$  (далее  $\text{C}_1/\text{C}_2$ ) - от 6.3 до 175. Разброс содержаний ( $\text{cm}^3/\text{г}$ )  $^4\text{He}$  составляет  $2.8\text{E}-7 \div 1.7\text{E}-4$ ,  $^3\text{He}$  -  $1.6\text{E}-14 \div 1.1\text{E}-10$ ,  $^{40}\text{Ar}$  -  $1.5\text{E}-7 \div 2.6\text{E}-5$ , а величина отношений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  варьирует, соответственно, от  $1.5\text{E}-8$  до  $2.5\text{E}-6$  и от 328 до 2260. Значение  $\text{C}_1/\text{C}_2$  уменьшается в следующем ряду минералов: титаномагнетит - пироксен - апатит - щелочной по-

левой шпат – энigmatит, титанит – нефелин – апатит – эвдиалит – вилломит, что согласуется с предположениями о снижении температуры постмагматического формирования существенно углеводородных газовых включений примерно в той же последовательности [4]. Выявлены разной силы и направленности статистические взаимосвязи УВГ и изотопного состава He и Ar как по выборке в целом, так и по отдельным минералам, в частности, положительная корреляция между  $\text{CH}_4$  и  $^3\text{He}$ ,  $\text{CH}_4$  и  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$  и  $^4\text{He}$ ,  $^{36}\text{Ar}$  и отрицательная между  $\text{CH}_4$  и  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $\text{C}/^3\text{He}$  и  $^3\text{He}$ . Наиболее тесной и примечательной является прямая зависимость величин отношений  $\text{C}_1/\text{C}_2$  и  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $\text{C}_1/\text{C}_2$  и  $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ . Наблюдаемые соотношения углеводородных и благородных газов во флюидных включениях хибинских минералов в большей мере, чем в фоскорит-карбонатитовых комплексах, отличаются от таковых во флюидах мантийного происхождения, отражая более длительную историю постмагматических преобразований.

Полученные данные подтверждают или позволяют предполагать, что (а) микровключенные УВГ Хибинского массива формировались на относительно поздних постмагматических стадиях, когда исходный мантийный флюид в значительной части был утерян, а оставшийся преобразован и разбавлен коровыми компонентами; (б) по мере снижения температуры в системе флюид-порода параллельно и закономерно изменялись соотношения индивидуальных углеводородов и изотопов благородных газов, тогда как концентрации тех и других контролировались различными факторами и взаимосвязаны в меньшей степени, поэтому такие признанные индикаторы фракционирования и эволюции магматических флюидов как  $\text{C}/^3\text{He}$  и  $\text{C}/^{36}\text{Ar}$ , в данном случае не являются информативными; (в) низкие  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  отношения в микровключенных газах обусловлены в первую очередь сравнительно поздним формированием газовых включений в минералах, предшествующими потерями наиболее летучих глубинных, захватом атмосферных и новообразованием радиогенных компонентов.

Работа поддержана грантами РФФИ (№ 00-05-64174) и ИН-ТАС (№ 01-0244).

1. Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B. et al. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002. Vol. 66 (5), pp. 881-901.
2. Митрофанов Ф.П., Икорский С.В., Каменский И.Л. // Докл. АН (Россия), 1995. - Т.345. - № 2.- С. 243-246.
3. Нивин В.А., Икорский С.В., Каменский И.Л. // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск, 2001. С.129-142.
4. Нивин В.А. // *Геохимия*, 2002. № 9. С. 976-992.
5. Икорский С.В., Степанова А.С. // *Минералогический журнал*, 1990. Т. 12. № 6. С. 88-91.
6. Икорский С.В., Каменский И.Л. // XV Симпозиум по геохимии изотопов, 24-27 ноября 1998 г., Москва. Тезисы докладов.- М., 1998.- С. 115.
7. Kamensky I.L., Tolstikhin I.N., and Vetrin V.R. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1990.- Vol. 54, pp. 3115-3122.

## **РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗОТОПОВ ГЕЛИЯ ВО ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ПОРОД ПЛАТИНОНОСНЫХ РИФОВЫХ ЗОН ЗАПАДНО-ПАНСКОГО ИНТРУЗИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)**

**В.А. Нивин, А.У. Корчагин, С.В. Икорский, Р.М. Латыпов,  
Д.Д. Новиков  
ГИ КНЦ РАН, Апатиты**

Западно-Панский интрузив (ЗПИ) занимает центральную часть раннепротерозойского Федорово-Панского расслоенного гипербазит-базитового массива в северо-восточной части Балтийского щита. Этот массив является одним из наиболее перспективных в России объектов на комплексные платинометалльные и никель-медные руды. ЗПИ сложен преимущественно мелко- и среднезернистыми габброидами массивной, иногда пятнистой текстуры, местами слабо рассланцованными. Малосульфидная рудная минерализация платино-палладиевой специализации сосредоточена, в основном, в двух расслоенных горизонтах (рифовых пачках): нижнем (НРГ) и верхнем (ВРГ). Первый из них представляет собой ритмическое чередование габброноритов,

лейкогаббро, анортозитов и пироксенитов. Металлы платиновой группы (МПГ) связаны с серией пласто- и линзообразных рудных залежей – рифов, мощностью от 10 см до нескольких метров, вытянутых согласно простиранию пород. ВРГ сложен переслаивающимися габбро-норитами, анортозитами, оливиновыми норитами и троктолитами. Здесь также выявлено несколько уровней (слоев) оруденения, согласных общей структуре интрузива.

В процессах эволюции ультрамафит-мафитовых рудно-магматических систем обычно важная роль отводится летучим компонентам и флюидному режиму. Признанным геохимическим трассером подобных, как и многих других геологических процессов, является изотопный состав гелия. Мы провели рекогносцировочное изучение валового распределения изотопов He во флюидных включениях (ФВ) пород рудных горизонтов, чтобы оценить принципиальную возможность использования изотопно-газовых характеристик в качестве индикаторов источников вещества и условий формирования оруденения в ЗПИ, не самом благоприятном для этого объекте с точки зрения его возраста. Флюидные, преимущественно однофазовые, иногда жидкогазовые, микровключения в минералах изучаемых пород по данным микроскопических наблюдений отмечались в плагиоклазе, реже в апатите, оливине, пироксене. Обычно это очень мелкие ( $< 5$ , а чаще  $< 1$  мкм в поперечнике), округлые или несколько вытянутые по форме вакуоли, иногда изолированные, а чаще группирующиеся в кластеры от нескольких до десятков индивидов. По характеру распределения в минералах эти включения могут быть отнесены к первично-вторичным. Извлечение газов осуществлялось измельчением образцов пород в запаянных вакуумированных стеклянных ампулах (Икорский, Каменский, 1998), изотопный анализ выполнялся на масс-спектрометре МИ-1201 по известной методике (Kamensky et al., 1990). Всего изучено 30 образцов из нижней и 16 – из верхней рифовых пачек.

Выявлены существенные колебания концентраций и соотношений изотопов гелия в ФВ. Так, содержание (в  $\text{см}^3/\text{г}$ )  $^4\text{He}$  изменяется от  $5 \cdot 10^{-8}$  до  $9 \cdot 10^{-6}$ , а  $^3\text{He}$  – от  $9 \cdot 10^{-15}$  до  $1.1 \cdot 10^{-12}$ . Величина отношения

$^3\text{He}/^4\text{He}$  варьирует от типично радиогенных коровых значений ( $2 \cdot 10^{-8}$ ) до  $n \cdot 10^{-7}$ . В последних уже явно присутствует мантийная компонента флюида. Для ВРГ по сравнению с НРГ и рудных пород относительно без- или слабо оруденелых в нижнем горизонте характерны, в среднем, более высокие концентрации и изотопные отношения гелия. Подобные, хотя и в меньшей степени проявленные, различия между рудными и нерудными породами ВРГ установлены в содержаниях  $^4\text{He}$  и  $^3\text{He}$ . Однако, среднее отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в безрудных породах здесь в два раза выше, чем в рудах. Статистическая обработка имеющихся данных выявила разной силы положительные корреляции  $^3\text{He}/^4\text{He}$  отношения с концентрациями Pt, Pd и Cu в НРГ. В породах ВРГ эти зависимости отрицательные, близкие к гиперболическим. Также намечается прямая связь между  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и Pd/Pt и обратная между  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и Cu/Ni для всей выборки образцов.

Полученные результаты свидетельствуют о перспективности использования изотопного состава гелия как геохимического показателя особенностей формирования платинометальной минерализации и рудоносности не только отдельных частей, блоков и горизонтов Федорово-Панского массива, но и, вероятно, других расслоенных интрузий Кольской провинции. Пока же предварительные изотопно-гелиевые данные (а) могут служить дополнительным аргументом в пользу мантийного источника летучих и рудогенных компонентов в ЗПИ, (б) свидетельствуют об участии флюидов в образовании комплексного платинометального оруденения, (в) позволяют предполагать различия в условиях и механизме становления нижней и верхней платиноносных рифовых пачек.

Работа поддержана грантом РФФИ № 03-05-64257.

*Икорский С.В., Каменский И.Л.* Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов // XV Симпозиум по геохимии изотопов, 24-27 ноября 1998 г., Москва. Тезисы докладов.- М., 1998.- С. 115.

Kamensky I.L., Tolstikhin I.N., and Vetrin V.R. Juvenile helium in ancient rocks: I.  $^3\text{He}$  excess in amphiboles from 2.8 Ga charnokite series: Crust-mantle fluid intracrustal magmatic process // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1990.- Vol. 54, pp. 3115-3122.

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ВОДОРАЗДЕЛЬНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ УРАЛ)

**Р.Н. Мурогова, С.Ф. Труфанова, О.Б. Азовскова**  
**ВНИИЯГГ, Раменское; ОАО УГФЭ УГГГА, Екатеринбург**

Район исследования расположен на восточном склоне Урала в западном обрамлении Сысертского гранито-гнейсового комплекса в зоне развития Мраморского глубинного разлома в пределах одноименной зоны смятия. Мраморская зона сложена, главным образом, продуктами приразломного метаморфизма первично-осадочных и вулканогенно-осадочных пород верхнеордовикско-силурийского возраста.

В строении зоны преобладают углеродистые сланцы различного состава. В восточной части зоны прослеживается полоса мраморов, в различной степени битуминозных и насыщенных углистым веществом. Широкое развитие получили и серпентиниты и продукты их метаморфизма. Вся эта гамма пара- и ортопрод прорвана многочисленными малыми интрузиями гранитоидов известково-щелочного и умеренно-щелочного состава.

Особенностью района исследований является насыщенность пород углеродистым веществом.

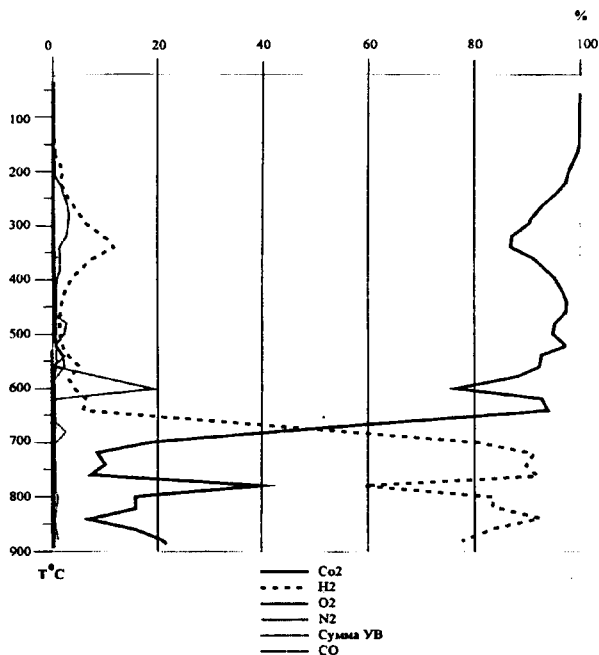
Моделирование процесса деструкции органического вещества было выполнено по двум образцам – мрамору углеродистому, битуминозному с содержанием золота 0.2 г/т и кадмия – 2.4 г/т (образец С22/19) и углеродистого сланца с содержанием золота 0.8 г/т и палладия – 0.1 г/т.

Температура образования углеродистого, битуминозного мрамора 360-380°C. Исходное органическое вещество известняков было выработано продуктами уплотнения планктонных водорослей. Исходное органическое вещество известняков было представлено продуктами уплотнения планктонных водорослей. По газовому составу мрамора в зависимости от температуры дегазации можно выделить три геохимические зоны – высокотемпературную (880-560°C), характеризующуюся окислительной обстановкой, среднетемпературную (560-280°C), харак-

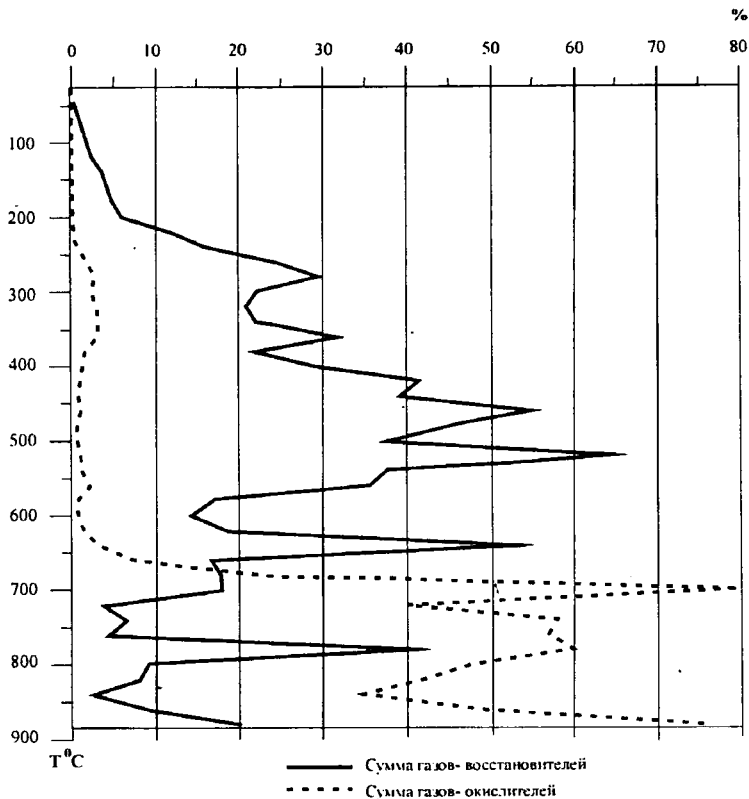
теризующуюся восстановительной обстановкой, в которой садится золото с сульфидами и низкотемпературную (280-100°C) с окислительной обстановкой.

Наряду с региональными, выделяются локальные барьеры при температурах 840°C, 720°C, 620°C, 540-520°C, 380-360°C, 240-200°C и 160°C, с которыми возможно связано отложение руд и минералов.

Углеродистый сланец характеризуется более высокой (400-410°C) температурой образования, нежели мрамор (360-380°C). В исходном осадке присутствовало ощутимое количество органического вещества животного происхождения. По газовому составу сланца выделяется две геохимические зоны – 880-600°C с восстановительной обстановкой и 660-100 – с окислительной (рис. 2). Золотонакопление в сланце происходит при более высоких температурах (700-680°C), чем в мраморе.



**Рис.1. Соотношение газов (%) в пиролизате углеродистого сланца ("Мраморный" поисковый участок, Екатеринбургская обл.) в зависимости от температуры пиролиза**



**Рис.2. Соотношение окислительных и восстановительных компонентов в пиролизате углеродистого сланца ("Мраморный" поисковый участок, Екатеринбургская обл.) в зависимости от температуры пиролиза**

Это подтверждается присутствующими элементами. При более высоких температурах с золотом садится более легкий сопутствующий элемент, в данном случае это палладий с атомным весом 106.4 г, а в мраморе – кадмий (112.4 г). Локальные барьеры отмечаются при температурах 580-500°C, 440-400 и 240-180°C.

Таким образом, накопление золота в сланцах начало происходить при более высоких температурах, чем в мраморе.

# ОСОБЕННОСТИ МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО РУДОБРАЗОВАЕМА БАЯНХОНГОРСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

**Д. Доржнамжаа, Д.М. Воинков**  
**ПЦ МАН, Улан-Батор; ВНИИгеосистем, Москва**

The Bayankhongor copper mineralization is investigated by us in connection with detailed research of ophiolite complexes in 1997-2002. The ore formations by their origin quite can belong to genetic type of gold-copper-sulphidic mineralization with magmatic seat of island arc.

К настоящему времени в пределах Баянхонгорской офиолитовой зоны длиной 300 км и шириной 20-25 км известно около 30 меднорудных проявлений. Зона характеризуется широким развитием зеленокаменных осадочно-вулканогенных толщ венда – нижнего кембрия, с которыми ассоциируют многочисленные тела гипербазитов и габброидов. В 1997-2002 годах в северо-западной части зоны нами выявлено несколько новых перспективных меднорудных объектов: Уланбулагский, Оюутолгойский, Убурбулагский и Захбулагский. Из них более детально изучен Уланбулагский объект, расположенный в 100 км к северо-западу от г. Баянхонгора, на беоегу р. Ульдзету, внутри сильно расчлененного рельефа в западной оконечности хребта Джаргалант\_Нуру [1].

Первые результаты анализов штучных проб в лаборатории ГОКа “Эрдэнэт” показали содержание меди от 0.1 до 2%, золота – от 0.1 до 14 г/т в различных частях рудной зоны. Предварительные результаты определения температур гомогенизации газовой-жидкой включений в кварцах дали интервал 180-110°C. Включения – двухфазные, газовая фаза составляет 15-20%ю Гомогенизация происходит в жидкую фазу.

Параметры рудной зоны по простиранию достигают 2 км при ширине 500-600 м.. Поисково-оценочными работами выделены два участка с медноколчеданным типом оруденения. Рудные тела локализованы в пределах вулканогенных слабо метаморфизованных толщ. Линзообразные и сложные комбинированные тела имеют длину по простиранию до 300-400 м при ширине от 1-2 до 100 м. Основной минеральный

состав руд: пирит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, халькозин, ковеллин. В зоне окисления встречены куприт, тенорит, бирюза, бросантит, халькантит, малахит, антлерит, ярозит, гетит, гидрогетит, лимонит. Оруденение генетически тесно связано с островодужными дифференцированными офиолитовыми лавами. Рудовмещающие породы подверглись интенсивной гидротермальной переработке и превращены в серицит-кварцевые, пирит-серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы.

По геологической позиции выделяются два рудоносных блока: южный (Онът) и северный (Арцат).

В пределах южного блока имеется небольшой экстрезивный купол риолит-дацитового, риолитового состава. По форме он похож на экстрезивное купольное штокверково-брекчиевое ядро. В гидротермально измененных и ожелезненных частях толщи выявлено содержание золота до 14 г/т.

Породы северного рудоносного блока сильно рассланцованы и деформированы. Рудные тела характеризуются крутым падением. Они локализуются в брекчированных, сильно окварцованных лавовых серицитолитовых образованиях.

По нашему представлению и результатам оценочных работ Уланбулагский меднорудный объект можно отнести к семейству медноколчеданных месторождений по классификации В.И.Смирнова. Этот объект представляет большой практический интерес и заслуживает дальнейшего изучения.

Баянхонгорская офиолитовая зона может явиться тектонической моделью медноколчеданного оруденения, связанного с аккреционным терейном задугового спрединга /2,3/.

1. Доржнамжаа Д., Дэлгэрдорж С., Оюунчимэг Ц. О новом Уланбулагском медном рудопоявлении в Баянхонгорской офиолитовой зоне. – Тезисы докл. X Международ. Конф. По термобарогеохимии. Александров, «001. ВНИИСИМС, с.64-65.

2. Доржнамжаа Д., Соелмаа Д. Дзавханский фосфоритоносный бассейн (фосфор, золото, алмаз) (на монгольском языке). Улаанбаатар, 2001. 168 с.

3. Geotectonic map of Mongolia, scale 1:2 500 000. Editor-in-chief Dorjnamjaa D. 1988/ Ulaanbaatar.

# ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ АБИОГЕННЫХ УГЛЕЙ И ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ

**Ф.Я. Кобытов, Д.М. Воинков**  
**ИГЕМ РАН, ВНИИгеосистем, Москва**

Основные количества углей, а также горючих и черных сланцев являются абиогенными (Харичков, 1911; Кобытов, 1986; Песков, 1990 и др.) и образовались при выполнении трещин углеводородным веществом, метасоматического замещения им различных, в том числе магматических пород, а также при седиментации в бассейнах из глубинных металлоносных углеводородных магм и растворов. Примером служит Коркинское бурогольное месторождение на Южном Урале. Оно является в России уникальным по мощности (до 200 м) главной угольной залежи, которая "протыкает" метасоматически замещающая не только породы триаса, но и раннего кайнозоя. Месторождение необычно и по минеральному составу, ибо его угли, особенно их разновидности в "черных линзах" залежи, содержат очень высокие концентрации галогенов в виде флюорита, галита, селлаита, апатита и иных минералов, а также золота, серебра, платиноидов, редких земель и других металлов. Подобный набор минералов присущ месторождениям угля и горючих сланцев многих стран. В целом же в них выявлено свыше 20 только одних фторсодержащих минералов, включая топаз, криолит, турмалин, мусковит, флогопит, биотит и бастнезит. В настоящее время имеются основания полагать, что часть фтора, который служит индикатором условий образования в углях и горючих сланцах, находится в форме микроминералов ( $\text{ScF}_2$ ,  $\text{Hg}_2\text{F}_2$ ,  $\text{MnF}_2$ ,  $\text{UF}_3$ ,  $\text{AlF}_3$ ,  $\text{PbF}_2$ ,  $\text{OsF}_5$ ,  $\text{PtF}_5$ ,  $\text{AuF}_3$  и других), а также в виде твердых, жидких и газообразных фтороорганических и фторметаллоорганических соединений ( $\text{CF}_4$ ,  $\text{CF}$ ,  $\text{CHF}_3$ ,  $\text{C}_4\text{F}$ ,  $\text{CCl}_2\text{F}_2$  и других).

Залежи угля и горючих сланцев имеют различную форму (от пластов и линз до жил и штокверков) и являются сложными по минеральному составу. В них обнаружено свыше 150 минералов, включая шпинель, апатит, топаз, флогопит, биотит, криолит, флюорит, селлаит, турмалин, гранат, фуллерены и алмазы.

Угли и горючие сланцы некоторых месторождений России, КНР, США и других стран представляют собой богатую руду, содержащую до 30% серы, до 15% урана, до 10-20% фтора, до 1-5% редких земель и других металлов, включая золото, серебро и платиноиды.

Химический и минеральный состав углей и горючих сланцев, как показывает изучение авторов и других исследователей (Кузнецов, Глухов, 1982), связан главным образом с их возрастом и термобарогеохимическими условиями образования. При высоких температурах (350-500°C и выше) и давлениях в основном непосредственно из углеводородных расплавов формируются графит, кокс, антрацит и многие ассоциирующиеся с ними минералы (магнетит, апатит, топаз, алмазы и другие). При средних и низких температурах и давлениях формируются в основном каменные угли, содержащие пирротин, пирит, киноварь, флюорит, кварц и другие минералы. В приповерхностных (окислительных) условиях в основном при сравнительно низких температурах (200-80°C) из углеводородных флюидов образуются разнотипные, преимущественно метасоматические месторождения бурых углей и горючих сланцев и связанные с ними различные минералы (кварц, кальцит, флюорит, криолит, самородное золото и другие).

Таким образом, минеральный состав abiогенных углей и горючих сланцев является своеобразным индикатором их термобарогеохимических условий формирования.

## **ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ ФЛЮИДЫ И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ**

**Б.И. Писоцкий , И.Н. Зинчук, Ф.П. Мельников**  
**ВНИИгеосистем, Москва; ИГГГИ УАН , Львов; МГУ, Москва.**

В течении ряда лет нами изучались реликты средне-низкотемпературных флюидов в областях локализации углеводородных скоплений. Выбор объектов был связан с тем, что в нижних частях осадочных нефтегазоносных бассейнов отмечались проявления

битумов различной степени карбонизации и содержащих высокие концентрации урана, уровень накопления которого невозможно было объяснить из существующих представлений по геохимии этого элемента. В ареалах распространения антраксолитов, керитов и асфальтитов отсутствовали интрузивные тела, а во вмещающих породах не отмечались признаки гидротермальной переработки субстрата. Вместе с тем, при больших увеличениях, устанавливалась морфологическая связь битуминозных веществ в гнездах и трещинах со вторичными микро-трещинами, выполненными реликтами флюидов, к которым такие были приурочены треки от осколков деления ядер урана (исследования проводились параллельно с данными петрографии и f-радиографии).

Основное внимание при исследованиях уделялось изучению пород фундамента и низов осадочного чехла вскрытых скважинами в пределах Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз Сибирской платформы; Южно-Татарского свода, Мелекесской впадины и северных бортов ДДВ Воточно-Европейской платформы; некоторых районов Тимано-Печорской провинции, включая разрез 700 скважины в контуре Ярегского нефтяного месторождения Восточного Тимана.

На фоне разнообразных первичных, первично-вторичных и вторичных включений в гранитоидах архейско-нижнепротерозойского возраста выделено семейство газовых, газовой-жидких двух- и трехфазовых и однофазовых жидких включений, иногда с пленками вязкого бурого вещества, приуроченных к единой системе трещиноватости. В ультрафиолетовом свете отмечается свечение вещества некоторых вакуолей в голубоватых, голубовато-желтоватых и светло-коричневых тонах. Аналогичные по составу включения отмечаются и в геологических разрезах осадочного чехла. Отличительной особенностью реликтов данных флюидов является характер фазовых равновесий в области низких температур. Вещество некоторых вакуолей, однофазовое при комнатной температуре, гетерогенизируется путем конденсации жидкости при охлаждении ниже  $-80^{\circ}\text{C}$ . Гомогенизируются включения в газовую фазу, температуры фазовых превращений составляют  $-74,7$ ,  $-72,5$  и  $-74,0^{\circ}\text{C}$ , что свидетельствует о преимущественно метановом их составе. Часть двухфазовых включений с наполнением около 85-90%,

содержат бесцветную жидкость  $L_1$ . При охлаждении объем газовой фазы возрастает до 25-30% объема вакуоли и затем из газовой фазы конденсируется вторая бесцветная жидкость  $L_2$  в количестве  $\sim 25\%$ . При температуре ниже  $-90^\circ\text{C}$  жидкость  $L_1$  сильно сокращается в объеме и частично кристаллизуется. Испарение жидкости  $L_2$  происходит при нагревании до  $-54 \div -52^\circ\text{C}$ . Полная гомогенизация включений происходит при  $+48 \div +53^\circ\text{C}$ .

