

Раздел 5: РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ В СТРУКТУРЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО- МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ: СОСТАВ, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандиминова Е.И., Белоусов В.И.

*Институт вулканологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
E-mail: rychsn@kcs.iks.ru*

Выделены и детально охарактеризованы рудные и силикатные минеральные образования в форме шаровидных глобулей и в других формах, установленные в пределах центральных частей современных высокотемпературных гидротермально-магматических систем Курило-Камчатской островной дуги. Методами минералогического, спектрального, микронзондового, рентгенофазового и др. анализов идентифицированы глобули самородного железа, магнетита, Fe-Ti-Mn-силикатные (гранат типа шорломита) и зональные с ядром из железа и оторочкой из магнетита с иоцитом, а также более сложные. Глобули включают микропримеси Ni, Mn, Ti, Cu – до 5%; имеют преимущественно правильную форму, часто полые и высокопористые, размером от 0,01 мм и меньше – до 1,7 мм. Все глобули в различной степени магнитны. Глобули трассируют открытые на глубину более 1,5 км термоподводящие зоны тектонических нарушений в структурах горстов. Источником их, по-видимому, служат субвулканические тела, связанные с периферическими магматическими очагами, питающими гидротермальную систему. Предполагается, что данные минералы образуются за счет привнесения в метасоматиты «сухого» восстановленного флюида, имеющего температуру не менее 500-600⁰С, с глубин $\geq 1,5 - 2,0$ км. Установлено, что пирит, образующий рассеянную вкрапленность в измененных породах, содержит микропримеси многих рудных и нерудных элементов в количестве до 3,2%.

Гидротермальный флюид обладает высокой газонасыщенностью и активно воздействует на формирование самой геологической структуры: образуются гидротермальные брекчии в зонах вскипания гидротерм и в приконтактных частях субвулканических тел. Флюид привносит во вмещающие породы в микроколичествах Fe, Mg, Mn, Ti, Cr, Cu, Pb, Au, Ag, As, Al, Si, K, Na, Ca и др. В целом, имеет место устойчивое повышение содержания этих и других элементов от ранних этапов формирования геотермального месторождения – к поздним. Кремнезем, находясь в гидротермах в форме силикагеля, выполняет роль селективного сорбента, который влияет на формирование рудоносных свойств гидротермальных растворов, дифференцирует сорбируемые металлы и обеспечивает их перенос.

Вероятно, современные высокотемпературные гидротермально-магматические системы островных дуг могут служить аналогом первого этапа формирования эпitherмальных рудных месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 03-05-64044а, 05-05 79101к и 05-05-74029г).

ORE MINERALS IN THE STRUCTURE OF HYDROTHERMAL- MAGMATIC SYSTEMS: CONTENTS, DISTRIBUTION, CONDITIONS OF FORMATION

Rychagov S.N., Glavatskikh S.F., Sandimirova E.I. and Belousov V.I.

*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky,
E-mail: rychsn@kcs.iks.ru*

Ore and silicate spheric globules found in the present-day high-temperature hydrothermal-magmatic systems of Kuril-Kamchatka Island arc are discussed. Using mineralogical, spectral, microprobe, x-ray powder data etc., we identified the pellets of native iron, magnetite, Fe-Ti-Mn silicates (shorlomite-type garnet), and zonal aggregates with iron cores rimmed by magnetite and iozite. The pellets contain traces (up to 5%) of Ni, Mn, Ti and Cu; they are regularly shaped, often hollow, and highly porous, ranging in size from less than 0,01 to 1,7 mm. All the pellets are magnetic to a variable degree. The spheric globules occurrences mark the position of the heat-conducting fault zones (as deep as 1,5 km) in horsts. The pellets are probably derived from a subvolcanic diorite bodies or peripheral magma chamber feeding the hydrothermal system. It is assumed that the pellets are transported from a depth of more than 1,5 – 2,0 km to metasomatites by a “dry” reduced fluid with a temperature not lower than 500-600°C. Pyrite occurs as disseminated particles in altered rocks and contains various metallic and nonmetallic elements (up to 3,3%).

Having high gas content, the hydrothermal fluid influences the geological structure of the system: the hydrothermal breccias form in zones of hydrothermal solution boiling along the contacts with the subvolcanic bodies. The fluid introduces Fe, Mg, Mn, Ti, Cr, Cu, Pb, Au, Ag, Al, Si, K, Na, Ca, etc. into the wall rocks. Concentrations of these and some other elements steadily increase from early to late stages of hydrothermal deposit formation.

Apparently, the present-day high-temperature hydrothermal-magmatic systems of island arcs correspond to the first stage of epithermal ore deposit formation.

The work is performed with financial support of the Russian Foundation for Basic Research (projects 03-05-64044a, 05-05 79101k and 05-05-74029g).

1. Введение

В последние годы гидротермально-магматические системы областей современного вулканизма все больше привлекают внимание исследователей как рудогенерирующие структуры. Предполагается связь между геотермальными и эпитеермальными рудными месторождениями [43]. Однако, рудообразование в недрах современных гидротермально-магматических систем либо декларируется на основании косвенных данных (изучения металлоносности вулканических газов и гидротермальных растворов), либо исследуются минерало-рудообразующие процессы вблизи и на дневной поверхности [10, 17, 42]. Авторами настоящей работы показано, что в недрах современных гидротермально-магматических систем островной дуги происходит эволюция процессов минерало-рудообразования при переходе от прогрессивного к регрессивному этапам [26, 28, 46].

Решение вопроса об источнике рудного вещества обычно зависит от степени изученности конкретного рудопроявления и поэтому даже при весьма благоприятных обстоятельствах (например, детальной разбуренности объекта) не всегда возможно, поскольку каждый последующий этап минерало-рудообразования затушевывает информацию о предыдущих этапах за счет многократной повторяемости минералого-геохимических процессов. Решить эту проблему, на наш взгляд, можно принципиально с других позиций – изучения начальных этапов гидротермального минерало-рудообразования на примере современных высокотемпературных гидротермально-магматических систем.

