

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Геологический институт



Г.Ю. Бутузова

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Учебное пособие

Москва
ГЕОС
2003

СОСТАВ ОКЕАНСКИХ ГИДРОТЕРМ

Учитывая, что гидротермальные системы образуются из близких по составу морских вод при их взаимодействии с однотипными магматическими расплавами и породами, предполагается общее сходство первичного состава высокотемпературных океанских гидротерм.

Представления о химическом составе океанских гидротерм долгое время базировались на изучении газовой-жидких включений в гидротермально измененных породах, а также продуктов гидротермальной разгрузки как внутри коренных пород, так и на дне океана.

Открытие в океанах полей гидротермальной активности дало возможность отбирать пробы глубинных растворов непосредственно в устьях источников, получать прямую информацию об их химическом составе и физико-химических свойствах.

В настоящее время исследованы состав и свойства высокотемпературных гидротерм во многих районах Мирового океана, результаты этих исследований опубликованы в многочисленных работах исследователей разных стран.

Температура источников в местах их разгрузки составляет 350–400 °С, рН неразбавленной морской водой гидротерм обычно колеблется в пределах 3,1–3,8.

При отборе проб термальных растворов они в той или иной степени смешиваются с обычной придонной морской водой. В настоящее время принято рассчитывать первичный состав гидротерм (так называемый «end-member») путем экстраполяции полученных аналитических данных на нулевое содержание Mg. Правомочность такого метода основана на предположении об отсутствии в исходных глубинных растворах ионов Mg^{2+} и SO_4^{2-} при их разгрузке на дне.

Это предположение базируется на строгой зависимости содержания этих ионов от температуры и кислотности растворов, а также на расчетных данных. Средний химический состав гидротерм в разных районах Мирового океана приведен в таблицах 1, 2.

По содержанию Na и Cl, а также по общей минерализации высокотемпературные гидротермы близки к морской воде. Наиболее характерным отличием океанских гидротерм от обычной морской воды является их обогащение определенной группой металлов. В наибольшей степени (на 4–6 порядков) гидротермы обогащены Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Ag, Cd, Au и Co. Помимо этих элементов, в гидротермах отмечаются также повышенные относительно морской воды содержания As, Ba, Al, Si, Se, Be, Li, Rb, PЗЭ.

Таблица 1. Основной солевой состав океанских гидротерм и рассолов в сравнении с морской водой в г/кг

Район исследования	Na	K	Ca	Si	Cl	Br	Na/Cl	Br/Cl
ВТП								
21° с.ш.	9,9–11,7	0,91–1,01	0,47–0,83	0,44–0,55	17,3–20,5	0,064–0,074	0,57	0,003
13° с.ш.	12,7–15,1	1,07–1,31	1,78–2,75	0,62–0,8	25,24–32,4	0,072–0,093	0,47–0,5	0,003
11° с.ш.	6,67–13,27	0,73–1,29	0,42–1,41	0,16–0,44	11,98–24,32	0,043–0,088	0,55–0,57	0,003
Калифорнийский залив	10,92–11,8	1,18–1,92	1,04–1,66	0,26–0,39	20,6–22,59	0,084–0,089	0,52–0,53	0,004
Впадина Гуймас								
Хребет	13,2–18,3	1,45–2,02	3,09–3,86	0,63–0,65	33,72–38,65	0,113–0,147	0,45–0,47	0,003–
Хуан-де-Фука	9,58–11,46	0,85–1,05	1,56–1,87	0,85	17,06–22,08	0,063–0,076	0,52–0,56	0,004
Галапагосский рифт	5,96–11,2	0,73	0,98–1,6	0,63	11,4–21	–	0,52	0,003
САХ	13,43	0,66	1,04	0,8	23,37	–	0,57	–
ТАГ (26° с.ш.)	11,7	0,93	0,4	0,66	19,82	0,068	0,59	0,003
МАРК (23° с.ш.)								
Красное море, впадины	92,6	1,87	5,15	0,03	156,03	0,128	0,59	0,001
Суакин	93,05	2,14	5,12	0,003	155,3	0,12	0,6	0,001
Морская вода	50,59	1,13	2,19	–	84,81	0,132	0,59	0,001
	10,5–10,76	0,38–0,39	0,4–0,41	0,003–0,008	19,0–19,35	0,065–0,066	0,55–0,56	0,003

Примечание. Приведенные данные отвечают по составу исходным («end-member») растворам (за исключением впадины Атлантик-II), т.е. цифры экстраполированы на нулевое содержание Mg; ВТП – Восточно-Тихоокеанское поднятие, САХ – Срединно-Атлантический хребет; прочерк – нет данных.

