

Список литературы

- Потапов С.С.* Рожденный в огне // Ювелирный мир. 1997. № 5. С. 87, 97-98.
- Потапов С.С., Рочев А.В.* Индигофорстерит - новый уральский ювелирно-поделочный камень // Уральский геологический журнал, 2000. № 6 (18). С. 141-143.
- Потапов С.С.* Минеральный и химический состав шлаковых стекол Лысьвенского металлургического завода (Пермская область) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Материалы научной конференции. Пермь: ПГУ, 2001. С. 146-148.
- Потапов С.С., Рочев А.В., Паршина Н.В., Кабанова Л.Я., Лютоев В.П., Чурин Е.И.* Минералогия, петрография, причина окраски и источники происхождения индигофорстерита // Уральская минералогическая школа-2001. Геохимия, минералогия и минерогения техногенеза. Екатеринбург: УГГА, 2002. С. 27-36.
- Потапов С.С.* Три синих камня: тенгизит, индигофорстерит, опалесцит // IV международный симпозиум «Минералогические музеи». С-Пб.: С-ПбГУ, 2002. С. 331-332.
- Потапов С.С., Чесноков Б.В., Лютоев В.П., Мороз Т.Н.* Металлургиты как имитации стеклообразного ювелирного сырья // Минералогия, геммология, искусство. С-Пб.: Изд-во С-ПбГУ, 2003. С. 57-59.
- Потапов С.С., Максимов В.А.* Нетрадиционное ювелирное сырье // Ювелирное и камнерезное искусство. Тезисы докладов. Екатеринбург: Литера-Д, 2004. С. 101-104.

RMS DPI 2008-3-29-0

**МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПАУЖЕТСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ГЕНЕЗИСА (КАМЧАТКА)**

**Рычагов С.Н.** ([rychsn@kscnet.ru](mailto:rychsn@kscnet.ru)), **Белоусов В.И.** ([bvi36@yandex.ru](mailto:bvi36@yandex.ru)),  
**Белоусова С.П.** ([bvi36@yandex.ru](mailto:bvi36@yandex.ru)), **Филиппов Ю.А.** ([filipp@kscnet.ru](mailto:filipp@kscnet.ru))  
*Камчатское отделение. Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

THE MINERAL ASSOCIATION OF THE PAUZHETKA OF THE HYDROTHERMAL-MAGMATIC SYSTEM AND PHYSICO-CHEMICAL CONDITIONS OF ITS GENESIS (KAMCHATKA)

Rychagov S.N., Belousov V.I., Belousova S.P., Filippov Y.A.  
*Kamchatka branch. Institute of Volcanology and Seismology of the FEB RAS*

**Введение**

Изучение гидротермальных изменений важно при исследовании, как современных гидротермально-магматических рудообразующих систем, так и эпитеpmальных рудных месторождений областей современного вулканизма по нескольким причинам. Вторичные минералы регистрируют физико-химические условия, существующие в эпитеpmальной системе в период рудообразования; парагенезис гидротермальных минералов может свидетельствовать о цикличности или угасании эпитеpmальной системы или наложении одной системы на другую (эпитеpmальной системы на медно-порфировую).

Гидротермальное минералообразование Паужетского месторождения парогидротерм.

Гидротермальные изменения изучались на Паужетском месторождении термальных вод и гидротермальном рудном месторождении Выченкия, расположенном в Паужетско-Кошелевском геотермальном районе (Рычагов и др., 1993). Были выделены следующие зоны измененных пород (снизу вверх).

*Зона пропилитизации.* Средне-температурная хлорит-альбитовая пропилитизация характеризуется появлением в метасоматитах равновесного парагенезиса альбит-эпидот-хлорит-пирит-лейкоксен (Коржинский, 1953). По мнению ряда исследователей, эпидот является неприемлемым

минералом для приповерхностных условий гидротермального метаморфизма (Коржинский, 1961; Русинов, 1965). Однако он часто наблюдается в продуктах изменения пород Паужетского месторождения, где встречается с комплексом гидротермальных минералов: цеолитами (ломонтит, вайрацит), хлоритом, кальцитом, кварцем, адуляром и пренитом.

