

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И УСЛОВИЙ МИНЕРАЛУДООБРАЗОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ГАЗО- ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ КАМЧАТКИ

Карпов Г.А.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский,

E-mail: karpovga@kcs.iks.ru

Коротко рассматриваются особенности минерального состава пневматолитов и эксгаляционных образований, связанных с фумарольными выходами (Большое трещинное Толбачинское извержение, Активная воронка Мутновского вулкана и др.), а также метасоматитов и обогащенных рудным веществом осадков в приповерхностных зонах современных рудообразующих вулканогенных гидротермальных систем (Киреунской, Апапельской, кальдеры Узон и др.). Приводятся данные о содержании рудных элементов (As, Sb, Hg, Au, Ag) в газовой фазе, растворах и минеральном веществе в очагах разгрузок современных вулканогенных газо-гидротермальных систем. Делается вывод о конвергентности рудной специализации пневматолитового и собственно гидротермального процессов в современном вулканическом поясе Камчатки.

BULK COMPOSITION AND CONDITIONS OF MINERAL AND ORE- FORMATION IN MODERN ORE-FORMING VOLCANOGENIC GAS – HYDROTHERMAL SYSTEMS OF KAMCHATKA

Karpov G.A.

Institute of volcanology and seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky

E-mail: karpovga@kcs.iks.ru

The aim of this study is to assume the features of mineral composition in exhalative formations and pneumatolytes related to fumarolic vents (The Great fissure Tolbachik eruption and active vent at Mutnovsky volcano, etc.), and metasomatites and ore-rich sediments in shallow layers of modern ore-forming volcanogenic hydrothermal systems (the Kireunskaya; the Apapelskaya and Uzon caldera). The data presented in this paper show the content of ore-elements (As, Sb, Hg, Au and Ag) in a gas phase, solutions and mineral substance in discharge vents of modern volcanogenic gas-hydrothermal systems. We concluded the article with comments on convergence of ore mineralization in pneumatolyte and hydrothermal processes in modern volcanic belt of Kamchaka.

Трудами многочисленных исследователей-металлогенистов, среди которых следует особенно выделить отечественных ученых – С.С. Смирнова, Ю.А. Билибина, А.Г. Бетехтина, В.И. Смирнова, Е.А. Радкевич, Г.С. Дзоценидзе, Г.М. Власова, В.Н. Котляра, Г.Ф. Яковлева, Г.А. Твалчрелидзе, Х.М. Абдуллаева, М.М. Василевского,

В.И. Гончарова, а из зарубежных – В. Линдгрена, В.Г. Эмманса, Х. Шнейдерхена, А.Е. Рингвуда, Г.С. Йодера и др. к настоящему времени разработаны и получили всеобщее признание структурно-геологические, минералого-петрографические и геохимические критерии генетической связи различных типов рудных месторождений с разнообразными комплексами магматических пород. Наиболее детально эти признаки изучены и систематизированы для интрузивных комплексов. Получила признание концепция плутоногенной металлогении, в основе которой лежит контроль месторождений платины, хрома, никеля, меди, ванадия, титана магматическими породами фемического профиля, а месторождений золота, серебра, олова, вольфрама, редких металлов – изверженными породами сиалического типа.

В известной мере обоснованы представления, по крайней мере, о парагенетической связи некоторых месторождений гидротермального генезиса с малыми интрузиями, субвулканическими телами и другими магматическими образованиями. Но вопрос об источнике рудного вещества, формирующего рудообразующие гидротермальные растворы, до сих пор для большинства гидротермальных месторождений решен далеко неоднозначно.

В этой связи важное познавательное значение имеют исследования гидротермальных процессов в областях современной тектоно-магматической активности. Одной из таких областей является Курило-Камчатская вулканическая дуга, где сосредоточено около 100 действующих вулканов и несколько сотен проявлений постмагматической деятельности.

Постмагматическая стадия вулканизма проявляется в процессе остывания самих изверженных пород и, в основном, в результате остывания и кристаллизационной дифференциации магматического расплава в неглубоко залегающих магматических камерах. На поверхности Земли она выражается фумарольно-сульфатарной деятельностью и проявлениями мофет, термальных источников и гейзеров. Вулканогенные флюидные потоки, поднимающиеся к поверхности Земли, по-видимому, состоят из смеси магматических летучих, в различной степени контаминированных компонентами инфильтрационных и/или седиментационных водно-солевых систем тех геологических структур, через которые они мигрируют. Соответственно, в зависимости от состава материнских магматических расплавов и регенерированных водно-солевых систем пород, перекрывающих магматические очаги, формируются флюидные потоки различного солевого и микроэлементного состава. Естественно, по пути своего следования они

производят метасоматическую проработку пород, а на геохимических барьерах разного рода при этом осаждаются рудные компоненты и при благоприятных условиях могут формироваться рудные месторождения.

J.W. Hedenquist и J.B. Lowenster в своей сводке [21] подчеркивают наличие генетической связи между магмами и гидротермальными рудными месторождениями.

Как будто бы подтверждают это и экспериментальные исследования и физико-химическое моделирование систем «магма-флюид», которые показали, что металлы и лиганды могли быть мобилизованы из магмы. Ссылаясь на натурные наблюдения в Новой Зеландии, где действующий вулкан «Белый Остров» выбрасывает в год порядка $0,13 \times 10^6$ т SO_2 ; $1,9 \times 10^6$ т H_2O ; $0,4 \times 10^6$ т CO_2 ; 110 т Cu и более 350 кг Au, и на аналогичные данные, например, по вулканам Аляски (вулкан Августин), Италии (Этна), Хеденквист и Лоунгер допускают, что при достаточно большом времени взаимодействия магматических и гидротермальных систем именно дегазирующие магмы могут быть источником металлов, достаточным для создания гидротермальных месторождений.

Исследования специфики вещественного состава и условий минерало-рудогенеза в очагах разгрузок современных вулканогенных газо-гидротермальных систем Камчатки дают важную информацию о источниках рудного вещества и содействуют развитию общей теории гидротермального рудообразования.