В части включений наблюдается бурая жидкость с накоплением 80-90%. При охлаждении происходит некоторое увеличение объема газового пузырька, частичная кристаллизация и «застеклование» битуминозной фазы (обнаруживается по образованию усадочных трещин), которые при повышении температуры затягиваются. При нагревании кристаллические фазы растворяются в битумоиде при  $+2 \div +8^\circ\text{C}$ . Диапазон температур гомогенизации включений весьма широк – от 105 до  $145^\circ\text{C}$ .

Примеры подобных превращений определяемых составом вещества вакуолей могут быть продолжены, но уже из приведенных сведений с очевидностью вытекает факт, что часть жидкой фазы вторичных включений представлена гетерогенной углеводородной и битумоидной составляющими от масел до смолисто-асфальтеновых компонентов. Хроматографические исследования образцов показали, что в газовой фазе доля УВ ( $C_1$ - $C_4$ ) достигает в некоторых случаях более 90%, при резко подчиненном содержании  $\text{CO}_2$ . Концентрация водорода варьирует от 0,1 до 18% об., азота – от следов до 15% об.

Помимо газовых и битумоидно-газовых, углеводородных, УВ-водных, в микротрещинках отмечаются и газовой-жидкие включения водно-солевых растворов. Криометрией установлено, что последние представлены смесью  $\text{NaCl} - \text{CaCl}_2 - \text{MgCl}_2 - \text{KCl} - \text{H}_2\text{O}$  при различных соотношениях катионов на тех или иных уровнях геологических разрезов. Концентрации могут варьировать от 6 до 25% по  $\text{NaCl}$  эквиваленту. Температуры эвтектики достигают  $-55^\circ\text{C}$ . О меняющемся составе водно-солевой фазы флюидов в пределах разрезов можно судить и по эпизодическим проявлениям парагенитической ассоциации минераллов в одноименных микротрещинах. В одних случаях трещин-

ки выполнены хлоритом, в других – кальцитом ( $\delta^{13}\text{C} = -13\text{‰} - 21\text{‰}$ ), в третьих – серицитом и кальцитом, в четвертых – доломитом и т.п. Довольно часто отмечаются выделения пирита и магнетита, как в трещинках, так и в самих вакуолях. Наличие среди семейства УВ включений вакуолей с водно-солевой фазой позволило определить температуры гомогенизации, которые, в общем виде укладываются в диапазон 320-60°C с закономерным снижением параметра вверх по геологическому разрезу от пород фундамента до уровня 2-3км. в осадочном чехле. Причем степень карбонизации рассеянных в породах углеродистых веществ, ассоциирующих с микротрещинками флюидов, полностью соответствует измеренным температурам. Так, вещество антраксолитов и керитов, выделяются из состава флюидов при  $T = 300-190^\circ\text{C}$ , асфальтитов и асфальтов при  $T = 190-120^\circ\text{C}$ .

Поскольку системы с углеводородами имеют место и в породах фундамента (встречаются на глубинах около 3,5км. от кровли, скв.20009 Ново-Елховская., и скв.700, Тиманская) надо полагать, что миграция флюида в осадочный чехол происходила из более глубоких зон литосферы.

Какую еще геохимическую нагрузку несут на себе восстановительные флюиды? С целью ответа на этот вопрос нами был отобран кварц, насыщенных реликтами изучаемых систем, из гранитов Верхнечонской площади Непско-Ботуобинской антеклизы. После тщательной растирки порошок кварца обрабатывался хлороформом и спиртобензолом, а также проводилась водная вытяжка. Подготовленные пробы облучались в ампулах из сверхчистого кварца потоком тепловых нейтронов  $2 \cdot 10^{13}$  н/см<sup>2</sup>с. Измерения выполнялись на полупроводниковом гамма-спектрометре, содержащим  $\text{Ce(Li)}$  детектор и анализатор LP-4900 с программой автоматической обработки гамма-спектра. Исследования показали, что в водной фазе флюида помимо катионов, определенных криометрией, присутствуют Cs и следы Zn, а в анионной части –  $\text{Cl}^-$ ,  $\sum\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{S}_2^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{F}^-$ , Br. В битуминозном же экстрате (на уровне чувствительности метода) обнаружены (ppm) – Ce (1,3-3,6), Eu (0,1-0,2), Hf (0,03-0,14), Sc (0,03-0,04), Co (0,15-1,6), Cr (2,3-10,0), Sb (0,3-1,5), Hg (28-130), Br, следы урана и тория. Причем содержание

всех элементов в спирто-бензольном экстракте выше, чем в хлороформном.

Следовательно, рассматриваемый флюид представляет собой сложную многокомпонентную систему, транспортирующую в УВ и битумоидной фазах элементы литофильной, халькофильной и сидерофильной групп, отличающиеся средством к кислороду и сере.

Возможность переноса элементов в форме металлоорганических соединений предполагал Р.М.Слободской(1981), а последнее время этот факт доказывается и экспериментально, правда, применительно к рудным системам (Ф.А.Летников, И.Н.Томсон, П.Ф.Иванкин и др). Настоящие исследования показывают реальность подобной формы миграции элементов и металлов в восстановительных флюидах геологических разрезов нефтегазоносных провинций.

Углеродистые соединения и жидкие битумоиды, выделяющиеся в результате распада флюидов в верхних горизонтах коры, наследуют микроэлементный состав последних, определяя геохимический облик образующихся в результате последовательной поликонденсации и полимеризации веществ. Изучение последних позволяет выяснить возможные источники МЭ в восстановительных системах.

## **ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ТАШ-ЯР (Ю. УРАЛ)**

**В.С Карпухина, И.В. Викентьев, В.Б. Наумов**  
**ГЕОХИ РАН; ИГЕМ РАН, Москва**

Цинково-колчеданное рудопроявление Таш-Яр находится в восточной части Учалинского рудного района и локализовано в северном экзоконтакте Ахуновского гранитного массива. Вмещающие оруденение породы, представленные базальт-риолитовой вулканогенно-осадочной тол-

щей ( $D_{2e-gv_1kr}$ ), интенсивно изменены и рассланцованы. В метасоматитах, наряду с кварцем, серицитом, хлоритом, присутствуют биотит, гранат, кордиерит, турмалин. По данным гранат-биотитовой и гранат-кордиеритовой термометрии температура контактового метаморфизма вмещающих рудопроявление пород достигала  $700^{\circ}\text{C}$  (Санчев, 1982).

Рудопроявление Таш-Яр выделяется из ряда колчеданных объектов Южного Урала почти полным отсутствием медно-цинково-колчеданных, медноколчеданных руд. Рудная минерализация представлена линзообразными крутопадающими телами прожилково-вкрапленных существенно сфалеритовых сульфидных руд, приуроченных к рассланцованным в различной степени метасоматитам серицит-кварцевого и хлорит-серицит-кварцевого состава субмеридианального простиранья. Рудные подсечения прослежены до 500 м от дневной поверхности и не оконтурены на глубине.

Количественный спектральный анализ пиритов рудопроявления позволил провести расчет индикаторных отношений, используемых для определения типа колчеданного оруденения (Карпухина, Баранов, 1981). По мультипликативным отношениям пириты Таш-Яра близки к таковым полиметаллических месторождений, наиболее контрастно отличаясь от пиритов медноколчеданных месторождений по соотношению  $\text{Zn}\cdot\text{Pb}\cdot\text{Ag}/\text{Cu}\cdot\text{Co}\cdot\text{Mo}$ .

Образцы для термобарогеохимических исследований отбирались по трем наиболее представительным разрезам – 12 (скв. 5009), 14 (5006, 5011) и 18 (5002, 5008) из прожилково-вкрапленных руд разного состава и вмещающих их околорудных пород. Флюидные включения (ФВ) присутствуют в кварце кварц-сульфидных прожилков, а также в кварце среди скоплений и выделений сульфидов в метасоматитах. Единичные включения обнаружены в сингенетичном кварце метасоматитов, отсутствуют ФВ в сфалерите. Размер ФВ не превышает 2-15 мкм, форма включений изометричная, удлинённая, неправильная. Преобладающими среди них являются двухфазовые газово-жидкие включения с газовой фазой до 40-60 % объема. Трехфазовые углекислотно-водные включения с объемом газовой фазы до 70 % установлены в образцах из скважин 5002, 5006. При изучении включений использовались методы гомогенизации (более 100

определений) и криометрии (более 20 измерений). По включениям с углекислотой проводился расчет величин давлений по методике Наумова (1982) (Табл).

Проведенные исследования показали, что формирование прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации рудопоявления происходило при температурах 440-205°C, при этом выделяется два интервала – 440-300°C и 280-205°C. Установлен рост палеотемператур в юго-восточном направлении. Изотерма 300°C разделяет области развития мелких тел медных вкрапленных руд (северо-западная низкотемпературная область 200-300°C) и основных тел вкрапленных цинковых руд (преобладают температуры 380-280°C). Палеотемпературная зональность с глубиной проявлена слабо. Не установлено зависимости состава сульфидных прожилков, а также концентрации металла в них и  $T_{\text{гом}}$  (Табл.). В зонах наиболее высоких палеотемператур (до 440°C) в кварце сульфидных прожилков гомогенизация ФВ происходит как в жидкую, так и в газовую фазу при тех же температурах. Гетерогенность флюидов подтверждается присутствием трехфазовых углекислотно-водных включений. Гомогенизация углекислоты в жидкую фазу происходит при температурах 28-17.5°C.

При криометрических исследованиях во ФВ обнаружена высокоплотная углекислота – 0.79-0.65 г/см<sup>3</sup> ( $T_{\text{пл CO}_2} = -56.6^\circ\text{C}$ ). Растворение газгидратов происходит при температурах + 8.5 ÷ + 6.9°C. Рассчитанная концентрация солей во флюидных включениях с углекислотой по температурам плавления газгидратов составила 6.1-3.1 мас.% экв. NaCl. Рассчитанные величины давлений во флюидах – 1600-700 бар. Концентрация CO<sub>2</sub> во флюидах достигала 31 мас. %.

Полученные данные по изотопному составу серы сульфидов свидетельствуют о гетерогенности источника рудного вещества и флюидов. Широкие вариации  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов: от -6.43 до +12‰ исключают поступление серы из одного гомогенного источника.

Проведенные термобарогеохимические исследования ФВ на рудопоявлении Таш-Яр показали, что формирование сульфидной минерализации происходило при температурах 440-205°C, давлении 1600-700 бар, солености растворов 6.1-3.1 мас.% экв. NaCl и высокой концентрации CO<sub>2</sub> во флюидах до 31 мас.%. По сравнению с медноколчеданными месторож-

дениями Южного Урала (Карпухина, Баранов, 1995) рудообразующие флюиды характеризуются более высокими температурами и давлением.

Исследования поддержаны РФФИ (03-05-65005) и Фондом содействия науке.

Таблица

**Температуры гомогенизации и давление во флюидных включениях в кварце рудопроявления Таш-Яр**

№ скв.	Глубина, м	Краткая характеристика образца	Температура гомогенизации (Т <sub>гом</sub> ) °С	Давление, бар
5002	42,4	Sf-Py прожилки	300-294*	1250-690
—	106,7	Sf-Py прожилки	300-280*	
—	112,8	Chp-Py-Sf прожилки	390-365*	
—	117,5	Q-Py-Sf-Gl прожилки	380-342*	
—	202,0	Sf прожилки	290-255	
5006	50,7	Вкрапленность Sf руд	370-350*	1600-700
—	65,7	Скопления Sf, Py	420-330*	
—	125	Q-Chp-Sf-Gl прожилки	350-322*	
—	184	Выделения Sf	250-234	
—	201,8	Q-Py прожилки	390-340*	
—	252	Q-Chp-Sf прожилки	410-400*	
—	268,3	Q-сульфидный прожилок	274-250*	
—	278,6	Q-Sf-Py прожилки	420-340*	
5008	32,7	Прожилково-вкрапленные Py руды	258-237	
—	105,5	Sf-Chp-Py прожилки	255-224	
—	140,4	Q прожилок с редкой вкрапленностью Py	297-266	
5009	101,7	Sf-Py прожилки	268-205	
—	154,3	Выделения Sf, Py	295-260	
—	188,0	Sf-Gl-Py прожилки	275-266	
—	215,7	Sf-Chp прожилки	290-270	
—	226	Q прожилок	254-206	
—	233,2	Из вкрапленников Q-серицитовой породы	265-245	
—	241	Прожилок кварца в Q-серицитовой породе Кварцевая жила в дайке микродиорита	250-235 283-258	

5011	89,2	Q-Пу прожилки	264-215	
—“—	94,9	Q-сульфидный прожилок	310	
—“—	135,5	Сhp-Пу прожилок	250-230	
—“—	186,4	Q прожилок с вкрапленностью сульфидов	270-230	
5003	79,2	Вкрапленные серно-колчеданные руды	355-284*	
—“—	171	Q-Sf-Пу-Сhp прожилок	380-360	
—“—	185	Q-Пу прожилок	320-276	
—“—	227	Пу-Сhp-Sf прожилки	440-340*	

\*Установлены углекислотно-водные включения

## **СОСТАВ РУДОБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ АПРЕЛКОВСКО-ПЕШКОВСКОГО РУД- НОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

**В. Ю. Прокофьев, О. Ю. Плотинская, И. К. Мызников  
ИГЕМ РАН, Москва**

Апрелковско-Пешковское рудное поле расположено на правом берегу реки Шилка, недалеко от деревни Апрелково, в 80 км к северо-западу от знаменитого Балейского месторождения. Она представляет собой грабенообразную впадину в древних докембрийских метаморфических породах, заполненную вулканогенно-осадочными отложениями мезозойского возраста. Нами были изучены наиболее интересные в геолого-генетическом отношении золоторудные объекты района: прожилково-вкрапленная минерализация участка Погромный (которую местные геологи относят к оруденению типа «Карлин»), жильное месторождение Зарикен с сульфоантимонитовой минерализацией, жильное месторождение Золотая горка и золотоносная жила участка Золотарь.

Флюидные включения в кварце разных минеральных ассоциаций были изучены методами термо- и криометрии (на термодермокамере

ТНMSG-600 фирмы "Linkam", позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале температур от -196 до 600 °С), газовой и ионной хроматографии. Концентрация солей во включениях оценивалась по температуре плавления льда (Bodnar, Vityk, 1994). Давление определялось по сингенетическим существенно газовым и существенно водным включениям (Roedder, 1984). Для расчета концентраций, плотностей флюида и давлений использовалась программа FLINCOR версии 1.21 (Brown, 1989). Данные исследования включений приведены в таблице.

*Прожилково-вкрапленная минерализация участка «Погромный»* представлена ранними кварц-турмалиновыми прожилками и площадной зоной окварцевания с многочисленными мелкими кварцевыми прожилками. Из рудных минералов обнаружены только пирит и арсенопирит, которые проявлены как в кварцевых прожилках, так и в окварцованных породах. С арсенопиритом связано золото, содержания которого доходят до 8-12 г/т. В кварце различных прожилков обнаружены углекислотно-водные и сингенетические им углекислотные включения, свидетельствующие о гетерогенном состоянии флюида. Температура формирования минерализации 355-283 °С, концентрация солей 11.1-6.5 мас. % экв. NaCl, концентрация углекислоты 5.5-2.0 моль/кг р-ра, давление 2500-740 бар.

*На месторождении Зарикен* изучались жилы Придорожная и Чертова. Жила Придорожная сложена в основном кварцем с мелкими выделениями сульфидов, среди которых установлены пирит и теллуриды золота. В кварце обнаружены углекислотно-водные и сингенетические им углекислотные включения, свидетельствующие о гетерогенном состоянии флюида. Температура формирования кварца 340 °С, концентрация солей 7.4 мас. % экв. NaCl, концентрация углекислоты 3.3 моль/кг р-ра, давление 1230-1100 бар. Газовая хроматография подтвердила наличие углекислоты и показала высокие содержания азота (47.9 мол. %) и следы метана. Ионная хроматография установила в составе растворов ионы хлора (15.2 г/кг р-ра) и фтора (2.3 г/кг р-ра).

Жила Чертова отличается большими скоплениями сульфидов (до 90 об. %), и прежде всего антимонита. В таких сульфидных скоплениях содержания золота часто превышают 300 г/т. При изучении взаимо-

отношений минералов здесь выделены следующие стадии минералообразования: кварц-пирит-арсенопиритовая (с самородным золотом), золото-кварц-полиметаллическая (с сульфосолями, блеклой рудой, сфалеритом, пиритом, галенитом, самородным золотом) и золото-кварц-карбонат-антимонитовая. В кварце обнаружены углекислотно-водные и сингенетичные им углекислотные включения, свидетельствующие о гетерогенном состоянии флюида. Температура формирования кварца 310-190°C, концентрация солей 14.4- 2.2 мас. % экв. NaCl, концентрация углекислоты 3.5-2.4 моль/кг р-ра, давление 1070-740 бар. Газовая хроматография подтвердила наличие углекислоты и показала высокие содержания азота (63.3-38.3 мол. %) и следы метана. Ионная хроматография установила в составе растворов ионы хлора (42.4 г/кг р-ра), фтора (4.4 г/кг р-ра) и сульфат-иона (27.1 г/кг р-ра).

*Месторождение Золотая гора* представлено кварцевыми жилами с небольшим количеством сульфидов, среди которых обнаружены пирит, халькопирит, самородное золото, тетрадимит, висмутит и висмут самородный. В кварце обнаружены углекислотно-водные и сингенетичные им углекислотные включения, свидетельствующие о гетерогенном состоянии флюида. Температура формирования кварца 350-300°C, концентрация солей 9.2- 5.2 мас. % экв. NaCl, концентрация углекислоты 2.3-2.0 моль/кг р-ра, давление 830-700 бар. Газовая хроматография подтвердила наличие углекислоты и показала повышенные содержания азота (21.8 мол. %) и немного метана (1.5 мол. %). Ионная хроматография установила в составе растворов ионы хлора (4.1 г/кг р-ра), немного фтора (0.11 г/кг р-ра) и сульфат-иона (2.7 г/кг р-ра).

*Жила участка Золотарь* сложена в основном кварцем, иногда с вростками турмалина. Рудных минералов в аншлифах не обнаружено, но при промывке разрушенных участков жилы встречаются мелкие золотины. В кварце обнаружены углекислотно-водные и сингенетичные им углекислотные включения, свидетельствующие о гетерогенном состоянии флюида. Температура формирования кварца 330-310°C, концентрация солей 6.8- 6.4 мас. % экв. NaCl, концентрация углекислоты 5.1-4.1 моль/кг р-ра, давление 750-640 бар. Газовая хроматография подтвердила наличие углекислоты и показала повышенные со-

держания азота (11.5 мол. %) и следы метана. Ионная хроматография установила в составе растворов ионы хлора (4.0 г/кг р-ра), немного фтора (0.32 г/кг р-ра).

В целом для рудообразующих флюидов золоторудной минерализации Апрельковско-Пешковского района характерны высокие содержания азота, что свидетельствует о сходстве геохимической обстановки с месторождениями Олимпиада (Енисейский край) и Сухой лог (Ленский район). Особенно высоким количеством азота во флюиде отличается месторождение Зарикен, флюид которого также содержит наиболее высокие концентрации хлора и фтора. Все это может свидетельствовать о хорошей перспективности данного месторождения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 01-05-64675) и Фонда содействия отечественной науке.

Таблица

Результаты исследования флюидных включений в кварце различных проявлений золоторудных минерализации Апрельковско-Пешковского рудного поля методами термо- и криометрии, газовой и ионной хроматографии.

Температура, °С	Давление, бар	C <sub>солей</sub> , мас. %	C <sub>СО<sub>2</sub></sub> , моль/кг р-ра	CO <sub>2</sub> , мол. %	N <sub>2</sub> , мол. %	CH <sub>4</sub> , мол. %	Cl <sup>-</sup> , г/кг воды	F <sup>-</sup> , г/кг воды	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , г/кг воды
Зона минерализации участка Погромный									
355- 283	2500- 740	11.1- 6.5	5.5- 2.0	-	-	-	-	-	-
Месторождение Зарикен, жила Придорожная									
340	1230- 1100	7.4	3.3	52.1	47.9	0.02	15.2	2.3	-
Месторождение Зарикен, жила Чертова									
310- 190	1070-740	14.4- 2.2	3.5- 2.4	61.7- 36.7	38.3- 63.3	0.1- 0.0	42.4	4.4	27.1
Месторождение Золотая горка									
350- 300	830- 700	9.2- 5.2	2.3- 2.0	76.7	21.8	1.5	4.1	0.11	2.7
Жила участка Золотарь									
330- 310	750- 640	6.8- 6.4	5.1- 4.1	88.3	11.5	0.2	4.0	0.32	-

## **ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ БОГАТЫМИ БОРОМ ФЛЮИДАМИ**

**В.Ю. Прокофьев, Л.Д. Зорина, Ф. Г. Рейф, Ю.М. Ишков,  
И.А. Бакшеев, О.Е. Кудрявцева**  
*ИГЕМ РАН; МГУ Москва; ИГХ СО РАН, Иркутск;  
ГИН СО РАН, Улан-Удэ*

В рудах золоторудных месторождений нередко встречается турмалин в составе предрудных минеральных ассоциаций. Изучение концентраций бора в рудообразующем флюиде гидротермальных месторождений показало, что обычно они составляют 0.5-1 г/кг раствора и не превышают для золоторудных месторождений 4.6 г/кг раствора (Прокофьев и др., 2003). Однако при изучении состава рудообразующих флюидов Теремкинского месторождения золота установлены значительно более высокие концентрации бора.

Теремкинское месторождение расположено в Забайкалье, в 5 км западнее крупного Дарасунского месторождения. Вмещающие породы представлены габброидами раннепалеозойского и гранитоидами среднепалеозойского-раннемезозойского возраста. Золотое оруденение в районе пространственно и генетически связано с интрузивными телами обогащенных калием плагиогранит-порфиров мезозойского возраста. Околорудные метасоматиты представлены листовенитами и березитами (возраст 145 млн. лет), оруденение - пологими кварцевыми жилами и зонами минерализации. Основным жильным минералом является кварц, кристаллизующийся на разных стадиях рудообразования. Среди наиболее ранних минералов выделялся турмалин, потом отлагались сульфиды (пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит), золото со значительной примесью серебра, козалин, тетрадимит, айкинит, самородный висмут, сульфоантимониты свинца. Завершают процесс кварц-карбонатные парагенезисы с халцедоном, цеолитами, иногда флюоритом.

Турмалины Теремкинского месторождения по химическому составу отвечают гидроксил-шерлу с железистостью  $[Fe/(Fe+Mg)]$  в пределах от 0.54 до 0.83. Отношение  $Ca/(Ca+Na)$  варьирует от 19.6 до 32.6%. Высокое содержание кальция в турмалинах может указывать на повышенные температуры его кристаллизации (Зарайский, 1989). Фигуративные точки составов турмалинов на треугольнике  $Fe_{50}Al_{50}-Al-Mg_{50}Al_{50}$  лежат ниже линии шерл – дравит, вероятно, свидетельствуя о том, что значительная часть железа в минерале находится в трехвалентной форме. Последнее обстоятельство, в свою очередь, указывает на высокую активность кислорода в минералообразующей среде.

Флюидные включения в кварце разных минеральных ассоциаций были изучены методами термо- и криометрии (на термодатчике ТНMSG-600 фирмы "Linkam", позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале температур от  $-196$  до  $600$  °C), газовой и ионной хроматографии и атомно-эмиссионная спектроскопия с вскрытием индивидуальных флюидных включений лазерным импульсом (Reyf, 1997). Концентрация солей во включениях оценивалась по температуре плавления льда (Bodnar, Vityk, 1994). Давление определялось по сингенетичным существенно газовым и существенно водным включениям (Roedder, 1984). Для расчета концентраций, плотностей флюида и давлений использовалась программа FLINCOR версии 1.21 (Brown, 1989).

Установлено, что рудоотложение происходило из водного флюида преимущественно хлоридного состава с концентрацией солей 34.0-2.7 мас. % экв. NaCl при температурах  $466-118$ °C (рис.). В кварце нередко наблюдались существенно газовые включения, сингенетичные газовой-жидким включениям (с температурами гомогенизации выше  $260$  °C), свидетельствующие о явлениях вскипания и гетерогенизации флюида. Газовые включения, как правило, содержат малоплотный водяной пар. Гетерогенный флюид существовал при сравнительно высоких температурах (выше  $280$ °C). В некоторых газовых включениях зафиксирована малоплотная углекислота с температурой гомогенизации  $11.5+ -22.2$ °C в газ и температурой плавления твердой  $CO_2 -57.8+ -56.6$ °C. Давление, оцененное для включений гетерогенных флюидов,

составляло 310-70 бар для температур 414-260°C. Газовая хроматография показала, что кроме углекислоты (93.8-79.6 мол. %) в составе газов присутствовал азот (19.9-6.0 мол. %) и небольшое количество метана (0.5-0.2 мол. %). Ионная хроматография подтвердила наличие хлора в водном растворе (15.8- 2.8 г/кг воды) и обнаружила наличие фтора (0.48- 0.27 г/кг воды). Атомно-эмиссионная спектроскопия с вскрытием индивидуальных флюидных включений лазерным импульсом (табл.) обнаружил в составе раствора включений В (15.6- 1.55 г/кг раствора), Cu (0.74- 0.07 г/кг раствора) и Ag (до 2.45 г/кг раствора).

Судя по составу околорудных метасоматитов (листвениты и березиты), рудообразующие флюиды были кислыми, и бор в них должен был находиться в форме ортоборной кислоты (Прокофьев и др., 2002). Часть величин концентраций бора в рудообразующих флюидах превышает концентрацию бора в насыщенном растворе борной кислоты (около 6 г/кг раствора). Действительно, в некоторых включениях при криометрических исследованиях появляются удлиненные кристаллы, растворяющиеся при температурах от -6.1 до +15.2 °С и по оптическим свойствам похожие на сассолин, диагностика которого во флюидных включениях описана в работе (Smirnov et al., 1999).