2. Отложение рудных минералов. Вероятные механизмы формирования современной рудной минерализации

Шлиховым и минералогическим анализом из керна и шлама скважин, пробуренных в центральных блоках гидротермально-магматических систем Баранского, Северо-Парамуширской и, отчасти, Мутновской, выделены шаровидные минеральные образования (глобули), а также частицы в форме неправильных зерен. Размер зерен колеблется от 0,01 мм и меньше – до 1,7 мм, преобладают тонкие зерна. Чаще всего это правильные глобули, реже овальные, каплевидные, уплощенные с двух сторон, и др. (рис. 1). Все глобули в различной степени магнитны. Многие зерна полые, с одним или более выходными отверстиями. Имеют гомогенное строение,

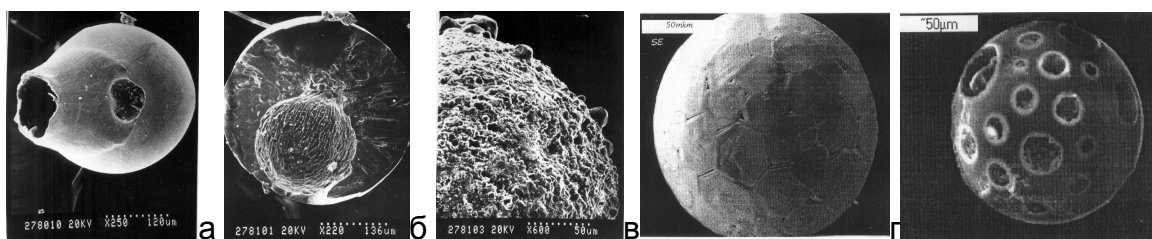


Рис. 1. Формы самородных металлов и интерметаллических соединений: а – типичные рудные и силикатные глобули с отверстиями для выхода газов, б – разрез рудного зерна, ядро состоит из самородного железа; в – кристаллы гематита на поверхности зерна, сложенного самородным железом и иоцитом; г – рудное зерно, поверхность образована гексагональными табличками магнетита; д – гранат шорломит, высокопористое зерно; а, б, в - электронный сканирующий микроскоп (МГУ), оператор В.Н. Соколов; г, д – электронно-микроскопический комплекс “JSM-530+LinkISIS” (ИГЕМ РАН), оператор Н.В. Трубкин.

либо одно или несколько ядер, выделяющихся высокой отражательной способностью. Состав минералов определен на рентгеновском микроанализаторе “Camebax” и рентгенофазовым анализом на ДРОН-2 (табл. 1, условия съемки: Со-излучение, 30 kV, 30 mA [26, 27]. Идентифицированы следующие минералы: 1) самородное железо; 2) магнетит; 3) гранат шорломит, Fe-Ti-Mn-силикатные глобули; 4) зональные с ядром из самородного железа, имеющим примесь Ti, Mg, Ni, Mn, Cu, Cr и др. элементов до 5%, и оторочкой из магнетита и иоцита. Рентгенофазовым анализом установлено устойчивое содержание в минералах нескольких фаз: железистый треворит - $(Ni, Fe)Fe_2O_4$, магнезиоферрит - $MgFe_2O_4$, хромит - $FeCr_2O_4$, купрошпинель - $CuFe_2O_4$, донацит - $(Fe, Mg)(Cr, Fe)_2O_4$, квондилит - Mg_2TiO_4 (табл. 2). Преобладают пористые или высокопористые зерна (характерные для шорломита), реже гомогенные массивные (типичные для самородных металлов и интерметаллических соединений).

Табл. 1. Минеральный состав магнитных глобулей.

№ образца	Глубина, м	Минерал		Эталон по ASTM	
		I	d/n	I	d/n
72-12	220	Самородное железо		6/696	
		10	2.021	10	2.028
		3	1.434	2	1.435
		3	1.169	3	1.171
65-36	440	1	1.014	1	1.014
		10	2.024	10	2.028
		3	1.434	2	1.435
		3	1.170	3	1.171
72	100 - 400	2	1.011	1	1.014
		Иоцит		6/615	
		10	2.524	10	2.532
		4	2.098	2	2.096
65	250 - 950	3	1.611	4	1.613
		4	1.483	5	1.482
		2	1.091	1	1.092
		Магнетит		19/629	
		4	4.857	1	4.854
		2	2.964	3	2.967
72	100 - 400	10	2.521	10	2.532
		3	2.099	2	2.096
		2	1.614	4	1.613
		3	1.482	5	1.482
		Шорломит		1/70390	
		1	2.206	1	2.205
65	250 - 950	2	1.974	2	1.964
		1	1.859	1	1.865
		10	1.611	10	1.614
		3	1.518	3	1.512

Табл. 2. Состав дополнительных минеральных фаз в глобулях.

№ образца	Глубина, м	Минерал		Эталон по ASTM	
		I	d/n	I	d/n
72-3	100 - 400	Магнетитоферрит		36/398	
		10	2.524	10	2.532
		4	2.098	2	2.096
		3	1.611	3	1.615
		4	1.483	4	1.484
		1	1.282	1	1.280
65	250 - 950	2	1.091	1	1.093
		Донацит		22/349	
		2	2.964	3	2.967
		3	2.100	2	2.101
		2	1.614	3	1.618
		3	1.482	4	1.486
72-3	100 - 400	1	1.092	1	1.094
		1	1.050	1	1.050
		Треворит желез.		23/1119	
		3	4.830	3	4.831
		5	2.954	5	2.959
		10	2.524	10	2.525
72-3	100 - 400	4	2.098	4	2.092
		4	1.483	6	1.480
		2	1.091	3	1.092
		Купрошпинель		25/283	
		10	2.524	10	2.519
		4	2.098	3	2.101
72-3	100 - 400	3	1.611	4	1.616
		4	1.483	5	1.479
		Квондилит		25/1157	
		10	2.524	10	2.532
		4	2.098	2	2.101
		4	1.483	4	1.486
72-3	100 - 400	1	1.282	1	1.282
		1	1.049	1	1.050

Примечание. В табл. 1 и 2 рентгенофазовый анализ выполнен на приборе ДРОН-2 в Институте вулканологии ДВО РАН. Аналитик: С.Г.Кокорев.

Кроме того, из пород разреза гидротермально-магматических систем Баранского, Северо-Парамуширской и (в меньшей степени) Мутновской выделены: самородный Ni в виде самостоятельных фаз, железо-никелевых фаз, в сростании с самородным железом и кварцем; самородные Cu, Pb, Zn, Ag; соединения систем Cu-Zn, Pb-Sn, Fe-Cr, Fe-C, Cu-Pb-Sn, Cu-Zn-Sn-Pb (твердые растворы и сплавы ?); графит в форме гексагональных таблитчатых пластинок размером менее 0,5 мм; муассанит; корунд.

