

УДК 551311.7:553.216.5

## РУДНЫЕ И СИЛИКАТНЫЕ МАГНИТНЫЕ ШАРИКИ КАК ИНДИКАТОРЫ СТРУКТУРЫ, ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА И МИНЕРАЛУДООБРАЗОВАНИЯ В СОВРЕМЕННОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ БАРАНСКОГО (О-В ИТУРУП)

©1996 г. С. Н. Рычагов, С. Ф. Главатских, Е. И. Сандиминова

*Институт вулканологии ДВО РАН  
683006, Петропавловск-Камчатский, б. Пийпа 9*

Поступила в редакцию 25.09.95 г.

Выделены и детально охарактеризованы минеральные рудные и силикатные образования в форме шаровидных глобулей, установленные в пределах современных высокотемпературных гидротермальных систем Баранского (о-в Итуруп) и Мутновской (Южная Камчатка). Методами минералогического, микронзондового и рентгенофазового анализов идентифицированы шарики самородного железа, магнетита, Fe-Ti-Mn-силикатные (гранат типа шорломита) и зональные с ядром из железа и оторочкой из магнетита с иоцитом. Шарики включают микропримеси Ni, Mn, Ti, Cu - до 5%; имеют преимущественно правильную форму, часто полые и высокопористые, размером от 0.1 мм и меньше до 1.7 мм. Все шарики магнитны в различной степени.

Предполагается, что шарики привнесены в метасоматиты "сухим" восстановленным флюидом, имеющим температуру не менее 500 - 600°C, с глубин >1.5 - 2.0 км. Источником их, по-видимому, является субинтрузивное тело диоритов или периферический магматический очаг, питающие гидротермальную систему. Шарики трассируют открытые на глубину более 1.5 км теплопроводящие зоны тектонических нарушений в структурах горстов. Гидротермальный флюид обладает высокой газонасыщенностью и активно воздействует на формирование самой геологической структуры - образуются гидротермальные брекчии в зонах вскипания гидротерм, приконтактных частях суб-интрузий. 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. Вероятно, современные высокотемпературные гидротермальные системы вулканогенного типа могут служить аналогом первого этапа формирования эпитермальных рудных месторождений.

### ВВЕДЕНИЕ

В теории происхождения гидротермальных рудных месторождений одним из ключевых моментов является вопрос об источнике рудного вещества. Решение его обычно зависит от степени изученности конкретного месторождения и даже при весьма благоприятных обстоятельствах (на-пример, детальная разбуренности месторождения) не всегда возможно, поскольку каждый последующий этап рудообразования затушевывает информацию о предыдущих этапах повторяемости минералого-геохимических процессов. По-дойдем к решению этой проблемы принципиально с другой позиции - изучения начальных этапов гидротермального минералорудообразования. Со-временные высокотемпературные гидротермальные системы, на наш взгляд, отвечают тем объектам, на примере которых возможно разобраться в причинно-следственных связях магматических и гидротермальных рудообразующих процессов.

Минеральные рудные образования (самородные металлы, твердые растворы, интерметаллические соединения) в форме шаровидных глобу-

лей выделяются в различных типах осадков или пород и в разных геологических обстановках (Ку-харенко, 1961; Юдин, 1969; Тянь и др., 1976; Главатских, 1990). В гидротермальных рудах такие образования также часто встречаются (Новгородова, 1983; Никольский, 1987). Рудные и силикатные шарики из метасоматитов современных гидротермальных систем практически не изучены - известны лишь находки самородного железа, имеющего первичномагматическую природу (Карпов и др., 1984). Вместе с тем рудные и силикатные шарики несут в себе богатейшую информацию о температуре, составе и других параметрах эндогенного флюида, а также о структурообразующих процессах, протекающих в недрах и на поверхности систем. Авторами выделены и детально охарактеризованы шаровидные образования, установленные в пределах современной высоко-температурной гидротермальной системы Баранского (центральная часть, о-в Итуруп), а также получены данные о составе рудных шариков одного глубокого разреза (до 1.6 км) системы Мутновской (Южная Камчатка).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ

Ранее рассмотрены геологическая структура Центрально-Итурупского геотермального района, гидротермальной системы Баранского и ее центральная часть - геотермального месторождения Океанское (Злобин, 1989; Злобин, Знаменский, 1991; Рычагов, 1993), состав терм и гидротермалитов (Знаменский, Никитина, 1985; Знаменский, 1991); минералогия, геохимия и температурное поле в недрах гидротермальной системы, по данным изучения вторичного минералообразования (Рычагов и др., 1993; Рычагов и др., 1994); некоторые особенности структуры проницаемости месторождения (Рычагов, Степанов, 1994); а также его блоковая структура и интенсивность гидротермально-метасоматического перерождения пород (Ла-дыгин, Рычагов, 1995). Здесь приведем основные данные, необходимые для интерпретации механизмов привноса, особенностей распределения и поведения рудных и силикатных магнитных глобулей в структуре гидротермальной системы.

Гидротермальная система находится на юго-западном склоне одноименного верхнечетвертичного андезитового вулкана, расположенного в центре средне-позднеплейстоценовой (?) кальдеры Кипящей. Кальдера Кипящая наложена на вулканосводное поднятие хребта Грозного, вытянутого в курило-камчатском направлении и включающего ряд вулканотектонических структур диаметром 12 - 18 км и современных вулканов: Ребуншири, Иван Грозный, Дракон, Мачеха, Тебенькова, Баранского (Горшков, 1967; Геолого-геофизический атлас..., 1987), фиг. 1.