Таблица 2. Содержание металлов в океанских гидротермах

Район исследования		Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Cd	Ag	Co	As	T, °C	pH	
В. Г. Г.	21° с.ш.	1	135,6	48,2	6,8	2,8	82,7	20,2	4	13,4	33,8	351	3,3
		2	92,4	52,7	6,9	2,2	63,8	17,4	4,1	12,5	18,5	350	3,4
		3	41,9	38,4	5,8	0,6	40,2	16,2	2,8	3,9	16	355	3,6
		4	48,6	55	2,6	<0,001	37,9	1,9	0,1	1,3	2,2	273	3,8
	13° с.ш.	1	80,1	54,9	—	—	—	—	—	—	—	317	3,2
		2	222,1	92,8	6,7	—	28	6,2	—	—	—	317	3,2
		3	578,6	161,1	0,3	—	5,6	7,8	—	—	—	354	3,1
		4	600,4	111,8	0,1	—	2,9	7,3	—	—	—	380	3,3
	11° с.ш.	1	361,3	42	6,9	—	10,3	3,4	—	—	—	347	3,1
		2	91,6	40,1	4,8	—	55,9	4,8	—	—	—	347	3,7
		3	147,4	50,8	2,9	—	1,9	0,1	—	—	—	347	3,1
	Хребет Хуан-де-Фука	44° с.ш.	1	1046	196,9	58,8	<0,1	186,5	—	—	—	—	224
2			578	143,4	39,2	<0,1	—	—	—	—	—	285	3,2
3			992,4	246,1	—	<0,1	—	—	—	—	—	>340	3,2
46° с.ш.		1	59,5	63,2	7,2	0,62	62,6	—	—	—	—	328	3,5
		2	48,5	62,4	8,7	0,076	—	—	—	—	—	301	3,5
		3	58,6	60,6	8	0,61	—	—	—	—	—	283	—
		4	48,7	47,6	6,9	0,65	—	—	—	—	—	323	—
САХ		ТАГ	—	91,6	54,9	—	—	—	—	—	—	321	—
		МАРК	1	121,8	27	1,08	3,27	—	—	—	—	350	3,9
Красное море, впадина Атлантик-II	2	102,3	27,1	0,63	3,07	—	—	—	—	—	335	3,7	
	1	90	94	7,84	0,23	230	—	—	7,8	—	62	3,5	
	2	86	87	9,2	0,33	320	—	—	4	—	62	3,5	
3	87	90	5,36	0,14	190	—	—	3	—	62	3,5		
Морская вода		$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-3}$	$2-3 \cdot 10^{-3}$	2-5	7,8	

Примечание. Fe, Mn, Zn, Cu – в мг/кг; Pb, Cd, Ag, Co, As – в мкг/кг; прочерк – нет данных

Вместе с тем, среди большого аналитического материала по составу океанских гидротерм данные по содержанию в них Ti, Ni, Cr, Sc, V, P и U обычно отсутствуют, что позволяет предположить их устойчиво низкие содержания в растворах, находящиеся ниже чувствительности методов определения. Это подтверждается и крайне низкими содержаниями (вплоть до полного отсутствия) перечисленных

элементов во всех рудопроявлениях, формирующихся в непосредственной близости от мест гидротермальной разгрузки.

В составе газовой фазы высокотемпературных гидротерм Мирового океана присутствует большой набор газов, включающий HCl, Cl₂, H₂S, CO₂, CO, CH₄, H₂ и He, обогащенный легким, первичным изотопом ³He.

В настоящее время твердо установлено, что металлы в гидротермах мигрируют в составе комплексных соединений, преимущественно в виде хлоридных комплексов.

При выходе горячих кислых обогащенных металлами гидротерм на дно, при резкой смене физико-химических условий на геохимическом барьере происходит охлаждение, разбавление и нейтрализация растворов, при этом комплексные соединения в основной своей массе разрушаются и компоненты вступают в сложные химические взаимодействия с образованием полиминеральных ассоциаций гидротермальной составляющей осадков.

ТИПИЗАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ АКТИВНЫХ ЗОН МИРОВОГО ОКЕАНА

В общем виде формирование гидротермально-осадочных отложений в подводных условиях происходит в результате двух основных параллельно идущих процессов – фоновой биогенно-терригенной седиментации и выпадения из гидротермальных растворов эндогенного, в том числе рудного вещества. Осадочная матрица, в свою очередь, может быть полигенной и состоять из генетически разнородного материала – терригенного, биогенного, аутигенного, вулканогенного (пирокластического, вулканокластического, эдафогенного). Принципиальные различия между перечисленными компонентами и гидротермальным веществом заключается в источнике их поступления в бассейны седиментации – в одном случае это экзогенные частицы, в другом – эндогенный материал, поступающий из недр Земли.

Гидротермально-осадочные отложения характеризуются широким диапазоном соотношений гидротермального и осадочного вещества, что обусловлено разными условиями выпадения и захоронения рудного материала, связанными с разной интенсивностью гидротермальной разгрузки, морфометрией дна и гидродинамической активностью придонных вод. Подобное разнообразие состава осадков вызывает необходимость их систематизации, подразделения на ряд типов и разновидностей.