Так, работы С.И. Набоко и ее учеников – С.Ф. Главатских, Л.П. Вергасовой, Е.К. Серафимовой и др. [15,16,17,18] позволили не только существенно расширить список минералов постмагматической стадии вулканизма, но и выявили основные закономерности распределения рудных элементов, в первую очередь Cu, Zn, Bi, Au, Ag, As, Sb, Hg в метасоматитах и эксгаляционных образованиях, связанных с базальтоидным вулканизмом. Например, ими показано, что рудные минералы, осаждавшиеся непосредственно из магматических газов в околожерловых камерах-ловушках на Северном прорыве Большого трещинного Толбачинского извержения представлены хлоридами, оксихлоридами, сульфатами, оксисульфатами, окислами Cu, Pb, Zn, Fe, Al, V, Te, Se, Bi и самородными металлами, в том числе самородным золотом.

Эти открытия дали толчок к развитию нового научного направления в структурной минералогии и неорганической кристаллохимии – т.н. новой кристаллохимии, которая строится на базе катионных тетраэдров XА, например

$[\text{OSi}_4]^{6+}$, в которых центральным атомом является анион X (например, кислород O, не входящий в кислотные радикалы), а в вершинах располагаются атомы металла A. Комплексы тетраэдров XA формируют остов кристаллической структуры, который определяет многие физические и химические свойства данных соединений. В развитие этих исследований уже вышла в свет великолепная книга соавторов Л.П. Вергасовой во многих статьях – С.В. Кривовичева и С.К. Филатова «Кристаллохимия минералов и неорганических соединений с комплексами анионцентрированных тетраэдров», 2001 г.

Следует отметить и выявленные работами С.И. Набоко, С.Ф. Главатских, Е.К. Серафимовой и др. закономерности в распределении золота и серебра. Самородное золото ассоциируется с хлоридами, оксихлоридами меди, фторидами, эвхлорином, халькакцином, афтитолитом и шариковидным кварцем в зонах выхода газов с температурой порядка 450°C. В повышенных содержаниях Au и Ag определены во фторидно-кремнистых пневматолитах. Таким образом, эти пневматолиты могут служить поисковым критерием на наличие рудных скоплений.

Исследования И.А. Меняйлова и др. [11] на БТТИ позволили впервые получить данные о содержании Au и Ag в магматических газах. В конденсате газов из магнезиального базальта было определено Au до 0,088 мг/л, Ag до 0,012 мг/л. Причем только за 2,5 месяца деятельности Северного прорыва из базальтового очага вулканическими газами было вынесено 854 т Cu; 432 т Pb; $4,6 \times 10^3$ т Zn; $1,4 \times 10^4$ т Pt; $2,1 \times 10^3$ т Sb; $1,2 \times 10^3$ т As; 5,1 т Au; 1,3 т Ag. После завершения этого извержения на фумарольных полях стала формироваться корка Cu-Zn оруденения [3]. К настоящему времени в списках минералов вулканогенно-экспаляционного генезиса, обнаруженных на Камчатке, значится уже более 100 минералов (табл. 1). И тем не менее, это оруденение имеет лишь минералогический интерес. Оксосульфаты, оксохлориды и хлориды меди, свинца, цинка и других элементов, отлагающиеся в приповерхностной зоне выходов фумарол, очень неустойчивы и со временем растворяются, если не будут перекрыты материалом последующих извержений.

Таблица 1. Список минералов вулканогенно-эксплазивного генезиса (по материалам Л.П. Вергасовой, С.К. Филатова, 1992; и Е.К. Серафимовой, 1992)