Основание разреза сложено псефопсаммитовыми и агломератовыми туфами андезитового состава, лавами андезитов и андезито-базальтов (парусная свита,  $N_2$ , пр). Отмечаются единичные маломощные тела риолитовых туфов, сложенные уплощенными обломками пемзы и вулканического стекла. Бурением вскрыта верхняя часть свиты - более 600 м. На породах парусной свиты без видимого углового несогласия залегают мелко-грубо-обломочные туффиты, пемзовые туфы и лавы андезитов лебединской свиты ( $N_2-Q_1$ , 1б). Преоб-

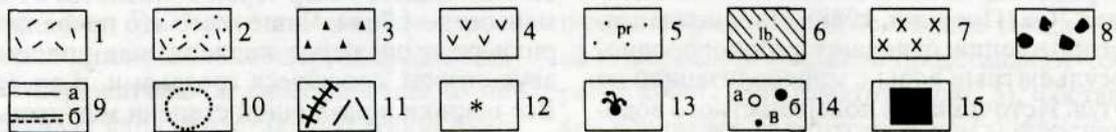
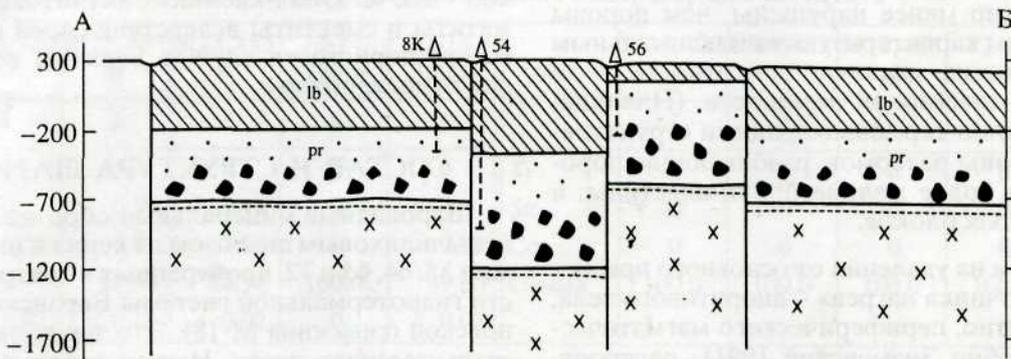
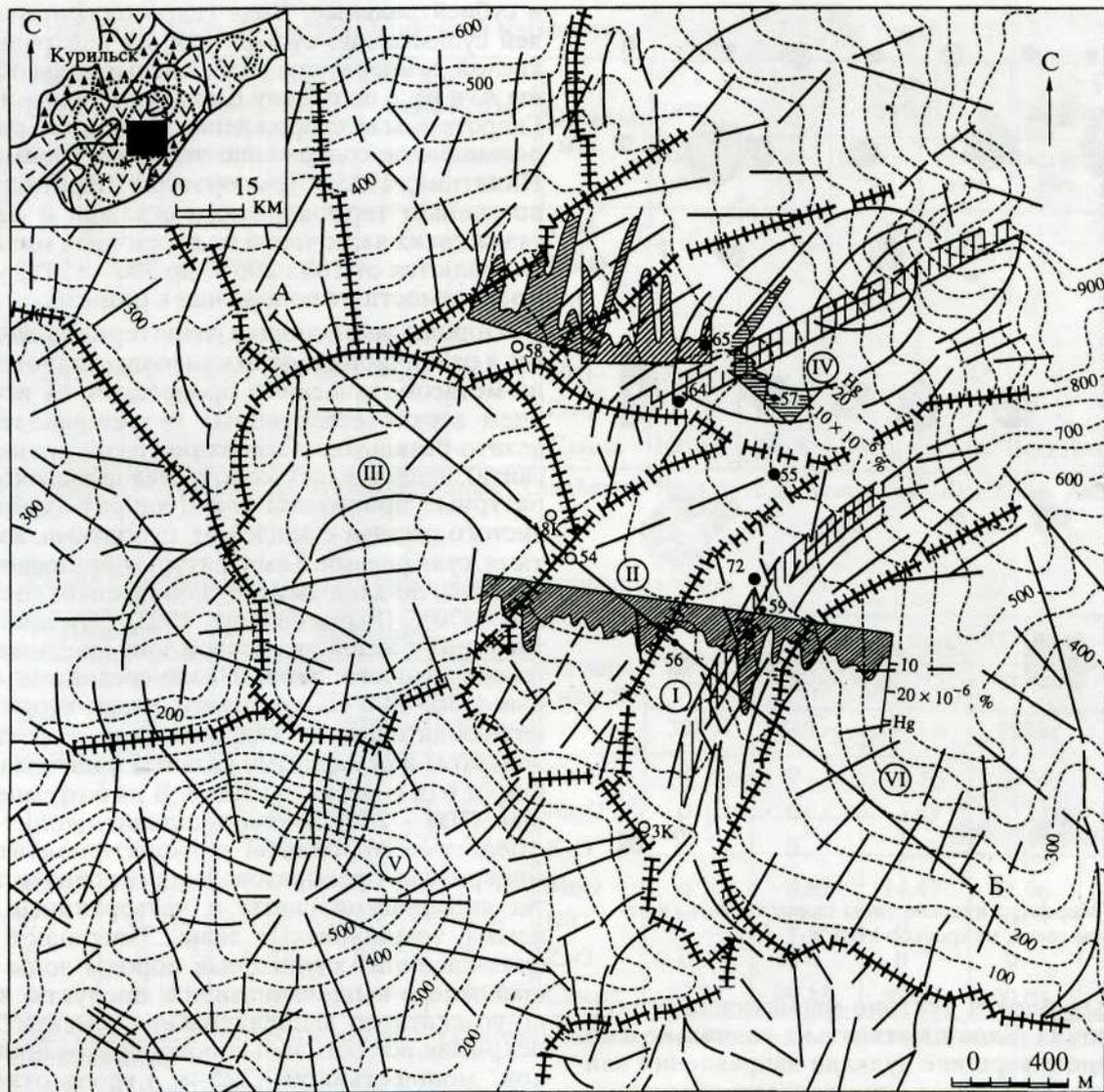
ладают туфогенно-осадочные породы. Мощность толщи 400 м и более. Средне-верхнечетвертичные лавы, туфы и туфобрекчии андезито-базальтового - андезито-дацитового составов формировались, по-видимому, в субаэральных условиях при воздымании хребта Грозный. Общая мощность толщи не менее 100 - 150 м. Отложения, как и породы парусной и лебединской свит, в значительной степени изменены гидротермально-метасоматическими процессами. Современные образования включают незатронутые гидротермальными изменениями плотные лавы андезитового и андезито-дацитового составов, а также рыхлые грубообломочные делювиально-пролювиальные отложения мощностью до 30 м в локальных депрессиях.