Представляется целесообразным все гидротермально-осадочные отложения дна Мирового океана разделить прежде всего по степени их металлоносности, то есть по соотношению эндогенного вещества и экзогенной фоновой составляющей, независимо от состава слагающих её компонентов.

Более дробное подразделение предлагается проводить по таким показателям как основной минеральный и химический состав рудного вещества и характер локализации осадков.

Самым объективным критерием, позволяющим на количественной основе оценить степень обогащения осадков гидротермальным, рудным материалом, являются геохимические модули, среди которых для этих целей широко используются железо-марганцевотитановый $(Fe + Mn) : Ti$ (модуль Страхова) и алюминиевый $Al : (Al + Fe + Mn)$ (модуль Бёстрома).

В основе модульного метода геохимического анализа лежат фундаментальные свойства химических элементов, отражающиеся в их

миграционной способности и в образовании тех или иных минеральных фаз. Такие элементы-гидролизаты как Al и Ti характеризуются крайне низкой миграционной способностью во всех природных процессах, включая гидротермальную деятельность. Результаты прямых анализов океанских термальных растворов полностью подтверждают это положение.

Если в морской воде содержание алюминия примерно в 15 раз превышает концентрацию железа, то в гидротермах соотношение этих металлов резко меняется и количество алюминия на 2–3 порядка ниже, чем железа. Абсолютные содержания Al в гидротермах находятся на уровне микроконцентраций и измеряются микрограммами на килограмм.

Данные по содержанию в гидротермах Ti , как уже отмечалось, в литературе пока отсутствуют, что позволяет предполагать (учитывая его широкую распространенность и легкость аналитических процедур) крайне низкие его количества в растворах, находящиеся ниже чувствительности методов определения.

Общая геохимическая закономерность, характерная для большинства осадочных пород разного происхождения и возраста, заключается в постоянстве соотношений Al и Ti . Эта же закономерность в полной мере присуща металлоносным и рудным образованиям активных зон Мирового океана, а также гидротермально-осадочным железомарганцевым рудам континентального блока Земли.

Проведенный нами анализ большого фактического материала (более 700 проб) показал, что в гидротермально-осадочных образованиях между Al и Ti имеется сильная прямая корреляционная связь (коэффициент корреляции равен $+0,977$). В то же время между Al и главными рудными компонентами $(Fe+Mn)$ корреляционная зависимость обратная (коэффициент корреляции равен $-0,864$) (рис.2).

В целом, низкие содержания Al и Ti представляют собой характерную геохимическую особенность металлоносных и особенно рудных гидротермально-осадочных накоплений дна океана, что и обусловило первоначальное их название, данное в 1969 г. К.Бёстромом – «бедные алюминием железомарганцевые отложения».

Отмеченные выше геохимические особенности гидротермально-осадочных рудопоявлений достаточно определенно свидетельствуют о присутствии подавляющей части Ti и Al в составе литогенной (терригенной, вулканогенной) их составляющей. Именно поэтому величины титанового и алюминиевого модулей можно использовать для оценки соотношения в осадках терригенного и эндогенного (рудного) материала.

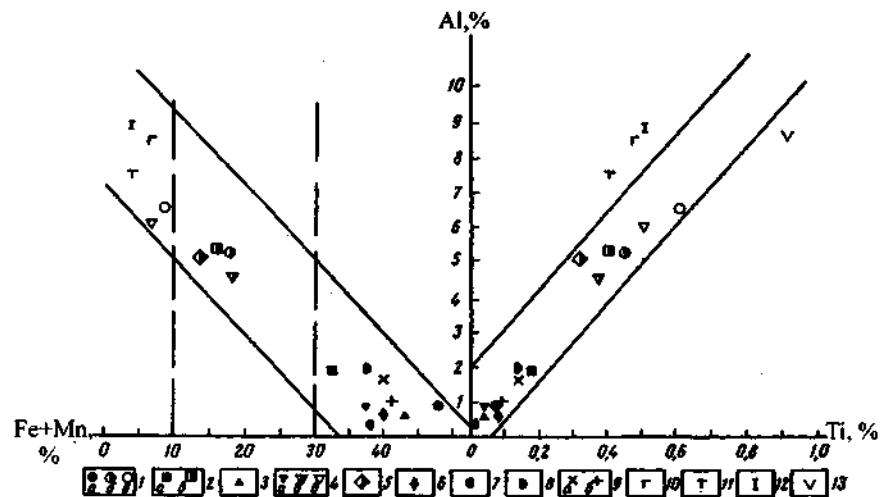


Рис. 2. Соотношение между Al, Ti и суммой рудных компонентов (Fe + Mn) в различных типах осадков и пород.