Исследование распределения рудных минералов показало, что они характерны для зон восходящего потока гидротермального флюида – горстов, их краевых и осевых частей [27]. Метасоматиты на отдельных участках вертикального разреза горстов содержат большое количество самородных металлов и интерметаллических соединений: они выполняют пустоты и трещины, реже облекаются гидротермальной глиной и кварц-хлорит-гидрослюдистым агрегатом. Вместе с тем, эти минералы

отсутствуют в зонах питания системы – в опущенных блоках на участках охлаждения пород. В опорном геологическом разрезе Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы самородными металлами и интерметаллическими соединениями обогащен интервал брекчированных и высокопроницаемых туфов и туффитов, ниже развивается прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение [25]. В целом, распределение рудных минералов отражает вертикальную зональность и, соответственно, термодинамические параметры и окислительно-восстановительные условия в недрах системы: зона, сложенная преимущественно сульфидами (960-2500 м) и формирующаяся в условиях восстановительной среды при температурах не менее 250-300⁰С переходит в зону, представленную рудными окислами (0-960 м). Вероятно, температуры образования последних не превышают 200⁰С. Минеральные выделения, сложенные самородными металлами и интерметаллическими соединениями, приурочены к границе перехода между этими зонами: геохимический барьер образуется на наиболее проницаемом участке в области активной циркуляции и кипения газо-гидротермального флюида. Подтверждается вывод, сделанный на основании изучения палеогидротермальных систем, о концентрации рудоносных растворов в определенных структурах вследствие фильтрационной неоднородности геологической среды [19, 31].

По-видимому, химические соединения, за счет которых образуются самородные металлы и интерметаллиды, формируются при высоких температурах (от 500-600 и выше - до 300-250⁰С) в восстановительных условиях, в апикальной части источников теплового и рудного питания (субвулканических тел) и выносятся к дневной поверхности «сухим» флюидом. В пользу наличия восстановленного флюида в близповерхностных условиях свидетельствует факт выделения большого количества водорода из термальных источников в пределах горстов [7]. Не исключено, что восстановленные газы не успевают окисляться вследствие высокой скорости их подъема или близости к дневной поверхности магматического очага, а также участия в составе гидротермального флюида элементоорганических соединений [32]. Видимо, в динамических условиях развития систем, в т. ч. гидротермальных, полного окисления флюида не происходит [36]. Изучение самородных металлов и интерметаллических соединений показало, что гидротермальный флюид обладает высокой газонасыщенностью и активно формирует геологическую структуру: образуются гидротермальные брекчии в зонах современных тектонических нарушений, полимиктовые комбинированные брекчии с

сульфидной минерализацией в экзо- и эндоконтактной зоне субвулканических тел. К участкам неоднократного брекчирования и приурочено отложение самородных металлов и интерметаллических соединений. Это может служить индикатором геологической структуры гидротермальных систем, что было отмечено ранее для эпитермальных рудных месторождений [18].

В теории гидротермального рудообразования известно, что кварц, халцедон, сульфиды и другие минералы ранних стадий несут в себе тонкодисперсную вкрапленность золота, на поздних этапах эволюции систем происходит укрупнение Au, образование богатых рудных минеральных ассоциаций. Эта тенденция намечается и для современных гидротермальных систем и геотермальных месторождений. С рудогенерирующим флюидом происходит привнос в систему Fe, Mn, Mg, Ti, Cr, Al, Si, K, Na, Ca и др., входящих в состав интерметаллических соединений. Пирит современной высокотемпературной гидротермально-магматической системы в зонах восходящего потока гидротерм включает еще более широкий спектр микропримесей: Au, Ag, As, Hg, Pb, Cu, Mg, Mn, Mo, Co, Ni, Zr, V, Si, Al, в количестве до 3,2 %, что согласуется и с составом глубинных растворов, обогащенных этими же элементами [23]. В целом, имеет место устойчивое повышение содержания рудных элементов от ранних этапов формирования гидротермально-магматической системы к поздним: сульфиды и глины остывающей Паужетской системы содержат Au до 0,1 г/т, Ag до 0,5 г/т, As до 300 г/т, Sb до 60 г/т и др. [34].

Таким образом, при изучении рудной минерализации установлено следующее.

1. В современных высокотемпературных гидротермально-магматических системах Курило-Камчатской островной дуги происходит формирование самородных металлов состава Fe, Ni, Cu, Pb, Zn, Ag; интерметаллических соединений Cu-Zn, Pb-Sn, Fe-Cr, Cu-Pb-Sn, Cu-Zn-Sn-Pb; графита, корунда, муассанита и др. минералов, характерных для восстановительной минералообразующей среды.

2. Состав и распределение самородных металлов и интерметаллических соединений служат индикаторами состава, условий формирования и разгрузки восстановленного рудогенерирующего газо-гидротермального флюида. Флюид зарождается (трансформируется?) на больших глубинах под влиянием магматического теплового источника и является отражением воздействия интрателлурического потока (по Д.С.Коржинскому [13, 14]) на породы верхних горизонтов земной коры.

3. Самородные металлы и интерметаллические соединения служат индикаторами геологической структуры высокотемпературных гидротермально-магматических систем: они трассируют открытые на глубину не менее 1,5 – 2,0 км зоны тектонических нарушений в осевых частях горстов.

4. Самородные металлы и интерметаллические соединения являются индикаторами относительного возраста гидротермально-магматических систем: бо́льшая часть этого рудного материала образуется на этапе прогрессивного развития, трансформируясь в сульфидные и оксидные формы в процессе эволюции систем. За счет этого в гидротермально-магматических системах образуется геохимическая зональность (снизу – вверх): сульфидная минерализация – зона формирования самородных металлов и интерметаллических соединений – оксидная минерализация.

3. Рудные минералы (пирит) как индикаторы структуры, флюидного и геохимического режимов в недрах гидротермально-магматических систем

Пирит гидротермальных рудных месторождений, как один из основных рудообразующих минералов, изучен во многих работах. Пирит в современных гидротермальных системах отлагается в метасоматитах на всех стадиях развития систем, поэтому зачастую исследователи считают его малоинформативным. Тем не менее, выполнено большое количество определений содержания Au, Ag, As, Sb и других элементов в сульфидах ряда геотермальных проявлений Камчатки и Курильских островов [8, 16, 37]. Исследования авторов показали, что особенности морфологии, состава включений и распределения пирита отражают изменение термодинамических параметров и состав эндогенного флюида, а также структурную обстановку в недрах современных гидротермально-магматических систем Курило-Камчатской островной дуги [29].