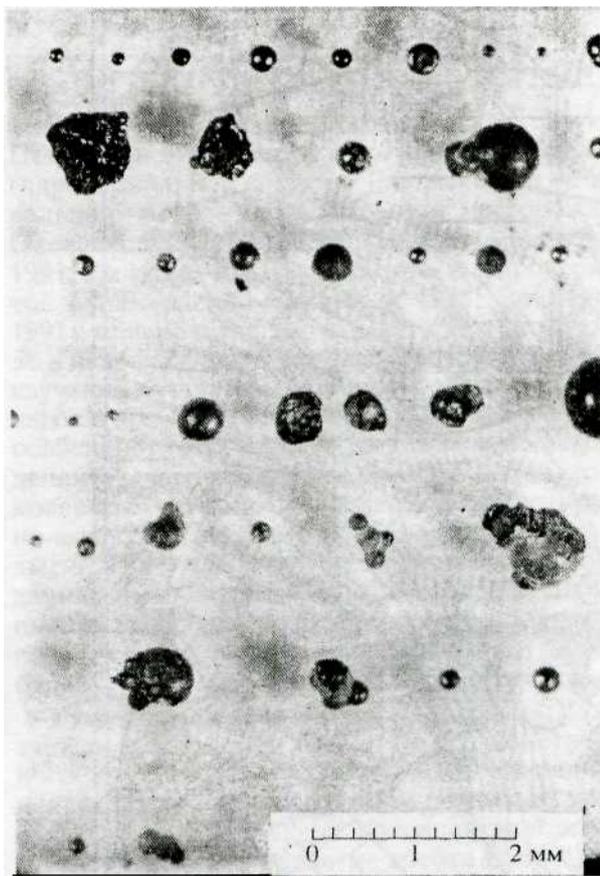
Размеры, тепловую мощность, возраст, температуры растворов и некоторые другие параметры гидротермальной системы определяет интрузивный магматизм. Близповерхностные и малоуглубленные магматические тела представлены дайками и силлами андезито-базальтового-базальтового состава мощностью 0.15 - 17.0 м; экструзиями андезито-дацитового состава, маломощными (1-5 м)-линзами микродиоритов. Группы даек и силлов приурочены к литологическим и стратиграфическим границам, в частности, к разделу парусной и лебединской свит. На глубинах 1000 - 1500 м предполагается наличие кровли крупного диоритового тела. Об этом свидетельствуют своеобразные породы - интрузивные туфы или интрузивные (автомагматические) брекчии, слагающие обычно экзоконтактовые зоны габбро-диоритовых-грано-диоритовых тел (Структура..., 1993). Мощность зоны в пределах месторождения Океанское, как и на разбуренных глубокими скважинами геотермальных месторождениях Камчатки Мутновском и Паратунском (Кирюхин и др., 1991; Структура..., 1993), достигает 500 - 800 м. В структуре гидротермальных систем экзоконтактовые зоны субинтрузивных тел имеют термо- и рудоконтролирующее значение (Рычагов, 1989; Кирюхин и др., 1991; Структура..., 1993).

Тектоническая структура гидротермальной системы определяется блоковым строением территории (Рычагов, 1993). Выделены горсты Кипящая речка и Старозаводское поле, относительно

Схема современной тектонической структуры гидротермальной системы Баранского.

1 - 4- геологические комплексы, на врезке (Геолого-геофизический атлас..., 1987): 1 - вулканогенно-кремнисто-диатомовый среднемиоцен-плиоценового возраста, 2 - вулканогенный преимущественно кислого состава среднемиоцен-плиоценовый, 3 - андезито-базальтовый среднемиоцен-плиоценовый, 4 - андезитовый четвертичного возраста; 5 - парусная свита; 6 - лебединская свита; 7 - диориты; 8 - интрузивные туфы (интрузивные или автомагматические брекчии); 9 - литологические (а) и интрузивные (б) границы; 10 - вулканотектонические структуры; 11 - тектонические нарушения и границы тектонических блоков: I - горст Кипящая речка, II - относительно опущенный блок, III - тектоно-магматическое (магматическое?) поднятие, IV - горст Старозаводское поле, V - тектоно-магматическое (магматическое?) поднятие - экструзивно-субвулканический комплекс Купол, VI - предположительно то же, нижнего течения р. Серной; 12 - вулканы, с юго-запада на северо-восток: Иван Грозный, Тебенькова, Баранского; 13 - кипящий источник "Голубое озеро"; 14 - скважины колонкового бурения: а - с рудными и силикатными шариками во вмещающих породах, б - без рудных и силикатных шариков, в - скважины, в которых шарик не выделялся из-за отсутствия представительного керна или шлама; 15 - границы рисунка на врезке; заштрихованы - осевые зоны горстов, штриховкой показаны и геохимические профили на ргуть.