	САМОРОДНЫЕ	25	Брусит ⁵ Mg(OH) ₂
1	Самородное золото ⁵ Au	26	Сассолин ^{2,3,5,7,10} В(OH) ₃
2	Цинкистая медь ⁵ Cu ₂ Zn	27	Гидрооксиды Fe ⁵
3	Самородное железо ⁵ Fe		ФТОРИДЫ
4	Самородный алюминий ⁵ Al	28	Флюорит ^{1,5,6,10} CaF ₂
5	Графит ¹ C	29	Селлаит ^{1,5,6} MgF ₂
6	Самородный кремний ⁵ Si	30	Гиератит ^{1,5} K ₂ SiF ₆
7	Сера ромбическая ^{1-3, 5, 15} S	31	Малладрит ^{5,6} Na ₂ SiF ₆
	КАРБИДЫ	32	Криптогалит ^{1,6} (NH ₄) ₂ SiF ₆
8	Муассанит ^{2,5} SiC	33	Хиолит ⁶ Na ₃ Al ₃ F ₁₄
	СУЛЬФИДЫ	34	Веберит ⁶ Na ₂ MgAlF ₇
9	Пирит ^{2,5,7,9,12} FeS ₂	35	Эльпасолит ^{1,5,6} K ₂ NaAlF ₆
10	Марказит ^{7,9,14} FeS ₂	36	Ральстонит ^{1,3,5,6,10} Na ₃ (Mg _x Al _{2-x})(F,OH) ₆ ·yH ₂ O
11	Реальгар ⁵ As ₄ S ₄	37	Влодавецит ⁵ AlCa ₂ (SO ₄) ₂ F ₂ Cl·4H ₂ O
12	Аурипигмент ⁵ As ₂ S ₃		ХЛОРИДЫ И ОКСИХЛОРИДЫ
	ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ	38	Нашатырь ^{1,5,6,8-11} NH ₄ Cl
13	Тенорит ^{1,5} CuO	39	Галит ^{1,3,5,6,10} NaCl
14	Массикот ³ PbO	40	Сильвин ^{1,2,5,6} KCl
15	Гематит ^{1-7,10} Fe ₂ O ₃	41	Нантокиит ⁵ CuCl
16	Щербинаит ^{3,5,10} V ₂ O ₅	42	Толбачит ⁵ CuCl ₂
17	Магнетит ¹⁰ Fe ₃ O ₄	43	Котуннит ⁵ PbCl ₂
18	Маггемит ⁵ γ-Fe ₃ O ₄	44	Хлормагнетит ^{1,5} MgCl ₂
19	Магнезиоферрит ^{1,5} MgFe ₂ O ₄	45	Гидрофилит ^{1,5} CaCl ₂
20	α-кristобалит ^{1-3,5} SiO ₂	46	Молизит ^{1,5,8,10,11} FeCl ₂
21	Тридимит ^{1,5,10} SiO ₂	47	Меланоталлит ⁵ Cu ₂ Ocl ₂
22	Опал ^{1-5,7-10} SiO ₂ ·nH ₂ O	48	Хлоралюминит ^{1,10} AlCl ₃ ·6H ₂ O
23	Ильземаннит ^{3,10} Mo ₃ O ₈ ·nH ₂ O	49	Атакамит ⁵ Cu ₂ Cl(OH) ₃
24	Вернадит ¹ MnO ₂ ·nH ₂ O	50	Боталлакит ⁵ Cu ₂ Cl(OH) ₃
51	Пономаревит ⁵ K ₄ Cu ₄ Ocl ₁₀	84	Халькантит ⁵ CuSO ₄ ·5H ₂ O
52	Эриохальцит ^{1,5} CuCl ₂ ·2H ₂ O	85	Гексагидрит ⁵ MgSO ₄ ·6H ₂ O
53	Эритросидерит ¹ K ₂ FeCl ₅ ·H ₂ O	86	Мелантерит ^{2,10} FeSO ₄ ·7H ₂ O
54	Кремезит ¹ NH ₄ KFeCl ₅ ·H ₂ O	87	Эпсомит ^{2,3,5,7} MgSO ₄ ·7H ₂ O
55	Бишофит ^{1,5} MgCl ₂ ·6H ₂ O	88	Рёмерит ¹² Fe ²⁺ Fe ³⁺ ·(SO ₄) ₄ ·22H ₂ O
56	Лесюкиит ⁵ Al ₂ (OH) ₃ Cl·2H ₂ O	89	Пиккерингит ^{2,5,7-9} MgAl ₃ (SO ₄) ₄ ·22H ₂ O
57	Митчерлихит ⁵ K ₂ CuCl ₄ ·2H ₂ O	90	Галотрихит ^{1-3,7-9,12} Fe ²⁺ Al ₂ (SO ₄) ₄ ·22H ₂ O
58	Карналлит ^{5,10} KMgCl ₃ ·6H ₂ O	91	Кокимбит ^{2,6} Fe ₂ (SO ₄) ₃ ·9H ₂ O
59	Тахигидрит ⁵ CaMg ₂ Cl ₆ ·12H ₂ O	92	Алуноген ^{1-3,5-9,12} Al ₂ (SO ₄) ₃ ·nH ₂ O
60	Гидроксил-хлориды Fe, Mg ⁵	93	Долерофанит ⁵ Cu ₂ OSO ₄
	КАРБОНАТЫ	94	Эвхлорин ^{1,5,10} NaKCu ₃ O(SO ₄) ₃
61	Натрит ⁵ Na ₂ CO ₃	95	Федотовит ⁵ K ₂ Cu ₃ O(SO ₄) ₃
62	Кальцит ⁵ CaCO ₃	96	Ключевскит ⁵ K ₃ Cu ₃ Fe ³⁺ O ₂ (SO ₄) ₄
63	Термонатрит ⁵ Na ₂ CO ₃ ·H ₂ O	97	Алюмоключевскит ⁵ K ₃ Cu ₃ AlO ₂ (SO ₄) ₄
64	Нескевонит ⁵ Mg(HCO ₃)(OH)·2H ₂ O	98	Камчаткит ⁵ Kcu ₃ Ocl(SO ₄) ₂
65	Гидромагнетит ⁵ g ₄ (CO ₃) ₃ (OH) ₂ ·4.5H ₂ O	99	Пийпит ⁵ K ₄ Cu ₄ O ₂ (SO ₄) ₄ ·MeCl (Me-Na, Cu ⁺)
66	Дипингит ⁵ Mg ₅ (CO ₃) ₄ (OH) ₂ ·5H ₂ O	100	Набокоит ⁵ Cu ₇ Te ⁴⁺ (SO ₄) ₅ ·KCl
67	Хлорартинит ⁵ Mg ₂ CO ₃ ClOH·3H ₂ O	101	Атласовит ⁵ Cu ₆ Fe ³⁺ Bi ³⁺ O ₄ (SO ₄) ₅ ·KCl
	СУЛЬФАТЫ И ОКСИСУЛЬФАТЫ	102	Магнезиокопиапит ⁵ MgFe ³⁺ (SO ₄) ₆ (OH) ₂ ·20H ₂ O
68	Арканит ⁵ K ₂ SO ₄	103	Ванадиевый сульфат ²
69	Тенардит ^{1-3,5,6} Na ₂ SO ₄		АРСЕНАТЫ
70	Метатенардит ² Na ₂ SO ₄	104	Ламмерит ⁵ Cu ₃ (AsO ₄) ₂
71	Англезит ⁵ PbSO ₄	105	Аларсит ⁵ AlAsO ₄
72	Ангидрит ^{1-3,5,7} CaSO ₄		ВАНАДАТЫ
73	Халькокианит ⁵ CuSO ₄	106	Макбёрнейит ⁵ Cu ₃ (VO ₄) ₂
74	Миллозевичит ^{3,7,9} (Fe, Al) ₂ (SO ₄) ₃	107	Аверьевит ⁵ Cu ₅ (VO ₄) ₂ O ₂ ·nMX (M=K, Cs, Rb)
75	Афтиталит ^{1,3,5,10} (K, Na) ₃ Na(SO ₄) ₂	108	Ленинградит ⁵ PbCu ₃ (VO ₄) ₂ Cl ₂
76	Лангбейнит ⁵ K ₂ Mg ₂ (SO ₄) ₃		СЕЛЕНИТЫ
77	Глауберит ^{1,2,7} Na ₂ Ca(SO ₄) ₂	109	Софиит ⁵ Zn ₂ (SeO ₃)Cl ₂
78	Блэдит ^{2,5,6} Na ₂ Mg(SO ₄) ₂ ·4H ₂ O	110	Ильинскит ⁵ Cu ₅ (SeO ₃) ₂ O ₂ Cl ₂ ·NaCl
79	Вольтаит ^{2,6,7} K ₂ Fe ²⁺ Fe ³⁺ (SO ₄) ₁₂ ·18H ₂ O		СИЛИКАТЫ
80	Тамаругит ⁵ NaAl(SO ₄) ₂	111	Афвиллит ¹ Ca ₃ Si ₂ O ₄ (OH) ₆
81	Бассанит ¹⁻⁸ 2CaSO ₄ ·H ₂ O	112	Диопсид ⁵ CaMg(Si ₂ O ₆)
82	Кизерит ^{1,5,10} MgSO ₄ ·H ₂ O	113	K, Na – полевые шпаты ⁵
83	Гипс ¹⁻¹⁵ CaSO ₄ ·2H ₂ O		