Пирит выделен из всех типов пород и гидротермальных новообразований: высоко-, средне- и низкотемпературных пропилитов, аргиллизированных метасоматитов, термальных глин и рудных осадков из грязевых котлов. Морфология пирита изучена с помощью минералогического анализа, состав примесей определен на рентгеновском микроанализаторе “Camebax” и атомным эмиссионным оптическим спектральным методом испарения из канала угольного электрода с визуальной интерпретацией (дифракционный спектрограф PGS-2), содержание Hg – на атомно-флюоресцентном фотометре «Меркурий 3М» с пределом обнаружения $5 \times 10^{-7}\%$ (все – в Институте вулканологии ДВО РАН); содержания Au определены

атомно-абсорбционным методом с предварительной экстракцией его нефтяными сульфидами с использованием графитового анализатора HGA-74 на спектрометре Perkin-Elmer-503 (предел обнаружения 0,2 мг/т) - в Институте геохимии СО РАН. Пирит гидротермально-магматических систем, находящихся как на этапе прогрессивного (Баранского), так и регрессивного (Паужетская) развития, содержит микропримеси многих рудных элементов (Au, Ag, As, Sb, Hg, Pb, Ca, Mg, Mn, Mo, V, Co, Ni, Zr, Si, Al и др.) в количестве до 3,2%, что согласуется с составом растворов [23, 34]. Содержание микропримесей в пирите Паужетской системы, в целом, на порядок выше, чем в системе Баранского. Микропримесями «заражен» гидротермально-метасоматический пирит, рассеянный по всему объему системы. Au в качестве микропримеси в пирите обнаружено на интервале 0-400 м от дневной поверхности, As характерен для средних горизонтов (400-800 м), Pb образует устойчивые содержания по всему разрезу геологических блоков в зоне восходящего потока гидротерм и в нижней части блоков в области питания гидротермальной системы (рис. 2). Hg обогащен пирит по всему разрезу гидротермально-магматической системы, находящейся на этапе прогрессивного развития, с заметной тенденцией повышения содержаний к нижним горизонтам; фактически лишен Hg пирит глубоких горизонтов остывающей системы. Эта тенденция обогащения многими микропримесями пирита вмещающих пород современных гидротермально-магматических систем от этапа прогрессивного развития к регрессивному подтверждается микрозондовыми и спектральными анализами пирита низкотемпературной (температуры растворов $\leq 110^{\circ}\text{C}$) Паратунской гидротермальной системы на Камчатке. Кроме существенно более высоких содержаний здесь Au, As, Co, Hg и др. элементов (до 1 порядка выше, чем на Паужетской), необходимо отметить равномерное обогащение пирита микропримесями по всей глубине разрезов (изучено распределение химических элементов в пирите до 2500 м) и ровное распределение микропримесей в пределах самих зерен. Пириты метасоматитов Паужетской системы и, особенно, Баранского обогащены микропримесями лишь в краевых частях зерен. Это подтверждает вывод об устойчивом постепенном (!?) насыщении минералов-концентраторов (сульфидов) в недрах современной гидротермально-магматической системы многими рудными элементами.

Зоны восходящего и нисходящего потоков гидротерм в гидротермально-магматической системе (горсты и опущенные блоки) различаются по составу

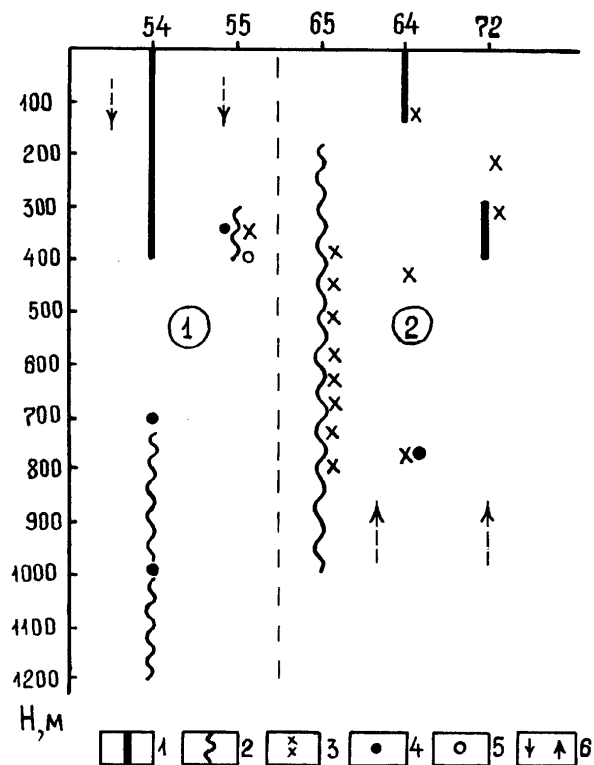


Рис. 2. Распределение микропримесей в пирите метасоматитов в вертикальных разрезах Океанского геотермального месторождения (о-в Итуруп) по данным микрозондового анализа. 1-5 - Распределение микрокомпонентов в пирите (1 – Au, 2 – Pb, 3 – As, 4 – Cu, 5 – Zn); 6 – преобладающее направление движения вод (а – нисходящее, б – восходящее); пунктирная линия делит два различных геологических блока: 1 – относительно опущенного (скв. 54 и 55), 2 – горста (скв. 65, 64 и 72).

микропримесей в пирите. Для первых характерны As, Ag, Mg, Si и Pb по всему разрезу; Mn, Mo, Co, Ni, Zr и Pb в нижних горизонтах. Пониженным содержанием микропримесей в пирите выделяются мощные зоны кипения гидротерм. Пирит этих зон отличается и морфометрическими параметрами (рис. 3). Вероятно, отмеченные особенности поведения микропримесей в пирите и изменения морфометрических показателей пирита объясняются особым термодинамическим режимом в зонах кипения растворов (резкими и, по-видимому, неоднократными колебаниями давления, большими перепадами температур минералообразования – от 300 до 170⁰С и ниже), высокой открытой пористостью и кавернозностью пород, обуславливающей активное выщелачивание и механическое вымывание компонентов. Границы зоны кипения гидротерм выделяются, наоборот, повышенными значениями содержаний микрокомпонентов в пирите, нижняя граница – высокими значениями содержаний Hg. Отмечается общая тенденция повышения концентраций элементов-примесей в пирите и в различных новообразованиях от “горячей” системы к остывающей.