Рудообразующий флюид Теремкинского месторождения на сегодняшний момент наиболее богат бором по сравнению с любыми другими изученными золоторудными месторождениями, включая соседнее Дарасунское. Поскольку бор обычно накапливается в летучей фазе флюидно-магматических систем и бором обогащены флюиды наиболее близких к магматическому процессу месторождений (Прокофьев и др., 2003), высокие концентрации бора в рудообразующем флюиде данного объекта свидетельствуют о магматической природе рудообразующего флюида и содержащемся в нем рудных элементов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 01-05-64675) и Фонда содействия отечественной науке.

Таблица

Результаты оценки концентраций В, Си и Аг в рудообразующем флюиде методом атомно-эмиссионной спектроскопии с вскрытием индивидуальных флюидных включений лазерным импульсом.

№ вкл.	Глубина, мкм	Т гом., °С	С <sub>солей</sub> , мас. %	d, г/см <sup>3</sup>	m, кг×10 <sup>-8</sup>	С <sub>В</sub> , г/кг р-ра	С <sub>Си</sub> , г/кг р-ра	С <sub>Аг</sub> , г/кг р-ра
1	26	414	11.5	0.64	2.67	1.55	0.07	<0.28
2	4	382	7.2	0.63	2.72	3.37	0.24	2.45
3	21	345	13.1	0.80	0.57	15.56	0.74	<1.29
4	10	305	8.6	0.81	1.17	9.00	0.36	<0.63
5	12	298	16.8	0.90	1.40	3.10	0.09	<0.52
6	7	142	5.6	0.97	2.25	<0.54	<0.05	<1.45



Рис. Зависимость изменения концентрации солей от температуры гомогенизации для рудообразующих флюидов месторождения Теремки. 1 – гомогенный водный флюид, 2 – гетерогенный флюид (водный раствор + газовая фаза), 3 – кривая насыщения системы H<sub>2</sub>O-NaCl (Bodnar, Vityk, 1994).

## О ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УКРАИНСКОГО ШИТА

Ю.В. Ляхов, Н.Н. Павлунь, А.Б. Бобров, А.А. Сиворонов  
*ЛНУ, Львов*

Главные физико-химические характеристики рудообразующих растворов закономерно изменяются в пространстве, формируя разную по строению, напряженности и направлениям трендов термобаргеохимическую (ТБГХ) зональность. Она обычно соответствует минералогеохимической, но в отличие от последней, при изучении флюидных включений устанавливается практически на любом рудном объекте (Лазько, 1981).

Золоторудные месторождения Украинского щита все еще слабо раскрыты буровыми и горными выработками, что существенно усложняет реконструкцию строения и определение градиентных трендов развития ТБГХ-зональности. Вместе с тем, в этом направлении уже достигнуты определенные результаты, заслуживающие обсуждения.

Месторождение Балка Широкая представлено серией кулисоподобных крутопадающих непротяженных зон сетчато-прожилковой минерализации, которые тяготеют к региональному Восточно-Чертомлыкскому разлому. Изучение пространственной изменчивости главных ТБГХ-параметров рудообразующих флюидов позволило предположить вероятно рудоподводящую роль этого разлома на основании элементов линейной фациальной зональности из субпараллельной ориентацией изотерм и таким же распределением других параметров касательно зоны разлома. Здесь четко прослеживается уменьшение температуры, плотности  $\text{CO}_2$ , солевой концентрации растворов и давления с переходом от глубоких к верхним горизонтам в рудных телах профиля «0» и в боковые стороны от разлома. В непосредственной близости к разлому плотность  $\text{CO}_2$  составляет 0.866-0.809 г/см<sup>3</sup>, а  $C_{\text{NaCl}}$  – 42-40%. С удалением от разлома эти параметры заметно уменьшаются – до 0.688-0.653 г/см<sup>3</sup> и 24-20% соответственно. Отсюда и барический

режим системы различен: абсолютное значение давления на глубоких горизонтах в «0»-м профиле и в непосредственной близости к разлому составляет 144-123 МПа и понижается до 93-79 МПа на верхних горизонтах и с удалением от разлома. Выявленные тренды изменения этих параметров следует обязательно использовать при прогнозно-поисковых работах в зоне Чертомлыкской зеленокаменной структуры, тем более, что золоторудные тела месторождения «привязаны» к приразломным полям развития пород риодацит-плагиигранитной вулканоплутонической ассоциации (ВПА) и отчетливо связаны с субширотными разломами, которые являются для значительной части вулканитов и их интрузивных комагматов магмоподводящими, и сами интрузии, вероятно всего, были и рудогенерирующими, и обусловили ремобилизацию и перераспределение золота, первично наличествующего в железистых кварцитах джеспилит-толеитовой формации, его трансляцию флюидными потоками и переотложение в иных термодинамических и геолого-структурных условиях (Бобров, Сиворонов, 2001).

Совсем иная картина наблюдается для золотого оруденения биотит-кварц-олигоклазовых метасоматитов месторождения Майского, где четко видимы черты его энергетической зависимости от палеотепловых полей палингенных (анатектических) массивов гранитов. Здесь устанавливается совсем недалекое перемещение флюидных масс и как следствие – очень низкая пространственная (особенно латеральная) дифференцирующая рудогенных комплексов: доминирует сульфидный метасоматоз и телескопирование при практическом отсутствии признаков зонального размещения минеральных парагенезисов. Вместе с тем, с глубиной довольно хорошо реконструируются признаки ТБГХ-зональности: в золото-сульфидно-кварцевых зонах южного и северного блоков с глубиной увеличиваются температура (Т), плотность (D) и концентрация (С) флюидов. Градиент изменения этих параметров различный: в южном блоке  $\Delta T$  составляет  $5.2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , в северном –  $2.2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , а самое высшее значение Т ( $>420^{\circ}\text{C}$ ) и С ( $>44.6\text{ мас \% NaCl} + \text{KCl}$ ) флюидов, высокая степень их гетерогенизации и очень широкие вариации D (от 0.910-0.804 до 0.717-0.176 г/см<sup>3</sup>) присущи исключительно зонам южного блока, которые тяготеют к гранитному

массиву – вероятно, главной рудогенерирующей структуре. Отсюда фиксируются разные тренды и градиенты изменения этих параметров, что обуславливает разный характер оруденения: предпочтительнее сравнительно «сдавленное»; по вертикали и богатое бонанцевое в южном блоке, и относительно «растянутое» по вертикали и более убогое – в северном.

Принципиально противоположная закономерность прослеживается на месторождениях южной части Сурской зеленокаменной структуры (Балка Золотая, Сергеевское). Здесь полистадийный золото-сульфидно-карбонатно-кварцевый штокверк в меру удаления от тел кварцевых порфиров риодацит-плагиигранитный ВПА расчленяется на центробежный зональный ряд развития минералов редкометалльного, ранне- и позднесульфидного и карбонат-кварцевого комплексов. В этом же направлении изменяются высокотемпературные (500-350°C) и высокобарические (260-200 Мпа) процессы трехфазовой гетерогенизации флюидов внутренней зоны среднетемпературными (350-200°C) процессами продуктивного этапа рудообразования средней зоны и средне- низкотемпературными условиями (200-100°C) постпродуктивной стадии внешне-периферической зоны. Для зонально направленных ТБГХ-процессов характерна высокая плотность (до 0.902 г/см<sup>3</sup>) и  $C_{NaCl}$  (>35 мас.%) флюидных фаз в непосредственной близости к телам кварцевых порфиров и проявление резких падений давления (до 75-40 МПа). Анализ минеральной и ТБГХ-зональности в этом случае раскрывает аномально термобарогradientную природу таких гидротермально-метаморфогенных образований золота, которые сопряжены с формированием кислых магматитов ВПА, а побудительным фактором мобилизации метаморфогенных флюидов был направленно-gradientный спад давления во время разрядки интрузивных напряжений и формирования центробежного трещинного каркаса в экзоконтактных зонах кварцевых порфиров, с которыми связаны взрывоподобные процессы многофазовой гетерогенизации флюидов и спонтанная кристаллизация золотоносных руд.

Возможность диагностики и пространственной экстраполяции gradientов и трендов ТБГХ-зональности с определением для разно-

глубинных золоторудных формаций как пространственного положения зон, физико-химически благоприятных для развития оруденения, так и физико-химических уровней их выклинивания с учетом структурно-фациальных условий рудолокализации является важнейшей предпосылкой реализации проблем прикладной ТБГХ, в первую очередь касающихся прогнозирования и оценки оруденения. Особенное значение для прогнозной оценки имеет закономерное увеличение вертикального  $\Delta T$  потоков флюидов с переходом от глубинных сильно термостатированных золотоконцентрирующих систем до приповерхностных слаботермостатированных высокофлюктуативных систем рудоконцентрирования: уже на ранних этапах ТБГХ-исследований перспективных рудопроявлений уверенно дешифрируется разноглубинно-формационный тип оруденения и заблаговременно предвидится его вероятный вертикальный размах, а последующую количественную оценку эродированной и сохраненной его части получаем с помощью известных и несложных формульных расчетов (Ляхов, 1985; Павлунь, 1985; Ляхов, Павлунь и др., 1995). Как видно из вышеизложенного, это одна из наиболее актуальных задач ТБГХ-исследований золоторудных формаций Украинского щита ближайшего будущего, что в равной мере касается и других золотоносных районов.

## **ВКЛЮЧЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В СОЛЯХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

**С.Н. Шаина**  
**ИГ КНЦ УрО РАН**

Верхнекамское месторождение солей расположено в центральной части Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба и представлено мощной соляной толщей. Толща разделяется (снизу вверх) на подстилающую каменную соль, калийную залежь и покровную камен-

ную соль. Органическое вещество соляной толщи месторождения представлено несколькими формами нахождения: рассеянным органическим веществом в глинисто-ангидритовых прослоях, каменной соли, сильвинитах и карналлитовых породах, древесными остатками и нефтепроявлениями в соляных породах, и углеводородами в микровключениях соляных минералов [1].

В данной работе приводятся результаты исследования включений углеводородов в соляных минералах месторождения и анализ их газового состава. Изучены сильвиниты продуктивных пластов промышленной зоны калийной залежи и галит из отдельных слоев пласта подстилающей каменной соли (ПдКС) в пределах шахтного поля БПКРУ-4 ОАО «Уралкалий». Кроме того, были изучены карналлит и синий галит, отобранные на БПКРУ-1.

Для перистого галита, образовавшегося на стадии седиментации, характерно присутствие жидких включений размером от долей микрона до 200 мкм, имеющих форму близкую к кубической. Включения однофазовые в пласте подстилающей каменной соли и часто двухфазовые в зоне калийной залежи. Вторая фаза представлена минералом-узником сильвина или карналлита. Газовые компоненты (азот, углекислый газ, метан) полностью растворены в законсервированной рапе и находятся под давлением, близким к атмосферному.

В пласте ПдКС был изучен шпатовый галит (13, 14 и 16 слои), являющийся вторичной разновидностью каменной соли. В нем встречаются довольно крупные жидкие включения, имеющие кубическую форму размером от 100 до 500 мкм, иногда до 1–5 мм. Включения нередко содержат примеси глинисто-ангидритового материала. В галите из 14 и 16-го слоев в подобных включениях присутствует еще одна фаза, представляющая собой желтые микрокапельки маслянистой жидкости. В ультрафиолетовом свете эти микрокапельки дают ярко-желтое свечение, что свидетельствует об их органической природе и присутствии в составе маслянисто-смолистых веществ. Газовая фаза в подобных включениях растворена в рассоле и находится под высоким давлением. По своему химическому составу газы микровключений в галите из 13 слоя являются азотно-углекислыми, а углеводороды пред-

ставлены, в основном, метаном. В галите из 14 и 16-го слоев преобладает углекислый газ, а среди углеводородных газов кроме метана установлено также присутствие его более тяжелых гомологов [2].

Одна из проб шпатового галита из 22 слоя ПдКС была отобрана вблизи разрывного нарушения. В образцах встречаются довольно крупные (до 500 мкм) включения с присутствием углеводородной фазы в виде «шариков» желтого цвета, иногда с темным ободком парафиноподобных веществ или же их реликтов в виде небольших комочков на поверхности капелек. Образование темно-коричневых пленок битумов или же их реликтов обычно связывают с дифференциацией углеводородной смеси при снижении первоначально повышенных температуры и давления. Включения вблизи разрывного нарушения практически не содержат терригенного материала. При этом образец галита отобранный в 5 метрах от контакта с разломом буквально насыщен включениями, содержащими глинисто-ангидритовый материал, а углеводородные «шарики» в них встречаются значительно реже, то есть наблюдается перемещение углеводородов в сторону разрывного нарушения [2]. В составе газовой фазы включений резко увеличивается концентрация углекислого газа, исчезает азот, а среди углеводородов кроме метана присутствуют также и тяжелые углеводороды.

В калийной зоне месторождения включения с присутствием углеводородных фаз установлены в зернах зернистого и шпатового галита из пластов «АБ» (пестрый и полосчатый сильвиниты). Здесь встречаются двух или трехфазовые включения, содержащие вышеописанные шарики углеводородов. Средние температуры их частичной гомогенизации варьируют от 40 до 85°C, при этом происходит растворение кристаллов-узников, а сферические образования углеводородов не изменяются, что указывает на их ксеногенную природу [3].

В кристалликах галита из пестрого сильвинита встречаются и другие виды включений с жидкими углеводородами. Так, иногда в составе включений присутствует вторая фаза в виде бесцветной жидкости, которая обычно занимает до 40 % объема включения. Она не смешивается с рассолом и имеет меньшую плотность. В ультрафиолетовом свете такие фазы дают голубоватое свечение, что указывает на

присутствие в их составе бензиновых и масляных фракций. Еще один тип включений представляет собой окаемки желтоватого или темно-коричневого битума вокруг границ соляного рассола, имеющего маслянисто-смолистый состав [4].

В сильвинит-карналлитовом пласте “В” включения с жидкими углеводородами установлены только в синем галите, который представляет собой шпатовую соль сцементированную между зернами карналлита. Галит отличается высокой прозрачностью, наличием довольно крупных включений с размерами до 200 мкм, а иногда и до 1–2 мм. Распространены трехфазовые включения, содержащие соляной рассол, минерал-узник карналлит и бесцветную жидкую фазу углеводородов, состав которой представлен бензиновыми углеводородами [4].

При вскрытии всех вышеописанных включений с присутствием углеводородных фаз наблюдается явление “вскипания” растворов, что говорит о высокой их газонасыщенности и является доказательством того, что захват включений кристаллами соли проходил при повышенном давлении [3].

Установлено, что общая газонасыщенность микровключений выше для зоны калийных солей. В отличие от пласта ПдКС в составе газов калийной залежи повышается доля метана и тяжелых углеводородов. Наиболее высокая газонасыщенность характерна для пестрого и полосчатого сильвинитов, где основным газовым компонентом включений является углекислый газ. Кроме того, для калийной толщи характерно постоянное присутствие в составе микровключенных газов сероводорода.

Состав и количество газов микровключений в отдельных генетических разновидностях минералов калийной толщи значительно отличаются. Содержание микровключенных газов в молочно-белом сильвине выше, чем в галите и карналлите. Они представлены азотом, углекислым газом и водородом. Наиболее высокие содержания водорода характерны для карналлита. Еще одной особенностью включений карналлита является низкая концентрация метана и полное отсутствие тяжелых углеводородных газов.

1. *Кудряшов А.И.* Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. 429 с.

2. *Сметаников А.Ф., Шанина С.Н.* Некоторые особенности состава соляных минералов в условиях проявления эпигенетических процессов (на примере Верхнекамского месторождения солей) // Новые идеи и концепции в минералогии: Материалы 3-го Международного минералогического семинара. Сыктывкар, 2002. С. 209 – 211.

3. *Ковалевич В.М., Сидор Д.В.* Микровключенные углеводороды в каменной соли Соликамской впадины и их генетическая информативность // Геология і геохімія горючих копалин. 1992. № 1. С. 89 – 95.

4. *Шанина С.Н., Бушнев Д.А., Юшкин Н.П.* Состав и генезис углеводородных включений в соляных минералах Верхнекамского месторождения // ДАН, 2000. - Т.372. - № 6 - С. 812 – 815.

## **ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДОАКТИВНЫХ ЗОН МЕТАНОУГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДОНБАССА**

**М.И. Гамов**

*РГУ, Ростов-на-Дону*

Геотектоническая позиция важнейших угленосных бассейнов и особенности их строения позволяют утверждать, что ископаемые угли высоких степеней метаморфизации всегда приурочены к зонам интенсивной тектонической подвижности и проницаемости земной коры. Это обуславливает возможность широкомасштабного транспорта в угленосные бассейны миогеосинклинального или авлакогенного типа мантийных и внутрикоровых флюидов с последующим активным взаимодействием их с вмещающими породами и самими углями.

Проявлением этого взаимодействия являются зоны флюидизации, крайним выражением которых выступают внезапные выбросы угля и газа. Такие ситуации наблюдаются, например, в пластах  $m_3$  и  $m_8^1$  на

шахтах Ждановская № 5, Синегорская, №17 и Краснодонская Восточного Донбасса.

Перечень подобных примеров можно продолжить, однако общей особенностью всех геодинамических ситуаций, сопровождающихся процессами флюидизации, является сочетание разнонаправленных вертикальных и боковых (стрессовых) перемещений угольных пластов и вмещающих пород, в результате которых в угольном пласте появляется зона контракции (повышенного сжатия), сменяющаяся зоной разупрочнения (дилатации). Эта обстановка, давно известная в рудной геологии под названием "структурная ловушка", наиболее благоприятна для проникновения и локализации минералообразующих флюидов. В угольной геологии, насколько нам известно, такие условия до сих пор не рассматривались, особенно с позиций формирования в угольных пластах метанообильных зон, хотя аналогии здесь с рудными процессами очевидны.

Несмотря на значительное разнообразие геодинамических ситуаций, обуславливающих формирование зон флюидизации в угольных пластах, можно отметить их некоторые общие морфоструктурные особенности. Они проявляются в характерном зональном строении: - ненарушенный («спокойный») уголь вдали от зоны флюидизации, - сменяющийся достаточно протяженной (десятки метров) переходной областью тектонически нарушенного и метасоматически измененного угля - сравнительно узкая (10-15 м) «зона бронирования», сложенная сцементированным, перекристаллизованным углем - очаг выброса сложной конфигурации, приуроченный, как правило, к структурной «ловушке», выполненный высокопористым и газонасыщенным углем.

Комплексные термобарогеохимические исследования зон флюидизации показывают, что для вмещающих песчаников и аргиллитов, находящихся на значительном удалении от этих зон, характерны простые декриптограммы с двумя основными интервалами газовыделения (40-120 и 180-440°C) с максимумами 260-280°C ( аргиллиты) и 280-300°C (песчаники). При приближении к зоне флюидизации и в непосредственной близости от нее (20-30 м) на декриптограммах вмещающих пород появляются дополнительные эффекты газовыделения в

среднетемпературной области (140-250°C), связанные очевидно с формированием вторичных гидротермальных минералов. Одновременно наблюдается сдвиг основных максимумов декриптации на 30-50°C в область более высоких температур, увеличивается общая флюидоактивность проб (в 2 - 2.5 раза) по сравнению с фоновыми значениями, резко возрастают коэффициенты газоносности и восстановленности флюидов.

В пробах из краевых частей зон флюидизации появляются более тяжелые углеводороды ( $C_2H_4$  и  $C_2C_6$ ), а также  $H_2S$  и  $SO_2$ , тогда как содержание  $H_2O$  резко падает, что особенно показательно для аргиллитов из шахты Ждановской № 5. Так, например, в аргиллитах из зон флюидизации регистрируется от 42.28 до 139.9  $mm^3/100$  мг  $H_2O$ , а вдали от них - до 1300-2100  $mm^3/100$  мг.

Еще более контрастные различия в результатах вакуумной декриптометрии проб выявляется по энергетическим показателям флюидоактивности  $F$ . Так, например, для аргиллитов из шахты Ждановской суммарное значение  $F$ -показателя варьирует от 361.0 усл.ед. (вдали от зоны флюидизации) до 1000 усл.ед. (ее центральная часть). Для песчаников из шахты Краснодонской величина  $F$ -показателя по мере перехода от "спокойного" угля к зоне флюидизации изменяется от 495,3 усл.ед. до 663.2 усл.ед.

Для вторичных гидротермальных минералов (кварц, кальцит, пирит), локализующихся в участках зон флюидизации, характерны эффекты декриптации флюидных включений в интервалах 220-240 °C (кальцит и пирит) и 280-300°C (кварц), которые могут быть приняты за максимальную температуру гидротермально-метасоматического процесса. Отметим, что аналогичные температурные интервалы минерале- и рудообразования

установлены для многочисленных гидротермальных жил Центрального Донбасса В.А.Калужным и другими исследователями.

Выделенные по данным геологического картирования структурно-формационные зоны флюидизации характеризуются интенсивной флюидогенной переработкой угля. По данным электронно-микроскопических исследований в брекчиевидных разновидностях

угля устанавливается широкий спектр новообразованных минералов: глобулярный пирит в ассоциации с гидротроилитом, сера самородная, микрокристаллиты мелантерита и гипса в виде параллельно-шестоватых, спутанно-волокнистых и радиально-лучистых агрегатов. В кварц-карбонатных прожилках обнаружены включения жидких битумов.

Результаты вакуумной декриптометрии углей, отобранных из разных по степени флюидогенной переработке участков угольных пластов, обнаруживают сложную динамику гетерофазных реакций в системе "уголь-флюид"

На значительном расстоянии от зоны флюидизации (150-200 м и более) вакуумные декриптограммы проб в целом аналогичны типовым термобарограммам для соответствующих марок угля. Так для "спокойных" углей шахты Ждановской (ОС-Т) характерны декриптограммы с основными эффектами газовыделения в интервалах температур 60-120 и 400-520°C при слабо выраженных максимумах в интервале 600—700°C. Для углей марки Т-А<sub>1</sub> из «спокойных» участков пластов шахты Краснодонской регистрируются аналогичные максимумы в трех основных интервалах температур с симбатным сдвигом их на 50-100°C в область более высоких температур.

При подходе к зонам флюидизации существенно изменяются как общая газотворная способность проб, так и в особенности структура вакуумных декриптограмм. В пробах угля шахты Ждановская №5 суммарное значение F -показателя в зоне флюидизации составляет от 800-820 усл.ед. при отношении  $F_3 / F_{1+2}$  в пределах 5-6 до  $\Sigma F = 750$  усл. ед. при  $F_3 / F_{1+2} = 3-4$ . В пробах угля Краснодонской шахты суммарное значение F -показателя составляет от 936 усл.ед. при отношении  $F_4 / F_{2+3} = 4-5$  до  $\Sigma F = 877.0$ , а  $F_4 / F_{2+3} = 4-5$ . Таким образом, наблюдается существенное изменение динамики газовыделения при переходе от "спокойного" угля к зоне флюидизации. Кроме того, в центральных частях зон флюидизации для проб угля показательно появление дополнительных эффектов газовыделения в среднетемпературном интервале (130-300°C), которые имеют островершинную, взрывную конфигурацию.

Исследования образцов угля, отобранных вдали от зоны флюидизации, при подходе к ней и в самой зоне, показывают, что соотношения форм консервации флюида различно в зависимости от степени переработки угля. Так, в угле из центра зоны доминируют фазовые и клатратные флюидные включения, а в зоне "бронирования" их число резко уменьшается (газ внедряется в межмолекулярные пространства). По-видимому, этими особенностями консервации флюида в значительной мере определяется характер вакуумных декриптограмм угля в разных участках зон флюидизации в пластах. В периферийных областях, образующихся при гидротермально-метасоматической переработке участков тектонически напряженного угля, флюидные компоненты были "выжаты" из микровакуолей во внутримолекулярные и надмолекулярные дефекты. Для их "расконсервации" необходимы повышенные затраты внешней энергии, что и отражается на увеличении высокотемпературных максимумов декриптации и снижении низкотемпературных эффектов. В "зоне разупрочнения", геодинамическая ситуация способствовала, напротив, образованию фазовых флюидных включений разных генетических типов, что предопределило полимодальный характер вакуумных декриптограмм флюидизированных углей и их неустойчивое метастабильное состояние при различных внешних воздействиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке по проекту Б-0024/2148 ФЦП «Интеграция».

# КОМПЛЕКСНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ ЖИЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ Au-Pd-REE ОРУДЕНЕНИЯ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

С.В. Суренков, Г.В. Моралев, А.В. Борисов,  
В.Ю. Прокофьев, А.В. Краснов, Е.О. Грознова  
*ИГЕМ РАН, Москва*

Au-Pd-REE минерализация на хребте Малдынырд была выявлена в 1994 году (Тарбаев и др., 1996). В настоящее время известны два проявления: Чудное и Нестеровское, которые локализованы в осевой части Малдинской антиклинали северо-восточного простирания. Проявление Чудное залегает в рифейских риолитах саблегорской свиты ниже поверхности регионального несогласия, а проявление Нестеровское - выше несогласия в терригенных породах нижнего палеозоя. Оба проявления располагаются в зоне Контактного разлома. На проявлении Чудное известны три минерализованных зоны с видимым золотом (участки Славный, Людный и Лидер). На проявлении Нестеровское выявлены обнажения гравелитов с прожилками фуксита и видимым золотом, а также ряд продуктивных пересечений в скважинах.

Исследования соотношений минеральных ассоциаций проявлений Чудное и Нестеровское приводят к выводу, что Au-Pd-REE минерализация является наиболее поздним гидротермальным событием, наложенным на кварц-альбитовые и фукситовые прожилки.

Для определения параметров рудообразующих флюидов, из минералов рудопоявления Чудное, был изучен жильный кварц ранней ассоциации, жильный кварц и альбит поздней - кварц-альбит-ортитовой стадии, горный хрусталь и кальцит поздней ассоциации. Из минералов рудопоявления Нестеровское изучен ранний жильный кварц и кварц из галек в гравелитах.