*Зона цеолитизации и фельдипатизации.* Цеолитовые пропилиты наиболее широко развиты в проницаемых туфах дацитов и трещинных зонах, так как проницаемость пород определяет характер гидротермальных изменений вулканитов (Паужетские..., 1965; Browne, 1978; Рычагов и др., 1993).

В зонах с большим развитием цеолитов породы полностью замещены ломонтитом (реже вайрацитом и иногда анальцимом) и хлоритом. Этот минерал наблюдается в виде пластинчатых призматических кристаллов с совершенной спайностью по двум направлениям. Вокруг кристаллов эпидота и кальцита в цементе наблюдается формирование гранобластовых агрегатов ломонтита. С ним также часто находятся пренит в виде коротких таблитчатых агрегатов и розеток, и хлорит. Зерна плагиоклаза почти полностью цеолитизированы. Темноцветные минералы, наряду с мелкими обломками пород, замещены ломонтитом. Хлорит развивается синхронно с цеолитом. Некоторые мелкие фрагменты пород полностью замещены хлоритом либо цеолитом с образованием гранобластовой структуры.

Литокласты среднетемпературных пропилитов, содержащие эпидот, альбит, хлорит и пирит, интенсивно цеолитизируются и замещаются новыми генерациями хлорита и хлорит-сметита. Эпидот и альбит остаются без изменений.

На Паужетском месторождении встречен иллит, а также диоктаэдрический иллит-сметит. Это позволило по аналогии с хлорит-сметитами диагностировать последовательный ряд от иллита до диоктаэдрического сметита с незначительным содержанием реликтовых слюдистых пакетов.

*Подзона окварцевания и адуляризации.* Особый интерес представляет образование в толще цеолитовых пропилитов, реже пропилитов, кварц-адуляровой, вайрацит-пренит-эпидот-кварц-адуляровой и эпидот-кварц-адуляровой минеральных ассоциаций. Эти ассоциации по ряду признаков являются индикаторами зон перехода жидкость-пар (вскипания гидротерм). Вайрацит-пренит-эпидот-кварц-адуляровые и эпидот-кварц-адуляровые метасоматиты представлены халцедоновым и мозаичным криптокристаллическим кварцем. Они также заполняют трещинные зоны и прослеживаются на глубину до 110-650 м и в большей степени тяготеют к более глубоким горизонтам геотермального месторождения, нежели кварц-адуляровая минеральная ассоциация. В около поверхностных горизонтах месторождения на эти ассоциации наложена монтмориллонит-клиноптилолитовая минерализация, глубже – цеолит-гидрослюдистая.

*Зона аргиллизации и цеолитизации (высококремнистые цеолиты).* Высококремнистые цеолиты и аргиллизиты характерны для дацитовых (риодацитовых) туфов, испытавшими глубокие метасоматические изменения. В верхней части разрезов породы замещены преимущественно клиноптилолитом, морденитом и, в меньшей степени, сметитами. Глубже клиноптилолит и морденит сменяются ломонтитом. Морденит и сметиты развиваются преимущественно по кислому стеклу вулканитов. Кроме того, морденит образует прожилки. На Паужетском месторождении присутствует также гейландит.

*Зона кислотного выщелачивания.* Эта зона распространяется на глубину до 2-2,5 м на современных термальных площадках, в том числе и в настоящее время остывших. На поверхности залегают преимущественно пёстро окрашенные глины, которые глубже сменяются серыми и голубыми. Во всех случаях аргиллизиты сохраняют структурно-текстурный рисунок первичных пород. Основными минералами зоны кислотного выщелачивания являются диоктаэдрические сметиты и каолинит.

На Северо-Камбальном термальном поле около парящего грязевого котла располагаются участки, сложенные бурой и голубой (синей) глиной. Бурая глина состоит из диоктаэдрического сметита с небольшой примесью пирита, кварца и плагиоклазов. Из образца выделены тяжёлая и легкая фракции 0,25-0,01 мм. Более сложный состав имеет синяя (голубая) глина, залегающая на удалении 1 м к востоку от парящего котла. Тонкая фракция (меньше 0,005 мм) её сложена триоктаэдрическим хлорит-сметитовым смешанослойным образованием, содержащим до 30% набухающих пакетов. Легкая фракция 0,25-0,01 мм состоит, в основном, из диоктаэдрического смешанослойного сметит-хлоритового образования, в структуре которого находится до 50-60% набухающих слоев. Голубая глина представлена диоктаэдрическим сметитом с небольшим

количеством каолинита и, предположительно, смешанослойным минеральным комплексом, содержащим хлоритовые пакеты. Кроме глины присутствует много пирита и небольшое количество кварца.