4. Адсорбционные свойства кремнекислоты и кремнезема при формировании рудной минерализации

До настоящего времени вопрос о концентрировании рудных элементов в гидротермальном процессе остается дискуссионным. Широко распространено

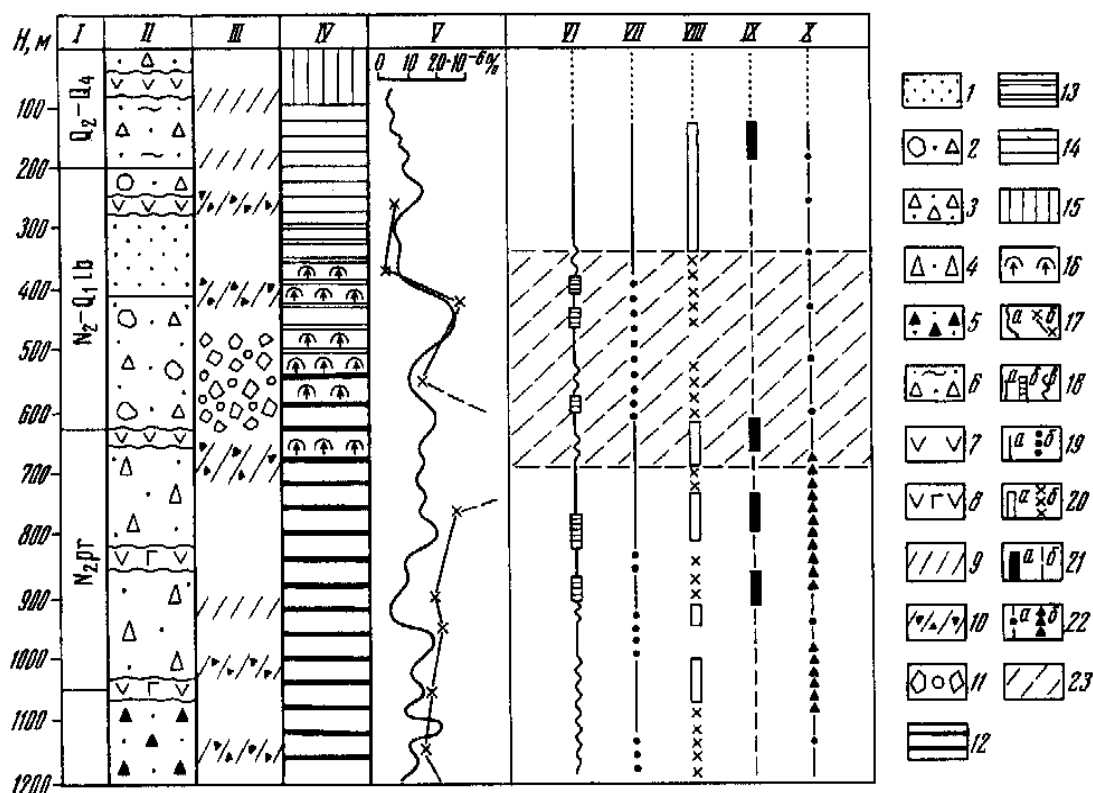


Рис. 3. Распределение морфологических характеристик пирита в метасоматитах опущенного геологического блока гидротермально-магматической системы Баранского (скважина 54). I – Возраст отложений (рг- парусная свита, 1b – лебединская), II – литология, III – тектоническая структура, IV – гидротермальные изменения, V – распределение ртути по разрезу, VI-X – морфологические характеристики и цвет пирита; 1 – туфоалевролиты и туфопесчаники, 2 – туфоконгломераты, 3 – туфы псаммитовые, 4 – туфы псефитовые, 5 – автомагматические и интрузивные брекчии, 6 – игнимбриты; 7,8 – лавы, дайки, силлы андезитов и андезито-базальтов, соответственно; 9 – зоны трещиноватости; 10, 11 – соответственно тектонические и гидротермальные брекчии; 12-14 – пропициты, соответственно, высоко-, средне- и низкотемпературные; 15 – метасоматиты зоны кислотного выщелачивания; 16 – зона перехода жидкость-пар; 17 – распределение ртути (а – во вмещающих породах, б – в пирите); 18 – преобладающая форма зерен пирита (а – агрегатная, б – кристаллическая, в – смешанная); 19 – размер зерен (а – 0,1 – 1,0, б – 0,1 – 1,6 мм); 20 – преобладающий габитус (а – кубический, б – сростки кристаллов); 21 – преобладающая форма агрегатов (а – массивно-зернистые, б – сростки кристаллов); 22 – цвет (а – ярко-желтый, б – желтый с побежалостью); 23 – участок разреза, отличающийся характером распределения морфометрических параметров пирита (см. текст).

представление о том, что сильно разбавленные растворы в больших объемах фильтруются по трещиноватым породам и в течение длительного времени образуют рудные месторождения. Такие растворы содержат хлориды, фториды, сульфаты, бикарбонаты, сульфиды щелочных и тяжелых металлов; силикаты щелочных, щелочноземельных и тяжелых металлов; растворенные газы – CO₂, H₂S, SO₂ и др. Многие исследователи рассматривают разбавленные растворы исключительно как истинные (ионно-дисперсные). Другие считают, что гидротермальные рудообразующие растворы являются преимущественно коллоидными [38, 41]. Не

умалая значения различных типов растворов в переносе и отложении химических элементов и их соединений, обратим внимание на поведение кремнекислоты в недрах современной гидротермально-магматической системы в связи с широким распространением минералов кремнезема в структуре систем.