По фазовому составу установлено три типа флюидных включений: газОВО-жидкие, жидкие и газОВО-жидкие с неидентифицированной твердой фазой. Резко преобладают газОВО-жидкие включения (>97%), остальные типы встречаются в единичных случаях. Размеры флюид-

ных включений до 80 мкм. По форме резко преобладают изометричные округлые и неправильные включения, нередко встречаются вытянутые формы. В кальците встречены включения в форме обратных кристаллов. Подавляющее большинство включений вторичные, небольшая часть газовой-жидких включений условно отнесена к псевдопервичным и первичным.

На рудопроявлении Чудное температура гомогенизации в псевдопервичных и первичных включений в раннем жильном кварце варьирует от 230 до 400°C с концентрацией от 2,1 до 17 мас. % NaCl экв. Температура эвтектики от -21 до -44°C. В самых поздних генерациях кварца, альбита и кальцита исследованы первичные и вторичные газовой-жидкие включения, которые могут отражать условия последующего этапа, т.е. отложения золото-палладиевой минерализации. Установлен интервал температур от 100 до 180°C, при модальных значениях около 140°C. При этом, концентрация растворов сильно варьирует: от 2,5 до 23 вес. % NaCl экв. Температуры эвтектики варьируют в широких пределах от -40 до -15°C. В раннем кварце так же встречены первичные включения с высокими температурами эвтектики от -6 до -4°C, и температурами гомогенизации 335-350°C и концентрацией от 0,8 до 7 вес. % NaCl экв.

Первичные включения в альпийском кварце рудопроявления Нестеровское имеют существенно газовый состав, температура гомогенизации первичных включений от 314°C до 441°C, температура эвтектики -39 до -31°C, концентрация растворов от 7,8 до 8,1 вес. % NaCl экв. В этом же кварце вторичные включения имеют температуру гомогенизации от 105°C до 289°C и температуры эвтектики от -34°C до -29°C, с концентрацией от 6,7 до 12,5 вес. % NaCl экв. Температуры гомогенизации псевдопервичных и вторичных включений в галечном кварце от 125-210°C, концентрация от 4,02 до 10,5 вес. % NaCl экв., температуры эвтектики от -29 до -24°C.

В целом, интервалы температур гомогенизации и концентрации растворов в первичных и вторичных включениях для рудопроявлений Нестеровское и Чудное совпадают.

Составы водных и газовых вытяжек из жильного кварца получены в лабораториях ГЕОХИ РАН, ИГ КнЦ РАН и ВИМС различными методами показали удовлетворительную сходимость. Методом газовой хроматографии во флюиде, термически извлеченном из монофракций раннего жильного кварца, были обнаружены (в моль%):  $\text{CO}_2$  от 0,46 до 21,19;  $\text{N}_2$  от 0,12 до 2,41;  $\text{H}_2\text{O}$  от 81 до 99,3 и незначительные количества  $\text{CH}_4$  (до 0.1) и  $\text{CO}$  от 0.03 до 1 (в единичном случае). Комплексный анализ водных вытяжек позволил обнаружить (в моль%):  $\text{Cl}^-$  от 0,01 до 9,02;  $\text{F}^-$  от  $1 \cdot 10^{-3}$  до 1,90;  $\text{SO}_4^{2-}$  до 4,66 (в одной пробе);  $\text{HCO}_3^-$  от  $1 \cdot 10^{-3}$  до 8,85;  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  до  $1 \cdot 10^{-3}$ . Из катионов в водных вытяжках обнаружены (в моль%):  $\text{Ca}$  от  $1 \cdot 10^{-3}$  до 0,54;  $\text{Na}$  от 0,01 до 4,30;  $\text{K}$  от  $1 \cdot 10^{-3}$  до 4,93;  $\text{Mg}$  до 0,04. Качественно обнаружено присутствие иона аммония.

В результате изучения водных вытяжек можно выделить образцы с разным составом растворов включений:  $\text{NaCl}$  состава – для горного хрусталя и для части прожилков раннего кварца рудопроявления Чудное,  $\text{MgCl}_2\text{-KCl-NaCl}$  для некоторых жильных кварцев ранней ассоциации рудопроявления Нестеровское и Чудное,  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2\text{-Mg}(\text{HCO}_3)_2\text{-NaHCO}_3\text{-KHCO}_3$  для большинства вторичных включений в позднем жильном кварце рудопроявления Чудное и Нестеровское.

Отношение  $\text{F/Cl}$  для водных вытяжек из кварца рудопоявлений Чудное и Нестеровское сильно варьирует, достигая 1, что превышает аналогичное отношение в морской воде в среднем на три порядка.

Для определения концентраций ряда элементов в растворах использована методика водных вытяжек из проб кварца с определением концентраций методом ICP MS. Среднее содержание во всех образцах таких элементов (в  $\text{г/кг H}_2\text{O} \cdot 10^{-3}$ ): как В (от 93,4 до 296), Li (от 6 до 19), Sr (от 3,6 до 18), Cs (от 2,3 до 10,1), Y (до 0,3), Rb (от 2,4 до 5), Mo (до 0,4), Nb (до 0,3) довольно высокое. Для подтверждения микроэлементного состава растворов, был применен метод анализа солевой фазы с помощью электронной спектрометрии. Проанализированы солевые отложения  $\text{Cu-Sn-REE-Cl-F}$  состава и солевые отложения  $\text{Na, Cu, As, Cl, F}$ . Полученные данные частично подтвердили присутствие в растворе элементов определенных методом ICP MS.

В результате проведенных термометрических и изотопных исследований установлена прямая корреляция температуры гомогенизации вторичных включений и значений  $\delta^{18}\text{O}$  раннего жильного кварца. Это свидетельствует о том, что ранний кварц подвергся частичной перекристаллизации и поэтому его изотопный состав искажен относительно изначальных значений. Переуравновешивание изотопного состава кислорода в результате перекристаллизации означает и изменение изотопного состава растворов воздействовавших на кварц, в частности постепенное облегчение изотопного состава кислорода воды по мере падения температуры. Скорее всего, это отражает возрастание роли изотопно-легких метеорных или морских вод относительно изотопно-тяжелой метаморфогенной воды в гидротермальной системе. Таким образом, факт облегчения изотопного состава кислорода раннего жильного кварца по мере снижения температуры перекристаллизации, означает, что в гидротермальной системе на поздних стадиях процесса принимали участие растворы из двух разных источников (метаморфогенные и метеорные и/или морские воды).

Выводы. Гидротермальные растворы на ранних предрудных стадиях процесса имели относительно высокие температуры ( $>260^\circ\text{C}$ ) и концентрации (до 17 % NaCl экв.). Отложение золото-палладиевых руд происходило при низких температурах ( $110-160^\circ\text{C}$ ) из хлоридных и бикарбонатных растворов, концентрация которых сильно варьировала и достигала высоких значений (до 24 % NaCl экв.). Гидротермальные растворы на ранних стадиях процесса имели метаморфогенное происхождение. На поздних стадиях процесса в период формирования золото-палладиевой минерализации в гидротермальной системе участвовали значительные количества метеорных и захороненных вод.

Исследования проводились при поддержке РФФИ 00-05-64832.

*Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В., Соболева А.А., Лапутина И.П.* (1996) Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе, Приполярный Урал. Геология рудных месторождений, т. 38, N 1, С. 15-30.

# ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ ТЕХНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГОЛЬНОГО РЯДА ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА

**В.Г. Рылов, Ф.В. Мещанинов**  
*Геотехцентр-Юг РГУ, Ростов-на-Дону*

Теоретические и экспериментальные данные, полученные нами при изучении продуктов экзогенного преобразования техногенных месторождений угольного ряда, представленных террикониками Краснодонецкого шахтоуправления (КДШУ) свидетельствуют о том, что процессы трансформации породных отвалов горнодобывающих предприятий носят сложный и разнонаправленный характер, а их термобарогеохимические особенности обусловлены, в основном, физическим состоянием складированных отходов шахтной угледобычи.

В результате гипергенного преобразования (негорящие отвалы) или автотермодеструкции (горящие или перегоревшие отвалы) отходы шахтной угледобычи, складированные в террикониках приобретают новые физико-механические и химико-технологические свойства, что позволяет рассматривать их в качестве нетрадиционных источников минерального сырья с широкими возможностями их практического использования.

Микроскопическое изучение "свежих" углеотходов, не затронутых процессами термодеструкции, показало, что в их песчанистой части, представленной в основном кварцем и полевыми шпатами, очень часто наблюдаются зерна прозрачных крупнозернистых минералов с большим количеством газово-жидких включений, возникших в процессе минералообразования. В тоже время, в кварцевых зернах из спекшихся "горельников", претерпевших высокотемпературное воздействие в очаге горения отвала, указанные включения оказались разгерметизированными.

Это явление обусловлено тем, что в процессе термического воздействия на флюидонасыщенные породы, к которым относятся и отходы шахтной угледобычи, давление паров жидкости и газов внутри

вакуолей в зонах горения террикоников достигает критических значений, в результате чего происходит взрывообразное вскрытие вакуолей, известное в литературе как «эффект декрепитации» газовой-жидких включений.

В наших экспериментах выяснено, что для подавляющего большинства кварцевых зерен аркозовых песчаников угленосной свиты  $C_2^7$  –  $C_3^1$  характерен интенсивный эффект декрепитации в области температур от 250 до 800°C. Наличие газовой-жидких включений в зернах кварца подтвердило и петрографическое изучение образцов.

Декрептограммы аргиллитов, алевролитов и песчаников характеризуются наличием 3—4-х максимумов разрывов включений. Температура максимумов декрепитации зависит от размеров фракций и скорости нагрева материала. Одновременное увеличение значений этих двух параметров приводит к резкому сдвигу максимумов разрывов включений в область высоких температур.

Показательно, что максимальная величина пиков на декрептограммах соответствует высокотемпературной области, т. е. 60—70% летучих выделяется при разрывах вакуолей в процессе высокотемпературной обработки. При этом, в период разрушения кварцевых зерен летучие освобождаются под большим давлением (350—1000 атм.), что способствует с одной стороны - увеличению пористости материала, а с другой — разрыву пиропластического слоя легкоплавких глинистых компонентов. В результате адиабатического расширения летучих включений температура расплава падает, вязкость стекловидной массы растет, повышается газопроницаемость расплава и увеличивается скорость спекания минеральной скелета. Скорость спекания вещества горелых пород будет находиться в прямой зависимости и от количества летучих, выделяющихся в зоне пиропластического состояния материала.

Экспериментальные исследования поведения песчано-алевритистой углесодержащей породы в процессе ее спекания показали, что газовой-жидкие включения, содержащиеся в кластической фазе, активно влияют как на скорость агломерации, так и на свойства получаемого при этом аглопорита. В частности, нами установлено, что декрепта-

ция включений, происходившая взрывообразно при достаточно высокой температуре, резко повышала газопроницаемость шихты к увеличивала скорость спекания материала, а также осуществляла дополнительную микропоризацию цементирующего стекла. Результатами минерало-петрографического изучения аглопорита из таких пород было подтверждено, что основное количество микропор концентрировалось в районах скопления кварцевых зерен.

Таким образом, максимальное использование эффекта декрептации для получения строительных материалов по обжиговой технологии из песчаных отходов угледобычи, возможно в том случае, когда основная масса взрывов газовой-жидких включений происходит вблизи зоны пиропластического состояния материала. Создание оптимума взрывов в нужном интервале температур может быть осуществлено путем подбора как скорости нагревания, так и зернового состава исходных пород, так как указанные параметры технологического цикла приведут к смещению высокотемпературных эффектов декрептации зерен кварца в зону пиропластического максимума аглопоритовой шихты.

Работа выполнена при финансовой поддержке по проекту Б-0024/2148 ФЦП «Интеграция».

## **ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ И ЗОЛОТООБОГАТЕННОСТЬ СРЕДНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АКТАШСКОЙ ПЛОЩАДИ (Ю.УРАЛ)**

**Н.В. Грановская**  
*РГУ, Ростов-на-Дону*

С эпигенетическими процессами рифейского осадочно-породного бассейна на западном склоне Южного Урала связаны многочисленные месторождения и проявления сидерита, магнезита, барита, полиметаллов, флюорита, отличающиеся стратифицированным характером ору-

денения. В последние годы появились нетрадиционные взгляды и на природу ряда золоторудных проявлений в пределах Башкирского поднятия. Несмотря на жильный и явно гидротермальный тип этих проявлений, их приуроченность к глубинным разломам, а также локализацию в непосредственной близости от базитовых даек, ряд объектов имеют литолого-стратиграфический контроль оруденения, а также катагенетические признаки рудообразующих флюидов. Одним из таких объектов является Западно-Акташское проявление золота, приуроченное к среднерифейским карбонатно-терригенным отложениям Юрматаусской (Западнобашкирской) структурно-формационной зоны. Золотоносные осадочные породы этого проявления с субпластовыми метасоматитами слагают восточное крыло Аскардовской антиклинали, осложненное мелкой складчатостью в зоне влияния Караташского надвига и прорванное субпараллельными дайками габбро-долеритов и метадолеритов палеозойского и рифейского возраста.

Цель настоящих исследований – оценить роль эпигенетических флюидов их интенсивность и температурные параметры при формировании повышенных концентраций золота в рифейских комплексах Акташской площади.

Методика исследований включала, помимо определения температурных параметров рудообразующих флюидов, изучение литологических разрезов, картирование сульфидов - как спутников и концентраторов золота, минераграфический анализ рудной минерализации, изучение первичных ореолов и потоков рассеяния, оценку роли рассеянного органического вещества при локализации рудной минерализации и статистическую обработку количественных данных. Температуры эпигенетических процессов оценивались методами декрепитации и гомогенизации флюидных включений в жильных и метасоматических минералах: кварце, барите, карбонатах. Мелкие размеры газово-жидких включений и плохая прозрачность минералов ограничивали визуальные наблюдения гомогенизации. Массовые измерения температур декрепитации при нагревании образцов в вакууме производились с учетом эффектов растрескивания минералов по спайности, а также возможного газовыделения при структурных переходах, потере

гигроскопической влаги и разложении минералов примесей (гидроокислов железа, глинистых, карбонатных, сульфидных минералов). Наиболее надежные результаты получены при термобарогеохимических исследованиях кварца. Эталонные образцы кварца были отобраны из сегрегационных выделений и жил на разных глубинных уровнях среднерифейских осадочных отложений, а также из прожилков в метасоматитах, известняках катавской свиты верхнего рифея, дайках.

Разрез пород, вмещающих рудоносные зоны в районе г. Акташ, представлен снизу вверх: углеродисто-глинистыми сланцами, терригенной толщей с прослоями доломитов, включающей метасоматиты, переслаивающимися глинистыми, углеродисто-глинистыми сланцами и алевролитами. Субпластовые зоны кварц-барит-карбонатных метасоматитов с сульфидами и золотом приурочены преимущественно к доломитсодержащим пачкам в переслаивающихся терригенных породах, которые подстилаются и перекрываются глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами. Метасоматиты характеризуются метаэристыми, коррозионными структурами и реликтовыми (иногда брекчиевидными) текстурами замещения, широким развитием разноориентированных, невыдержанных по мощности, извилистых, прерывистых прожилков (часто субсогласных слоистости вмещающих пород), а также отсутствием типичных прожилков выполнения и тектонических брекчий, обычно сопровождающих плутоногенно-гидротермальный процесс. Наблюдаемые в карбонатных метасоматитах брекчиевидные текстуры являются следствием "гидропрорыва" на контактах глинистых пород, генерирующих растворы, и пород коллекторов - доломитов, песчаников. Дайки не контролируют размещение метасоматической барит-карбонатной минерализации. Базитовый состав даек и незначительные их мощности свидетельствуют об ограниченной возможности интенсивного эндогенного гидротермального процесса, который мог бы привести к формированию метасоматитов, мощностью до десятков метров. Причем закономерная повторяемость последних в разрезах свидетельствует об их стратифицированном положении и отсутствии приуроченности к тектоническим нарушениям. Минеральный состав метасоматитов и их геохимическая специализация

ция являются в общем унаследованными от состава вмещающих пород.

Исследования морфологических и структурно-текстурных особенностей рудной минерализации позволили выделить несколько этапов (стадий) её формирования: осадочно-диагенетический, катагенетический и поздний эпигенетический.

Реликты диагенетических пиритов-1 палочковидной, микроглобулярной форм встречаются в карбонатно-глинистом матриксе алевропелитовых пород, удаленных от зон метасоматической переработки. Повышенные содержания Au (0,0n г/т) в черных терригенных разностях пород с тонкорассеянной вкрапленностью пирита-1 свидетельствуют о возможном седиментогенном накоплении рассеянного первичного золота. Пириты-2 отличаются повышенной концентрацией Au, кубической формой вкрапленников, укрупнением их размеров до 0,5-1 мм, послышной концентрацией на контактах углеродисто-глинистых сланцев и алевролитов. Характерна приуроченность пирита-2 к регенерационному кварцу и новообразованным магнезиально-железистым карбонатам в цементе алевролитов, песчаников, а также в послышных метасоматических выделениях на контактах глинистых пород и доломитов. По данным термобарогеохимии *образование катагенетических кварца, сидерита, анкерита, барита происходило при температурах порядка 200-260° С.*

Поздняя сульфидная минерализация представлена тонкими секущими слоистость прожилками кварца и метакристаллами пирита-3 (кубами, пентагондодэкаэдрами, размером до 1,5 см), ассоциирующими с халькопиритом, бурнонитом, айкинитом, реже галенитом, самородным золотом. Прожилки часто приурочены к кливажным трещинам и штокверковым зонам в стратифицированных метасоматитах. *Температуры гомогенизации флюидных включений в прожилковом кварце с поздней рудной минерализацией составляют 140-190° С.* Геохимическая специализация прожилкового кварца и структурные условия его локализации свидетельствуют о мобилизации ряда рудных компонентов (а возможно и флюидов) из рифейских осадочных комплексов в постскладчатый этап и при дополнительном термальном

метаморфизме в тектонических зонах с максимальной концентрацией базитовых даек.

Исследования показали, что среднерифейские отложения Акташской площади, вмещающие золотоносные зоны, испытали неоднократные преобразования за счет воздействия средне- и низкотемпературных флюидов, регенерирующихся из собственного породного бассейна в условиях прогрессивного и регрессивного катагенеза. Это создало необходимые предпосылки для концентрации золота в благоприятных структурах при позднепротерозойских и палеозойских тектономагматических процессах.

## **ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮОРИТА (ПО ДАННЫМ ТЕРМОГАЗОХРОМАТОГРАФИИ)**

**С.Ф. Труфанова, Р.Н. Мурогова, Ф.П. Мельников,  
А.В. Щербакова**  
*ВНИИЯГГ, Раменское; МГУ; ЦНИГРИ, Москва*

Для исследования были взяты образцы флюорита и флюоритовых руд из трех месторождений – Калангуйского (Восточное Забайкалье, Россия), Лас-Куэвас (Северо-Западная часть Центральной Мексики) и Кох-и-Маран (Западный Пакистан). Все месторождения относятся к гидротермальному типу.

На Калангуйском месторождении рудовмещающей структурой является Главная трещина, секущая осадочные породы нижней юры, представленные переслаиванием полимиктовых песчаников, углистых и глинистых сланцев. Образование трещин произошло в результате внедрения в толщу осадочных пород нижнемеловых гранитных интрузий (кислые магмы, обогащенные летучими компонентами, в том числе фтором и парами воды). От остывающих интрузий во вмещающие породы по трещинам поступали постмагматические растворы, содер-

жащие фтор, которые и формировали оруденение. Источником кальция могли служить верхнепротерозойские метаморфические образования карбонатно-кремнисто-терригенно-зеленосланцевого комплекса, а также более молодые породы среднего палеозоя (И.Г. Рутштейн и др., 1959), залегающие под нижнеюрскими отложениями.

Месторождение Лас-Куэвас расположено в структурной зоне Восточная Сьерра-Мадре и Мексиканского нагорья и локализовано на границе карбонатных пород (слоистые известняки формации Доктор) нижнего мела и кислых (риолитовых) вулканических и субвулканических образований олигоценного возраста. Сильно дислоцированные известняки разорваны разломом, шов которого заполнен дайкообразным телом магматогенных брекчий, выполняющих роль подводящего канала для риолитов (Л.Ф. Вассайо и др., 2002, *Minera Las Cuevas*, 1997). После того, как вулканические породы перекрыли и интродировали известняки, мощно проявилась гидротермальная деятельность, приведшая к образованию карстовых полостей в известняках, на границе с шовной зоной, которые послужили вместилищем для флюоритовых руд.

Месторождение Кох-и-Маран расположено в одной из крупных тектонических единиц Западного Пакистана – Центральном геосинклинальном прогибе и локализовано в поле развития субмаринных карбонатных и вулканических толщ мелового возраста. Месторождение представлено серией флюоритовых и кальцит-флюоритовых круто падающих жил, приуроченных к зонам дробления в юрских известняках. Особенностью флюорита этого месторождения является присутствие различных включений жидкой нефти, твердых битумов, водных растворов солей и газа.

Проведено моделирование процесса деструкции органического вещества (ОВ) образцов флюоритовых руд в интервале 20-600°C (Лас-Куэвас), 40-520°C (Калангуй), 40-900°C (Кох-и-Маран) с определением состава газа через каждые 10°C.

На всех трех месторождениях образование флюорита происходило в различных температурных диапазонах. Для Калангуйского месторождения выделяется три температурных интервала, в которых могло

происходить образование флюорита, из которых один (450-440°C) является главным, а 490-480°C и 420 - 400°C второстепенными. Отмеченные помимо этого температурные барьеры (510°C, 380°C, 300°C, 240°C и 200°C) отвечают, по всей вероятности, образованию сульфидов (пирит), кальцита, кварца.

На месторождении Лас-Куэвас первая стадия образования флюорита приурочена к температурному интервалу 500-480°C, вторая стадия – к интервалу 420-400°C. Выделены и другие температурные барьеры (540-520°C, 300°C, 200°C). При этих температурах могли протекать процессы каолинизации и монтмориллонитизации в зоне тектонических брекчий, а также отложение сопутствующего флюориту кальцита.

Наконец, на месторождении Кох-и-Маран основная стадия флюоритообразования отмечается при 420-400°C, вторая – при 360-340°C и третья – при 460°C. На последней стадии, видимо, происходило образование флюорита в незначительных объемах. Из других температурных барьеров, полученных в результате эксперимента, следует отметить 820°C, 780-760°C, 700°C, 640-620°C, 560-540°C, не имеющие, очевидно, отношения к кристаллизации флюорита.

Месторождение Кох-и-Маран отличается от двух других большим количеством рассеянного органического вещества (РОВ) в породах. Поэтому включения жидких, газовых и твердых нефтепродуктов во флюорите является следствием температурного воздействия на РОВ, а не результатом термokatалитических превращений тяжелой исходной нефти в более легкую нефть и твердый битум под влиянием фтороносных гидротерм, как считают некоторые авторы (Н.С. Бескровный, 1971)

Таким образом, наиболее высокотемпературным является месторождение Лас-Куэвас (500-480°C), далее идет Калангуйское месторождение (450-440°C) и завершает этот ряд Кох-и-Маран (420-400°C). Все три месторождения можно отнести к гидротермальному типу широкого температурного диапазона. Процессы поступления гидротермальных растворов имели пульсационный характер и, видимо, значительную длительность во времени.

Образование флюорита происходило в интервале температур 500-350°C и было связано с распадом тройных углеродных связей в изонитрилах и гомологах ацетилена. Происходит окисление ацетилена и его гомологов фтором  $\text{H}-\text{C}\equiv\text{C}-\text{H} + \text{F} \rightarrow 2\text{C} + 2\text{HF}$ . Далее HF реагирует с кальцием и образуется флюорит, а углерод при этом, реагируя с кислородом, дает большое количество углекислого газа, как в случае с Калангуем и Кох-и-Мараном или, реагируя с водородом, образует метан (Лас-Куэвас)

## СИСТЕМЫ, ТИПЫ И АССОЦИАЦИИ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГАЛОГЕННЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МИНЕРАЛАХ

О.П. Гончаренко, Г.А. Московский  
СГУ, Саратов

Среди включений, встреченных в гидротермалитах и галогенных отложениях нами выделяются три различных системы: 1) включения минералообразующих сред в виде сингенетичных микросистем рассолов, растворов и расплавов, являющиеся материнскими для каждого включающего микросистему минерала; 2) включения сред, окружающих минерал на его эпигенетической стадии развития; 3) твердые включения, захваченные минералами при росте из геохимической среды. Наиболее информативны системы включений первого типа, отражающих физико-химические условия среды минералообразования. Системы включений второго типа характеризуют изменения окружающей среды во времени. Твердые включения (ксеногенные) захватывались минералом-хозяином в твердом состоянии. Они информативны для аллотигенного минералообразования, и для определения генезиса магматических и гидротермальных аксессуариев. В эвапоритовых и гидротермальных минералах нами исследовались главным образом включения первой системы (первичные и вторичные). Иссле-

дования в минералах солей Прикаспийской впадины и в гидротермалитах Курило-Камчатского региона, Кушмурунского грабена Тургайского прогиба и Хингано-Олонойского оловорудного района позволили систематизировать включения в изученных минералах по фазовому состоянию вакуолей. В каждом типе включений выделяются несколько ассоциаций.

В эвапоритовых минералах выделены три системы включений: жидкие, твердые и газовые. Жидкие включения для минералов солей представлены однофазовыми (жидкими), двухфазовыми (газово-жидкими и твердо-жидкими) и многофазовыми ассоциациями. Жидкая фаза в них представлена водным раствором (Ж), твердая фаза - минералами узниками ( $T_u$ ) сильвином ( $T_1$ ), карналлитом ( $T_2$ ) и бишофитом ( $T_3$ ). Иногда одновременно с образованием минерала-хозяина происходит захват ксеногенного материала ( $T_k$ ), который может быть представлен растворимыми (галит и сильвин) и слаборастворимыми (гипс, ангидрит) минералами и терригенным материалом. Выпадение минералов-узников связано с понижением температуры высокоминерализованных растворов. Газовые включения могут быть захвачены в процессе кристаллизации минерала или выделены в самостоятельную фазу при изменении термодинамических условий. Образование твердых включений связано с захватом механических частичек во время роста минерала (ксеногенные первичные включения) и при проникновении по трещинам жидкости и её раскристаллизации (вторичные включения). С твердыми включениями часто присутствуют незначительные количества жидкости и газа. Газовые включения типичны для минералов заключительных стадий галогенеза (сильвина, карналлита и бишофита). Давление газа здесь - нескольких десятков-сотен атмосфер.