Фиг. 2. Морфологические типы шариков. Фото в отраженном свете, микроскоп МПСУ-1. 100х.

опущенный блок и тектоно-магматические поднятия (фиг. 1). Блоки вытянуты в радиальном по отношению к вершине вулкана направлении или изометричны. Породы относительно опущенного блока и тектоно-магматических поднятий в целом значительно менее нарушены, чем породы горстов. Горсты характеризуются максимальным выносом тепла на дневную поверхность - до 71000 ккал/с суммарной мощности (Пчелкин, 1988). Собственно термовыводящими структурами являются зоны разломов, разбивающие породы горстов на более мелкие блоки-пластины, и границы крупных блоков.

На глубине и на удалении от основного предполагаемого источника нагрева - диоритового тела, а также, вероятно, периферического магматического очага (Злобин, Знаменский, 1991) - распространены хлоридно-натриевые углекислоазотные нейтральные термы с низкой газонасыщенностью и минерализацией от 0.5 до 3.0 г/л, обогащенные Rb, Cs, K, Ga (Пчелкин, 1988). Пароконденсату на месторождении отвечают сероводородно-углекислосульфатные воды с минерализацией от 0.15 до 2.0 г/л. Источники из поверхностного водоносного горизонта сероводородные, слабо кислые

и субнейтральные. Вода гидросольфатных полей существенно сульфатная, от нейтральной до кислой, температуры 80°C. Кислые воды обогащены Al и Fe, а по району Кипящей Речки - и As, Ba. Гидротермы месторождения Океанское отличаются повышенным содержанием водорода (Знаменский, Никитина, 1985). Температуры парогидротерм, по данным термокаротажа скважин и изучения газожидких включений во вторичных минералах, колеблются от 180 - 200°C до 300 - 350°C и более в зависимости от положения в разрезе.

Породы, вмещающие гидротермальную систему, в различной степени изменены гидротермально-метасоматическими процессами, за исключением верхнечетвертичных нетрещиноватых андезитобазальтов. Основание разреза (парусная свита) представляет собой средне-высокотемпературные пропилиты кварц-хлорит-альбит-слюдистого состава с эпидотом, цеолитами, карбонатами, сульфидами. Температуры образования пропилитов, по данным О.П. Гончаренко, достигают 350 - 470°C (Рычагов и др., 1993). Эти пропилиты тяготеют к экзоконтактной зоне предполагаемого диоритового тела. Низко-среднетемпературные (180 - 300°C) пропилиты кварц-хлорит-кальцит-цеолитовые с гидрослюдами, ангидритом, эпидотом и сульфидами развиты в интервале глубин от 0 (в горстах) до 500 м. В низкотемпературные (100 - 200°C) кварц-кальцит-цеолит-гидрослюдистые пропилиты с хлорит-сметитовыми минералами преобразованы, в основном, туффы-ты лебединской свиты и четвертичные туфы, пемзы, трещиноватые лавы. Завершают разрез опал-каолинит-алунитовые породы зоны серно-кислотного выщелачивания и продукты хлоридно-углекислого выщелачивания (сметиты), перекрывая все остальные новообразования "шапкой" мощностью 50 - 225 м, а вдоль отдельных тектонических нарушений, проникая до глубин 400 - 500 м. Опал-каолинит-алунитовые метасоматиты и смектиты вследствие своей вязкости и малой пористости служат верхним водоупором для парогидротерм.

## СОСТАВ И СТРУКТУРА ШАРИКОВ

Шаровидные минеральные образования выделены шлиховым анализом из керна и шлама скважин 55, 64, 65 и 72, пробуренных в центральной части гидротермальной системы Баранского и Мутновской (скважина М-18). Это зерна черного или стально-серого цвета. Имеют идеально гладкую поверхность со стекляннным блеском, либо шероховатую поверхность с матовым или металлическим блеском. Размер зерен колеблется от 0.1 мм и меньше до 1.7 мм. Чаще всего это правильные шарики, реже овальные, каплевидные, уплощенные с двух сторон, сросшиеся гроздьями, и др. (фиг. 2). Все шарики в различной степени магнитны. Многие шарики - полые, с выходным одним или двумя

**Таблица 1.** Структуры распада в шариках магнетита

Оксиды, мас. %	Скв .65, глуб. 570 м		Скв .64, глуб. 70 м		Скв .72, глуб. 220 м		Оксиды, мас. %	Скв .65, глуб. 570 м		Скв .64, глуб. 70 м		Скв .72, глуб. 220 м	
	магнетит	гематит	магнетит	гематит	магнетит	гематит		магнетит	гематит	магнетит	гематит	магнетит	гематит
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	CaO	-	-	-	-	—	—
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	—	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
FeO	69.28	-	68.19	-	69.04	-	MnO	-	-	-	-	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.17	99.98	30.69	97.98	<b>31.05</b>	101.11	NiO	-	-	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	ZnO	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	Сумма	100.44	99.98	98.88	97.98	100.10	<b>101.11</b>

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе "Сameбах" в Институте вулканологии ДВО РАН. Аналитик С.В. Москалева.