Примечание: 1 – в. Ключевской (побочные прорывы); 2 – в. Шивелуч; 3 – в. Безымянный; 4 – в. Плоский Толбачик; 5 – БТТИ, Северный прорыв; 6 – в. Карымский; 7 – в. Авачинский; 8 – в. Корякский; 9 – в. Мутновский; 10 – в. Алайд (побочный прорыв 1972 г.); 11 – в. Тятя (побочный прорыв 1973 г.); 12 – в. Эбеко; 13 – в. Кизимен; 14 – в. Жупановский; 15 – в. Горелый.

В паро-газовой фазе фумарол в межпароксимальную стадию извержений вулканов рудные элементы также присутствуют, хотя и в менее значительных количествах. Так, по данным М.Е. Зеленского [5] в высокотемпературной (500-700°C) фумароле Активной воронки Мутновского вулкана содержится (мг/л): Zn до 0,17; Pb – 0,13; As – 4,7; Sb – 0,019; Hg – 0,16; Ag – 0,0063; Cd – 0,025; Sr – 0,026; Br – 3,7; Tl – 0,098. В атмосферу выносятся порядка 1-7,5 кг/сут $\sum(Cd+Tl+Pb+Bi)$ и до $n \cdot 100$ кг/сут $\sum(As+B+Na)$. В прилегающих же к выходам фумарол участках термального поля наблюдаются лишь эпизодические образования сульфидов и сульфосолей. То есть можно говорить лишь о потенциальной рудоносности современных магматогенных (вулканогенных) флюидных систем. Но на какой же глубине и каким образом перехватываются рудные элементы из вулканогенных флюидных потоков и могут ли последние формировать рудообразующие гидротермальные системы? Не выяснен также вопрос – способны ли конкретные магматические очаги, питающие вулканические центры, обеспечить рудными компонентами вулканогенные гидротермы. То есть, в конечном итоге, конвергентны ли современные гидротермальные системы, связанные с зонами вулканотектонической активности с более древними классическими рудообразующими гидротермами. Ярким апологетом сходства современных вулканогенных гидротермальных систем с древними и убежденным сторонником исследований рудообразующей роли современных гидротерм была С.И. Набоко [13,14]. Мы также поддерживаем эту гипотезу для, например, Узон-Вайотапского типа современных рудообразующих гидротермальных систем [7,8], локализованных в кальдерных структурах, специализированных на As, Sb, Hg и имеющих на небольшой глубине золото-серебряное эпитептермальное оруденение [20]. С.И. Набоко отметила, что в открытой системе вулканического процесса золото и серебро выносятся газами и рассеивается в окружающей среде. В эксгаляционной минерализации фиксируется не более 10% выносимых благородных металлов.

В противоположность пневматолитовому рудогенезу в очагах разгрузки современных гидротермальных систем растворы имеют невысокое содержание Au и Ag, но перераспределение золота и серебра между гидротермальными осадками и метасоматитами происходит с накоплением их в осадках (табл. 2).

На Камчатке наиболее изученная современная вулканогенная система локализована в кальдере Узон [2,7,12]. Узонское рудопроявление впервые обследовано сотрудниками Института вулканологии АН СССР С.И. Набоко и С.Ф.

Таблица 2

Содержание металлов в минеральных осадках современных минерало-рудобразующих гидротермальных систем Камчатки, Новой Зеландии и США (Невада), в г/т

Гидротермальная система, тип осадка	As	Sb	Hg	Au	Ag	Cu	Pb	Zn
Киреунская, опаловые корки	0-6700	26-5500	0-5	-	0,008-0,04	3-10	2-36	19-690
Апальская,								
Верхняя группа, карбонатно-опаловые корки	0-500	28-79	7-1000	-	0,08-0,44	8-200	2-50	25-29
Нижняя группа, гейзерит со скородитом, сульфидами	3800-5500	12-530	-	-	0,016-0,032	3,0-3,5	0-2	-
Узонская,								
опаловые корки	3,0-134	н.о.	0,1-30	0,0024	-	-	-	-
илы термальных озер	5,0-177	0-14	0,4-100	0,524-1,435	0-1,680	-	-	-
осадок, источник «Аркашин»	5836	-	0,2	-	-	-	12	-
Вайотапу, Новая Зеландия, опалово-сульфидный осадок	29	20000	170	80	175	-	15	50
Бродлендз, Новая Зеландия, кремневая корка	400	100000	2000	85	500	25	25	70
Стимбог-Спрингс, Невада, кремневая корка	-	40000	45	10	400	-	-	-

Примечание: прочерк – элемент не определен; Au и Ag определялись нейтронно-активационным методом, остальные элементы спектральным; *) по данным Вайсберг Б.Д. и др., 1982.

Главатских [12] более тридцати пяти лет тому назад, и с тех пор интерес к нему не убывает. Оруденение интенсивно изучается в различных аспектах, разными исследователями. Этот интерес определяется уникальным характером гидротермальной системы Узон, отличающейся рядом особенностей, редко встречающимися одновременно в пределах одного объекта.

В кальдере Узон локализована одна из самых мощных по выносу тепла гидротермальных систем Камчатки, а также уникальная по многим параметрам современная рудообразующая гидротермальная система.

В чем заключается ее уникальность?

Во-первых, здесь с термальной площади всего 0,7 км² в течение порядка 10000 лет происходит естественная разгрузка тепла, удельный вынос которого оценивается величиной 100 кал/с.м². Зимой эта площадь не покрывается снегом.

Рудообразующие растворы кальдеры Узон имеют хлоридно-натриевый состав, обогащены бором, кремнекислотой, аммиаком, имеют повышенные содержания лития, рубидия, цезия, рудных элементов – мышьяка – до 6-30 мг/л, сурьмы – до 0,01 мг/л и ртути – до 0,03 мг/л, золота (иногда до 0,015 мг/л) [7].