1 – отложения рифтовой зоны Красного моря (а – рудоносные, б – металлоносные, в – нормальные); 2 – отложения Восточно-Тихоокеанского поднятия (а – рудоносные, б – металлоносные); 3 – рудоносные отложения Галапагосской рифтовой зоны; 4 – отложения Срединно-Атлантического хребта (а – рудоносные осадки площади ФАМОУС, б – металлоносные осадки геотермального поля ТАГ, в – нормальные осадки геотермального поля ТАГ); 5 – металлоносные осадки Индийского океана; 6 – рудоносные отложения Аденского залива; 7 – рудоносные отложения кальдеры о-ва Санторин; 8 – рудоносные отложения района Бану-Вуху (Индонезия); 9 – древние гидротермально-осадочные марганцевые руды (а – Северный Казахстан – ордовик, б – Восточная Башкирия – девон); 10 – глубоководные красные глины; 11 – пелагические глины Тихого океана; 12 – глины платформ и подвижных зон; 13 – базальты срединно-океанских хребтов.

Ещё в 1976 году Н.М. Страхов, рассмотрев распределение элементов в широком спектре природных образований, пришел к выводу, что величина титанового модуля для осадков и пород, лишенных гидротермального (экспалативного) влияния, как правило, не превышает 25. В общем виде, исключая некоторые экзогенные аномалии, по мнению Н.М. Страхова, значения модуля, заметно превышающие 25, следует рассматривать как достоверное доказательство участия в осадке экспалативного компонента. Наши расчеты показали, что величины алюминиевого модуля для обычных осадков, лишенных примеси рудного материала, обычно выше 0,4.

В гидротермально-осадочных металлоносных накоплениях разного возраста значения геохимических модулей варьируют в широких пределах – от незначительно превышающих терригенный фон до очень

высоких величин титанового модуля (> 1000) и низких – алюминиевого ($< 0,01$), что отражает большой разброс соотношений в осадках экзогенного (биогенно-терригенного) и эндогенного (рудного) вещества.

При значениях титанового модуля > 100 , алюминиевого $< 0,1$ в бескарбонатном веществе осадков содержится, как правило, более 30 % рудных компонентов (в основном Fe + Mn) и гидротермальный материал составляет не менее половины массы этих осадков.

Такого рода отложения предполагается относить к типу рудноносных, а осадки со значениями титанового модуля 25–100, алюминиевого 0,4–0,1 и содержанием Fe + Mn – 10–30 % – к типу металлоносных. Важно иметь в виду, что термин «рудноносные» не подразумевает оценки экономической значимости осадков, поскольку при выделении этого типа принимается во внимание лишь соотношение рудных и нерудных компонентов, а не общая масса или запасы минерального сырья; не учитываются также современные его кондиции, технология и стоимость добычи.

Поэтому к рудоносным отложениям могут быть отнесены как потенциальные рудные залежи, так и незначительные рудопроявления и рудная минерализация. Более дробное расчленение выделенных типов проводится по таким признакам как преобладающий химический и минеральный состав рудного вещества и особенности его локализации. Общая схема типизации океанских гидротермально-осадочных образований приведена в табл. 3.

Рудоносные отложения

По химико-минеральному составу рудоносные отложения подразделяются на сульфидные, силикатные и оксидные. Следует отметить, что мономинеральные рудопроявления в природе не встречаются и выделение этих групп проводится по преобладающему типу химических соединений.

Сульфидные отложения

Сульфиды пространственно и генетически наиболее тесно связаны с высокотемпературной гидротермальной деятельностью и пользуются широким развитием в разных геодинамических обстановках дна Мирового океана – на срединно-океанических хребтах, в задуговых спрединговых зонах и даже в отдельных горячих точках в пределах плит.

Минералогически и геохимически они чрезвычайно разнообразны и содержат максимальные количества таких экономически важных

Таблица 3. Схема типизации современных гидротермальных и гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана

Группа отложения			Минералы		Химические элементы		Формы и масштабы распространения	Типичные примеры локализации
По содержанию рудного вещества	По преобладающему типу химических соединений	По условиям залегания	Основные	Сопутствующие	Основные	Сопутствующие		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Рудоносные (Fe+Mn)/Ti > 100; Al/(Al+Fe+Mn) < 0,1; Fe+Mn (в бескарбонатном веществе) > 30%	Сульфидные	Массивные	Пирит, халькопирит, марксит, сфалерит, вюрцит, пирротин, кубанит	Ангидрит, гипс, барит, SiO _{2(аморф.)} , Fe-сметиты, тальк, сапонит, гидроксида Fe, сульфаты Mg, Cu, Zn, оксихлориды Cu и др.	Fe, Cu, Zn, S	Si, Mg, Ba, Pb, Cd, Ag, As, Sb, Au, Pt, Co, Ge, Sc	Холмообразные постройки высотой до 50 м, диаметром до 30 м, в местах разгрузки гидротерм	21° и 13° с.ш. ВТП, хребет Хуан-де-Фука, Галапагосский рифт, Калифорнийский залив (ападина Гуаймас), Срединно-Атлантический хребет (26° и 23° с.ш.)
		Линзовидно-пластовые	Рентгеноаморфные сульфиды Zn, Fe, Cu, сфалерит, халькопирит, пирротин, сульфосоли Cu	Гидроксиды Fe(аморфные, гетит, гематит), Fe-сметиты, SiO _{2(аморф.)} ангидрит, гипс, манганосидериты	Fe, Cu, Zn, S	Si, Pb, Cd, Ag, Sb, Co	Прослои и линзы внутри осадочной толщи, ограниченные разностями впадинами-ловушки	Красное море, Солтон-Си (?)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
		Прожилково-вкрапленные в базальтах	Халькопирит, пирит, пирротин	Fe-сметиты, кварц, хлорит, карбонаты, цеолиты, гидроксиды Fe, титаномагнетит (?)	Fe, Cu, S	Zn, Si	Прожилки от долей миллиметра до 10 см в диаметре и микрократленность внутри коренных пород	Срединно-Атлантический и Аравийско-Индийский хребты, Коста-Риканский рифт, отдельные участки ВТП
	Силикатные	Линзовидно-пластовые	Нонtronит, смешанослойные Fe-сметиты, селадонит	Сульфиды, гидроксиды Fe, SiO _{2(аморф.)} тальк, сапонит	Fe, Si	K, Mg, Al	Прослои и линзы, уплотненные ступенки и корки в осадочной толще	Красное море, Галапагосский рифт, Калифорнийский и Аденский заливы и др.
		Участки внутри гидротермально-измененных пород	Fe-сметиты	Тодороксит, бернесит, вторичные карбонаты	Fe, Si	K, Mg, Al	Неправильной формы участки и гнезда	Малоатлантическая островная дуга, Галапагосский рифт и др.
	Оксидные железомарганцевые	Линзовидно-пластовые	Рентгеноаморфные гидроксиды Fe и Mn, гетит, лепидокрокит, тодороксит, бернесит, манганит	Fe-сметиты, магнетит, SiO _{2(аморф.)} ферригидрит, Mn-гетит, бузерит, вернадит, асбестоланы	Fe, Mn	Si, Zn, Cu, Pb	Прослои различной мощности и протяженности в осадочной толще	Красное море, Галапагосский рифт, Срединно-Атлантический хребет (полюс ТАГ, ФАМОУС), Калифорнийский и Аденский заливы, активные подводные вулканы (Сантопин, Бану-Вуху)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
		Корки на поверхности осадков и пород	Тодорокит, бернессит, гетит, гидрогетит	Аморфные гидроксиды Fe и Mn, Fe-сметиты, SiO ₂ аморф.	Mn, Fe	Si, Ca, Mg	Твердые корки толщинной до нескольких десятков сантиметров	Галапагосский рифт, Аленский залив, Срединно-Атлантический хребет, ВПП и др.
		Участки внутри гидротермально измененных пород	Тодорокит, гетит	Fe-сметиты, бернессит, гидроксиды Fe	Mn	Fe, Si, Ca, Mg	Неправильной формы участки, гнезда, замещения биогенных и вулканогенных частиц	Малоантильская островная дуга, Галапагосский рифт и др.
Металлоносные (Fe+Mn)/T= =25-100; Al/(Al+Fe+Mn) = 0,4-0,1; Fe+Mn (в бескарбонатном веществе)= =10-30%	Оксидные железомарганцевые	Покровные, "базальные" в подошве осадочной толщи	Рентгено-аморфные гидроксиды Fe и Mn	Fe-сметиты, SiO ₂ аморф. гетит, тодорокит, бернессит, вернадит, магнетит, гипс, ангидрит, барит, манганосидериты, оксихлориды Cu и др.	Fe, Mn	Cu, Zn, Pb, V, Ni, Co, Mo, Sb, U, Zr, P, Ba, PЗЭ	Широкие площади (до нескольких миллионов квадратных километров) срединно-океанических хребтов, отдельные впадины рифтовых долин	Юго-восточная часть Тихого океана, Срединно-Атлантический и Срединно-Индийский хребты, впадины Красного моря и др.

металлов как Cu, Zn, Pb, Ag и Au; некоторые их разновидности промышленно перспективны.

По условиям локализации, морфологии рудных тел и масштабам распределения среди сульфидных отложений выделяются три подтипа – массивные сульфидные тела на дне океана, линзовидно-пластовые отложения в толще осадков и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в породах океанической коры.

Массивные сульфидные тела. Представлены конусовидными, холмообразными постройками, расположенными на базальтовом основании дна океана или на поверхности осадочной толщи. Обычно эти сооружения увенчаны трубами или каналами, по которым поступали или изливаются в настоящий момент гидротермальные растворы.