**Таблица 2.** Химический состав магнитных рудных и силикатных шариков

Оксиды, мас. %	Магнетит		Шорломит			Оксиды, мас. %	Магнетит		Шорломит		
	72-14	65-36	65-38	65-39	М-18		72-14	65-36	65-38	65-39	М-18
	320 м	440 м	540 м	570 м	370 м		320 м	440 м	540 м	570 м	370 м
SiO <sub>2</sub>	0	0	18.96	13.27	12.91	CaO	0	0	0.36	2.24	10.56
TiO <sub>2</sub>	0.01	1.75	38.20	35.91	48.15	Na <sub>2</sub> O	0	0	1.89	0	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.22	7.44	7.23	2.14	K <sub>2</sub> O	0	0	2.43	0.05	0.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	68.63	64.81				MnO	0.10	0.67	14.47	11.06	15.43
FeO	30.79	31.53	9.84	24.33	6.33	NiO	0	0	0	0	0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0.09	0	0	ZnO	0	0	0	0	0
MgO	0	0.15	6.14	5.95	3.04	Сумма	99.53	99.13	99.82	100.04	99.24

Примечание. Здесь и в табл. 3 микрозондовый анализ выполнен в Институте вулканологии ДВО РАН. Аналитики: Т.М. Фи-лософова и С.В. Москалева.

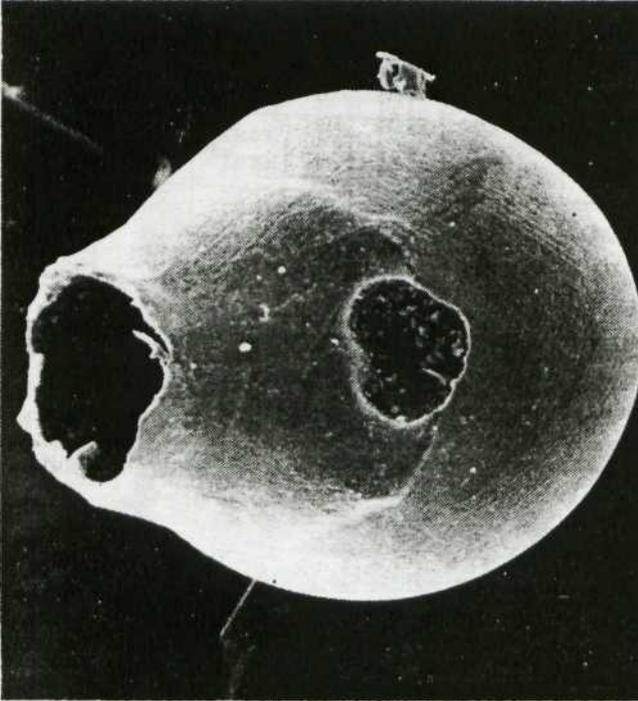
**Таблица 3.** Химический состав шариков самородного железа и ядер шариков магнетита

Элементы, ат. %	M18,120 м	M18,485 м	M18,485 м	72-14, 320 м	72-14, 320 м	Элементы, ат. %	M18,12 0 м	M18,485 м	M18,485 м	72-14, 320 м	72-14, 320 м
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
Pb	0	0	0	0	0	Ti	0	0	0	0	0
Si	0	0.30	0.14	0	0	Sn	0	0	0	0	0
Ni	0.02	1.91	0.85	0	0.18	Co	0	0	0	0	0
Fe	99.97	97.68	98.98	100.0	99.80	Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Mn	0.01	0.10	0.02	0	0.03						

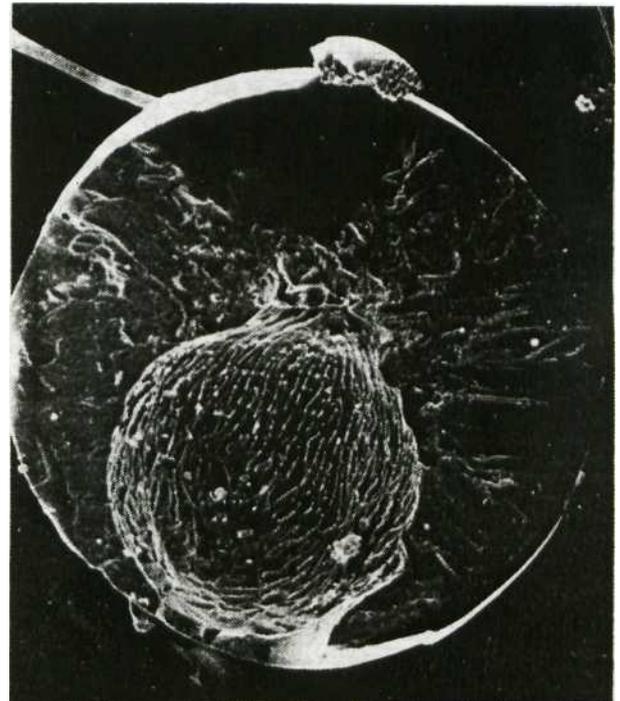
Примечание. 1, 4- шарика самородного железа, 2, 3, 5 -ядра шариков магнетита. Аналитики: Т.М. Фи-лософова и С.В. Мос-калева.