Гидротермальные растворы в высокотемпературных гидротермально-магматических системах областей современного вулканизма насыщены и часто пересыщены, в связи с изменением Р-Т условий при перетекании гидротерм на различные гипсометрические уровни и из одних гидрогеологических структур в другие [2]. Установлено, что гидротермальные растворы, содержащие значительное количество кремнекислоты, обладают высокой адсорбционной емкостью по отношению к катионам различных металлов, в особенности тяжелых [1, 39, 49]. Свойства гидрозолей кремнекислоты существенно отличаются от свойств обычных золей [39]. После соединения с катионами металлов они не коагулируют, а образуют гель по мере понижения температуры гидротерм во время рассеяния тепла в окружающие породы, при парообразовании и смешении растворов с холодными водами. Эффективное отложение кремнезема в виде скрытокристаллического кварца и халцедона происходит при смешивании гидротерм, насыщенных кремнекислотой, с морской водой. Взаимодействие коллоидов кремнекислоты и сульфидов в гидротермальных растворах осуществляется в “черных курильщиках”: здесь преимущественно откладываются сульфиды меди, железа, ангидрит, окислы железа, аморфный кремнезем [3].

Нашими работами показано, что высокотемпературные гидротермы в областях современного вулканизма являются водным раствором кремнезема, в котором происходит непрерывное, в течение всей жизнедеятельности гидротермально-магматических систем, воспроизводство силикагелей. Силикагели взаимодействуют как с катионами металлов, так и с другими коллоидными частицами, имеющими положительный электростатический заряд, в результате чего образуются новые соединения. Так, соединение частиц силикагеля с гидроокисью Al приводит к образованию смешанослойных глинистых минералов группы монтмориллонита [39]. Аналогичное взаимодействие с коллоидными образованиями Fe способствует образованию минералов группы хлорита, и т.д. Таким образом, многие минеральные комплексы в гидротермальных системах областей современного вулканизма формируются на базе силикагелей или при их косвенном участии. В составе гидротерм находится растворенный углекислый газ, который

удерживает ионы Са в гидротермальном растворе. В связи с этим, в составе таких гидротермальных растворов кремнезем присутствует в виде Са-силикагеля, который обладает сорбционной способностью на 1,5-2 порядка большей по сравнению с силикагелями, производимыми гидротермами с низкими содержаниями углекислоты [20]. К таким системам относятся Паужетская и Долина Гейзеров на Камчатке, Северо-Парамуширская и Баранского на Курильских островах, Вайракейская в Новой Зеландии, и др., где содержание углекислого газа в очагах разгрузки измеряется десятками мг/кг⁻¹. Это обстоятельство указывает на то, что высокотемпературные гидротермы, связанные с островодужным андезитовым вулканизмом, могут обладать повышенной рудоносностью. Рудоотложение в таких системах связано с режимом углекислого газа, выделение которого из гидротермальных растворов, приближающихся к поверхности Земли, сопровождается усилением процесса парагазоотделения. В результате, в пародоминирующей области происходят большие теплотери и, соответственно, резкое снижение температуры гидротерм, находящихся в жидкой фазе. Образуется пересыщенный раствор с рудоносным силикагелем, который коагулирует и выпадает на путях миграции к земной поверхности на термодинамических и структурных барьерах. Важной особенностью коллоидного кремнезема в этих условиях является то, что выпадение в осадок коагулированного силикагеля происходит не сразу после его нейтрализации положительно заряженными частицами, как это характерно для других коллоидных систем, а связано со снижением температуры гидротерм. Как правило, выделение СО₂ из высокотемпературных гидротерм сопряжено с выделением Н₂S, который, находясь в растворенном состоянии, образует в гидротермах сульфидные коллоидные соединения металлов, защищаемые от коагуляции и осаждения силикагелем [44, 45]. Коллоидные сульфиды, как и силикагель, имеют электроотрицательный заряд и обладают исключительными сорбционными свойствами по отношению к катионам таких металлов как Cu, Ag, Au, Zn, Cd, Hg, и др. [20].

Таким образом, кремнезем в гидротермах областей современного вулканизма выполняет роль порообразующего агента. Перераспределение кремнезема в гидротермально-магматических системах как в вертикальном, так и в латеральном направлениях, оказывает влияние на преобразование земной коры. Этот процесс реализуется путем концентрирования кремнезема в верхней части коры за счет гидротермального метаморфизма и последующего анатексиса вулканогенно-

кремнистых формаций мантийными расплавами. В рамках этого процесса кремнезем, находясь в гидротермах в форме силикагеля, выполняет роль селективного сорбента, который влияет на формирование рудоносных свойств гидротермальных растворов, дифференцирует сорбируемые металлы и обеспечивает их перенос. Продолжение изучения природы кремнезема с позиции его адсорбционных свойств на стадии формирования коллоидных гидротермальных растворов, взаимодействия его с сопровождающими соединениями (гидрооксидами Al, Mn, Fe и, в особенности, сульфидами), предполагает разработку новой теории формирования рудоносных магм, рудообразующих флюидов и геолого-структурной локализации процессов концентрирования благородных и других металлов в условиях мезо-, эпитепирмальной и, возможно, медно-порфириковой минерализаций. Современные термодинамические модели гидротермального рудообразования [4, 12], основанные на принципах локальных равновесий [13, 14] или на равновесно-динамических построениях, к сожалению, не в полной мере учитывают физико-химические свойства реальных высокотемпературных гидротермальных растворов областей современного вулканизма. Авторы настоящей работы надеются, что приведенные в ней фактические данные помогут определить граничные условия в будущих термодинамических моделях гидротермально-магматических рудообразующих систем островных дуг.

5. Заключение: концепция геотермального минерало-рудообразования в структуре гидротермально-магматических систем

В недрах гидротермально-магматических систем островных дуг областей современного вулканизма формируются высокопотенциальные геотермальные месторождения и эпи- и мезотермальные рудные проявления золото-полиметаллического типа, а также, по-видимому, происходит зарождение медно-порфириковой минерализации. Изучение переходной зоны между собственно гидротермальными и магматическими условиями с помощью глубоких скважин показало, что именно в этой зоне происходит отложение рудных элементов в форме самородных металлов, интерметаллических соединений, твердых растворов и сплавов металлов [26, 27]. Зона является областью циркуляции гидротерм, содержащих повышенные концентрации химических элементов, прежде всего, Au, Ag, As, Fe, Mg, Mn, Ti, Cr, Hg, Pb, Zn, Cu, Sn, Si, B, K, Na, Li, Rb, Cs, и др., и их соединений. Гидротермы представляют большой интерес в качестве объекта для