*Включения в галите.* Выделены его разновидности: первично-седиментационный «лодочковый» и «перистый» галит, седиментационный галит высаливания, седиментационный эвтонический, перекристаллизованный эвтонический и диагенетический шпатовый галит. Для первично-седиментационного «лодочкового» и «перистого» галита характерна первая ассоциация включений. Жидкие включения в нем возникают при интенсивном росте кристалла. «Лодочковый» галит

образуется в поверхностном слое рапы и характерен для современных соляных озер. В ископаемом состоянии сохраняется редко. Зональность в «перистом» (донном) галите связана с периодически меняющейся скоростью роста кристаллов. При дорастании «перистого» галита водяно-прозрачным образуются, обычно, азональные жидкие включения. Включения в галите высаливания твердо-жидкие (Т-Ж), очень мелкие. Твердая фаза в них - минерал-узник сильвин. Включения в седиментационном эвтоническом галите образуют ритмичную зональность в виде елочки. Для него наиболее характерными являются двух- и многофазовые ассоциации включений жидкого типа: Т-Ж, Т-Г-Ж, Т<sub>1</sub>-Т<sub>2</sub>-Ж, Т<sub>γ</sub>-Т<sub>κ</sub>-Ж, Т<sub>2</sub>-Т<sub>3</sub>-Ж, Т<sub>1</sub>-Т<sub>2</sub>-Г-Ж, Т<sub>2</sub>-Т<sub>3</sub> Г-Ж. Включения кубической формы. Жидкая фаза представлена рапой, твердая фаза - минералами-узниками (Т<sub>γ</sub>) сильвином (Т<sub>1</sub>), карналлитом (Т<sub>2</sub>), бишофитом (Т<sub>3</sub>) и ксеногенным терригенным материалом (Т<sub>κ</sub>). Твердые ксеногенные включения ангидрита и сильвина встречаются, как правило, в прозрачной части зоны. Включения в перекристаллизованном эвтоническом галите представлены реликтами зональных и азональных вакуолей. Включения в диагенетическом шпатовом галите отличаются однокомпонентностью микросистем. Это жидкие включения кубической или неправильной формы.

*Включения в сильвине.* Выделяются разности сильвина: седиментационный молочно-белый, раннедиагенетический водянопрозрачный, диагенетический красный и перекристаллизованный шпатовый сильвин. Выделение седиментационной его разности приводится условно. Включения в седиментационном сильвине представлены первой ассоциацией вакуолей: жидкими включениями с зональностью, типа седиментационной структуры галита. В раннедиагенетическом мелочно-белом сильвине отмечаются участки зонально расположенных газово-жидких ассоциаций включений. Форма вакуолей субкубическая. В раннедиагенетическом сильвине присутствуют трех- и многофазовые включения с ксеногенным галитом и газовой фазой. Твердая фаза иногда - минерал-узник карналлит. Для красного диагенетического сильвина характерны включения пластинок гематита и кристаллов галита. В прозрачных участках отмечаются жидкие вакуоли, аналогичные

трехфазовым включениям в молочно-белом сильвине:  $T_2$ -Г-Ж,  $T_2$ - $T_k$ -Г-Ж.. Включения в перекристаллизованном шпатовом сильвине представлены газовыми вакуолями и кристаллами голубого галита. В перекристаллизованном сильвине совместно с твердыми включениями галита находятся газовая и жидкая фазы.

*Включения в карналлите* представлены кристалликами ангидрита, галита и сильвина. Красный цвет карналлита обусловлен пластинками гематита. Жидкие включения редки. Они, имеют округлую или негативную форму минерала-хозяина. Часто присутствуют газовые включения, размером от 0,1 до 2 мкм. Газ в них находится под давлением в несколько сотен атмосфер. Попадаются и газо-жидкие включения. Жидкие включения с твердой фазой (бишофитом) обнаружены в единичных кристаллах карналлита.

*Включения в бишофите.* Для бишофита характерны жидкие включения шарообразной формы. Твердые включения представлены порообразующими минералами соленосных отложений (галитом, сильвином, ангидритом) и аутигенными минералами.

В гидротермалитах Курило-Камчатской гряды наиболее информативны: кальцит, ангидрит, вайрацит, адуляр, пренит, эпидот и, в меньшей степени, кристобалит; для Кушмурунского грабена - кварц, кальцит, а в Хингано-Олонойском оловорудном районе - кварц, турмалин, топаз, флюорит. Для минералов гидротермальных систем Курило-Камчатской гряды выделено четыре ассоциации вакуолей из первой системы, а для гидротермально-метасоматических разрезов Кушмурунского грабена установлены в минералах три ассоциации вакуолей первой системы. *Первая ассоциация* представлена расплавленными вакуолями в метасоматическом кварце, вкрапленниках плагиоклаза, оливина и пироксена. Гомогенизация расплавленных включений в кварце составляет 1000-800°C, в плагиоклазе, оливине и пироксене—1200-1000°C. *Вторая ассоциация* локализуется в плоскостях граней роста кристалла, образуя зональность, иногда образует одиночные вакуоли. Первые из них характеризуется правильными формами и отвечают: однофазовому, двухфазовому (Г-Ж) и трехфазовому (Т-Г-Ж) состояниям. Минерал-узник представлен галитом, реже ангидритом. Температура гомо-

генизации включений от 460-350°C до 300°C (Курило-Камчатская гряда) и 290-380°C (Кушмурунский грабен). Такие вакуоли обнаружены в кварце, метасоматическом альбите, эпидоте, кальците и ангидрите. Для азонально расположенных двухфазовых (Г-Ж) включений характерны прямоугольные, гексагональные и округлые формы. Температура их гомогенизации - 370-300°C и 300-265°C. В крупных вакуолях отмечается ксеногенный материал, представленный ангидритом иногда аутигенным кварцем (Г-Т<sub>к</sub>-Ж). Азональные Г-Ж включения характерны главным образом для эпидота, кварца, кальцита, карбоната и частично ангидрита. *В третьей ассоциации* газовой-жидкие включения имеют прямоугольные и гексагональные формы. Иногда вакуоли образуют зоны роста. Температура гомогенизации Г-Ж включений - 290-180°C. Эти вакуоли характерны для кварца, кальцита, адуляра, вайракита, пренита и ангидрита. *Четвертая ассоциация* включений установлена только в минералах гидротермалитов Курило-Камчатской гряды. Включения отличаются разнообразием форм и образуют зоны роста. Гомогенизация Г-Ж вакуолей (характерны для кальцита и реже - для ангидрита) происходит при температуре от 150 до 80°C. *Твердые включения* представлены двумя ассоциациями: легко растворимыми (безводные хлориды калия, магния и кальция) и нерастворимыми (ангидрит, пирит, пирротин и кварц) минералами. *Существенно-газовые* включения характерны для кварца, альбита и кальцита.

В Хинган-Олонойском районе изучены включения, в которых выделяется четыре ассоциации. *Первая ассоциация* - расплавные включения обычно овальной формы с зональным расположением. Температура их гомогенизации - 1300-1100°C. Подобные вакуоли характерны для метасоматического кварца и калишпата. *Вторая ассоциация* представлена Г-Ж вакуолями овальной, прямоугольной, часто ромбическая формы, располагающихся по зонам роста минерала. Гомогенизация и декрепитация их соответствует двум температурным интервалам: 540-400°C и 460-330°C. Ассоциация отмечается в кварце дорудной стадии (540-400°C) и в раннем кварце рудной стадии, в метасоматическом эпидоте (460-330°C). Для позднего кварца рудной ста-

дии Г-Ж включения второй ассоциации отличаются коротко-призматическими, гексагональными и удлиненно-овальными формами. Температура декрепитации - 350-280°C. Эта ассоциация включений характерна также для крупнозернистого касситерита, температура гомогенизации включений в котором - 390-320°C. *Третья ассоциация* включений представлена азональными газово-жидкими вакуолями. Температура гомогенизации - 300-280°C (в позднем кварце рудной стадии и в водяно-прозрачном сиреневом флюорите) и 270-250°C (в турмалине). *Четвертая ассоциация* включений изучена в зеленом флюорите. Они образуют зоны роста. Это газово-жидкие (Г-Ж), температура гомогенизации которых - 210-190°C, и газово-твердо-жидкие (Г-Т<sub>у</sub>-Ж) включения - 170-150°C. Твердая фаза - галит.

Выделенные типы и ассоциации включений в солях позволяют выделять генетические различия минералов, что важно при изучении соляных куполов, где сохраняются лишь реликты первично-седиментационных минералов. Систематика включений в гидротермалитах позволила установить порядок кристаллизации минералов, зональность и особенности контактово-метасоматических процессов в геотермальных системах Паужетки (Камчатка) и вулкана Баранского (о.Итуруп). Температурный режим системы по результатам гомогенизации включений в минералах позволяет оценить количество поступающей тепловой энергии из скважин после их проходки и оценить перспективы геотермальной системы как природного энергоносителя.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № -2-05-64762 и гранта «Университеты России» № 09.01.031.

# **ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ БИРКАЧАНСКОГО ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

**М.В. Наталенко, С.Ф. Стружков, С.Г. Кряжев, О.Б. Рыжов,  
В.И. Устинов**  
*ЦНИГРИ, ГЕОХИ РАН, Москва*

Месторождение расположено в центральной части Омолонского срединного массива, в 25 км к северу от месторождения Кубака (Б.И.Ишков, 1999 г.; В.П.Карчавец, 2001 г.; Наталенко и др., 2002). По классификации М.М.Константинова (1984) месторождение относится к золотому геохимическому типу золото-серебряной формации. Вмещающие породы представлены девонскими вулканитами. Метасоматические изменения включают развитую над рудными телами каолилитовую шляпу. Протяженный (около 3 км) пучок рудных тел (основная рудная зона) приурочен к региональному рудоконтролирующему разлому. В продольной проекции основной рудной зоны золотая минерализация имеет волнообразное лентовидное распределение. Большая часть рядовых рудных тел представлена линейными штокверками, в которых продуктивной золото-серицит-кварцевой ассоциацией сложены тонкие, немногочисленные прожилки. На глубоких горизонтах отмечены единичные богатые рудные тела, представленные линзовидными зонами минерализованных брекчий. Тела минерализованных брекчий формировались в долгоживущих рудоносных структурах, отличающихся многократным брекчированием и совмещением продуктивных минеральных ассоциаций.

Физико-химические особенности рудообразования изучались по данным гомогенизации микровключений (98 замеров в 27 пластинках), газовой хроматографии (20 анализов), анализов водных вытяжек (4 анализа) и изотопного состава кислорода жильного кварца (10 анализов).

По фазовому составу все изученные включения являются газово-жидкими с коэффициентом наполнения 5-10%. Фаза жидкой углекис-

слоты и дочерние минералы во включениях не встречены. Гомогенизация всех изученных включений происходит только в жидкую фазу, признаки вскипания растворов отсутствуют.

Продуктивный (золото-серицит-кварцевый) этап на всем изученном интервале глубин (более 300 м по вертикали) характеризуется низкими температурами минералообразования (150-100°C) с хорошо проявленным максимумом 130°C. Палеоизотермы позволяют наметить слабоконтрастную температурную зональность, предположительно указывающую на направление движения рудоносных растворов в плоскости рудной зоны снизу-вверх (под небольшим углом к горизонту) и с северо-востока на юго-запад, в целом совпадающее с анизотропией вмещающей среды.

По данным газово-хроматографических анализов месторождение Биркачан существенно отличается от месторождения Кубака (образцы Л.Н.Шишаковой) повышенной концентрацией  $\text{CO}_2$  в кварце (среднее – 5,1 и 1,6 мл/кг) и пониженной концентрацией  $\text{CH}_4$  (среднее - 0,4 и 6,4 мл/кг). Предполагается, что это связано с формированием известных рудных тел Биркачанского месторождения в более приповерхностных условиях при повышенной активности кислорода. Рудные тела приурочены к участкам с максимальными градиентами  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$ . Область пониженных значений  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$  предположительно фиксирует пути движения исходного относительно восстановленного рудоносного флюида и совпадает со склонением палеоизотерм.

Анализ водных вытяжек показал повсеместное присутствие хлорид-иона. Концентрация хлоридов в растворах включений из рядовых руд составляет 5,3 - 10,1 %NaCl-экв и значительно снижается в богатых рудах: 1,4 – 2,9 % NaCl-экв, что указывает на более высокую степень разбавления флюидов в проницаемых зонах брекчирования. Сульфат-ион обнаружен только в богатых рудах. Установлена прямая зависимость между содержаниями рудогенных элементов и количеством воды в кварце.

Изотопный состав кислорода кварца разновозрастных минеральных ассоциаций определен с помощью метода фторной экстракции  $\text{O}_2$  и последующей масс-спектрометрической регистрации величин  $\delta^{18}\text{O}$ ;

воспроизводимость анализов  $\pm 0,2\%$  (Устинов, 1983). Величина  $\delta^{18}\text{O}$  водной фазы флюидов рассчитана по изотопному геотермометру кварц-вода (Zheng, 1993) и составляет  $-6,3\text{...}-13,2\%$  (SMOW).

Современные метеорные воды района характеризуются значением  $\delta^{18}\text{O}$   $-18\%$  (Yurtsever, Gat, 1981), поэтому полученные данные не исключают участие в рудообразующем процессе вод магматического происхождения ( $\delta^{18}\text{O}$  от  $+5$  до  $+10\%$ . (Taylor, 1973)), смешение которых с метеорными и обусловило наблюдаемые вариации изотопного состава кислорода. При этом доля метеорной воды в процессе минералообразования отчетливо увеличивалась:  $\delta^{18}\text{O}$  на первом этапе составляла  $-6,3\%$ , на втором  $-7,3\text{...}-8,9\%$ , на третьем  $-11,8\text{...}-13,2\%$ .

Изложенные данные позволяют представить следующую палео-гидротермальную модель формирования месторождения. Источник магматогенных рудоносных растворов (позднеюрское интрузивное тело) находился в северо-восточной части рудного поля. Флюиды, обогащенные Au, Ag,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ , HCl и другими компонентами, двигались вдоль рудоконтролирующего разлома (основной рудной зоны) вверх по восстанию вмещающих пород с преобладанием латеральной составляющей (с северо-востока на юго-запад). Растворы имели пониженный pH и пониженную фугитивность кислорода. Перенос золота и серебра осуществлялся в виде гидросульфидных и/или хлоридных комплексов. От дневной палеоповерхности происходило просачивание обогащенных  $\text{O}_2$  метеорных вод с околонейтральным pH. В зоне смешения рудоносных магматогенных растворов с метеорными водами происходило их разбавление, резкая смена кислотности-щелочности и окислительно-восстановительных условий. В результате распада комплексных соединений из растворов осаждались рудные компоненты. Вдоль горизонта метеорных вод формировалась «лента» рядовых штокверковых рудных тел. Лентовидное волнообразное распределение продуктивной минерализации в продольной проекции основной рудной зоны связано с ундуляциями горизонта метеорных вод, обусловленными палеорельефом и поперечными разломами. Богатые рудные тела формировались в структурных ловушках (например, в участках изгиба рудовмещающих разломов), находившихся на пути постоянно

действующих потоков рудоносных флюидов под областями разгрузки смешанных растворов. Области разгрузки маркировались понижением уровня грунтовых вод, что позволяет объяснить позицию известного богатого рудного тела под локальным понижением «ленты» штокверковых руд в продольной проекции основной рудной зоны и прогнозировать новые богатые рудные тела на глубоких горизонтах. При дальнейшем подъеме к дневной поверхности смешанные растворы формировали каолилитовую шляпу.

Таким образом, результаты изучения газовой флюидности, микровключений и водных вытяжек, данные газовой хроматографии и изотопной геохимии указывают на принадлежность Биркачана к наиболее верхней части палеогидротермальной системы, на значительную роль латеральной составляющей в движении рудоносных флюидов и на смешение первично-магматогенных растворов с метеорными водами как наиболее вероятный механизм рудоотложения.

## **ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДУЭТ-БРИНДАКИТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Ю. ЯКУТИЯ)**

**М.М. Константинов, Т.Н. Косовец, В.И. Устинов,  
В.С. Карпухина  
ЦНИГРИ, ГЕОХИ РАН, Москва**

Золото-кварцевые месторождения Дуэт, Юр и Бриндакит расположены с юга на север в Дуэт-Бриндакитском рудном поле. Оруденение района приурочено к нескольким продуктивным уровням, отвечающим различным ритмопачкам: к нижнему – Дуэтское, к среднему и верхнему – Юрское месторождение. Рудные жилы месторождения Бриндакит размещаются на различных уровнях и приурочены к сводам антиклинальных перегибов складок.

Для установления температурного режима минералообразования, природы флюидов, участвовавших в процессах оруденения, и физико-химических условий рудоотложения применены методы термобарогеохимии и изотопного анализа.

Изучение флюидных включений (ФВ) проводилось в кварцах рудных тел указанных месторождений. Преобладающими среди ФВ являются двухфазовые газовой-жидкие включения с газовой фазой до 40% объема. Трехфазовые углекислотно-водные включения с объемом газовой фазы до 70% - редки для месторождений Дуэт, Юр, но присутствуют во всех изученных образцах рудного кварца из месторождения Бриндакит. Размер включений не превышает 2-10 мкм, гомогенизация их происходит в газовую фазу.

Формирование золото-кварцевых руд Дуэтского месторождения происходило при температурах 350-235°C. На месторождении Юр температурный интервал рудообразования 410-120°C. Интенсивным вскипанием флюидов и  $T_{гом.}$ , составляющими 350-250°C, выделяются рудные тела месторождения Бриндакит. Таким образом, температурный диапазон гомогенизации ФВ на изученных месторождениях составил 410-180°C при слабом проявленном вскипании флюидов на месторождении Дуэт и Юр и в условиях гетерогенизации флюидов на месторождении Бриндакит.

На основании полученных изотопно-кислородных и термобарометрических данных для кварцев рассчитаны значения  $\delta^{18}O$  ( $H_2O$ ) водной фазы рудообразующих флюидов согласно изотопному геотермометру  $Q - H_2O$ . Для Дуэтского месторождения величина  $\delta^{18}O$  ( $H_2O$ ) варьирует от +3,7 до +8,0‰ (SMOW) при среднем значении +5,9‰, что свидетельствует об участии формационных вод в процессах рудообразования. Такое же природой характеризуется и водная фаза флюида и на месторождении Бриндакит ( $\delta^{18}O$  ( $H_2O$ )<sub>ср.</sub> = +4,3 ± 0,2‰). На Юрском месторождении, наряду со значениями  $\delta^{18}O$  ( $H_2O$ ) от +2,2 до +5,4‰ (ср. +3,8‰) в зонах с  $T_{гом.}$  = 150–120°C наблюдаются значения  $\delta^{18}O$  ( $H_2O$ ) от -0,2 до -3,5‰, что четко указывает на присутствие метеорных вод в составе флюида. Необходимо отметить: во всех трех ме-

сторождениях в зонах с  $T_{\text{гом.}} = 360 - 320^{\circ}\text{C}$  и гетерогенизации флюидов значения  $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O}) = +9,7 \div +12,5\%$ .

Таким образом, прослеживается эволюция минералообразующего флюида, проявляющаяся в увеличении доли метеорной составляющей от низких продуктивных уровней к верхним.

Изотопный анализ серы сульфидов разных рудных горизонтов выявил диапазон вариаций величин  $\delta^{34}\text{S}$  от  $+0,8$  до  $-11,5\%$ . Для Дуэцкого месторождения (нижний уровень)  $\delta^{34}\text{S}$  слабо изменяется (от  $+0,8$  до  $-0,1\%$ , сред.  $+0,3\%$ ), абсолютная величина  $\delta^{34}\text{S}$  соответствует магматическому источнику серы. В то же время имеет место обогащение изотопом  $\text{S}^{32}$  на среднем ( $\delta^{34}\text{S} = -4,6\%$ ) и верхнем ( $\delta^{34}\text{S} = -11,5\%$ ) уровнях. Из изотопных данных следует, что в качестве источников серы можно предполагать глубинную серу, поступающую в бассейн осадконакопления в процессе гидротермальной деятельности и постепенно разбавляемую серой биогенного происхождения из вмещающих осадков.

## **УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДАРАСУНСКОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ И КИСЛОРОДА И ТЕРМОБАРОМЕТРИИ**

**В.А. Гриненко, В.С. Карпухина, Ю.М. Столяров, В.И. Устинов**  
**ГЕОХИ РАН, Москва**

Дарасунское золото-полиметаллическое месторождение характеризуется обильным развитием в глубинных частях гипогенной ангидритовой минерализации, что указывает на существенную роль окисленной серы в образовании этого месторождения.

В связи с этим важным является установление температурного

режима гидротерм, переносивших сульфаты и рудные компоненты.

Для решения этой задачи применен комплексный метод исследования – наряду с изучением флюидных включений (ФВ) в кварце определялись температуры по изотопным геотермометрам в сосуществующих сульфидах и сульфатах и по парам ангидрит – кварц.

Начальная, существенно сульфатная, стадия минерализации представлена кварц-ангидрит-молибденитовой и кварц-ангидрит-пиритовой, а более поздние, сульфидные (продуктивные), стадии – кварц-ангидрит-пирит-арсенипиритовой и кварц-карбонат-полиметаллической ассоциациями.

Сульфиды месторождения характеризуются довольно однородным изотопным составом: значения  $\delta^{34}\text{S}$  варьируют от +0,8 до -2,1‰. Для ангидритов наблюдаются значительные вариации  $\delta^{34}\text{S}$  – от 9,6 до 15,8‰. Имеет место синхронность уменьшения значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов с увеличением этого значения в сульфатах от 11 до 17,5‰, что соответствует изменению температуры от 560 до 390°C. Линии регрессии на графике в координатах  $\delta^{34}\text{S} - \Delta\delta^{34}\text{S}_{\text{сульфат-сульфид}}$  пересекаются в точке с  $\delta^{34}\text{S} \approx +2\text{‰}$ ; и это значение характеризует средний изотопный состав серы флюида. Слабое изменение изотопного состава серы сульфидов по сравнению с сульфатами указывает, что во флюиде сера присутствовала в основном в сульфидной форме.

Изучение ФВ проводилось в кварце рудных ассоциаций. ФВ, в основном, двухфазовые газовой-жидкие с газовой фазой до 70% объема включений. Температуры их гомогенизации ( $T_{\text{гом}}$ ) составили 440-225°C. В зонах наиболее высоких температур (440 – 400°C) гомогенизация ФВ происходит как в жидкую, так и в газовую фазы, что позволяет полученные  $T_{\text{гом}}$  отнести к истинным температурам минералообразования. В ряде образцов кварца, наряду с наиболее высокотемпературными ФВ, присутствуют трехфазовые включения –газовая фаза-жидкость-кристаллик галита. При гомогенизации сначала исчезает газовая фаза (340-280°C), затем при температурах 340-376°C растворяется галит. Концентрация растворов в ФВ достигает 40-45% масс. экв. NaCl.

Для месторождения Дарасун определены вариации изотопного состава кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) в ангидритах (от 7,0 до 10,7‰) и сингенетич-ных с ними кварцах (от 6,4 до 11,5‰), а также турмалине (8,3‰). Ма-лые различия величин  $\delta^{18}\text{O}$  между ангидритом и кварцем указывают на высокие температуры их образования – от 400 до 600°C, а пара кварц-турмалин фиксирует 390°C.

По установленным температурам отложения сульфидов и ангид-ритов и величинам  $\delta^{18}\text{O}$  ангидрита и кварца определен изотопный со-став кислорода водной фазы флюида  $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O}) = +7\%$  для высокотем-пературных минералов (выше 400°C). Это значение отражает изотоп-ное равновесие водной фазы с магматическими породами при малом соотношении вода/порода. Для ангидрита, образовавшегося при тем-пературе 330°C,  $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$  соответствует метеорной воде. Следова-тельно, доказано, что в рудном процессе на низкотемпературном этапе участвовала метеорная вода.

По данным изотопного состава серы сульфидов и сульфатов глу-бинной зоны Дарасуна установлены глубинный источник серы, соот-ношение окисленной и восстановленной форм серы рудного флюида, диапазон температур отложения руд. Во многих случаях изотопные температуры хорошо согласуются с  $T_{\text{гом}}$  флюидных включений в кварце. В некоторых же образцах отсутствует изотопно-кислородное равновесие кварц-ангидрит, что указывает на возможное изменение значения  $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$  флюида при том же температурном режиме мине-ралообразования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 02-05-64767.

# Флюидные включения в кварце из апокарбонатных метасоматитов Южного Донбасса

**А.А. Кульчицкая, О.М. Черницина, О.В. Артеменко**  
*ИГМиР, Киев; Крымское отделение УкрГГРИ, Симферополь*

Среди месторождений золота важную группу составляют представители золото-ртутной формации. Оруденение подобного типа установлено в нижнекаменноугольных терригенно-карбонатных отложениях Южного Донбасса [1]. Рудная минерализация представлена тонкой вкрапленностью в гидротермально измененных карбонатных породах. Метасоматические изменения охватывают значительную площадь и проявлены в виде доломитизации, пиритизации, силицификации, кальцитизации, аргиллизации вмещающих толщ. Силицификация является составной частью метасоматических изменений карбонатных пород, причем отложение кварца происходило в несколько стадий.

Основная масса джаспероидов (кремнистых апокарбонатных метасоматитов) сложена крипто-мелкозернистым кварцем, халцедоном с прожилково-вкрапленными формами выделения кальцита, друзовидного кварца, фосфатов. Характерной чертой джаспероидов является сохранение теневых структур первичных известняков, содержание  $\text{SiO}_2$  достигает 69-98 %. В доломитизированных, силицитизированных известняках встречены выделения минерала ромбоэдрических очертаний (часто с корродированными краями) с преломлением чуть ниже, чем у канадского бальзама, с темными непрозрачными включениями, проявляющими то одноосный отрицательный характер, то положительную двуосность, что может свидетельствовать о наличии нестабильных низкотемпературных модификаций  $\text{SiO}_2$ : тридимита – кристобалита.

В халцедоне выявлены ограненные вакуоли ромбоэдрической формы, подобны отрицательным кристаллам кварца, с размерами больше, чем зерна халцедона. Возможно, при образовании халцедона

временно существовали другие формы  $\text{SiO}_2$ . Образование таких включений в халцедоне может свидетельствовать о прохождении кремнезема через состояние неконсолидированного кристалла или структурированного геля на фоне быстрой смены температуры и давления.