Диаметр холмов – от 1–2 до 20–30 м, высота достигает 50 м (обычно 5–6 м).

Одно из наиболее крупных скоплений сульфидных руд обнаружено в пределах Галапагосского рифта, пластовая залежь которых имеет мощность 35 м, ширину 20–200 м и протяженность порядка 1 км. Предполагается, что сульфидное тело образовалось в результате срастания отдельных, близко расположенных холмов при их отмирании и разрушении.

Гидротермальные постройки, находящиеся в активной стадии процесса, принято называть «курильщиками», которые в зависимости от температурного режима и дебита источника подразделяются на «черные» и «белые». Для черных курильщиков характерны максимально высокие температуры термальных растворов (> 300°C), большие скорости их движения и выделение черного тонкодисперсного взвешенного материала, состоящего главным образом из сульфидов (пирротин, железистый сфалерит). Температуры и дебит белых курильщиков ниже, образующая взвесь состоит преимущественно из опалесцирующих масс аморфного кремнезема с небольшой примесью барита и пирита.

Текстурные особенности, минеральный состав и пространственные взаимоотношения материала, слагающего трубы и базальные холмы, свидетельствуют об образовании последних за счет разрушения рудоподводящих каналов и лишь частично при осаждении взвешенных частиц. «Дым» над курильщиками поднимается вверх на несколько сотен метров, основная масса тонкого взвешенного материала рассеивается в ходе водной циркуляции и окисляется.

Образцы, отобранные из разных участков холмообразных сооружений, крайне неоднородны. Наряду с трубчатыми, ноздреватыми, пористыми агрегатами, встречаются прослои и плитки массивных

крупнокристаллических сульфидов, а также образцы с четкой концентрической зональностью. Состав их чрезвычайно сложный. Преобладающими по массе минералами являются сульфиды железа, меди и цинка, присутствуют также галенит, сульфосоли Cu (Pb, As, Sb, Ag) и тетраэдрит-теннантит.

Кроме сульфидов, в составе гидротермальных холмов развиты сульфаты (ангидрит, гипс, барит, сульфаты Mg, Cu, Zn и др.), силикаты (преимущественно аморфный кремнезем, тальк, железистые смектиты, реже цеолиты), карбонаты (кальцит), хлориды (атакамит). Наиболее сложным минеральным составом характеризуются отмершие постройки, где широко проявлены продукты окисления первичных гидротермальных образований – гидроксиды Fe, ярозит, элементная сера и др.

Стенки труб активных каналов, как правило, имеют в целом темно-серую окраску и характеризуются вполне определенной минералогической, химической и текстурной зональностью. На активных участках трубы полые, каналы отмерших курильщиков обычно закупорены сульфидными минералами.

Многочисленные химические анализы массивных сульфидов из разных районов свидетельствуют о практическом отсутствии в их составе экзогенного терригенного вещества. Главные составляющие их соединения Fe, Zn, Cu, Si, Mg и S в сумме, как правило, составляют около 100 %.

Вокруг гидротермальных построек развито специфическое сообщество организмов, приспособившееся к жизни в условиях высоких температур, аномального газового режима и больших глубин. Это колонии микроорганизмов (бактериальные маты), крупные и длинные трубчатые черви (вестиментиферы) и двустворчатые моллюски.

В настоящее время в Мировом океане известно более 100 сульфидных рудопроявлений, связанных с высокотемпературной гидротермальной деятельностью. Наибольшим развитием они пользуются в Тихом океане – на Восточно-Тихоокеанском поднятии (21°, 13°, 11° с.ш., 17–18° ю.ш.), в районе хребта Хуан-де-Фука, во впадине Гуйамас в Калифорнийском заливе, в районе Галапагосского центра спрединга.

Наиболее крупные гидротермальные постройки в Атлантическом океане обнаружены на 26° с.ш. (поле ТАГ), на 29° с.ш. (поле Брокен Спур), на 23° с.ш., в 30 км южнее разлома Кейн (поле Снейк Пит) и на 14° с.ш.

Массивные сульфидные рудопроявления детально изучены исследователями разных стран, что отражено в многочисленных научных публикациях.

Линзовидно-пластовые отложения сульфидов. Стратиформные сульфидные залежи, развитые внутри осадочной толщи или на её по-

верхности, образуются в результате разгрузки гидротерм на дне геоморфологически выраженных депрессий морского дна в специфических физико-химических условиях.

Наиболее ярко выраженным представителем такого рода рудоносных скоплений являются сульфиды, развитые в Красном море.

Физико-химическая специфика в этом регионе заключается в наличии бескислородных высокоминерализованных вод (рассолов) в целом ряде впадин, где находятся очаги гидротермальной разгрузки. Заполняющие впадины рассолы препятствуют проникновению кислородсодержащих вод ко дну и создают тем самым условия, благоприятные для сохранения в осадках гидротермальных сульфидных фаз, предохраняя их от окисления.