разработки технологий по извлечению из них редких и особо ценных компонентов. Основным источником рудоносных флюидов находится на глубине и связан, по видимому, с апикальными частями субвулканических тел (малых интрузий ?) или современных коровых и мантийных очагов [34]. Циркуляция геотермальных рудогенерирующих растворов происходит внутри сложной системы проницаемых разрывных тектонических нарушений и водоносных горизонтов. В строго определенных структурах (как правило, в осевых частях и на границах приподнятых тектонических блоков) происходит формирование мощных (более 300-500 м) паровых зон, границы которых являются геохимическими барьерами для Au, Ag, As, Fe, Pb, Cu, Zn, Hg, B, K, Si и др. [6, 25, 46]. Область интенсивного смешения приповерхностных кислых сульфатных и глубинных субщелочных хлоридно-натриевых вод контролирует развитие рудной минерализации "high sulfidation" (с высокой степенью окисленности серы) – в центральной части гидротермально-магматической системы, и "low sulfidation" (с низкой степенью окисленности серы) – на периферии системы и глубинах более 1-1,5 км. Большое значение для переноса и отложения рудных элементов и их соединений в структуре гидротермально-магматических систем имеют растворы кремнекислоты и силикагель, образующийся в зонах перехода жидкость-пар и на других температурных барьерах. Длительная эволюция зон перехода жидкость-пар приводит к формированию мощных (до 1500 м) зон окварцевания – адуляризации пород, вмещающих основную рудную минерализацию.

В течение длительной эволюции гидротермально-магматической системы – от прогрессивного к регрессивному этапу – вмещающие породы при взаимодействии с высоко-, средне- и низкотемпературными гидротермальными растворами различного состава и при разных режимах рН претерпевают глубокие изменения [15, 23, 34]. Формируются мощные толщи пропилизированных пород, объемы которых достигают $n \times 10^2 \text{ км}^3$ в пределах одной гидротермально-магматической системы. Аргиллизированные пропилиты и продукты серно- и углекислотного выщелачивания, объемы которых сопоставимы с вышеприведенными, играют большую роль как предрудные или рудосопровождающие метасоматиты [5, 9, 40, 33]. Большая роль этих пород при образовании вулканогенных гидротермальных золоторудных формаций и формировании современной рудной минерализации золото-серебряного, золото-полиметаллического и порфиривого типа показана многими исследователями. Именно в зоне аргиллизированных пропилитов и

аргиллизитов происходит активное выщелачивание щелочных, редкоземельных и др. рудных элементов из вмещающих пород, и, в то же время, осаждение многих химических компонентов на геохимических барьерах.

На глубине в породах, наиболее проницаемых для высокотемпературного гидротермального флюида, современными высокоточными аналитическими методами идентифицированы самородные металлы и интерметаллические соединения [26, 27]. Минералы, часто полые и высокопористые, включают большой спектр минеральных фаз и микропримесей. Данные минералы образованы за счет поступления в близповерхностные горизонты гидротермально-магматических систем «сухого» восстановленного флюида, имеющего температуру, возможно, более 500-600⁰С, и трассируют открытые на глубину $\geq 1,5 - 2,0$ км термоподводящие зоны разрывных тектонических нарушений в структурах горстов. Гидротермальный флюид обладает высокой газонасыщенностью и является структурообразующим фактором: за счет фазовых переходов образуются гидротермальные брекчии в зонах кипения парогидротерм, полимиктовые рудоносные брекчии в приконтактных частях малых интрузий или субвулканических тел, рудовмещающие взрывные брекчии в воронках взрыва, и др. [21, 24, 35]. Флюид привносит во вмещающие породы в микроколичествах, но в течение всего прогрессивного (и, вероятно, экстремального) этапа развития гидротермально-магматической системы (длительность этапа оценивается от тысяч до десятков тысяч лет), Fe, Mg, Mn, Ti, Cr, Cu, Pb, Au, Ag, As, Al, Si, K, Na, Ca и др. По данным изучения сульфидов спектр привносимых в гидротермально-магматическую систему химических элементов еще более широк [8, 29]. С течением времени происходит повышение концентраций рудных и щелочных элементов-примесей в гидротермальных новообразованиях: от высокотемпературной к остывающей гидротермально-магматической системе, до $n \times 10$ г/т. Таким образом, современные гидротермально-магматические системы островных дуг служат аналогом начальных этапов формирования мезо- и эпитептермальных рудных месторождений и, возможно, рудопроявлений медно – порфирирового типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Айлер Р.** Химия кремнезема (в 2-х частях). М.: Мир, 1982. 1128 с.
2. **Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Фазлуллин С.М. и др.** Кремнезем в высокотемпературных гидротермальных системах областей современного вулканизма // Экологическая химия, 1998. Т. 7. Вып. 3. С. 200-216.
3. **Богданов Ю.А.** Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 164 с.
4. **Борисов М.В.** Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М.: Научный мир, 2000. 360 с.
5. **Василевский М.М.** Вулканизм, пропилитизация и оруденения. М.: Недра, 1973. 276 с.
6. **Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Рычагов С.Н., Гунин В.И.** Гидротермальные системы с паровыми резервуарами. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 184 с.
7. **Знаменский В.С., Никитина И.Б.** Гидротермы центральной части острова Итуруп (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология, 1985. № 5. С.44-65.
8. **Зотов А.В., Лапутина И.П., Чичагова А.В.** Мышьяковистый пирит из термальных источников о. Кунашир (Курильские острова) // Геология рудных месторождений, 1972. Т. 14. № 1. С. 125-131.
9. **Зотов А.В., Русинов В.Л.** Зональность и парагенезисы в околорудных породах на двух месторождениях типа Куроко в Японии // Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975. С. 179-216.
10. **Карпов Г.А.** Субповерхностное ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение и метасоматоз в современных вулканогенных гидротермальных системах // Автореферат дисс. докт. геол.-мин. наук. Владивосток, 1991. 52 с.
11. **Карпов Г.А., Киреев Ф.А., Ероцев-Шак В.А.** Самородное железо в гидротермальной системе Камчатки // Доклады АН СССР, 1984. Т. 274. № 6. С. 1440-1443.
12. **Карпов И.К.** Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 248 с.
13. **Коржинский Д.С.** Общие свойства инфильтрационной метасоматической зональности // Доклады АН СССР, 1951. Е. 78. № 1. С. 95-98.
14. **Коржинский Д.С.** Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.
15. **Коробов А.Д.** Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма // Автореферат дисс. на соискание уч. степ. докт. геол.-мин. наук. Москва, 1995. 44 с.
16. **Королева Г.П., Ломоносов И.С., Стефанов Ю.М.** Золото и другие рудные элементы в гидротермальной системе // Структура гидротермальной системы, 1993. С. 253-276.
17. **Набоко С.И.** Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.
18. **Новгородова М.И.** Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 288 с.
19. **Пэк А.А.** Гидродинамические модели гидротермальных рудообразующих систем // Рудообразующие процессы и системы. М.: Наука, 1989. С. 68-78
20. **Рубаник С.К.** Избирательная сорбция катионов силикагелями и природа силоксановых связей. Автореф. диссерт. канд. геол.-мин. наук. Киев. 1971. 28с.
21. **Рычагов С.Н.** Брекчиевая структура геологической среды. Депонировано в ВИНТИ 04.04.89. Петропавловск-Камчатский, 1989. 62 с.
22. **Рычагов С.Н.** Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: модель геологической структуры // Вулканология и сейсмология, 1993. № 2. С. 59-74.
23. **Рычагов С.Н.** Кольцевые структурно-вещественные парагенезисы вулканогенных рудных полей. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1984. 148 с.
24. **Рычагов С.Н., Белоусов В.И., Главатских С.Ф. и др.** Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: характеристика глубокого геологического разреза и модель современного минералорудообразования в ее недрах // Вулканология и сейсмология, 2002. № 4. С. 1-19.
25. **Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И.** Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералорудообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о-в Итуруп) // Геология рудных месторождений, 1996. Т. 38. № 1. С. 31-40.
26. **Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И.** Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры и флюидного режима современной гидротермальной системы Баранского (о.Итуруп) // Доклады АН, 1997. Т. 356. № 5. С. 677-681.
27. **Рычагов С.Н., Королева Г.П., Степанов И.И.** Рудные элементы в зоне гипергенеза месторождения парогидротерм: распределение, формы миграции, источники // Вулканология и