На Центральном Камбальном термальном поле глинистая составляющая и тонкой фракции представлена смектитом и каолинитом, находящимися примерно в равных соотношениях. В небольшом количестве, по-видимому, присутствует неупорядоченное смешано-слоистое образование типа смектит-каолинит с 20-30% набухающих пакетов в решетке. Кроме того, в природном образце отмечается много пирита, а в тонкой фракции - гетита (гидрогетита). Легкая фракция 0,25-0,01 мм, в основном, сложена ярозитом.

Таким образом, гидротермальные процессы на Паужетском месторождении обуславливают переход пропилитов через их аргиллизированные разности в кислотно-выщелоченные породы. Граница между двумя последними зонами проходит через глинистые метасоматиты с коэффициентом окисленности, варьирующим в пределах 0,73-0,75.

Эволюция гидротермального минералообразования и температурного поля в структуре гидротермальной системы.

*Гидротермальные реакции, связанные с нейтральными гидротермами.* Комплекс исследований Паужетской гидротермальной системы показал, что она имеет сложную историю развития с меняющейся во времени обстановкой гидротермального и гидротермально-метасоматического минералообразования, которая контролировалась температурой воды. В этой связи особого внимания заслуживают для приповерхностных условий метасоматоза эпидот, альбит, актинолит, гранат. На протяжении ряда лет обсуждалась глубина образования эпидота. По заключению Д.С. Коржинского (Коржинский, 1961), эпидот в гидротермальном процессе может образовываться на глубине от 1 км и более. К этому же выводу приходит В.Л. Русинов (1965), отрицавший близ поверхностное гидротермальное происхождение эпидота. Он считает такой эпидот кластогенным.

В настоящее время многими исследованиями на большом количестве разведанных бурением скважин геотермальных полей установлено, что глубина образования эпидота оказывает влияние на его агрегатное состояние, которое контролируется, в основном, температурой. В связи с этим, этот минерал является индикатором температурного режима. Мелкие единичные кристаллы эпидота определяют температуру гидротермального раствора ~ 150°C, многочисленные рассеянные кристаллы свидетельствуют о температуре около 200°C, а наличие прожилков эпидота - 250°C и более.

Петрографические наблюдения на Паужетском геотермальном месторождении показали сосуществование эпидота с ломонитом и вайрацитом в пропилитах. Поскольку эпидот значительно легче диагностируется в шлифах, чем «аномальный» альбит, мы рассматриваем его как минерал-индикатор среднетемпературных пропилитов Паужетского месторождения.

На Паужетском месторождении присутствуют две пространственно разобщенные фации низкотемпературных пропилитов, одна из которых представлена кальциевым ломонитом (ведущим минералом цеолитовых пропилитов), другая – кальцитом, типичным карбонатом трансильванских пропилитов. Смена кальцита кальцит-ломонитовым и ломонитовым парагенезисом определяется падением парциального давления углекислоты в гидротермальном растворе (Мироненко, Наумов, 1982). Углекислота, являясь наиболее распространенным газовым компонентом гидротермальных растворов, оказывает самое существенное влияние на величины рН, Eh.

Во время кипения газ (в основном, CO<sub>2</sub>) переходит в пар. Это приводит к сдвигу в рН гидротерм, поскольку CO<sub>2</sub>, вовлеченный в основную реакцию, буферизует рН гидротерм согласно

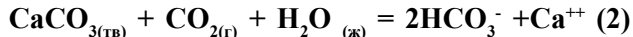


Уменьшение CO<sub>2</sub> в растворе на один порядок увеличивает его рН на единицу. Это может происходить при равновесном фракционировании во время кипения в интервале 260-240°C (Henley et al., 1984). В связи с этим, кипение приводит состав жидкой фазы от стабильности К-слюды к стабильности адуляра.