Сульфиды, как правило, не образуют единых, выдержанных по простиранию пластов, а встречаются в массе вмещающих их илов в виде скоплений, сгустков, линзовидных участков, а также тонкораспыленной микровкрапленности.

Рудное вещество состоит в основном из сульфидов Fe, Zn и Cu, к главным минеральным видам относятся пирит, халькопирит, сфалерит, вюртцит, пирротин и марказит, широким развитием пользуются рентгеноаморфные сульфиды.

Помимо главных минеральных фаз, в составе сульфидного рудного вещества присутствуют: марматит, сульфосоли Cu, ковеллин, твердые растворы сульфидов с переменным соотношением Cu и Fe, арсенопирит, изокубанит и сульфиды серебра (акантит-аргентит).

Самое широкое развитие сульфидов и наибольшее разнообразие их минеральных видов характерно для осадков впадины Атлантис-П.

В отдельных впадинах среди аутигенных сульфидных фаз в заметных количествах присутствует грейгит (мельниковит).

Не исключено, что сульфидные рудопроявления, развитые в плиоцен - плейстоценовых отложениях геотермальной системы Солтон-Си, близки по условиям образования красноморским сульфидам.

Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация.* Этот тип рудной минерализации, так же, как и массивные сульфиды дна Мирового океана, ограничен областью существования гидротермальных систем, непосредственно с ними связан и развит в толще океанической коры преимущественно в пределах второго (базальтового) слоя, реже в верхах третьего и в осадочном чехле. Прожилково-вкрапленные сульфиды являются собственно гидротермальными, а не гидротермально-осадочными образованиями, поскольку форми-

* В отдельных работах образования такого рода называются минерализацией «штокерного» типа.

руются в основном при разгрузке металлоносных гидротерм в толще коренных пород. Признаки вторичной, прожилково-вкрапленной минерализации в океанических базальтах, обнаруженные как по материалам глубоководного бурения, так и при драгировании дна, зафиксированы в целом ряде участков рифтовых зон, преимущественно в районах со средними и малыми скоростями спрединга (Срединно-Атлантический и Аравийско-Индийский хребты, отдельные участки ВТП, Костариканский рифт и др.).

Сульфиды в океанических базальтах обычно образуют прожилки причудливой формы и разной протяженности, по мощности не превышающие 5-10 см, обычно значительно меньше (несколько миллиметров). Помимо жильной минерализации, выполняющей трещины в породах, сульфиды встречаются и в виде тонкорассеянной локальной микровкрапленности, обычно в промежутках между прожилками. В целом масштабы развития вторичных гидротермальных сульфидов в океанической коре незначительны. По составу и минеральным парагенезам они существенно отличаются как от массивных сульфидов дна океана, так и от собственно магматогенных сульфидов коренных магматических пород. Вкрапленные и жильные рудные минералы представлены в основном пиритом, халькопиритом и пирротинном, т.е. сульфидами железа и меди, которые находятся в ассоциации с вторичными силикатами (сметиты, хлорит, кварц), реже с цеолитами, карбонатами, магнетитом.

Характер рудной минерализации в коренных породах на склоне Аравийско-Индийского хребта подробно описан Т.В. Розановой и Г.Н. Батуриным. Показано, что основные минералы – халькопирит и пирит – образуют прожилковую вкрапленность в кварцево-хлоритовой массе, при этом структурные особенности халькопирита свойственны его высокотемпературным разновидностям. В базальтах из экваториальной части Срединно-Атлантического хребта в зоне его пересечения с разломом Романш вторичные сульфидные минералы в виде прожилков и обособленных агрегатов также представлены халькопиритом, пиритом и пирротинном.

Общая геохимическая специфика гидротермальных прожилково-вкрапленных сульфидов в породах океанской коры заключается в широком развитии железомедной минерализации и редком присутствии сульфидов цинка, что отличает их от массивных залежей и стратифицированных сульфидных отложений.

В отдельных гидротермально-активных районах прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация встречается внутри осадков, расположенных на базальтовом основании. Так, во впадине Гуаймас

гидротермальные растворы проходят через толщу осадков, мощность которых достигает 500 м. По мере миграции термальных вод сквозь эту толщу в ней происходит частичное осаждение рудных компонентов, в том числе сульфидных фаз, представленных пирротинном, сфалеритом, реже халькопиритом и очень редко галенитом. Значение $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов варьирует от +0,31 до +2,92 ‰, что однозначно свидетельствует об их гидротермальной природе.

В плиоцен - плейстоценовых отложениях геотермального поля Солтон-Си прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация наблюдается в виде жил и рассеянных в порах вмещающих пород сульфидов Fe, Cu, Zn и Pb.