Характерно, что в пределах кальдеры наблюдается широкий спектр гидрохимических типов растворов – от хлоридно-натриевых до нарзанов.

В кальдере наблюдается оруденение двух типов: серное и ртутно-сурьмяно-мышьяковое [2,7], сопровождаемое проявлением нефти и газообразных углеводородов.

Удельный вынос рудных элементов с термального поля составляет в среднем (в т/год км²): As – 3,3; Sb – 0,6; Pb – 0,5; Hg – 0,007; для газов CO₂ – 1,2·10⁻⁴; CH₄ – 1,2·10⁻⁶; H₂S – 5,0·10⁻⁷; H₂ – 1,8·10⁻⁷. Изотопные данные по углероду углекислого газа ($\delta^{13}\text{C} = -2,1 \div -7,1\text{‰}$), свинцу в метасоматитах ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,3$); отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газах (0,6-1,13·10⁻⁵), по дейтерию и кислороду гидротерм (есть значения $\delta\text{D} = -75 \div -96\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 0,5 \div -3,5\text{‰}$, наконец, явно выраженные корреляционные связи ряда элементов – Li, Rb, Cs (имеющих мантийное происхождение) с хлором, а также обнаружение нами палладия в высокотемпературных термах свидетельствуют о миграции к поверхности некоторой доли ювенильных компонентов. Мы оцениваем ее величину в 5-10% [10].

В свободных газах и воде ряда термальных источников кальдеры Узон обнаружены повышенные содержания радона [19]. Состав свободных газов сильно варьирует по площади термоаномалии (в % об): CO₂ – 42,8-95,81; N₂ – 1,1-45,75; H₂ –

0,02-7,6; H₂S – 0,03-6,5; CH₄ – 0,08-22,4.

На некоторых термальных площадках в измененных породах, и в свежих минеральных осадках – повышенные (против фона) содержания радиоактивных элементов, в том числе урана и тория. Среднее значение торий-уранового отношения в измененных породах Узона равно 3,5, что более чем в 1,5 раза превышает средние величины по Курило-Камчатскому региону современного вулканизма [1].

В составе летучих соединений, выделяющихся в атмосферу со спонтанными газами из ряда термальных источников Узона, обнаружено около 60 органических соединений C₁-C₃, в том числе озон-разрушающие CCl₄ и хлорфторуглеводороды - фреоны [6]. Указанные геохимические аномалии выделяют Узон из ряда сходных с ним гидротермальных систем.

Микробиологи [4] отмечают в кальдере Узон уникальное разнообразие термофильных микроорганизмов, в том числе супертермофильных сероредукторов и метаногенов. В гидротермах Узона открыт экстремально-термофильный палочковидный микроорганизм **Thermoproteus uzonii nov.sp.** [4], пока не обнаруженный в других сходных гидротермальных системах. Исключительный интерес представляют развивающиеся здесь в настоящее время колонии микроорганизмов, формирующие постройки, аналогичные древним строматолитовым.

Поскольку сульфидная минерализация кальдеры Узон изучалась и описывалась неоднократно, здесь мы только подчеркиваем основные ее особенности.

Залежь, преимущественно реальгар-аурипигментного вкрапленного оруденения, расположена субпараллельно поверхности на глубине обычно 0,2-0,6 м на втором участке Восточного термального поля кальдеры Узон в песчано-гравийных (с глинистым цементом) отложениях (**рис. 1**). Принципиальная минералогическая зональность залежи сверху вниз: скородит, аурипигмент, реальгар, антимонит, пирит. В зоне реальгара и в окрестностях залежи отмечаются находки метациннабарита, киновари и жидкой ртути. С поверхности залежь обычно перекрыта глинистыми отложениями или панцирем гейзерита. Залежь вытянута в субширотном направлении вдоль глубинного разлома и занимает площадь 250 x 100 м. Контуры залежи близко совпадают с изотермой 60°C. Она целиком локализована в пределах площади разгрузки хлоридно-натровых гидротерм.

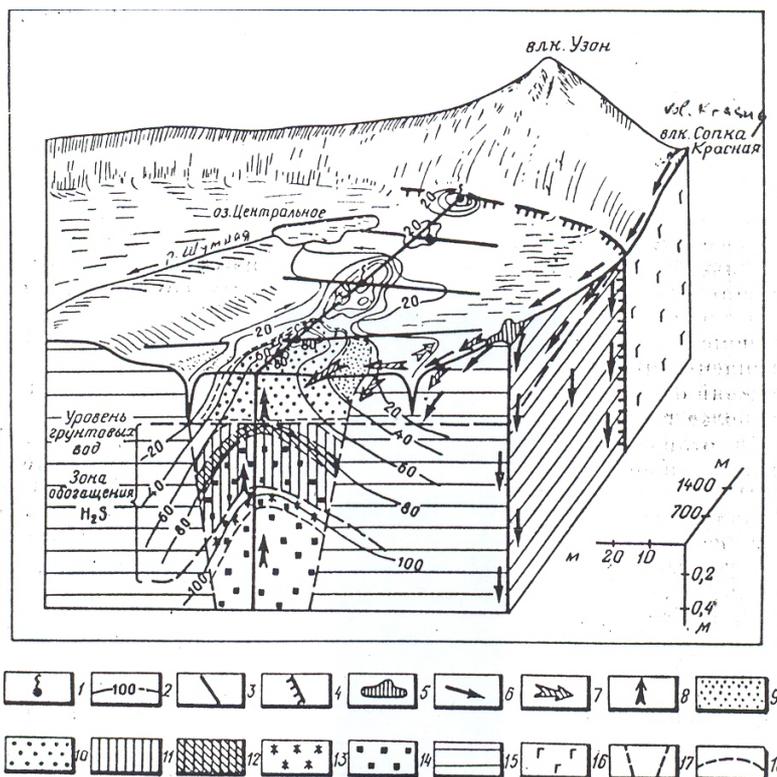


Рис. 1. Модель вулканогенной рудообразующей гидротермальной системы (на примере кальдеры Узон)