- сейсмология, 2002. № 2. С. 37-58.
28. Рычагов С.Н., Сандиминова Е.И., Степанов И.И. Пирит как индикатор структуры современной высокотемпературной гидротермальной системы и проблема источника рудного вещества // *Вулканология и сейсмология*, 1998. № 4-5. С. 43-53.
 29. Рычагов С.Н., Степанов И.И. Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: особенности поведения ртути в недрах // *Вулканология и сейсмология*, 1994. № 2. С.41-52.
 30. Сафонов Ю.Г., Пэк А.А., Лукин Л.И., Малиновский Е.П. Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1982. 222 с.
 31. Слободской Р.М. Элементоорганические соединения и некоторые проблемы эндогенной геологии // *Геология и геофизика*, 1977. № 5. С. 52-66.
 32. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о «золотородингитовой» формации). М.: Научный мир, 2002. 220 с.
 33. Степанов И.И., Стахеев Ю.И., Мясников И.Ф., Сандомирский А.Я. Новые данные о формах нахождения ртути в горных породах и минералах // *ДАН СССР*, 1982. Т. 266. № 4. С. 1007-1011.
 34. Структура гидротермальной системы (Рычагов С.Н., Жатнуев Н.С., Коробов А.Д. и др.). М.: Наука, 1993. 298 с.
 35. Тузовик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. М.: Наука, 1984. 193 с.
 36. Флюидный режим Земли и проблема крупномасштабного рудообразования (на примере халькофильных металлов) / Отв. ред. Поляков Г.В., Иванкин П.Ф. Новосибирск: Наука, 1991.
 37. Чернова А.Е., Озерова Н.А., Голованова Т.И. и др. Новые данные о ртутьсодержащих пиритах Двухъярточных источников (Камчатка) // *Современное вулканогенно-гидротермальное минералорудообразование: Материалы первой сессии Камчатского отделения ВМО. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР*, 1992. Т. 2. С. 3-13.
 38. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 671 с.
 39. Эйтель В. (1962) *Физическая химия силикатов*. М.: Мир, 1055 с.
 40. Arribas A., Cunnigham C.G., Rytuba J.J. et al. Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold-alunite deposit, Spain // *Econ. Geol.*, 1995. V. 90. Pp. 795-822.
 41. Boydell H.C. The role of colloidal solutions in the formation of mineral deposits. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions*. 1925. N 34. Pt.1. Pp. 145-337.
 42. Giggenbach W.F., Garcia N.P., Londono A., et al. The chemistry of fumarolic vapor and thermal-spring discharge from the Nevado del Ruiz volcanic-magmatic-hydrothermal system, Colombia // *J. Vol. Geotherm. Res.*, 1990. N 42. Pp. 13-39.
 43. Hedengui J.W., Izawa E., Arribas A., White N.C. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration // *Resource Geology*, 1996. Special Publication Number 1.
 44. Petit J.C., Dran J.C., Paccagnella A. and Della Mea G. Structural dependence of crystalline silicate hydration during aqueous dissolution // *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1989. N 93, pp. 292 – 298.
 45. Petit J.C., Dran J.C., Schott J. and Della Mea G. New evidences on the dissolution mechanism of crystalline silicates by ion beam techniques // *Ch. Geol.*, 1989. N 76. Pp. 365-371.
 46. Ryhagov Sergei, Koroleva Galina, Stepanov Igor and Sandimirova Elena. Ore elements in the structure of geothermal reservoir: distribution, geochemistry and mineralogy, probable sources // *Proceedings World Geothermal Congress 2000. Japan, 2000*. Pp. 2821-2826.
 47. Ryhagov S.N., Belousov V.I., Sugrobov V.M. North-Paramushir hydrothermal-magmatic system: the geological structure, probable sources of heat flows and geothermal resource // *Geothermal Resources Council*, 2001. August 26-29, San-Diego, USA. 6 p.
 48. Ryhagov S.N., Glavatskikh S.F., Belousov V.I. et al. Geothermal drilling on the Kuril islands: the study of deep cross sections // *Geothermal Resources Council*, 2001. August 26-29, San-Diego, USA. 5 p.
 49. White D.E., Heropoulos C. and Fournier R.O. Gold and other minor elements associated with the hot springs and geysers of Yellowstone National Park, Wyoming, supplemented with data from Steamboat Spring, Nevada // *U.S. Geol. Sur. Bull.*, 1992. V. 2001. P. 19.