О быстрой смене РТ-параметров, а также состава минералообразующих флюидов свидетельствуют включения в кварце. В одном зерне могут соседствовать группы двухфазовых включений с температурой гомогенизации почти до  $200^\circ\text{C}$  и однофазовые жидкие, указывающие на холодноводную среду. В кристалликах друзовидного кварца доминируют однофазовые жидкие включения и сингенетические им включения газа небольшой плотности. Солевая концентрация заключенных водных растворов очень низкая, изменяется от зерна к зерну. Состав солей предположительно гидрокарбонатный и только в единичных случаях зафиксировано присутствие хлоридов натрия. Во многих образцах обнаружены включения вещества типа гидрогеля или ксерогеля. Жильный кварц «пересыщен» включениями микронного размера, друзовидный содержит одиночные включения размером в десятки и сотни мкм. Общим для этих включений является полная инертность их содержимого к охлаждению или нагреванию до тех пор, пока не произойдет частичная разгерметизация вакуоли и они не перейдут в двухфазовые. На присутствие воды указывает изменение объема газовой фазы при  $0^\circ\text{C}$ .

Некоторые представления о составе флюидных включений получены по результатам пиролитической газовой хроматографии. Определение состава пиролизного газа при различных температурах позволяет разграничивать газы разного происхождения [2]: физически сорбированные (до 250), хемосорбированные (свыше 450) и собственно продукты декрепитации флюидных включений (от 250 до 650 с максимумом при  $450^\circ\text{C}$ ).

Были проанализированы пробы кварца и халцедона фракций 0,25-3 мм (табл.).

Таблица

## Состав продуктов пиролиза минералов кремнезема, мкг/г.

	Температура пиролиза, °С									
	50-250		250-450		450-650		650-850		850-1050	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
H <sub>2</sub>	0	0	0,04	0,77	0,41	5,75	0,41	7,30	2,5	5,31
N <sub>2</sub>	0,14	0,21	0	0,30	0	0	0,08	0	0,16	0,11
CO	0,01	0,01	0,16	3,61	0,16	1,21	1,28	4,98	2,56	5,13
CH <sub>4</sub>	0,01	0	0,01	0,44	0,02	0,31	0	0,06	0	0
CO <sub>2</sub>	2,5	7,2	6,8	18,4	35,8	84,7	30,4	97,2	23,8	61,8
H <sub>2</sub> O	55,0	740,0	71,0	224,0	107,4	216,0	48,0	89,0	27,0	90,0

1 – дрозвидный кварц; 2- халцедон.

Кинетика выделения газов и изменение состава в зависимости от размера фракции позволяют сделать заключение о присутствии CH<sub>4</sub> наряду с H<sub>2</sub>O во включениях в жильном кварце, как признака восстановительной среды. Азот во включениях отсутствует. Положение остальных соединений неоднозначное. Еще больше неоднозначен состав продуктов пиролиза халцедона. Из-за сильно развитой поверхности зерен доминируют адсорбированные компоненты, но повышенная доля CH<sub>4</sub>, а также сравнительно высокие значения H<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O и CO/CO<sub>2</sub> указывают на восстановительную обстановку минералообразования. Несмотря на интенсивную карбонатизацию, низкотемпературные продукты пиролиза (до 650°С) проанализированных проб характеризуются невысокими значениями CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O ( $\leq 1$ ). Это на 1-2 порядка меньше такового для жильных образований Украинского шита, но на порядок больше чем для опалов и других приповерхностных выделений кремнезема.

Полученные результаты позволяют отнести исследуемое руденение к средне-низкотемпературным образованиям небольших глубин. Неоднородность минералообразующих растворов по составу и РТ – параметрам, быстрая смена параметров позволяют высказать предположение о локальном воздействии на карбонатные породы высокотемпературных восстановительных флюидов.

1. *Артеменко В.М., Артеменко О.В., Черныцина О.М.* Нові дані про тонковкраплене золоте зруденіння у верхньопалеозойських теригенно-карбонатних комплексах Південного Донбасу //Мін.ресурси України. 2002. №2. С.9-15.

2. *Г.О.Кульчицька, Д.К.Возняк, В.І.Павлишин, Ю.А.Галабурда* Леткі елементи у жильному кварці України //Минерал.ж.-2000.-22, №4. С19-29.

## **УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА ХРУСТАЛЕНОСНЫХ И ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА**

**Н.В. Сокерина**

**ИГ КНЦ УрО РАН, Сыктывкар**

На Приполярном Урале широко развиты хрусталеносные кварцевые жилы. Термобарогеохимические условия образования таких жил изучены нами на примере месторождения горного хрусталя Желанное. Кроме того, встречается несколько типов коренных золоторудных проявлений. В процессе работы изучены кварцевые жилы на золото-сульфидном проявлении Караванное, золото-кварцевом проявлении Синильга и золото-палладиевых проявлениях Нестеровское и Чудное. В последнем случае золоторудная минерализация не связана с кварцевыми жилами.

Жилы встречаются в отличных по своему составу породах и имеют разный возраст. Абсолютный возраст кварцевых жил с наложенной хрусталеносной минерализацией составляет 240-260 млн. лет [1; 2]. Они являются наиболее поздними. Возраст других жил определялся по онтогеническим признакам и является относительным. В качестве основы были использованы сведения о возрастной последовательности формирования кварцевых жил [3; 4], дополненные нашими наблюдениями [5].

Методом гомогенизации получены температуры минералообразования, методами водных вытяжек и газовой хроматографии проанализированы солевой и газовый составы минералообразующих флюидов. На основании проведенных исследований сделаны следующие выводы:

1. Формирование кварцевых жил происходило в широком температурном интервале до 470°C, причем наблюдается постепенное снижение температур в направлении от ранних к поздним кварцевым жилам, что, вероятно, свидетельствует о снижении тектономагматической активности и преимущественно метаморфогенной природе кварцеобразования в более позднее время.

2. Водные вытяжки из жильного кварца относительно ранних жил имеют преимущественно кальциево-гидрокарбонатный состав, более поздних жил — натриево-гидрокарбонатный состав.

3. В составе включений обычно преобладает вода, реже — углекислый газ. Наблюдается незначительное уменьшение содержания углекислого газа в составе включений и увеличение роли воды в направлении от ранних кварцевых жил к поздним, что, по нашему мнению, связано с уменьшением температуры минералообразования.

4. Особенностью золоторудного кварца рудопроявления Синильга (золото-кварцевый тип минерализации) является наличие включений с большим количеством CO<sub>2</sub> (до 70 об.%) и трехфазовых включений, где третья фаза представлена углекислотой. Кроме того, отличительной особенностью золоторудных жил данного рудопроявления является присутствие высокотемпературной генерации жильного кварца (температура гомогенизации включений достигает 470°C). Состав водных вытяжек золоторудных жил рудопроявления Синильга отличается от безрудных жил рудопроявлений Синильга, жил рудопроявлений Нестеровское, Чудное, Караванное повышенным содержанием иона аммония. Значение отношения  $\text{NH}_4^+/\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}+\text{Na}^++\text{K}^+$  в среднем равно 0.07 ( $v = 76.1\%$ ), что можно использовать в качестве поискового признака. Особенностью золоторудных жил является преобладание углекислого газа в составе газовой-жидких включений, значение отношения CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O всегда больше 1. Только на данном рудопроявлении наблю-

дается пространственная и временная связь между золоторудной и кварцевой минерализациями.

5. Образование кварцевых жил рудопроявления Караванное (золото-сульфидный тип минерализации) происходило при относительно низких температурах. Температурный режим формирования золоторудных и незолоторудных кварцевых жил почти одинаков (температура гомогенизации сингенетичных включений составила 145—290°C и 100—315°C соответственно). Газовый состав включений золоторудного и безрудного кварца на данном рудопроявлении характеризуется приблизительно одинаковыми соотношениями. В составе включений преобладает вода. Сходство термобарогеохимических характеристик свидетельствует о том, что золоторудные и незолоторудные кварцевые жилы сформировались в течение одной и той же стадии гидротермального процесса. Позднее на некоторые жилы была наложена золоторудная минерализация.

6. Формирование безрудного жильного кварца на золотопалладиевых проявлениях Чудное и Нестеровское (золотопалладиевый тип минерализации) происходило при невысоких температурах (температура гомогенизации включений составила 150—250°C и 100—165°C соответственно). Водные вытяжки из жильного кварца данных рудопроявлений похожи и имеют кальциево-гидрокарбонатный, реже натриево-гидрокарбонатный составы. По данным газовой хроматографии, включения являются существенно водными. Полученные результаты свидетельствуют о том, что формирование этих кварцевых жил происходило при близких условиях, возможно, в течение одного цикла гидротермального процесса.

7. Образование кварца хрусталеносных жил на территории западной зоны месторождения горного хрусталя Желанное происходило при относительно невысоких температурах (температура гомогенизации включений не превышает 250°C). Водные вытяжки отличаются натриево-гидрокарбонатным составом, кроме того, наблюдается повышенное содержание иона аммония, которое обычно характерно для золоторудных кварцевых жил. Газово-жидкие включения, по данным

газовой хроматографии, характеризуется большими содержаниями воды (около 90 %).

1. *Андреичев В.Л.* Калий-аргоновый возраст хрусталеносной минерализации Приполярного Урала // Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Сыктывкар. 1984. Вып. 45. С. 92-97.

2. *Буканов В.В.* Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 1974. 212 с.

3. *Кораго А.А.* Генетические типы кварцевых жил на Приполярном Урале // Магматизм и металлогения европейского Северо-востока СССР (Тр. 9-ой геол. конф. Коми АССР). Сыктывкар, 1982. Т. 5. С. 112-116.

4. *Кузнецов С.К.* Жильный кварц Приполярного Урала. С-Пет.: Наука, 1998. 203с.

5. *Сокерина Н.В., Шанина С.Н.* История формирования кварцевых жил и эволюция гидротермальных минералообразующих растворов Приполярно-уральской хрусталеносной провинции // Вестник Института геологии. Сыктывкар, 2002. № 10. С. 1315.

## **МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ РАСТВОРЫ Sn МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХИНГАНСКОЕ: НОВЫЕ ДАННЫЕ**

**Т.М. Сущевская, Н.И. Присягина, В.Ю. Прокофьев  
Т.А. Веливецкая, В.И. Устинов  
ГЕОХИ РАН; ИГЕМ РАН, Москва; ДВГИ ДВО РАН, Владивосток**

Расположенное в Хабаровском крае крупное, разрабатываемое оловорудное месторождение Хинганское, изучено во многих работах, а в последнее время и в связи с открытием его глубоких горизонтов, вскрывших новые черты в его минеральном составе [Ицксон и др., 1959; Синяков, 1975; Лучицкая, 1988; Хетчиков и др., 1993; Коростелев и др., 1994]. Из физико-химических и геохимических данных известно, что образование касситерита в гидротермальной системе может происходить при изменениях, вызванных действием: а) сни-

жения температуры и давления; б) смешения флюидов различного происхождения, в) гетерогенизации флюидов, г) взаимодействий флюид- порода . Согласно опубликованным данным в пределах гидротермальной системы Хинганского месторождения проявление этих процессов могло быть существенным, однако, до сих пор нет четких представлений о том, какой именно из этих процессов или их совместное действие привело к образованию касситеритового оруденения. В связи с этим мы получили необходимые дополнительные физико- химические данные и провели изучение генетических особенностей минералообразующих флюидов месторождения .Были получены данные: а) по химическому макро- и микроэлементному составу флюидов включений в минералах из различных ассоциаций, в том числе дорудных, и из глубоких горизонтов месторождения; б) по изотопному составу кислорода минералов и вмещающих пород, по изотопному составу водорода хлорита, выделенного из рудных ассоциаций и из околорудных метасоматитов.

Хинганское оловорудное месторождение приурочено к восточной части Буреинского массива. Вмещающие породы представлены мощной толщей риолитов и их туфов (  $K_{1-2}$  ) и силлообразным телом гранит- порфиоров. Эти породы прорваны дайками порфиритов и гранит-порфиритов более позднего возраста. Вмещающие породы нарушены двумя системами разрывных дислокаций и интенсивно брекчированы . Брекчии образуют две зоны сложного строения: западную, расположенную в основном в гранит- порфирах, и восточную, не выходящую на поверхность и пересекающую риолиты ниже Хинганской интрузии. Рудная, касситеритовая, минерализация повсеместно наложена на дорудные брекчии. Последовательность минеральных ассоциаций может быть представлена следующим образом: прерудные кварц- серицит-хлоритовая и кварц- адуляр- сидерофиллитовая сменяются продуктивной кварц- флюорит- касситеритовой и кварц- сульфидной. С глубиной, кварц- серицит- хлоритовые метасоматиты сменяются кварц- (серицит) мусковитовыми грейзенами, иногда с топазом, убывает количество сульфидов, но отмечено появление молибденита [ Коростелев и др., 1994 ].

Согласно микротермометрическим и криометрическим данным

по составу флюидов в кварце гранит-порфиров, риолитов и околурудных метасоматитов ранние минералообразующие растворы ( 600-450° С,  $P > 1,5$  кбар ) имеют хлоридно-фторидный натриевый состав, с существенной ролью калия и магния, иногда кальция ; в различных участках гидротермальной системы выявлено гетерогенное состояние этих растворов.

Температурный интервал формирования продуктивной минеральной ассоциации с касситеритом определен, как 390-320°С [ Лучицкая, 1988 ] , а интервал стадии в целом, как 450- 320° С [Хетчиков и др.,1993 ] , рассчитанные изменения давления по этим данным варьируют в пределах 1,5 – 0,3 кбар, гетерогенизация флюидов также, как и на раннем этапе характерна для некоторых участков гидротермальной системы.

Химический тип рудообразующих флюидов ранее по криометрическим данным был оценен как фторидно-хлоридно-железистый, переходящий по мере протекания процесса во фторидно-хлоридно-бакарбонатный кали-натровый, со снижением минерализации от 9 до 4,5 мас.% [ Лучицкая и др., 1986 ]. Поскольку интерпретация криометрических данных для сложных водно-солевых систем, каким является рассматриваемый случай, представляется неопределенной , нами был определен химический состав минералообразующих флюидов, полученный в результате анализа водных вытяжек из включений в кварце и флюорите методом атомно-абсорбционной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой и методом ионной хроматографии. Установлено, что действительно он является весьма сложным и редким. В сравнении с составами флюидов по многим изученным гидротермальным оловоносным системам здесь: а) повышена роль К по сравнению с Na, б) уровень концентрации Na и К лишь немного превышает уровень концентрации Mg и Fe, в) в составе анионов отмечается равное соотношение хлорида с фторидом, а к концу стадии и с бикарбонатом, г) в несколько более низких, по сравнению с Fe постоянно присутствуют Mn, Cu, Zn.

Изотопные данные в целом свидетельствуют о значительном участии вод метеорного происхождения в составе минералообразующих растворов Хинганского месторождения. Изотопный состав ки-

слорода воды флюидов характеризуется низкими, даже отрицательными значениями уже на раннем этапе, в течение продуктивной стадии при образовании кварц –касситерит- флюоритовой минеральной ассоциации во вмещающих серицитизированных и хлоритизированных кислых вулканитах. Соотношение кварца и касситерита по изотопно-кислородным данным находится в соответствии с минералогическими наблюдениями, из которых следует, что основная масса касситерита осаждается раньше кварца. Лишь в редких случаях наблюдается изотопное равновесие касситерит- кварц. Флюид, равновесный с касситеритом, характеризуется величиной  $\delta^{18}\text{O} = 8,5 \pm 0,5 \text{ ‰}$  и только в двух случаях наблюдается снижение до  $5,3 \text{ ‰}$  и до  $-1,4 \text{ ‰}$ . Полученные данные можно интерпретировать, как преимущественное участие глубинного магматогенного флюида при осаждении касситерита. Пониженные значения, очевидно, являются следствием смешения этого флюида с исходно метеорными водами

Изотопный состав водорода хлоритов, выделенных как из продуктивной минеральной ассоциации, так и их вмещающих метасоматитов, также свидетельствует о метеорной природе флюида, из которого они были образованы: рассчитанные значения  $\delta\text{D}$  для  $T \text{ } 350^\circ\text{C}$  лежат в интервале от  $-139,4$  до  $-155,4\text{‰}$ . При интерпретации столь низких величин  $\delta\text{D}$ , практически соответствующих значениям современных метеорных вод, района авторы не исключают переуравновешивания за счет последующего взаимодействия хлорита с поступающими в гидротермальную систему изотопно- легкими водами. Столь же низкими являются значения изотопного состава кислорода самих вмещающих пород, что свидетельствует об их интенсивном взаимодействии с изотопно- легкими метеорными водами.

Сравнение с изученными рудоносными (Sn, W) гидротермальными системами, ассоциированными с гранитами, ( Иультин, Светлое, Акчатау, Спокойное ) показывает, что участие вод метеорного генезиса в образовании касситеритового оруденения на Хинганском месторождении было максимальным и это определялось особенностями его тектоники и структуры.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ ( № 00-05-64711 и № 03-05-65036 )

# **ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ЖИЛЬНО-ПРОЖИЛКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПЕРСПЕКТИВНО НЕФТЕГАЗО- НОСНЫХ ТОЛЩ ЛЬВОВСКОГО ПАЛЕЗОЙСКОГО ПРОГИБА (ЗАПАД УКРАИНЫ)**

**И.М. Зинчук, И.М. Наумко, В.А. Калюжный, Б.Э. Сахно**  
*ИГГГИ НАН Украины; НАК «Нефтегаз Украины», Львов*

Различная оценка перспектив выявления промышленных залежей углеводородов в пределах Львовского палеозойского прогиба, входящего в Вольно-Подольскую нефтегазоносную область на западе Украины: от сдержанно-оптимистической (Доленко и др., 1980) до отрицательной (Ненчук, 1999) – связывается с неоднозначностью интерпретации наличных геолого-геофизических и литолого-геохимических материалов и данных бурения. На наш взгляд, уточнению нефтегазоносного потенциала региона как в целом, так и конкретных площадей будет способствовать использование геохимических методов, прежде всего термобарогеохимического, объект которого – флюидные включения – являются сохранившимися реликтами водно-углеводородных систем, которые, мигрируя и формируя залежи углеводородов, одновременно захватывались минералами пород-коллекторов и прожилков во вмещающих толщах.

Элементы зонального распределения разных по составу гетерогенных водно-углеводородных флюидов, которые эволюционировали во времени и пространстве и при участии которых осуществлялись катагенетические и посткатагенетические преобразования пород палеозоя Львовского прогиба, четко устанавливаются уже на стадии онтогенетических (Зинчук, Калюжный, Наумко, 2002) и термо- и криометрических наблюдений (Калюжный и др., 1975; Zinchuk et al., 1995; Зинчук, Калюжный, Наумко, 2000, 2001) по фазовым переходам во включениях в минералах жильно-прожилковых образований (кварц, каль-

цит, ангидрит) среди нижнедевонских и нижнекаменноугольных отложений.

С целью более детального сопоставления состава флюидных углеводородсодержащих палеосистем нами проведены исследования летучих компонентов включений методом химической масс-спектрометрии (масс-спектрометр МСХ-3А). Одновременно с определением их соотношений измерялись относительная газонасыщенность образца по возрастанию давления в системе прибора после дробления стандартной навески (обычно 200 мг) минерала (породы) в сравнении с остаточной ее величиной, составляющей  $1 \cdot 10^{-3}$  Па, и водонасыщенность – содержание воды в общем объеме высвобождающихся газов. По этим показателям четко выделяются три группы образцов.

Первую группу, наиболее детально охарактеризованную, составляют минералы субвертикальных жил и прожилковых зон в породах нижнего карбона в пределах центральной и южно-западной частей Львовско-Волынского каменноугольного бассейна. Общим у них является очень высокая газонасыщенность включений ( $\Delta P = 4,0-31,1$  Па). В составе газовых компонентов четко превалирует метан при высокой концентрации таких его гомологов как этан, пропан, бутан. По данным микротермометрии включений в их составе присутствуют и высокомолекулярные углеводороды, но определение их методом масс-спектрометрии ограничено низкой летучестью. Постоянно фиксируется примесь азота (0,7-20,1 об. %), содержание диоксида углерода весьма нестабильно и не превышает 12 об. %, в ряде образцов он не обнаружен. Водонасыщенность включений в кварце низкая, часто вода не фиксируется. Это связано с избирательным захватом включениями собственно углеводородной фазы гетерогенной водно-углеводородной системы. В кальците содержание воды иногда повышается до 50 об. % за счет вторичных существенно водных включений.

Указанные особенности состава характерны для жильных образований в породных комплексах нижнего карбона перспективной угленосной площади Междуречье Западное и поля проектируемой шахты Любельская. Близким составом газов характеризуются включения в кварце и доломите прожилков в породах девона площади Вербиж –

самого северного из исследуемых участков прогиба.

Включения в кварце из прожилков площади Рогатынская отличаются от вышеописанных присутствием в основном включений высокоплотного метана. Только на ранних стадиях кристаллизации кварца фиксируется захват включениями углеводородной смеси типа легкой нефти. Это отражается на составе газов включений, среди которых доминирует метан с незначительной примесью этана и пропана, а углеводороды с числом атомов углерода в молекуле больше 3 не обнаружены.

Следующую группу образцов составляют прожилки в породах карбона участков, расположенных юго-западнее зоны промышленной угленосности Львовско-Волынского бассейна. В составе включений в кварце и кальците обнаружены только включения высокоплотного надкритического жидкообразного метана и существенно водные включения.

Прожилковые образования Нестеровской (Жовкивской) площади представлены субвертикальными кварц-кальцитовыми прожилками небольшой мощности в известняках. Анализ газовых компонентов включений показал довольно однородный состав газа, где резко доминирует метан (больше 98 об. %), иногда фиксируются следы этана и постоянна примесь диоксида углерода. Азот в составе газов отсутствует. Похожий состав установлен для газов, высвобождающихся при дроблении известняков, вмещающих прожилки. Иногда, в отличие от жильных образований, в них присутствует примесь сероводорода (до 1 об. %). Площадь Перемышлянская была последним исследуемым участком, находящимся на крайнем юго-востоке изучаемой территории. Здесь присутствует кварц-кальцитовая минерализация, аналогичная вышеописанной. В составе газов включений в кварце и кальците, отличающихся высокой газонасыщенностью, 99 об. % составляет метан с примесью диоксида углерода и следами этана. Азот не обнаружен.

Обобщая результаты исследований, можно отметить хорошую согласованность данных микротермометрических и инструментальных анализов газов включений. Это дало возможность дифференцировать жильные образования района в общем на три территориально разде-

ленные группы.

Первая группа представлена прожилками в угленосной части прогиба, в составе газов которых при преобладании метана значительную роль играют его высшие гомологи с числом атомов углерода в молекуле до 5, а по данным микротермометрических исследований - и более высокомолекулярные углеводороды. В составе прожилков постоянно присутствуют твердые и вязкие битумы.

Вторую группу составляют прожилки расположенных восточнее разведываемых площадей, для включений, в которых характерен существенно метановый состав газов и незначительная примесь на уровне следов первых гомологов метана – до пропана  $C_3H_8$ .

К третьей группе мы относим некоторые прожилки в известняках площадей Великие Мосты и Нестеров (Жовква), которые отличаются смешанным углекислотно-азотно-метановым составом газов с некоторым преобладанием метана, отсутствием углеводородных включений гетерогенного захвата. По составу газов к ним приближается явно поздняя кальцитовая минерализация в угле.

Полученные данные свидетельствуют о различном составе гетерогенных углеводородно-водных флюидов, мигрирующих в осадочных толщах региона. В северо-западной угленосной части прогиба и прилегающих структурах осуществлялась миграция нефтеподобных смесей. На юго-востоке углеводороды представлены преимущественно высокоплотными метановыми флюидами, а собственно нефтеподобные смеси не фиксируются. В благоприятных литологических и тектонических условиях здесь могла осуществляться аккумуляция углеводородов в форме промышленных скоплений подобно открытым в пределах Украины Великомоствовскому и Локачивскому газовым месторождениям, Польши – газовым месторождениям Комарув, Цецежин, Минковице и нефтяным – Свидник, Деблин. Эти факты свидетельствуют о возможных находках нефти и газоконденсатных смесей в северо-западной части исследованной территории; в юго-восточной более вероятно обнаружение газов существенно метанового состава.

# ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ Ag-Sb ОРУДЕНЕНИЯ КУМЫШТАГСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ТАЛАССКИЙ ХР., КИРГИЗИЯ)

А.А. Боровиков, А.С. Борисенко, Г.Г. Павлова,  
В.А. Говердовский

Кумыштагский рудный узел расположен в центральной части Таласского рудного района в бассейне р. Кумыштаг и приурочен к одноименному массиву (Смирнов, 1969; Коледа, 1979, 1990). С гранитоидным массивом ассоциирует два разновозрастных комплекса оруденения. Ранний комплекс, связанный с гранитоидным массивом, включает в себя редкометальное, грейзеновое, скарновое и кварцевожильное оруденение с медной и полиметаллической минерализацией. К позднему комплексу, связанному с проявлением щелочно-базальтоидного магматизма, относится мышьяковое (арсенопиритовое), серебро-сурьмяное, серебро-свинцовое и флюоритовое оруденение. Оруденение позднего комплекса развито к юго-востоку от гранитного массива и приурочено к зоне разломных нарушений северо-западного простиранья (Учимченский и др. разломы) протяженностью около 15 км и шириной более 5 км. Наиболее насыщенной полиметаллическими и Ag-Sb проявлениями, является экзоконтактовая полоса над полого погружающейся к югу невоскрытой частью интрузии. Распространение минерализации позднего комплекса в Кумыштагском рудном узле носит отчетливый зональный характер – центральную часть занимает мышьяковая (арсенопиритовая) минерализация (м-ние Учимчек), вокруг которой размещаются Ag-Sb проявления (Кумыштаг, Бассат, Тюктью-Арча и др.). Вмещающими породами служат терригенно-карбонатные отложения, подвергшиеся контактовому метаморфизму. Рудные тела представлены жилами, метасоматическими залежами, зонами прожилковой или вкрапленной минерализации. Ag-Sb руды Кумыштагского рудного узла были сформированы в течении пяти стадий минералообразования: арсенопиритовая, пирит-

сидеритовая, кварц-сульфосольная, карбонат-сульфосольная и антимонитовая.