Кроме того, изменения минерализации в таких системах, как Паужетская (лоу сульфидейшн; Hedengui, Houghton, 1987) будут влиять на рН через баланс зарядов между анионами и катионами (Ellis, 1970; Henley et al., 1984). Так, например, при 250°C гидротермы, буферированные комплексом К-слюды КПШ и кварцем и содержащие 0,1 вес.% NaCl, будут иметь рН около 6,9, тогда как идентичная система с 10% NaCl будет иметь рН ~ 4,9.

Вскипание будет стремиться продвигать гидротермы в направлении стабильности хлорита. Однако, другая реакция, вовлекающая кальцит, также имеет значение. Скорее всего, вовлеченный в

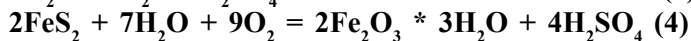
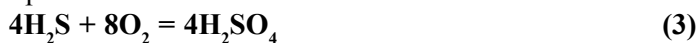
обменную реакцию кальцит, будет отлагаться в соответствие с простой реакцией растворения. Растворимость кальцита может быть выражена реакцией



Кроме того, при умеренном содержании  $\text{CO}_2$ , кальцит всегда будет стабилен по сравнению с эпидотом; при повышенном содержании  $\text{CO}_2$  стабильность кальцита может быть выше стабильности Са цеолитов. Этим объясняется отсутствие цеолитов, а иногда и эпидота даже, если температура гидротерм благоприятна для стабильности минералов, что может свидетельствовать о высоких концентрациях  $\text{CO}_2$  в гидротермах, так что кальцит образуется прежде Са-силикатов.

*Гидротермальные реакции, связанные с относительно кислыми гидротермами.* Комплексы минералов, свидетельствующие об относительно кислом составе гидротерм, обычно располагаются вблизи поверхности активных эпитеермальных систем (каолиновые и смектитовые (монтмориллонитовые) глины, плюс алунит и самородная сера). Этот комплекс минералов «расширенной аргиллизации» в случае присутствия смектита и, возможно, каолина связан с сульфатно-кислыми конденсатами. Гидротермы, их производящие, могут быть углекислыми конденсатами (см. выше).

Bethke (1984) предлагал следующие реакции генерации сульфатно-кислых гидротерм (условий) в эпитеермальных системах.



Первая (3) является обычной и может привести к образованию сульфатно-кислых, нагретых паром, конденсатов вблизи дневной поверхности. Это приводит к обычной поверхностной аргиллизации, перекрывающей многие системы. Вторая реакция (4) происходит, в результате окисления ранее образованных сульфидов железа.

Комплекс поверхностной аргиллизации характеризуется высокой степенью гидролиза и выщелачиванием, относительно высоким содержанием общей серы и окислительными условиями. Следовательно, сера окисляется, и серная кислота выщелачивает катионы, вынося алюминий и силикаты и/или сульфатные комплексы.

В большинстве случаев эти гидротермальные изменения происходят сверху вниз. Системы хай сульфидейшн, к которым относятся Северо-Камбальное и Центральное-Камбальное термальные проявления Паужеской гидротермальной системы не всегда следуют этому обобщению.

При pH 1,7-2,0 (Stoffregen, 1985), происходит общее выщелачивание катионов, оставляя только кремневый осадок. При пониженных pH образуются алунит, каолинит (или пиррофиллит при высоких температурах), иллит и КППШ в свежих породах.

Тонкозернистый рассеянный пирит часто встречается вблизи нижней границы сульфатно-кислых изменений, где железо осаждается из раствора вследствие присутствия восстановленной серы. Аморфный кремнезём и кристобалит являются обычными минералами, связанными с сульфатно-кислыми изменениями.

Нижний предел pH поверхностных сульфатных вод обычно ~ 2. Более низкие pH свидетельствуют о присутствии вулканогенного HCl, HF и т.д., которые не были нейтрализованы. Следовательно, остаточный кремнезём, главным образом, ассоциируется с системами хай сульфидейшн.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 06-05-64689а).*

### Список литературы

- Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 335-456.
- Коржинский Д.С.* Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях // Труды Лаб. вулканологии. 1961. Вып. 19. С. 5-11.
- Мироненко М.В., Наумов Г.Б.* Физико-химические условия образования ломонтита в углекислых гидротермальных системах // Геохимия. № 4. 1982. С. 597-602.
- Паужетские горячие воды на Камчатке.* М.: Наука. 1965. 208 с.
- Русинов В.Л.* О находках пренита и кластическом характере эпидота в породах некоторых областей современного гидротермального метаморфизма // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 2. 1965. С. 33-43.
- Рычагов С.Н., Жатнуев Н.С., Коробов А.Д. и др.* Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.