отверстиями (фиг. 3). Имеют гомогенное строение, либо одно или несколько ядер, выделяющихся высокой отражательной способностью. В некоторых случаях ядра представляют собой самородное железо, в других - гематит, выполняющий

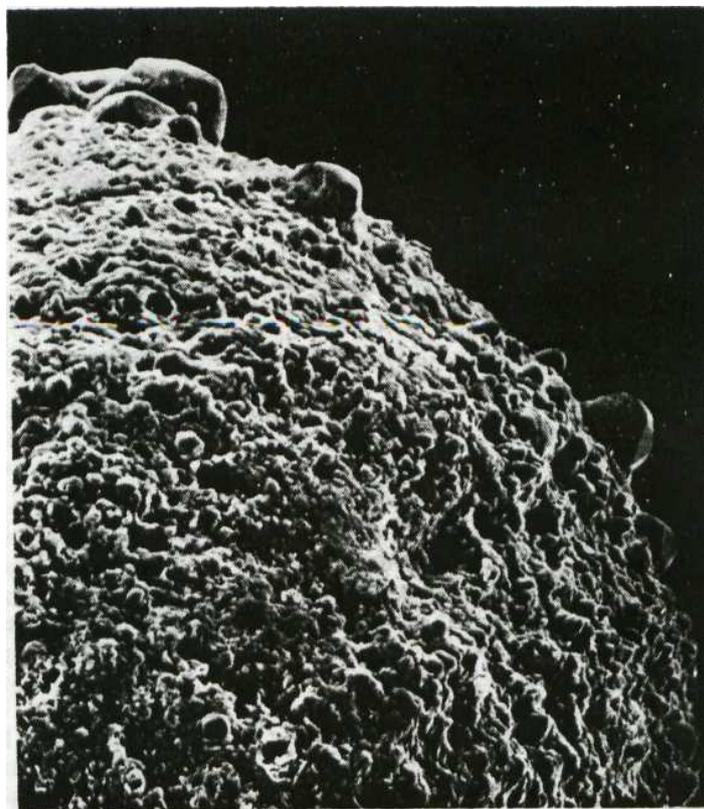
полость (фиг. 4, табл. 1). Редкие тонкие корочки на поверхности шариков представляют собой агрегат кристаллов гематита (фиг. 5). Состав шариков определен на рентгеновском микроанализаторе "Сameбах" (табл. 2, 3) и автоматизированным



Фиг. 3. Полный шарик с центральным и боковым отверстиями. Электронный сканирующий микроскоп. 250х.



Фиг. 4. Рудный массивный шарик с пустотой, выполненной гематитом. Электронный сканирующий микроскоп. 220х.



Фиг. 5. Корочка гематита на рудном шарике. Электронный сканирующий микроскоп. 600х.

РУДНЫЕ И СИЛИКАТНЫЕ МАГНИТНЫЕ ШАРИКИ

Таблица 4. Минеральный состав магнитных шариков

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

Таблица 5. Состав дополнительных минеральных фаз в шариках магнетита

№ образца	Глубина, м	Минерал	d/n	Эталон	по ASTM
72-3	100-400	Магнетитоферрит		36/398	
		4	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	!	1.280
65	250 - 950	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
		1	1.092	1	1.094
72-3	100 - 400	Треворит желез.		23/1119	
		3	4.830	3	4.831
		5	2.954	5	2.959
		10	2.524	10	2.525
		4	2.098	4	2.092
		4	1.483	6	1.480
72-3	100-400	Купрошпинель		25/283	
		10	2.524	10	2.519
		4	2.098	3	2.101
		3	1.611	4	1.616
		4	1.483	5	1.479
		72-3	100-400	Квондилит	
10	2.524			10	2.532
4	2.098			2	2.101
4	1.483			4	1.486
1	1.282			1	1.282
1	1.049			1	1.050

Примечание. В табл. 4 и 5 - рентгенофазовый анализ выполнен в Институте вулканологии ДВО РАН. Аналитик -С.Г. Кокорев.

рентгенофазовым анализом на приборе ДРОН-2 (табл. 4, условия съемки: Со-излучение, 30 kv, 30 mA). Выделены следующие разновидности рудных и силикатных магнитных шариков: 1) само-родного железа; 2) магнетитовые; 3) Fe-Ti-Mn-си-ликатные (гранат типа шорломита); 4) зональные с ядром из железа, имеющим примесь Ni, Mn и Si до 5% и оторочкой из магнетита с иоцитом. Рент-генофазовым анализом отмечено также устойчивое содержание в шариках минеральных фаз: же-лезистый треворит - (Ni, Fe)Fe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, магнезиофер-рит - MgFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, хромит - FeCr<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, купрошпинель -CuFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, донацит- (Fe, Mg)(Cr, Fe)<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, квондилит -Mg<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub>. Наиболее распространены шарики магнетита, остальные основные разновидности пред-ставлены в равной мере.

*Шарики магнетита.* Чаще всего идеально круглые, черного цвета, с матовой поверхностью. Внутреннее строение различно: преобладают пористые, либо с одной или несколькими пустотами; реже гомогенные массивные. В отраженном свете иногда наблюдаются структуры распада петельчатой, пластинчатой, решетчатой формы, полигональные и пилообразные структуры роста кристаллов. Наличие структур распада не всегда подтверждается микронзондовыми исследованиями, по-видимому, из-за близости состава фаз (магнетит-треворит-магнезиоферрит-хромит-купрошпинель-...), но фиксируется рентгенофазо-вым анализом (табл. 5). В зернах со скелетной (пилообразной) структурой светлая фаза (ядро кристаллов) сложена магнетитом, темная фаза

представлена шорломитом и слагает межзерно-вое пространство и оторочку вокруг ядра.