В кварце Ag-Sb руд месторождений Кумыштаг, Бассат, Тюктью-Арча, Учимчек были обнаружены четырехфазные (газ – раствор – галит – сильвин) трехфазные (газ – раствор – галит), газовые и газожидкие двухфазные (газ > раствор, газ < раствор) флюидные включения. Они были исследованы методами термо- и криометрии, а также с помощью КР-спектроскопии (табл., рис.). Многофазные и двухфазные флюидные включения в кварце арсенопиритовой стадии гомогенизируются при 200-145°C (м-ние Учимчек) и при 160-120°C (м-ние Тюктью-Арча). Двух-, трех фазные флюидные включения в кварце сидерит-сульфосольной стадии гомогенизируются при 250-105°C (м-ние Учимчек) и 235-100°C (м-ние Тюктью-Арча, Бассат). Температура плавления эвтектик растворов в этих флюидных включениях весьма низкая –90/-52°C, что говорит о присутствии в их солевом составе, кроме NaCl, KCl и CaCl<sub>2</sub>, солей сильно понижающих температуру плавления эвтектики, таких как FeCl<sub>2</sub>, LiCl, CaBr и др. (Борисенко, 1977; Боровиков и др., 2002). Общая концентрация солей для растворов включений в кварце арсенопиритовой стадии составляет 33-26 мас.% (м-ние Учимчек) и до 36 мас.% (м-ние Тюктью-Арча), для растворов включений в кварце сидерит-сульфосольных парагенезисов – более 35 мас.% (м-ние Учимчек) и 33-29 мас.% (м-ние Тюктью-Арча, Бассат). В газовой фазе флюидных включений при глубоком замораживании происходит конденсация жидкого CH<sub>4</sub>, обособление газа и твердой CO<sub>2</sub>. Гомогенизация CH<sub>4</sub> в жидкость происходит при –138/-136°C, CO<sub>2</sub> плавится при –62/-59°C и гомогенизируется при -3/-2°C в жидкость. По данным КР-спектроскопии газовая фаза включений в кварце месторождения Учимчек (центральная часть) обогащена N<sub>2</sub> до 78,8 т % и CH<sub>4</sub> до 100 т % (рис. 1). Газовая фаза включений на месторождениях внешней зоны (Бассад, Тюктью-Арча) содержит, главным образом, CO<sub>2</sub> до 96,6 мол. % и N<sub>2</sub> до 80,7 мол.%, содержание CH<sub>4</sub> не превышает 18,2 мол.%. Давление на период формирования минеральных парагенезисов серебро-сурьмяных руд колебалось в значи-

тельных пределах от 1 до 0,1 кбар и испытывало снижение от центральных частей рудного узла к его периферии.

Таблица

Результаты исследования флюидных включений

Месторождение	Генерация кварца	Фазовый состав	Т °С гомогенизации и растворения			Температура плавления			Концентрация солей в растворе в вес. %		
			Газа	галита	KCl	Эвт.	лед	Гидрогалит	Преобладающие соли	Сумма	
As, Fe, Cu	1	Ж+Г	145	-	-	-54/-52	-30/29	0	8,5	17,5	26,0
	1	Ж+К+Г	145	200-145	-	-54/-52	-30/-29	0	17,5	15,5	33,0
Учимчек	NaCl CaCl <sub>2</sub>										
	2	Ж+К <sub>1</sub> +К <sub>2</sub> +Г	145-125	160-140	70	-80/-79	-44	0	10-10,5	25-24,5	>35**
	3	Ж+К <sub>1</sub> +К <sub>2</sub> +Г	125-100	125-105	110-50	-80/-62	-54/-32	0	9-15	26-16	>35**
	4	Ж+К+Г	125-120	250-245	-	-64...-62	-30...-29	0	14	19	33
Ag-Sb Тюк-тью- Арча	1	Ж+К+Г	145	155	-	-74...-73	-60...-58	0	9,0	27,0	36,0
	2	Ж+К+Г	235	210	-	-90...-88	-32...-30	0	13,5	19,5	33
	2	Ж+Г	210-200	-	-	-80...	-26...-24	0	13	16	29
	3	Ж+Г	160-120	-	-	-78...-76	-32...-30	12...-10	10-8	21-20	31-29
Бассат	3	Ж+Г	115-100	-	-	-	-	-	-	-	-

\* - Генерации кварца соответствуют стадиям минерализации: 1 – арсени-пиритовая, 2 – пирит-сидеритовая, 3 – кварц-сульфосольная, 4 – карбонат-сульфосольная.

\*\* - В растворе включений, кроме NaCl и FeCl<sub>2</sub>, содержится некоторое количество KCl.

Таким образом, результаты исследования флюидных включений позволяют сделать следующие выводы:



флюидов, чем аналогичные руды в других рудных районах (Горный Алтай, Монголия, Памир, Верхоянье). Флюиды с такими характеристиками фиксируются на самых нижних горизонтах слабо эродированных Ag-Sb месторождений (Акджилга, Асхатин, Прогноз и др.), и характеризуются повышенным содержанием рудных элементов (Ag, Cu, Fe, Zn, Sb, Ba и др.)

3) Для Ag-Sb месторождений Кумыштаг главным фактором рудоотложения является понижение температуры флюида, концентрация флюида существенно не меняется, оставаясь высокой даже на заключительных стадиях минералообразования, обуславливая тем самым определенную близость состава ранних и поздних минеральных парагенезисов руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 02-05-64795).

## **УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕЛЬЦИРКОН-БАДДЕЛЕИТОВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛГАМА (АЛДАНСКИЙ ШИТ, РОССИЯ) И ПРОБЛЕМА ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕТЕРОГЕННО-ДИСПЕРСНЫХ СИСТЕМ**

**В.А. Пахомова, Б.Л. Залищак, В.Б. Тишкина, Э.Г. Одариченко,  
М.И. Лапина**

***ДВГИ ДВО РАН, Владивосток; ИГЕМ РАН, Москва***

Необычная циркониевая минерализация, выявленная в 1985 году Восточной партией геофизической экспедиции производственно-геологического объединения «Дальгеология» в Аяно-Майском районе Хабаровского края в карбонатной толще юдомской серии (венд) в экзоконтакте Ингилийского щелочно-ультраосновного массива (чехол Алданского щита), относится к новому перспективному типу полезных ископаемых. Близки к Алгаме месторождение Покос де Калдас в Бра-

зилии и несколько рудопроявлений в фосфоритах Северного Казахстана. Из сопоставления этих трех месторождений можно сделать вывод о формационной самостоятельности этого генетического типа и выделить гельциркон-бадделеитовую гидротермальную рудную формацию или гельциркон-бадделеитовый гидротермальный генетический тип циркониевых месторождений.

Изученность проявлений циркониевой минерализации различна и в целом чрезвычайно слабая. Исключение, вероятно, представляет месторождение Алгама, как наиболее разведанное. Неоднозначность интерпретации геологической позиции месторождения, специфика геологического строения (характер вмещающих пород, субгоризонтальное залегание рудных тел, относительная удаленность от магматических образований) приводят различных авторов к противоречивым взглядам, в частности, на генезис месторождения, возраст оруденения и многие другие принципиальные вопросы (Багдасаров, 1994; Некрасов, 1994). Не обсуждаются или остаются нерешенными вопросы, связанные с рудообразованием, в том числе природы источника рудообразующих растворов, создание геолого-генетической модели с элементами количественного описания. Нами предпринята попытка восполнить эти пробелы.

Район месторождения циркониевых руд Алгама располагается в пределах Учуро - Майской плиты (юго - восток Сибирской платформы), осадочный чехол которой сложен образованиями рифея, венда и кембрия, представленными доломитами с прослоями песчаников (юдомская свита). Среди осадочных образований установлены редкие выходы кристаллического фундамента, которые представлены архейскими кристаллосланцами и гнейсами (одолинская свита). Гельциркон - бадделеитовое месторождение и ряд аналогичных рудопроявлений локализованы в породах кристаллического фундамента и платформенного чехла в обрамлении Ингилийской структуры центрального типа, ядро которой диаметром около 2 км представлено штоком шорломит - эгириновых ийолит - пегматитов и широким метасоматическим ореолом фенитов.

Направление и методика исследований циркониевой минерализации в начальный период основывались на представлениях об исключительно бадделеитовом составе руд. Предполагалось, что Ингилийский массив, как доюдомский, мог служить лишь поставщиком циркония в процессе эрозии, размыва и переотложения продуктов его разрушения, о стратиформном (осадочном), пластовом, согласном залегании руд, о вмещающих карбонатных породах как нормально осадочных, преобразования в которых обусловлены исключительно аутигенными и диагенетическими процессами. Однако в ходе проведения поисковых и разведочных работ и наших исследований эти первоначальные исходные положения не подтвердились.

Выделено два типа циркониевых руд: 1 - «твердые» руды, представляющие собой секущие прожилки и штокверковые зоны в горизонтально залегающих секреционных доломитовых мраморах, и 2 - «рыхлые» руды, слагающие тела в карстовых горизонтах тех же мраморов. Установлено, что «рыхлые» и «твердые» руды слагают самостоятельные тела: «рыхлые» руды - это инфлювий, слагающий кольматолитовые тела в зонах карста; «твердые» руды - это коренные образования, слагающие секущие прожилки и штокверковые зоны наложенного характера. Преобладающим рудным минералом оказался не бадделеит, а криптокристаллический гельциркон  $ZrSiO_4 \cdot 1-3H_2O$  с примесью Ca, Fe, Mg и Al.

Циркониевое оруденение («твердые» руды) наложено не на обычные осадочные карбонатные породы, а на породы, испытавшие региональный метаморфизм, в процессе которого они превратились в доломитовые мраморы с широко развитыми в них секрециями типа альпийских жил. Очевидно, что региональный метаморфизм предшествовал рудному процессу и многочисленные секреции (друзы, жеоды, миндалины) вместе с доломитовыми мраморами, подвергшиеся катаклазу и брекчированию, служили вмещающей средой для рудоносных растворов. Взаимодействие последних с секреционными доломитовыми мраморами создало сложный структурно-текстурный, преимущественно брекчиевый, облик рудных зон.

Коренные «твердые» руды имеют повсеместно брекчиевые текстуры. Строение образцов руд определяется тем, что обломки - от долей мм до нескольких см - доломита, кварца, доломитовых мраморов и секречий (жеод, друз) карбонат-кварцевого состава сцементированы и отчасти замещены криптокристаллическими агрегатами гельциркона и бадделеита, а также новообразованными кальцитом, кварцем и оксидами железа (возможно, окисленными сульфидами). При этом количественные соотношения обломков новообразованных минералов колеблются в очень широких пределах в различных образцах. Отдельные блоки пород в зонах брекчий достигают в поперечнике нескольких десятков см.

При изучении гельциркон-бадделеит-кварцевых руд, кроме традиционных, применялись следующие методы: гомогенизации, криометрии, вакуумной декрепитации, газовой хроматографии, определение степени совершенства кварца дифрактометрическим методом (Т.Б. Афанасьева, ДВГИ ДВО РАН), а также электронно-микроскопические исследования монофракции бадделеита (Н.Н. Баринов, ДВГИ ДВО РАН).

Гетерогенно-дисперсные системы, возникающие при нарушении фазовых равновесий в растворах в присутствии дисперсной фазы, недостаточно изучены экспериментально. Поскольку в процессе термобарогеохимического изучения палеогидротерм мы столкнулись с многочисленными трудностями при интерпретации полученных результатов, полученные оценки носили весьма приблизительный характер.

В основу экспериментальной проверки положена количественная информация о параметрах процесса (температуре, составе, давлении), установленных термобарогеохимическими методами. Устойчивость ассоциации  $ZrSiO_4 - SiO_2 - ZrO_2$  в карбонатных растворах изучалась автоклавно-ампульным методом при 200 и 400°C, давлении  $P_{H_2O} = 1$  кбар (Коржинская, Некрасов, 1996), а также в щелочных растворах при T-500°C, и давлении 1 кбар с последующим анализом состава твердых и жидких продуктов (Коржинская, Некрасов, 1998).

Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы:

1. Температурный интервал формирования бадделеит-кварцевых руд составляет 360 - 110°C.

2. Криометрическими исследованиями в вакуолях флюидных включений обнаружены хлоридные и хлоридно-карбонатные растворы с преобладанием катионов  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$  и  $\text{Fe}^{++}$ ; присутствуют также двуокись углерода и метан. Широкое проявление твердых фаз почти во всех типах включений приводит к выводу о высоких (более 30 масс.%) концентрациях растворов.

3. Отмечается неоднократное изменение агрегатного состояния растворов в интервалах 370 - 340; 250 - 240°C, одной из причин которого может быть падение давления в процессе кристаллизации гелей.

4. На основании проведенных экспериментов сделан вывод о сопоставимости результатов термобарогеохимических характеристик природной гидротермальной системы и модельного рудообразующего раствора ассоциации циркон - бадделеит - кварц в лабораторных условиях при контролируемых параметрах.

## **ВКЛЮЧЕНИЯ В БЛАГОРОДНЫХ ОПАЛАХ И ОСОБЕННОСТИ АНДЕЗИТОВ, ВМЕЩАЮЩИХ ОПАЛОВУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ (МЕСТОРОЖДЕНИЕ РАДУЖНОЕ, ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)**

**В.Б. Тишкина, В.А. Пахомова, Б.Л. Залищак, Э.Г. Одариченко,  
М.И. Лапина**  
*ДВГИ ДВО РАН, Владивосток; ИГЕМ РАН, Москва*

В одной из первых работ, посвященных кристаллизации кремнезема в гидротермальных условиях, показано, что его трансформация включает представления о полиморфных переходах (Heydemann, 1964). Существует несколько известных теорий генезиса кристобалит-тридимитового (КТ) опала – люссатита. Согласно теории генетического перехода в процессе

изменения возраста – старения осуществляется следующая трансформация: опал А – (опал КТ) – люссатит – кремь (Heath, Moberly, 1971; Wise, Weaver, 1974; и др.). Переход опала органического или вулканогенного происхождения продолжается приблизительно 20 – 90 млн. лет и зависит от глубины захоронения и температуры (Плюснина, 1983). По теории Ланселота (Lanselot, 1973), конечные формы кремнезема определяются окружающей обстановкой, присутствием глин, пористостью и обменными катионами. Согласно этой теории, плохая проницаемость, бедность посторонними катионами и обогащенность пород глинистыми минералами приводит к выпадению в осадок разупорядоченного кристобалита (люссатита), в то время как хорошая циркуляция и недостаток посторонних катионов в карбонатах способствует прямому осаждению кварца. Теория Ланселота отрицается многими авторами, например, Целидзе (1976), исследовавший силикаты Кавказа, пришел к выводу, что существование щелочных или щелочно-земельных элементов задерживает выделение кристобалита и тридимита, и таким образом, препятствует прямой кристаллизации кварца.

Один из подходов к решению задачи исследования системы низкотемпературного кремнезема синтезом кремнезема в гидротермальных условиях основан на экспериментальном определении и термодинамическом расчете его растворимости при параметрах гидротермального процесса (Мицюк, 2001 и др.). Однако перспективы экспериментальных исследований затруднены из-за чрезвычайно медленной кинетики  $\text{SiO}_2$  -  $\text{H}_2\text{O}$  системы при низких температурах для достижения термодинамического равновесия, а также несоответствия или неполного соответствия природных процессов модельным построениям. Поэтому не меньшее значение имеет развитие естествоиспытательского подхода, ориентированного на изучение особенностей минералов и определение физико-химических условий образования реальных месторождений.

Известное месторождение благородного опала на севере Приморского края - месторождение Радужное - входит в состав Алчанского агатонного района, выделенного как минерагеническое подразделение по результатам поисковых работ на агат. По условиям локализации опала

месторождение Радужное относится к типу гидротермальных месторождений в эффузивах и их туфах, имеющих промышленное значение.

Благородные опалы месторождения Радужное по декоративным качествам разделены на три разновидности: темноокрашенные, имеющие черный и коричневый цвет, непрозрачные и малопрозрачные с интенсивной игрой красного и зеленого цветов; светлоокрашенные, имеющие серый, молочно-белый и оранжевый цвета, полупрозрачные с игрой розовых и светлоголубых цветов; бесцветные с желтоватым нацветом, полупрозрачные или прозрачные с разноцветной игрой.

Комплексное физико-химическое исследование обыкновенных и благородных опалов месторождения методами световой, электронной микроскопии, рентгенографии, дифференциально-термического анализа, термической гравиметрии проведено Е.М.Сучковой с соавторами. По данным рентгенографии и электронной микроскопии, большинство исследованных образцов относятся к КТ-опалам, т.е. представлены срастаниями неупорядоченных низкотемпературных модификаций кристобалита и кварца; наличие отдельных рефлексов низкотемпературного тридимита свидетельствует о присутствии тридимитоподобных фрагментов в структуре кристобалита.

Задача настоящего исследования - изучение благородных и обыкновенных разновидностей опалов месторождения Радужное, а также андезитов и их туфов, вмещающих опаловую минерализацию. Для решения поставленной задачи применялись следующие методы: петрографическое изучение шлифов, электронная микроскопия (на электронном микроскопе ЭММА-2, в МГПУ, метод ступенчатых угольных реплик,), изучение минеральных включений в благородных опалах. Включения изучались под микроскопом в плоскопараллельных пластинах и полистироловых шашках при увеличениях от 100 до 1000, определялись их тип, форма, размеры, количество и закономерности распределения в прожилках опала. После изучения объемного расположения включений они подвергались полировке с целью выведения на поверхность для микроанализа. Исследования состава включений и минералов андезитов проводились на сканирующем электронном микроскопе JSM-5300, оборудованном аналитической приставкой – энер-

годисперсионным спектрометром LINK ISIS (ИГЕМ РАН).

По результатам проведенных исследований сделаны некоторые предварительные выводы.

1. Опал, в том числе и благородный, концентрируется в пределах зон и участков развития опал-гидрослюдисто-монтмориллонитовой аргиллизации брекчиевидных роговообманковых андезитов. Микроскопически в аргилизованных андезитах Центральной опалоносной зоны выделяются вторичные минералы: монтмориллонит, каолинит, глауконит, гидрослюда, опал, халцедон, редко цеолиты, карбонаты, хлорит. Последовательность образования минералов, установленная в результате исследований шлифов и пластин: халцедон → глинистые (глауконит и др.) по андезитам, опал → кристобалит → тридимит.

2. Степень раскристаллизованности уменьшается от обыкновенных опалов к благородным разновидностям с сильной опалесценцией. Размеры глобулей увеличиваются от 7 до 15 нм, подчиняясь той же закономерности. Скопления глобулей образуют сфероподобные частицы, размер которых также увеличивается от обыкновенных к благородным опалам от 40-50 до 300-400 нм. Скопления сфероподобных частиц в образцах со слабой опалесценцией создают округлые выступы, в расположении которых на отдельных участках наблюдается упорядоченность. В образцах с интенсивной опалесценцией упорядоченность и периодичность в расположении частиц наблюдается более четко.

3. Наиболее распространенные минеральные микровключения в благородных опалах месторождения Радужное, принятые нами ранее за кристаллы пирита (Пахомова и др., 2001) по химическому анализу не соответствуют пириту. Обсуждаются составы включений в опалах и других измененных минералов из андезитов, вмещающих опаловую минерализацию (титаномагнетит, плагиоклаз, актинолит, апатит, клинопироксен).

4. Проведено сопоставление полученных данных с литературными, по соответствующим параметрам зарубежных благородных опалов, связанных с эффузивами и их туфами.

# **ИСТОРИЯ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ, МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ДЛЯ СОЗДАНИЯ УЧЕБНЫХ ПРОГРАММ ТБГ В ВУЗАХ, КУРСАХ ПОВЫШЕНИЯ КВАЛИФИКАЦИИ ГЕОЛОГОВ, А ТАКЖЕ НОРМАТИВНЫХ ДОКУМЕНТОВ ПРИКЛАДНОЙ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ**

---

## **МУЛЬТИМЕДИЙНЫЙ АТЛАС ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ НА CD ДИСКЕ**

**Ф.П. Мельников, И.Л. Свинтицкий, А.В. Юткин**  
*МГУ, Москва*

Повышение выразительных возможностей компьютеров в представлении учебной и научной информации дало возможность создавать новые, научно-образовательные мультимедиа системы. Широкое применение информационных технологий способно резко повысить эффективность активных методов обучения для всех форм организации учебного и научного процессов. Внедрение мультимедийных методов обучения в высшее образование предполагает комплексное реформирование всех элементов учебного процесса: самостоятельной подготовки, лекций, семинарских и практических занятий. Электронная форма представления образовательной информации представляет собой удобную альтернативу традиционным бумажным учебно-научным материалам: справочникам, энциклопедиям, учебникам, пособиям, журналам и т.д.

Главные преимущества мультимедийной формы представления учебной, научной или справочной информации - компактность, большие выразительные способности в представлении учебного материала

(видео, звук, динамические изображения - анимации), интерактивность, низкая стоимость. Все это способствует созданию и активному использованию научно-образовательных мультимедиа CD ROM и ресурсов в Internet. Для преподавателя при этом открыта возможность быстрого внесения исправлений и добавлений в учебный материал, а так же появление новых способов доставки информации до слушателей - через специальные архивы на серверах, посредством электронной почты и образовательных WEB - страниц, а так же в виде мультимедиа справочников и энциклопедий на CD ROM. При этом, в первую очередь, представления в электронной форме заслуживают учебные и научные направления, содержащие большое количество визуальной информации и иллюстративных материалов.

В лаборатории термобарогеохимии совместно со специалистами лаборатории геоинформатики и геоинформационного центра «информТерра» геологического факультета МГУ разработан мультимедийный «Атлас флюидных включений в минералах» на CD-ROM. В фото- и видеодокументации «Атласа...» отражается их разнообразие по составу и состоянию, а также по относительному времени и способу образования самих этих микрообъемов, объективно отражающих непрерывные изменения среды в ходе процессов былого становления объектов минеральной природы.

Важность создания мультимедиа «Атласа флюидных включений в минералах» на CD-ROM определяется еще и тем, что авторами были изучены, экспериментально и аналитически исследованы многие тысячи включений минералообразующих и окружающих подвижных сред из разных руд промышленно-генетических классов и типов месторождений, а также из эндогенных пород. Их разнообразие, представленное в атласе, объективно отразило большое, иногда очень тонкое различие в генезисе минеральных образований, представило науке объективные ключи распознавания генезиса включающих минералов и их агрегатов.

Структура и содержание CD-ROM «Атлас флюидных включений в минералах» позволяет использовать его как при самостоятельном обучении студентов на индивидуальном рабочем месте, так и в качестве презентационного материала для проведения мультимедиа лекций в

специально оборудованных аудиториях или как справочный материал при проведении научных исследований.

CD-ROM «Атлас флюидных включений в минералах» содержит: основную часть курса по термобарогеохимии, включающую текст, графику, анимацию, фото и видеофрагменты и справочную часть, включающую набор необходимых контекстно-зависимых подсказок, но намного расширенную, за счет большего количества фото- и видео-примеров флюидных включений и процессов, происходящих с флюидными включениями, которые просто невозможно вместить в рамки курса.

Использование мультимедиа технологий и CD-ROM «Атласа флюидных включений в минералах» при изложении курса предоставляет преподавателю совершенно новые методические средства. Сложные теоретические и практические вопросы, требующие активизации у обучаемых пространственного и динамического мышления, четкого визуального распознавания и идентификации образов, становятся более доступны и понятны после визуализации их на экране компьютера или большом экране лекционной аудитории через мультимедиа проектор с комментариями преподавателя. Можно быть абсолютно уверенным, что слушатели, студенты увидят «под микроскопом» именно то, что видел и о чем рассказывал преподаватель. И в самостоятельных последующих исследованиях смогут применить полученные знания, а в спорных вопросах вновь обратиться за помощью к мультимедиа «Атласу флюидных включений в минералах». В тех разделах, где обзорная информация содержит большое количество текстов, использование электронного представления информации позволяет лучше структурировать учебные и научные материалы с целью предоставления студентам альтернативных путей его изучения, в зависимости от начальной подготовки. Кроме этого, имеется возможность организации быстрого и эффективного поиска нужных сведений в огромных массивах информации.

«Атлас флюидных включений в минералах» на CD ROM, несомненно, будет использоваться минералогами, петрографами и геологами в своей исследовательской работе, связанной с изучением флюидных включений в минералах и изучением минерального сырья.

# К ВОПРОСУ О УСОВЕРШЕНСТВОВАНИИ АКУСТИЧЕСКОЙ ДЕКРЕПТОМЕТРИЧЕСКОЙ АППАРАТУРЫ

**В.С. Польшковский, С.М.Стрельцов, В.А. Смиянов,  
Р.А. Шапиров, Л. Комбарова**

*Узбекистанское отделение Международной Ассоциации Термобарогеохимических исследований в странах Азии и Океании, Международная Академия Минеральных Ресурсов, Ташкент*

В акустической декрептометрической аппаратуре, используемой при термобарогеохимических (ТБГ) исследованиях, особенно при поисках скрытого оруденения (Н.П. Ермаков, В.С. Польшковский, Ю.В. Ляхов и др.), за период с 1970 г. по настоящее время не было сделано существенных усовершенствований.

Между тем, потребность в этих работах имеет тенденцию к постоянному усилению в связи ростом потребности повышения эффективности прогнозных и поисковых исследований на золото, серебро, платину, редкие и цветные металлы, а также на флюорит, кварц и другие виды минерального сырья.

Существенным преимуществом акустического метода ТБГ-исследований является его объективность, экспрессность и информативность, что в значительной степени определяют целесообразность ускорения осуществления работ по усовершенствованию акустической декрептометрической аппаратуры, которые должны быть направлены на следующие разделы:

1. Снижение уровня влияния посторонних шумов на эффект декрепитации (Д), получаемых при микровзрывах газовой-жидких включений.
2. Снижение нелинейных искажений.
3. Увеличение частотного и динамического диапазона.
4. Упрощение сборки и наладки аппаратуры.
5. Разработка устройства для регулировки скорости нагрева пробы.