1 – участки выхода гидротерм; 2 – изотерма, °С; 3 – линейные тектонические разломы; 4 – кольцевые тектонические разломы; 5 – серные залежи фумарольно-сульфатарной стадии; 6 – пути миграции вадозных инфильтрационных вод; 7 – пути миграции сульфатных вод поверхностного формирования; 8 – поток глубинных высокотемпературных гидротерм хлоридно-натриевого состава; 9 – зона образования скородита; 10 – зона образования рентгеноаморфного аурипигмента; 11 – зона образования реальгара; 12 – зона образования ассоциации: реальгар+уззонит+алакранит; 13 – зона образования антимонита; 14 – проявления пирита; 15 – толща туфов дацитового состава; 16 – базальты стратовулкана; 17 – контур участка ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения; 18 – границы зон развития различных ассоциаций рудных минералов

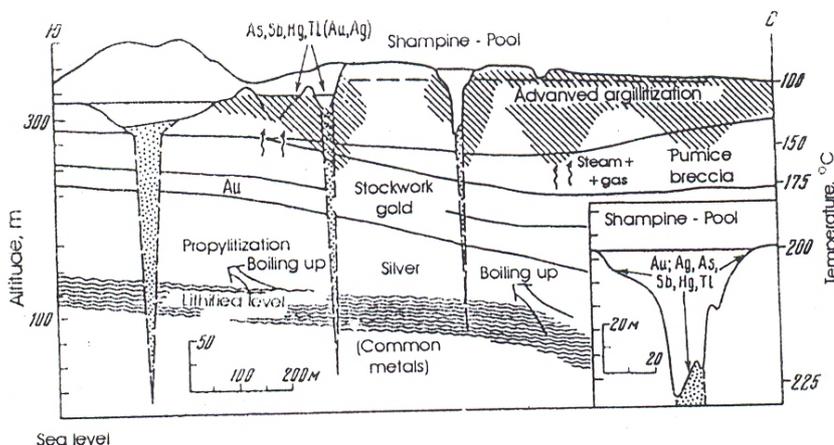


Рис. 2. Схематический разрез месторождения Вайотапу (Новая Зеландия, по [20], объяснения в тексте)

Зона мышьяково-сурьмяно-ртутного оруденения сопряжена с разноглубинными воронками и термальными озерами глубиной до 37 м (оз. Хлоридное) на дне которых разгружаются термы хлоридно-натриевого состава, а в свободных газах существенное место занимают водород и метан [7].

По характеру метасоматической зональности, составу растворов и минералов субповерхностная зона оруденения в кальдере Узон имеет черты сходства с месторождением гидротерм Вайотапу в Новой Зеландии [20]. Как видно из **рис. 2** на Вайотапу также непосредственно в зоне субповерхностной аргиллизации развито мышьяково-сурьмяно-ртутное оруденение, которое наиболее интенсивно проявлено на дне озерных бассейнов (озеро Шампейн – пул). Новозеландские геологи полагают, что на глубинах порядка 250 м должна развиваться зона пропилитизации, а между зонами аргиллизации и пропилитизации находится штокверковое золото-серебряное оруденение, формирующееся в зоне вскипания.

Таблица 3. Содержание рудных элементов в метасоматических и рудных фациях кальдеры Узон, г/т (в скобках – количество анализов, н.о. – не определено, сл. – следы, «–» – отсутствие данных)

Подформации	Фации	Hg	Sb	As	Au	Ag
Серных куполов и серных опалитов	Моносерная	н.о.	н.о.	8,0(3)	н.о.	н.о.
	Серно-опаловая I	1,6(6)	-	-	-	-
	Алунит-опаловая	0,12(4)	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
	Алунит-опал-каолинитовая	3,5(4)	н.о.	5,0	н.о.	н.о.
Опал-аргиллизитовая	Серно-опаловая II	1,4(3)	н.о.	8,0(3)	н.о.	-
	Опал-алунит-каолинитовая	1,5(4)	-	87(4)	0,0080	н.о.
	Опал-каолинитовая	9,0(38)	5,0(14)	28(14)	-	-
	Опал-сметитовая I	2,6(21)	н.о.	6,0(3)	0,010	н.о.
серно-сульфидная	Моносерная	0,18	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
	Опал-аурипигментовая	10(13)	50(2)	5600(21)	0,0095	0,04
	Узонит-реальгаровая	3,0(2)	85(2)	1600(2)	-	-
	Реальгар-антимонитовая	0,75(2)	350(2)	450(2)	-	-
	Марказит-пиритовая	18(7)	-	55(3)	-	-
Пирит-киноварная	20(3)	-	сл.	-	-	
Цеолит-аргиллизитовая	Опал-α-кристобалитовая	0,75	0,3	184(4)	н.о.	0,03
	Опал-сметитовая II	0,3	31(3)	400(2)	-	-
	Цеолит-сметитовая	1,2(2)	28	380(2)	0,01	0,03
субпропилитовая	Опал-кварц-адуляровая	0,4	-	32,0	2,0	0,4
	Опал-актинолит-хлоритовая	0,025	-	40,0	-	0,3
	Кварц-цеолит-монтмориллонитовая	0,6	-	-	-	-
	Кварц-адуляровая	-	-	80,0	2,-	3,0

На Узоне мы также обнаружили признаки наличия на глубине золото-серебряного оруденения (находки знаков самородного золота и серебра). Подтверждают это и повышенные содержания золота и серебра в опаловых корках (см. табл.2) и в кварц-адуляровых метасоматитах (табл. 3).

Исходя из этих данных, мы построили обобщенную схему вертикальной зональности метасоматитов и оруденения Узон-Вайотапского типа (рис. 3).

Согласно этой схемы ниже зоны золото-серебряного оруденения в месторождениях Узон-Вайотапского типа можно ожидать развитие полиметаллического оруденения, также с золотом и серебром. Эпизодические находки в осадках кальдеры Узон сфалерита, галенита, халькозина и других сульфидов полиметаллического класса месторождений свидетельствует в пользу этих построений.