*Fe-Ti-Mn-силикатные шарики.* Имеют блестящую поверхность, сильный стеклянный блеск, черный цвет, более слабую магнитность и наименьшую отражательную способность из всех выделений. Чаще образуют правильные формы шара, реже - эллипсоидные и др. Структура однородная, массивные, менее характерна мелкая пористость. Состав рассчитывается на формулу Mn-шорломита.

*Шарики самородного железа* отличаются от рассмотренных выше образований стально-серым цветом, шероховатой поверхностью, иногда покрытой тонкой пленкой лимонита; высокой магнитностью и ковкостью.

*Зональные.* Наиболее простые и, по-видимому, типичные состоят из ядра, сложенного самородным железом, и оторочки из магнетита с иоцитом, треворитом и другими близкими по составу минеральными фазами. Наблюдается также сложное соотношение минеральных фаз, но такие шарики редки. По внешним параметрам зональные шарики трудно отличимы от магнетитовых.

### ШАРИКИ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ, ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА И МИНЕРАЛУДОБРАЗОВАНИЯ В ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ<sup>1</sup>

Исследование распределения рудных и силикатных магнитных шариков в пределах структуры современной высокотемпературной гидротермальной системы показало, что эти минеральные выделения характерны для зон восходящего потока гидротермального флюида - горстов, их краевых и особенно осевых частей (фиг. 1). Осевые части горстов представляют собой зоны тектонических нарушений мощностью 100-200 м, открытые на глубину не менее 1.5 - 2.0 км (Рычагов, 1993). По этим зонам происходит подъем наиболее горячих гидротермальных растворов: до 320°C по результатам прямых замеров в скважинах и до 470°C, по данным изучения газожидких включений и минеральным геотермометрам (Рычагов и др., 1993). Метасоматиты на всем протяжении вертикального разреза (1000 м в скважинах 64 и 65) содержат большое количество шариков: шарики выполняют пустоты и трещины, реже облекаются гидротермальной глиной, кварц-хлорит-гидрослюдистым агрегатом, равновесным с раствором. Вместе с тем, шарики полностью отсутствуют в породах зон питания гидротермальной системы - в опущенных блоках на участках охлаждения пород метеорными или отработанными

ми термальными водами (фиг. 1). По-видимому, шарики самородного железа, шорломита, магнетита и их зональные различия формируются при температуре не менее 500 - 600°C на глубинах  $\geq 1.5 - 2.0$  км в непосредственной близости или в пределах субинтрузивного тела (периферического очага?) и выносятся к дневной поверхности сухим газовым флюидом. В пользу наличия восстановленного флюида (сохранности высоких отношений  $H_2/H_2O$ , по Ф.А. Летникову (Флюидный режим метаморфизма, 1980)) в близ-поверхностных условиях свидетельствует также факт выделения большого количества водорода из термальных источников - "Голубых озер" в пределах горста Кипящая Речка (Знаменский, Никитина, 1985). Не исключено, однако, что восстановленные газы не успевают окисляться вследствие высокой скорости их подъема или близости к дневной поверхности магматического очага, а также возможного участия в составе гидротермального флюида элементоорганических соединений (Слободской, 1977). Последнее подтверждается наличием большого количества обугленной древесины в отложениях лебединской свиты, представляющей собой первый водоносный горизонт гидротермальной системы, где следовательно должно происходить активное взаимодействие флюида с органическим веществом. Видимо, правы авторы работы (Флюидный режим Земли..., 1991), полагая, что в динамических условиях развития систем, в том числе гидротермальных, полного окисления флюида не происходит.

Таким образом, шарики самородного железа, магнетита и шорломита, установленные в пределах структуры гидротермальной системы, находящейся на прогрессивном этапе развития, служат индикаторами больших температур газожидкого флюида, высокой степени его восстановленности ("сухости") и проницаемости зон: тектонические нарушения в осевых частях горстов раскрыты, по-видимому, вплоть до субинтрузивного диоритового тела или даже периферического магматического очага. В остывающих гидротермальных системах (Паужетской, Паратунской и др., Южная Камчатка) не обнаружены рудные и силикатные шарики в метасоматитах, как нет и признаков наличия восстановленного флюида.

Кроме того, исследования рудных и силикатных шариков показали, что гидротермальный флюид обладает высокой газонасыщенностью и активно воздействует на формирование самой геологической структуры системы. Об этом говорит и широкое развитие гидротермальных брекчий в зонах современных тектонических нарушений (пародоминирующих систем, по Н.С. Жатнуеву и др., 1990), а также полимиктовых комбинированных брекчий с сульфидной минерализацией в брекчиевой мантии диоритового тела. В общем случае к

<sup>1</sup> Многие положения статьи обсуждаются на концептуальном уровне.

участкам неоднократного брекчирования пород, как наиболее проницаемым зонам, тяготеют скопления шариков. Этот очень важный момент, как индикатор геологической структуры гидротермальных систем, был отмечен ранее для эпи-термальных рудных месторождений (Новгородова, 1983).

В теории гидротермального рудообразования известно положение, что кварц, халцедон, сульфиды и другие минералы ранних стадий несут в себе тонкодисперсную вкрапленность золота, на поздних этапах эволюции систем происходит укрупнение золота, образование богатых рудных минеральных ассоциаций. Эта тенденция намечается и для современных гидротермальных систем и геотермальных месторождений. С рудными и силикатными шариками происходит привнос в систему целого ряда элементов: Fe, Mn, Mg, Ti, Cr, Al, Si, K, Na, Ca и, по-видимому, др. Пирит современной высокотемпературной гидротермальной системы в зонах восходящего потока гидротерм включает еще более широкий спектр элементов: Au, Ag, As, Hg, Pb, Cu, Mg, Mn, Mo, Co, Ni, Zr, V, Si, Al, в количестве от 0.0001 до 3.2% (Рычагов и др., 1995), что согласуется и с составом глубинных растворов (Пчелкин, 1988). Многие из указанных элементов привносятся в систему глубинным флюидом. В целом, имеет место устойчивое повышение содержания этих и других элементов от ранних этапов формирования геотермального месторождения к поздним: сульфиды и глины остывающего Паужетского месторождения парогидротерм 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., кварц-адуляровые мета-соматиты - Au до 0.1 г/т, Ag до 0.0002%, As до 0.001% и др. (Структура..., 1993).