*Bethke P.M.* Controls on base and precious metal mineralization in deeper epithermal environments // Talk presented to S.E.G. Symposium on Geothermal Systems and Ore Deposits A.I.M.E. Annual Meeting 1984, Los Angeles, U.S. Geol. Survey Open File Report 84-890, 1984. 38 p.

*Browne P.R.L.* Hydrothermal alteration in active geothermal fields // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 6, 1978. P. 229-250.

*Ellis A.J.* Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems // *Geothermics Spec. Issue 2*, 2, 1970. P. 516-528.

*Hedengvist J.W., Houghton B.F.* Epithermal gold mineralisation and its volcanic environments // The earth resources Foundation the University of Sydney Taupo Vol. Zone, N.Z. 15-21 november. 1987.

*Henley R.W., Truesdell A.H., Barton P.B.J.* Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems // *Rev. Econ. Geol.* 1, 1984. P. 1-267.

*Stoffregen R.E.* Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-A mineralization at Summitville, Colorado / *Economic Geology*, 1987. V. 82. P. 1575-1591.

RMS DPI 2008-3-39-0

### **ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ПРОИЗВОДСТВА И ПОТРЕБЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ ПРОДУКЦИИ В РОССИИ**

**Самонов А.Е.** ([aesam@igem.ru](mailto:aesam@igem.ru))

*Московское отделение. ИГЕМ РАН*

### **PROSPECTS OF DEVELOPMENT OF MANUFACTURE AND CONSUMPTION OF RARE-EARTH PRODUCTION IN RUSSIA**

Samonov A.E.

*Moscow branch. IIGEM RAS*

Редкоземельные металлы (РЗМ) обладают уникальными свойствами, благодаря чему используются в различных сферах современной промышленности, особенно в наукоемких технологиях. Уровень их применения в различных отраслях является показателем научно-технического развития тех или иных отраслей, способствует экономии минерального сырья, улучшению экологической обстановки, обеспечению национальной безопасности.

По оценкам специалистов, в начале нового тысячелетия (2002 г.) мировые балансовые запасы РЗМ составили около 116 млн. тонн. Россия занимает прочное 2-е место в мире (30%), уступая только Китаю (43%) по балансовым запасам РЗМ и первое место по прогнозным запасам - 280 млн. тонн из 600 млн. тонн мировых (Малютин, 2007). Характерно, что все российские редкоземельные запасы находятся в составе комплексных месторождений, причем первенство в прогнозных запасах обеспечивает мировой супергигант – Томторское фосфат-ниобий-скандий-редкоземельное месторождение (2 млрд. тонн  $P_2O_5$ , 154 млн. тонн  $TR_2O_3$ , 73,6 млн. тонн  $Nb_2O_5$  и почти 5 млн. тонн скандия) с высоким содержанием полезных компонентов в рудах. Месторождение расположено в труднодоступном регионе заполярной Восточной Сибири (Республика Саха-Якутия).

Производство редкоземельной продукции в СССР достигало 8 тыс. тонн в год, ее применение в гражданских отраслях промышленности было ограничено. Часть произведенной продукции экспортировалась, хотя внутреннее удельное (подушное) потребление было в 2-4 раза, а по индивидуальным РЗМ в 2-10 раз ниже, чем в промышленно развитых странах. Тем не менее, СССР прочно держало 3- место по производству и потреблению РЗМ, уступая Японии и США. Уровень потребления РЗМ перестал расти после распада Советского Союза (после 1990 г). К 1999 году потребление РЗМ в России опустилось до рекордно низкой отметки в 0,4 тыс. тонн. К началу выхода России из экономического кризиса, к 2005 году ожидался быстрый рост потребностей страны в РЗМ и их соединениях, т.е. достижения хотя бы уровня потребления в 1990 году. Этому прогнозу не было суждено сбыться. В 2005 году потребление РЗМ в России по официальным источникам составило всего лишь 2 тыс. тонн, а к 2007 году оно выросло до 5-6 тыс. тонн за счет возобновления получения