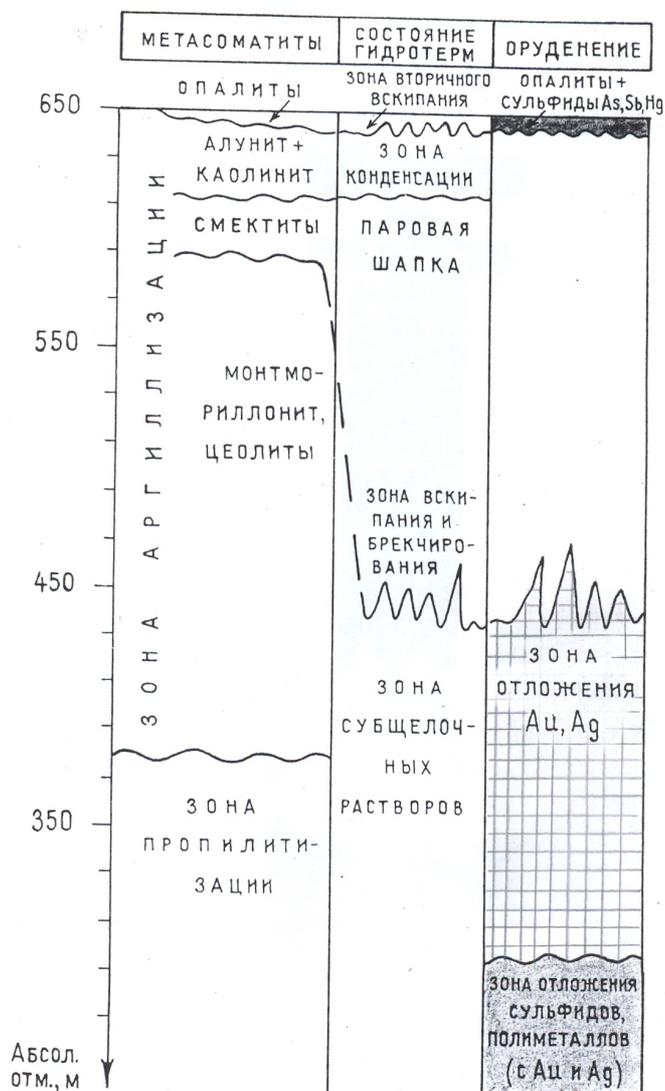


Рис. 3. Схема вертикальной зональности метасоматитов и оруденения Узон-Вайотапского типа

Таблица 4. Список минералов гидротермального генезиса в метасоматитах и осадках современных гидротермальных систем Камчатки

№ п/п	Минералы	№ п/п	Минералы	№ п/п	Минералы
1.	Самородные: Ртуть ⁵	38.	Гиббсит (гидраргилдит)	72.	Десмин ^{1,3,4,5}
2.	Золото ⁵	39.	Кварц ¹⁻⁵	73.	Эпидесмин ¹
3.	Серебро ⁵	40.	Кристобалит ^{1,2,5}	74.	Шабозит ^{1,3,5}
4.	Медь ⁵	41.	Тридимит ¹	75.	Ломонит ¹⁻⁵
5.	Цинк ⁵	42.	Опал ^{1,2,5}	76.	Филлипсит ¹
6.	Олово ¹	43.	Халцедон ^{1,2,5}	77.	Леонгордит ¹
7.	Цинкистая медь ⁵	44.	Сфен ^{1,3,5}	78.	Вайрацит ^{1,2,4}
8.	Железо ⁵	45.	Лейкоксен ^{1,2,3}	79.	Гейландит ^{1,2}
9.	Алюминий ⁵	46.	Рутил ^{1,2,3,5}	80.	Сколецит ¹
10.	Сера ^{1,2,5}	47.	Анастаз ^{1,2}	81.	Томсонит ^{1,3}
11.	Сульфиды: Пирит ¹⁻⁵	48.	Брукит ¹	82.	Натролит ¹
12.	Марказит ^{2,5}	49.	Ильменит ²	83.	Анальцим ^{1,2,3,5}
13.	Мушкетовит ^{1,5}	50.		84.	Гмелинит ^{1,2}
14.	Метааурипигмент ⁵	51.	Гиролит ¹	85.	Эпидот ¹⁻⁴
15.	Реальгар ⁵	52.	Фториды: Сильвин ⁵	86.	Цоизит ²
16.	Парареальгар ⁵	53.	Флюорит ^{1,2,5}	87.	Пренит ¹⁻⁴
17.	Алакранит ⁵	54.	Галит ^{1,5}	88.	Актинолит ^{1,2,5}
18.	Узонит ⁵	55.	Карбонаты: Кальцит ¹⁻⁵	89.	Хлорит ¹⁻⁵
19.	Киноварь ⁵	56.	Арагонит ¹	90.	Селадонит ^{2,4}
20.	Антимонит ⁵	57.	Сидерит ¹	91.	Иллит ^{2,3}
21.	Метациннабарит ⁵	58.	Родохрозит ³	92.	Датолит ²
22.	Пирротин ^{2,5}	59.	Анкерит ¹	93.	Эринит ²
23.	Халькозин ⁵	60.	Сульфаты: Гипс ^{1,5}	94.	Гидрогранат ^{2,3}
24.	Галенит ^{4,5}	61.	Ангидрит ^{1,3,5}	95.	Каолинит ^{2,3,5}
25.	Сфалерит ^{1,2,4,5}	62.	Бассанит ^{3,5}	96.	Делессит ^{2,3}
26.	Арсенопирит ⁵	63.	Барит ⁵	97.	Галлуазит ^{2,5}
27.	Халькопирит ¹⁻⁵	64.	Алунит ^{1,5}	98.	Вермикулит ⁵
28.	Висмутин ⁵	65.	Ярозит ⁵	99.	Серицит ^{2,3,4}
29.	Галеновисмутин ⁵	66.	Фосфаты: Апатит ^{1,2,5}	100.	Гидромусковит ^{1,3}
30.	Пентландит ⁵	67.	Силикаты: Адуляр ^{1,2,3,5}	101.	Биотит ¹
31.	Ковеллин ⁵	68.	Альбит ¹⁻⁵	102.	Гидробиотит ^{1,3}
32.	Оксиды: Гематит ¹⁻⁵	69.	Морденит ^{1,2,4}	103.	Пеннин ^{1,3}
33.	Гидрогетит ^{1-3,5}	70.	Птилолит ^{1,2}	104.	Монтмориллонит ^{1,3,4,5}
34.	Гидрогематит ¹	71.	Клиноптилолит ^{2,5}	105.	Клинохлор ¹
35.	Гётит ^{3,5}			106.	Монтмориллонит-биотит ⁴
36.	Лимонит ⁵			107.	Монтмориллонит-каолинит ⁵
37.	Скородит ⁵			108.	Иллит-монтмориллонит ³⁻⁵

Примечание: 1-5 – месторождения гидротерм: 1. Паужетское; 2. Мутновское; 3. Больше-Банное; 4. Паратунское; 5. Узонское.