## ВЫВОДЫ

- 1) Рудные и силикатные магнитные шарики (самородного железа, магнетита, шорломита и зональные - из магнетита с железом, иоцитом и шорломитом) в структуре современной гидротермальной системы характеризуют высокотемпературный восходящий поток существенно газового восстановленного флюида.
- 2) Шарики трассируют открытые на глубину не менее 1.5 - 2.0 км зоны тектонических нарушений в осевых частях горстов.
- 3) С рудными и силикатными шариками происходит привнос в гидротермальную систему целого ряда элементов: Fe, Mn, Mg, Ti, Cr, Al, Si, K, Na, Ca и др. Источником рудоносного глубинного флюида, вероятно, является субинтрузивное диоритовое тело или собственно периферический магматический очаг основного состава.
- 4) Современные высокотемпературные геотермальные месторождения вулканогенного типа,

по-видимому, могут служить аналогом первых этапов формирования эпитеермальных золото-сульфидных месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-08240).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. Сергеева К.Ф., Красно-го М.Л. Л.: ВСЕГЕИ, 1987.
- Главатских С.Ф. Самородные металлы и интерметаллические соединения в продуктах эксгаляций Большого Трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 2. С. 433 - 437.
- Гориков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
- Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Королева Г.П. Пародо-минирующая система Верхнего термального поля Пау-жетского месторождения (Южная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 1. С. 175 - 178.
- Злобин Т.К. Строение литосферы в районе о-ва Итуруп по сейсмическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. №3. С. 33-41.
- Злобин Т.К., Знаменский В.С. Геология и глубинное строение геотермального района (о-в Итуруп) // Геология руд. месторождений. 1991. № 4. С. 3 - 15.
- Знаменский В.С. Гидротермально измененные породы Мутновского (Камчатка) и Кипящего (о-в Итуруп) геотермальных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №5. С. ПО- 123.
- Знаменский В.С., Никитина И.Б. Гидротермы центральной части острова Итуруп (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1985. С. 44 - 65.
- Карпов Г.А., Киреев Ф.А., Ероцев-Шак В.А. Самородное железо в гидротермальной системе Камчатки // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 6. С. 1440 - 1443.
- Кирюхин А.В., Делемень И.Ф., Гусев Д.Н. Высокотемпературные гидротермальные резервуары. М.: Наука, 1991.
- Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М.: Госгеол-техиздат, 1961.
- Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: блоковая структура и интенсивность гидротермально-метасоматического перерождения пород по петрофизическим данным // Вулканология и сейсмология. 1995. № 5.
- Никольский Н.С. Флюидный режим эндогенного минералообразования. М.: Наука, 1987.
- Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983.
- Пчелкин В.И. К методике поисков термальных вод в районах современного вулканизма (на примере центральной части о-ва Итуруп) // Всесоюзное совещание по подземным водам Востока СССР. Иркутск-Ю. Са-халинск, 1988. С. 57 - 58.
- Рычагов С.Н. Брекчиевая структура геологической среды. Петропавловск-Камчатский, 1989. 62 с. Деп. в ВИНТИ 04.04.89. № 2138-В89.

- Рычагов С.Н.* Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: модель геологической структуры // Вулканология и сейсмология. 1993. № 2. С. 59 - 74.
- Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П., Жатнуев Н.С., Коробов АД.* Температурная и минералогическая характеристика геотермально-го месторождения Океанское (о-в Итуруп) // Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35. № 5. С. 405-418.
- Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П., Жатнуев Н.С., Коробов АД.* Температурный режим вторичного минералообразования и структура температурного поля в недрах гидротермальной системы вулкана Баранского (о-в Итуруп) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 6. С. 96 - 112.
- Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Степанов И.И.* Пи-рит высокотемпературных гидротермальных систем как индикатор флюидного режима и геодинамической обстановки над интрузиями // V Междунар. конф. по тектонике плит (памяти Л.П. Зоненшайна). М., 1995.
- 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.
- Слободской Р.М.* Элементоорганические соединения и некоторые проблемы эндогенной геологии // Геология и геофизика. 1977. № 5. С. 52 - 66.
- Структура гидротермальной системы /Отв. ред. Бело-усов В.И., Ломоносов И.С. М.: Наука, 1993.*
- Тян В.Д., Ермолов П.В., Попов Н.В., Рафииков Т.К.* О магматической природе самородного железа в гранитоидах и продуктах его окисления // Геология и гео-физика. 1976. № 5. С. 48 - 53.
- Флюидный режим Земли и проблема крупномасштабного рудообразования (на примере халькофильных металлов) / Отв. ред. Поляков Г.В., Иванкин П.Ф. Новосибирск: Наука, 1991.*
- Флюидный режим метаморфизма / Отв. ред. Летников Ф.А., Комаров Ю.В. Новосибирск: Наука, 1980.*
- Юдин И.А.* Исследование искусственной метеорной пыли (шариков) // Метеоритика. 1969. Вып. XXIX. С. 132-150.