6. Разработка устройства для автоматического подъема температуры при Д-анализе пробы в задаваемом временном режиме при постоянном интервале нагрева от 0 до 700 градусов.

7. Разработка новой системы настройки декрептометра путем замены ранее применявшейся настройки по эталонному кварцу.

8. Разработка системы автоматической записи результатов Д-анализа в цифровых значениях и в графическом исполнении.

9. Усовершенствование общей конструкции акустического декрептометра с учетом достижения максимального удобства в работе.

10. Разработка дизайна отдельных узлов и всей установки в целом, с учетом создания стационарной лабораторной модели и малогабаритного переносного декрептометра, удобного для транспортировки и последующей работы в полевых условиях.

Учитывая вышесказанное, заслуживает серьезного внимания опытная разработка, выполненная И.А.Новиковым и С.В.Левиным (1998 г.), которые предложили широко использовать компьютерные технологии при лабораторных ТВГ-исследованиях.

В частности, они обосновали новый подход к построению акустического декрептометра, благодаря чему оказалось возможным осуществление применения совершенно новых методов обработки и регистрации Д-эффекта при изменении температур нагрева исследуемых проб при Д-анализе.

В 2000 г. ТВГ-лаборатории Узбекстанского отделения APFIS-IAMR были продолжены комплексные конструкторские работы в соответствии с вышеназванными рекомендациями. Ниже приводятся краткие сведения о содержании этих исследований.

В созданной Д-модели использован компьютер типа IBM с процессором PENTIUM 2-800 МГц, оперативной памятью 256 Мегабайт, винчестером емкостью 30 Гигабайт и 16 битной звуковой картой.

Программы создавались с помощью VISUAL BASIC-6.0, VISUAL C++ и работали WINDOWS 98, а также использовались программы для сжатия звукового файла, записанного в форматах \*WAV\*, \*MPEG 3\* и обратно.

Применение электретного микрофона позволило повысить чувствительность декрептометра в 8-10 раз без использования дополнительных каскадов усиления.

Усилитель был собран на малошумящих операционных усилителях и помещен в непосредственной близости от микрофона. Это позволило снизить наводки на входные цепи. Выход микрофона был подключен через звуковую карту первого канала компьютера с частотой дискретизации 44.1 кГц, где производилась запись и обработка сигнала с помощью специальных программ.

Полученный сигнал с термопары, усиленный аналогичным усилителем, подключался к 2-каналу звуковой карты через амплитудный модулятор. Необходимость его использования объясняется тем, что звуковые карты не позволяют вводить в ЭВМ сигналы постоянного тока, они имеют рабочий диапазон 18-22000 Гц.

После обработки этих сигналов соответствующими программами представляется возможность построить трехмерную функции амплитуды в зависимости от частоты и связать данный звуковой сигнал с температурой.

Возможно также автоматизировать процесс подсчета числа микровзрывов в зависимости от температуры и построить график, который можно сравнивать с данными других опытов, получаемых с помощью иных программ. Это позволит определить степень результативности получаемых характеристик.

Важно отметить, что применение современной компьютерной техники делает возможным сохранение непосредственно измеряемого сигнала и проведение его повторного пересчета с учетом тех особенностей, на которые исследователь будет считать необходимым обратить особое внимание.

Отмечая весьма ценные положительные результаты первых опытов использования современных достижений компьютерной техники в конструкции акустического декрептометра, следует, однако, отметить следующее.

Проведенные сопоставления результатов Д-анализов, полученных при изучении фракции -1-0.5 мм эталонного кварца Моговского ме-

сторождения (Таджикистан), прошедшего комплексные испытания в процессе исследований стандартного эталонного природного материала \*КВАРЦ-74\*, предложенного В.А. Кормушиным (1974 г.), показали недостаточную чувствительность усилителя, разработанного по схеме И.А. Новикова - С.В. Левина. Это касается, в первую очередь, Д-активности в интервале 220 градусов Цельсия. В связи с этим в схему усилителя были включены необходимые дополнения.

Ряд других технических поправок было сделано при систематических работах, которые позволили согласовать результаты Д-анализа эталонного кварца получавшиеся ранее с помощью декрептометров САИГИМС-2, ЛУЧ-11, с новым декрептометром ЛУЧ-12, который был сконструирован с учетом конструкции И.А. Новикова и С.В.Левиным.

Таким образом, рекомендуется продолжение исследований по усовершенствованию акустической Д-аппаратуры на базе использования достижений современной компьютерной техники. При этом эталонировка новых моделей декрептометров должна проводиться на эталонном искусственном кварце, (или его природном аналоге), который должен быть уверенно воспроизводимым и сохраняемым самым тщательным образом в качестве стандарта. Последний должен быть зарегистрирован и использоваться согласно требованиям метрической службы.

1. *Божко М.Т., Польшковский В.С. и др.* Малогабаритная Д-установка САИГИМС-2 в сборнике исследования минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах. Александров.1971.

2. *Ермаков Н.П., Долгов Ю.А.* Термобарогеохимия. Недра. Москва.1979.

3. *Левин С.В.* Компьютерная декрепитация. \*Геология и разведка №2.Москва.1998.

4. *Ляхов Ю.В., Павлунь Н.Н. и др.* Термобарогеохимия золота. \*СВИТ\*. Львов. 1995.

5. *Польшковский В.С., Стрельцов С.Н., Смиянов В.А.* Акустический декрептометр ЛУЧ-11. Труды второго ТБГ-симпозиума АРIFIS. Ташкент.1998.

6. *Реддер Э.* Флюидные включения в минералах.

7. *Шкритек П.* Справочное руководство по звуковой схемотехнике. Мир.Москва.1991.

# СОДЕРЖАНИЕ

## АППАРАТУРА И МЕТОДЫ ТБГ ИССЛЕДОВАНИЙ

---

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

*В.Н. Труфанов, И.В. Труфанов, Г.Ю. Скляренко. . . . . 3*

МЕТОДИКА ВАЛОВОГО АНАЛИЗА ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ

*С.Г. Кряжнев, Ю.В. Васюта, М.К. Харрасов. . . . . 6*

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ СТАБИЛИЗАЦИИ И ПРОГРЕССА МИНЕРАГЕНЕЗА И ЖИЗНИ

*В.Е. Динисенко. . . . . 10*

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОКЛИМАТА ПО ВОДОРОДУ ГАЗОВОЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

*Н.Н. Зыкин. . . . . 19*

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ И ГАММА-ОБЛУЧЕНИЯ В МИНЕРАЛОГИИ

*И.Л. Комов. . . . . 21*

ВЛИЯНИЕ ИОНИЗИРУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ НА ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

*И.Л. Комов. . . . . 25*

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ И РУД МЕТОДОМ ТЕРМОГАЗОВОЙ ХРОМАТОГРАФИИ

*С.Ф. Труфанова, Р.Н. Мурогова, Ф.П. Мельников, В.А. Алексеев. . . . . 29*

**ПАРАГЕНЕЗИС И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА В  
МОЧЕВЫХ КАМНЯХ**

*Т.Н. Мороз, Н.А. Пальчик, С.С. Потапов, О.А. Голованова,  
А.Ю. Чиглинцев. . . . . 32*

**ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЙ ТЕРМОВАКУУМНЫЙ АНАЛИЗ ПРИ-  
РОДНЫХ СИСТЕМ «УГОЛЬ – ФЛЮИД»**

*Ю.Г. Майский. . . . . 35*

**РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ОРУДЕНЕНИЕ В МАГМАТО-  
ГЕННЫХ ПОРОДАХ**

---

**ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВА-  
НИЯ СЕРЕБРО-МАГНЕТИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕ-  
СТОРОЖДЕНИЯ ФАСОЛЬНОЕ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, РОС-  
СИЯ) И ПРОБЛЕМА РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ ИН-  
ТРУЗИЙ**

*В.А. Пахомова, В.К. Попов, Б.Л. Залищак, В.Б. Тишкина,  
Э.Г. Одариченко. . . . . 40*

**РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ПИКРИТ-  
ФЛЮИДИЗИТОВ СЕРГЕЕВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕ-  
СТОРОЖДЕНИЯ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)**

*Н.Я. Яценко, А.А. Кульчицкая. . . . . 44*

**ВКЛЮЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ В МИНЕРА-  
ЛАХ АЗОВСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
(УКРАИНСКИЙ ЩИТ)**

*А.А. Кульчицкая, В.С. Мельников. . . . . 48*

**СВИДЕТЕЛЬСТВА СВЯЗИ КАРБОНАТИТОВ С ЩЕЛОЧНЫМИ  
ГАББРОИДАМИ И СИЕНИТАМИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ  
ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ**

*А.Г. Дорошкевич, Г.С. Рипп. . . . . 52*

ВКРАПЛЕННИКИ ПЛАГИОКЛАЗОВ В АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТАХ, АНДЕЗИТАХ И ДАЦИТАХ ВУЛКАНОВ ГОРЕЛЫЙ И МУТНОВСКИЙ (ЮГ КАМЧАТКИ): УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ  
*Л.Н. Хетчиков, А.А. Чащин* ..... 54

К ТЕОРИИ ГЕНЕЗИСА ПРИРОДНЫХ АЛМАЗОВ И ВОПРОСЫ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ  
*С.Н. Бекеша, И.М. Науко, И.М. Сворень* ..... 58

О СХОДСТВЕ И РАЗЛИЧИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И «ТИПИЧНЫХ» ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ  
*Б.М. Тишкин, Л.Н. Хетчиков* ..... 61

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СОСТАВОВ ОЛИВИНОВ И РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В НИХ ПРИ ФОРМАЦИОННОМ РАСЧЛЕНЕНИИ ИНТРУЗИВОВ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА  
*Н.А. Криволицкая, А.В. Соболев, С.Г. Симакин, Н.М. Свирская* ..... 63

ВКЛЮЧЕНИЯ В ПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПРИРОДНЫХ АЛМАЗАХ  
INCLUSIONS IN POLYCRYSTALLINE NATURAL DIAMONDS  
*В.А. Петровский, М. Мартинс, В.П. Лютоев, М.И. Кучер, И. Карфункель, Ю.В. Глухов, А.Е. Сухарев, В.Н. Филиппов* . . . . 67

## **ТБГ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ, СКАРНОВ, ГРЕЙЗЕНОВ И СВЯЗАННОГО С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ**

---

ОБ ОДНОМ ИЗ ВОЗМОЖНЫХ СПОСОБОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ ТАНТАЛА В РУДАХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ

ПЕГМАТИТОВ

*В.А. Морохов. . . . . 72*

БОР И БОРНЫЕ КИСЛОТЫ В ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДАХ

*В.Ю. Прокофьев, И.С. Перетяжко, С.З. Смирнов,  
Н.Н. Акинфиев, Ф.Г. Рейф, Ю.М. Ишков, Б.Р. Тагиров,  
Е.О. Грознова, М.В. Воронин. . . . . 77*

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЗОЛОТОРУДНОГО САМОЛАЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН)

*А.Н. Краснов, В.Ю. Прокофьев, Е.О. Грознова. . . . . 81*

ДЕКОРАТИВНЫЕ КОЛЛЕКЦИОННЫЕ МИНЕРАЛЫ В МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЯХ ХИБИНСКОГО МАССИВА И ИХ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ

*А.А. Самсонов. . . . . 84*

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В НАТРОЛИТЕ ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

*А.А. Самсонов. . . . . 89*

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАЛГУТИНСКОГО МОЛИБДЕНО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ).

*В.С. Карпухина, Е.В. Черкасова, Г.Ф. Иванова, В.Б. Наумов. . . . . 95*

НЕОБЫЧНЫЕ, БОГАТЫЕ БОРОМ, ВОДОЙ И РЕДКИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ, РАСПЛАВЫ ВО ВКЛЮЧЕНИЯХ ИЗ МИАРОЛОВЫХ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

*И.С. Перетяжко, С.З. Смирнов, В.Е. Загорский. . . . . 98*

БРОМ-ХЛОРИНЫЙ КОЭФФИЦИЕНТ РУДООБРАЗУЮЩИХ ( Sn, W ) ФЛЮИДОВ

*Т.М. Сущевская, Н.И. Присягина, С.С. Матвеева,*

*А.И. Элефтеров. . . . . 102*

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*С.С. Матвеева, А.Ю. Бычков, А.В. Игнатъев . . . . . 104*

О СВЯЗИ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ТОПАЗА ИЗ ЗАНОРЫШЕВЫХ (КАМЕРНЫХ) ПЕГМАТИТОВ ВОЛЫНИ

*И.М. Наумко, А.П. Вовк. . . . . 108*

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МАНГАНОКАЛЬЦИТЕ ПАРНОКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

*В.Ю. Прокофьев, Б.А. Богатырев, Н.Н. Зыкин . . . . . 112*

ТИГРИНОЕ ВОЛЬФРАМОВО-ОЛОВЯННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПРИМОРЬЯ (ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ)

*А.М. Кокорин, Д.К. Кокорина. . . . . 115*

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

*А.В. Труфанов. . . . . 119*

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИЗАПА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МЕКСИКА)

*Л.Ф. Вассайо, Н.Н. Шатагин . . . . . 123*

**ТБГ ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ. ТБГ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРАТИФОРМНОГО ОРУДЕНЕНИЯ, НЕФТЕНОСНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ПРОДУКТОВ ЭКЗОГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ**

---

РУДООБРАЗУЮЩИЕ ФЛЮИДЫ НА УРАНОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КАРКУ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, РОССИЯ)  
*Т.Л. Крылова, В.И. Величкин, М. Кюне, Т. Ломм. . . . . 128*

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ КВАРЦЕВО-КАРБОНАТНО-УГЛЕРОДИСТЫХ ФЛЮИДИЗИТОВ ВОСТОЧНОГО ДОНБАСА  
*А.Б. Гончаров. . . . . 133*

МОЛЕКУЛЯРНАЯ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ  
*В.Н. Труфанов. . . . . 136*

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ГЕЛИЯ И АРГОНА ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ХИБИНСКОГО НЕФЕЛИНСИЕНИТОВОГО МАССИВА  
*В.А. Нивин, С.В. Икорский, А.А. Аведисян . . . . . 138*

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗОТОПОВ ГЕЛИЯ ВО ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ПОРОД ПЛАТИНОНОСНЫХ РИФОВЫХ ЗОН ЗАПАДНО-ПАНСКОГО ИНТРУЗИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)  
*В.А. Нивин, А.У. Корчагин, С.В. Икорский, Р.М. Латыпов, Д.Д. Новиков. . . . . 141*

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ВОДРАЗДЕЛЬНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ УРАЛ)  
*Р.Н. Мурогова, С.Ф. Труфанова, О.Б. Азовскова. . . . . 144*

ОСОБЕННОСТИ МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ БАЯНХОНГОРСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ	
<i>Д. Доржнамжаа, Д.М. Воинков. ....</i>	<i>147</i>
ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ АБИОГЕННЫХ УГЛЕЙ И ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ	
<i>Ф.Я. Корытов, Д.М. Воинков. ....</i>	<i>149</i>
ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ ФЛЮИДЫ И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ	
<i>Б.И. Писоцкий, И.Н. Зинчук, Ф.П. Мельников. ....</i>	<i>150</i>
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ТАШ-ЯР (Ю. УРАЛ)	
<i>В.С. Карпухина, И.В. Викентьев, В.Б. Наумов. ....</i>	<i>154</i>
СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ АПРЕЛКОВСКО-ПЕШКОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	
<i>В.Ю. Прокофьев, О.Ю. Плотинская, И.К. Мызников. ....</i>	<i>158</i>
ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ БОГАТЫМИ БОРОМ ФЛЮИДАМИ	
<i>В.Ю. Прокофьев, Л.Д. Зорина, Ф.Г. Рейф, Ю.М. Ишков, И.А. Бакшеев, О.Е. Кудрявцева. ....</i>	<i>162</i>
О ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УКРАИНСКОГО ШИТА	
<i>Ю.В. Ляхов, Н.Н. Павлунь, А.Б. Бобров, А.А. Сиворонов. ....</i>	<i>166</i>
ВКЛЮЧЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В СОЛЯХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	

*С.Н. Шанина* ..... 169

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ  
ФЛЮИДОАКТИВНЫХ ЗОН МЕТАНОУГОЛЬНЫХ МЕСТОРО-  
ЖДЕНИЙ В ДОНБАССА

*М.И. Гамов* ..... 173

КОМПЛЕКСНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕ-  
НИЙ ЖИЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ Au-Pd-REE ОРУДЕНЕНИЯ  
ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

*С.В. Суренков, Г.В. Моралев, А.В. Борисов,  
В.Ю. Прокофьев, А.В. Краснов, Е.О. Грознова* ..... 178

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ ТЕХНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕ-  
НИЙ УГОЛЬНОГО РЯДА ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА

*В.Г. Рылов, Ф.В. Мещанинов* ..... 182

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ  
СРЕДНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АКТАШСКОЙ ПЛОЩА-  
ДИ (Ю.УРАЛ)

*Н.В. Грановская* ..... 184

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮОРИТА  
(ПО ДАННЫМ ТЕРМОГАЗОХРОМАТОГРАФИИ)

*С.Ф. Труфанова, Р.Н. Муругова, Ф.П. Мельников,  
А.В. Щербакова* ..... 188

СИСТЕМЫ, ТИПЫ И АССОЦИАЦИИ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГАЛО-  
ГЕННЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МИНЕРАЛАХ

*О.П. Гончаренко, Г.А. Московский* ..... 191

ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ  
БИРКАЧАНСКОГО ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕ-  
НИЯ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

- М.В. Наталенко, С.Ф. Стружков, С.Г. Кряжнев, О.Б. Рыжов, В.И. Устинов*..... 197
- ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДУЭТ-БРИНДАКИТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Ю. ЯКУТИЯ)  
*М.М. Константинов, Т.Н. Косовец, В.И. Устинов, В.С. Карпухина*..... 200
- УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДАРАСУНСКОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ И КИСЛОРОДА И ТЕРМОБАРОМЕТРИИ  
*В.А. Гриненко, В.С. Карпухина, Ю.М. Столяров, В.И. Устинов*..... 202
- ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ ИЗ АПОКАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЮЖНОГО ДОНБАССА  
*А.А. Кульчицкая, О.М. Черницина, О.В. Артеменко*..... 205
- УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА ХРУСТАЛЕНОСНЫХ И ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА  
*Н.В. Сокина*..... 208
- МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИЕ РАСТВОРЫ Sn МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХИНГАНСКОЕ: НОВЫЕ ДАННЫЕ  
*Т.М. Сущевская, Н.И. Присягина, В.Ю. Прокофьев, Т.А. Веливецкая, В.И. Устинов*..... 211
- ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ЖИЛЬНО-ПРОЖИЛКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПЕРСПЕКТИВНО НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ ЛЬВОВСКОГО ПАЛЕОЗОЙСКОГО ПРОГИБА (ЗАПАД УКРАИНЫ)

*И.М. Зинчук, И.М. Наумко, В.А. Калюжный, Б.Э. Сахно . . . . . 215*

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ AG-SB  
ОРУДЕНЕНИЯ КУМЫШТАГСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ТА-  
ЛАССКИЙ ХР., КИРГИЗИЯ)

*А.А. Боровиков, А.С. Борисенко, Г.Г. Павлова,  
В.А. Говердовский . . . . . 219*

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕЛЬЦИРКОН-БАДДЕЛЕИТО-  
ВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛГАМА (АЛДАНСКИЙ ШИТ,  
РОССИЯ) И ПРОБЛЕМА ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕТЕРОГЕННО-  
ДИСПЕРСНЫХ СИСТЕМ

*В.А. Пахомова, Б.Л. Залищак, В.Б. Тишкина, Э.Г. Одариченко,  
М.И. Лапина . . . . . 223*

ВКЛЮЧЕНИЯ В БЛАГОРОДНЫХ ОПАЛАХ И ОСОБЕННОСТИ  
АНДЕЗИТОВ, ВМЕЩАЮЩИХ ОПАЛОВУЮ МИНЕРАЛИЗА-  
ЦИЮ (МЕСТОРОЖДЕНИЕ РАДУЖНОЕ, ПРИМОРСКИЙ КРАЙ,  
ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

*В.Б. Тишкина, В.А. Пахомова, Б.Л. Залищак, Э.Г. Одариченко,  
М.И. Лапина . . . . . 227*

**ИСТОРИЯ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ, МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕ-  
КОМЕНДАЦИИ ДЛЯ СОЗДАНИЯ УЧЕБНЫХ ПРОГРАММ ТБГ  
В ВУЗАХ, КУРСАХ ПОВЫШЕНИЯ КВАЛИФИКАЦИИ ГЕОЛО-  
ГОВ, А ТАКЖЕ НОРМАТИВНЫХ ДОКУМЕНТОВ ПРИКЛАД-  
НОЙ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ**

---

МУЛЬТИМЕДИЙНЫЙ АТЛАС ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В  
МИНЕРАЛАХ НА CD ДИСКЕ

*Ф.П. Мельников, И.Л. Свинтицкий, А.В. Юткин . . . . . 231*

**К ВОПРОСУ О УСОВЕРШЕНСТВОВАНИИ АКУСТИЧЕСКОЙ  
ДЕКРЕПТОМЕТРИЧЕСКОЙ АППАРАТУРЫ**

***В.С. Польковский, С.М. Стрельцов, В.А. Смиянов,***

***Р.А. Шапиров, Л. Комбарова . . . . . 234***

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

---

- Аведисян А.А. 138  
Азовскова О.Б. 144  
Акинфиев Н.Н. 77  
Алексеев В.А. 29  
Артеменко О.В. 205  
Бакшеев И.А. 162  
Бекеша С.Н. 58  
Бобров А.Б. 166  
Богатырев Б.А. 112  
Борисенко А.С. 219  
Борисов А.В. 178  
Боровиков А.А. 219  
Бычков А.Ю. 104  
Вассайо Л.Ф. 123  
Васюта Ю.В. 6  
Веливецкая Т.А. 211  
Величкин В.И. 128  
Викентьев И.В. 154  
Вовк А.П. 108  
Воинков Д.М. 147, 149  
Воронин М.В. 77  
Гамов М.И. 173  
Глухов Ю.В. 67  
Говердовский В.А. 219  
Голованова О.А. 32  
Гончаренко О.П. 191  
Гончаров А.Б. 133  
Грановская Н.В. 184  
Гриненко В.А. 202  
Грознова Е.О. 77, 81, 178  
Динисенко В.Е. 10  
Доржнамжаа Д. 147  
Дорошкевич А.Г. 52  
Загорский В.Е. 98  
Залищак Б.Л. 40, 223, 227  
Зинчук И.М. 215  
Зинчук И.Н. 150  
Зорина Л.Д. 162  
Зыкин Н.Н. 19, 112  
Иванова Г.Ф. 95  
Игнатьев А.В. 104  
Икорский С.В. 138, 141  
Ишков Ю.М. 77, 162  
Калюжный В.А. 215  
Карпухина В.С. 95, 154, 200, 202  
Карфункель И. 67  
Кокорин А.М. 115  
Кокорина Д.К. 115  
Комбарова Л. 234  
Комов И.Л. 21, 25  
Константинов М.М. 200  
Корчагин А.У. 141  
Корытов Ф.Я. 149  
Косолец Т.Н. 200  
Краснов А.В. 178  
Краснов А.Н. 81  
Криволицкая Н.А. 63  
Крылова Т.Л. 128  
Кряжев С.Г. 6, 197  
Кудрявцева О.Е. 162  
Кульчицкая А.А. 44, 48, 205  
Кучер М.И. 67

- Кюне М. 128  
Лапина М.И. 223, 227  
Латыпов Р.М. 141  
Ломм Т. 128  
Лютоев В.П. 67  
Ляхов Ю.В. 166  
Майский Ю.Г. 35  
Мартинс М. 67  
Матвеева С.С. 102, 104  
Мельников В.С. 48  
Мельников Ф.П. 29, 150, 188, 231  
Мещанинов Ф.В. 182  
Моралев Г.В. 178  
Мороз Т.Н. 32  
Морохов В.А. 72  
Московский Г.А. 191  
Мурогова Р.Н. 29, 144, 188  
Мызников И.К. 158  
Наталенко М.В. 197  
Наумко И.М. 58, 108, 215  
Наумов В.Б. 95, 154  
Нивин В.А. 138, 141  
Новиков Д.Д. 141  
Одариченко Э.Г. 40, 223, 227  
Павлова Г.Г. 219  
Павлунь Н.Н. 166  
Пальчик Н.А. 32  
Пахомова В.А. 40, 223, 227  
Перетяжко И.С. 77, 98  
Петровский В.А. 67  
Писоцкий Б.И. 150  
Плотинская О.Ю. 158  
Польковский В.С. 234  
Попов В.К. 40  
Потапов С.С. 32  
Присягина Н.И. 102, 211  
Прокофьев В.Ю. 77, 81, 112, 158, 162, 178, 211  
Рейф Ф.Г. 77, 162  
Рипп Г.С. 52  
Рыжов О.Б. 197  
Рылов В.Г. 182  
Самсонов А.А. 84, 89  
Сахно Б.Э. 215  
Свинтицкий И.Л. 231  
Свирская Н.М. 63  
Сворень И.М. 58  
Сиворонов А.А. 166  
Симакин С.Г. 63  
Скляренко Г.Ю. 3  
Смирнов С.З. 77, 98  
Смиянов В.А. 234  
Соболев А.В. 63  
Сокерина Н.В. 208  
Столяров Ю.М. 202  
Стрельцов С.М. 234  
Стружков С.Ф. 197  
Суренков С.В. 178  
Сухарев А.Е. 67  
Сущевская Т.М. 102, 211  
Тагиров Б.Р. 77  
Тишкин Б.М. 61  
Тишкина В.Б. 40, 223, 227  
Труфанов А.В. 119  
Труфанов В.Н. 3, 136  
Труфанов И.В. 3  
Труфанова С.Ф. 29, 144, 188

Устинов В.И. 197, 200, 202, 211  
Филиппов В.Н. 67  
Харрасов М.К. 6  
Хетчиков Л.Н. 54, 61  
Чашин А.А. 54  
Черкасова Е.В. 95  
Чернищина О.М. 205  
Чиглинцев А.Ю. 32

Шанина С.Н. 169  
Шапиров Р.А. 234  
Шатагин Н.Н. 123  
Щербакова А.В. 188  
Элефтеров А.И. 102  
Юткин А.В. 231  
Яценко Н.Я. 44