Завершая обзор следует сказать, что для современных гидротермальных систем Камчатки свойственна гетерогенность минеральных ассоциаций гидротермальтов и, в большинстве случаев, криптокристаллический характер рудных минералов. К настоящему времени в метасоматитах и осадках современных гидротермальных систем Камчатки достоверно определены 109 минералов гидротермального генезиса (табл. 4), часть из которых, в особенности сульфиды Fe, As, а также самородные Au, Ag, Cu, Zn, S наблюдаются и в зонах развития пневматолитовых ассоциаций (см. табл.1). Таким образом, следует отметить конвергентность рудного вещества пневматолитового и собственно гидротермального процессов в современном вулканическом поясе Камчатки, их специализацию на As, Sb, Hg, и, по-видимому, на Au и Ag, поступление которых, по всей вероятности, следует связывать с глубинными разломами.

В последнее время появляется все больше данных, свидетельствующих о главенстве структурного контроля в проявлении современных гидротермальных систем, в том числе рудообразующих, связанных с вулканическими центрами. Характерно, что наиболее высокотемпературные вулканогенные гидротермальные системы приурочены к структурам, определяющими в которых являются долгоживущие разломы. Для Камчатского региона это разломы северо-восточного и северо-западного направлений [9]. По нашему мнению, именно разломная тектоника определенных азимутов, дренирующая мантийные потоки вещества и энергии, длительное время питающие магматические очаги и продолжающие действовать после угасания вулканической деятельности, обуславливает функционирование рудообразующих гидротермальных систем как в прошлые геологические эпохи, так и в настоящее время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Адамчук Ю.В., Карпов Г.А., Максимовский В.А., Петрова Н.А.* Содержание урана, тория и сопутствующих элементов (Pb, As, Hg, Bi, Rb, Sr) в породах и минеральных осадках действующей гидротермальной системы кальдеры Узон на Камчатке. М.: ЦНИИАтоминформ. 1986. 36 с.
2. *Алехин Ю.В., Дадзе Т.П., Зотов А.В., Карпов Г.А., Миронова Г.Д., Сорокин В.И.* Условия формирования современного сульфидного ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения кальдеры Узон (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С.34-43.
3. *Вергасова Л.П., Филатов С.К.* Новые минералы фумарол и их кристаллохимические особенности // Сб. Современный вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы юбилейной сессии КНЦ ДВО РАН, посвященной 40-летию ИВ ДВО РАН. 8-11 октября 2003 г. г. Петропавловск-Камчатский. 2003. С.83-86.
4. *Заварзин Г.А., Карпов Г.А., Горленко В.М. и др.* Кальдерные микроорганизмы. М.: Наука. 1988. 120 с.
5. *Зеленский М.Е.* Транспорт элементов и условия минералообразования в зонах разгрузки

- высокотемпературных фумарол на вулкане Мутновский (Камчатка) // Автореферат дис. к.г.-м.н. Новосибирск. 2003. 20 с.
6. **Исидоров В.А., Зенкевич И.Р., Карпов Г.А.** Летучие органические соединения в парогазовых выходах некоторых вулканов и гидротермальных систем // *Вулканология и сейсмология*. 1991. № 3.
 7. **Карпов Г.А.** Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. М.: Наука. 1998. 183 с.
 8. **Карпов Г.А.** Узон-Вайотапский тип комплексного ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения в современных гидротермальных системах // *Геология рудных месторождений*. 1991. № 3. С.3-15.
 9. **Леонов В.Л.** Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука. 1989. 104 с.
 10. **Луговая И.П., Карпов Г.А., Загнитко В.К., Березовский Ф.И.** Происхождение спонтанных газов и термальных вод современной рудообразующей гидротермальной системы Узон на Камчатке по изотопным данным // *Советская геология*. 1987. Т.10.
 11. **Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н.** Геохимические особенности эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука. 1980. 235 с.
 12. **Набоко С.И., Главатских С.Ф.** Современная рудная минерализация в кальдере Узон на Камчатке // *Докл. АН СССР*. 1970. Т.191. № 3. С.684-687.
 13. **Набоко С.И.** Современные гидротермальные процессы и их связи с тектоно-магматической активностью // *Сб. Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский*. 1974. С.155-167.
 14. **Набоко С.И.** Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука. 1980. 199 с.
 15. **Набоко С.И., Главатских С.Ф.** Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука. 1984. 210 с.
 16. **Набоко С.И., Главатских С.Ф., Карданова О.Ф.** Источник висмута в постэруптивном и гидротермальном процессе // *Вулканология и сейсмология*. 1993. № 2. С.44-58.
 17. **Набоко С.И., Главатских С.Ф., Карданова О.Ф.** Мышьяк, сурьма и ртуть во флюидном режиме БТТИ (к проблеме источников металлов) // *вулканология и сейсмология*. 1993. № 3. С.82-98.
 18. **Серафимова Е.К.** Минералогия возгонов вулканов Камчатки. М.: Наука. 1979. 167 с.
 19. **Чирков А.М.** Радон в газах некоторых вулканов и гидротермальных систем Камчатки // *Вулканы и глубины Земли*. М.: Наука. С.339-364.
 20. **Barley M.E., Groves D.J., Ho S.E., Phillips G.H.** Archaen and Tertiary volcanic-hosted gold mineralization: Similarities and contrast // *Intern. volcanol. Congr.: Proc. of symp. 5: Volcanism, hydrothermal Systems and related mineralization*. Auckland. 1986. P.13-17.
 21. **Hedenquist Jeffrey W., Lowenstern Jacob B.** The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits // *Nature*. Volume 370. N 6490. 18 August 1994. P.519-527.