Силикатные отложения

Одна из характерных минеральных разновидностей рудоносных осадков представлена аутигенными слоистыми силикатами, среди которых господствует группа железистых смектитов. Их присутствие зафиксировано в большинстве гидротермально активных районов Мирового океана (ВТП, Красное море, Срединно-Атлантический хребет, Аденский залив, Малоангильская островная дуга и др.); наиболее широко железистые смектиты развиты в отложениях Галапагосского рифта.

По характеру локализации и условиям образования силикатные отложения можно разделить на два подтипа: гидротермально-осадочные стратиформные, образующие линзовидные прослои, и собственно гидротермальные, выполняющие участки причудливой формы внутри гидротермально измененных пород разного состава. Первые формируются в результате выпадения из придонных вод аморфных или слабокристаллизованных кремнево-железистых фаз с дальнейшей диагенетической их трансформацией, вторые – при разгрузке гидротерм до выхода их на дно, т.е. внутри осадков и пород.

Линзовидно-пластовые силикатные отложения. Гидротермально-осадочные железистые смектиты развиты в толще осадков обычно в виде линз и линзовидных прослоев, выделяющихся в разрезе зеленой окраской разнообразных оттенков, часто они уплотнены и образуют слаболигифицированные комки, сгустки и корки. Наиболее распространенной минеральной фазой смектитов являются тетракремниевые нонтрониты, т.е. высокожелезистые слоистые силикаты со слабым замещением Si на Al в тетраэдрических слоях.

Детальное исследование основной силикатной составляющей гидротермально-осадочного генезиса, проведенное в рудоносных осадках впадины Атлантис-II (Красное море), показало, что там су-

ществует единый генетический ряд – от аморфной кремнево-железистой фазы через промежуточные смектиты и нонтронит-селадониты к селадониту.

На участках, расположенных в непосредственной близости от гидротермальных источников, отмечается более разнообразный комплекс силикатов и прежде всего широкое развитие Mg - содержащих минеральных фаз (талък, серпентин, хризотил, керолит, стевенсит, вермикулит). Магниево-силикатные минералы наблюдаются в осадках впадины Гуаймас; во впадине Хесса отмечено присутствие гидротермальных серпентина и талъка. В отдельных районах Калифорнийского залива близ гидротермальных источников обнаружены крупные залежи гидротермально-осадочного талъка.

Присутствие во впадине Атлантис-II талъка и вермикулита было отмечено в работах немецких ученых. Нами в юго-западной части этой впадины в местах гидротермальной разгрузки, наряду с обычными слоистыми силикатами нонтронит-селадонитового ряда, был также обнаружен комплекс магнийсодержащих силикатов – талък, хлорит, сапонит.

Если для богатых магнием силикатных минералов характерна узкая пространственная и генетическая связь с сульфидными соединениями, то железистые смектиты встречаются в ассоциации с более широким спектром гидротермально-осадочных образований как оксидных, так и сульфидных.

С химической точки зрения рудоносные отложения силикатного состава достаточно гомогенны и характеризуются высокими содержаниями железа, кремния, локально магния при малых концентрациях алюминия, титана, марганца и микроэлементов, в том числе и таких типично гидротермальных, как медь, цинк и свинец.

Значения титанового модуля в силикатных (смектитовых) прослоях и линзах, как правило, значительно выше 100 (350 для Галапагосского района, 645 – на площади ФАМОУС), что позволяет уверенно отнести их к типу рудоносных образований.

Силикаты в гидротермально измененных породах. Эта разновидность гидротермальных образований ещё очень слабо изучена. В районе Малоангильской островной дуги (разломная зона Зомби, близ о-ва Гваделупа) драгированием были подняты коренные вулканогенно-осадочные породы, локально интенсивно переработанные термальными растворами. Одним из главных гидротермальных новообразований внутри породы являются слоистые силикаты, образующие участки и гнезда причудливых очертаний зеленого цвета. Они практически мономинеральны и состоят из микроглобулярных выделений и сплошных масс нонтронита.

В разрезе осадочной толщи Галапагосского рифта также отмечено присутствие новообразованных смектитов, при этом показано, что при разгрузке растворов в поровых пространствах образуются феррисмектиты и селадонит, при взаимодействии гидротерм с кремнисто-карбонатной матрицей – Fe-Al смектиты.

Гидротермальные смектиты так же, как гидротермально-осадочные, характеризуются крайне низкими содержаниями элементов-примесей (Al, Ti, микроэлементов, в том числе РЗЭ).

Учитывая близость минерального состава и геохимических черт обеих разновидностей смектитовых новообразований, а также их возможное сонахождение в одном и том же осадочном разрезе, не всегда четко можно отбить границы между ними. Наиболее характерная особенность смектитов, образованных при разгрузке гидротерм на дне, заключается в ярко выраженной тенденции изменения их состава, структуры и степени окристаллизованности в ходе диагенеза сверху вниз по разрезу осадочной толщи (селадонитизация). Гидротермальные смектиты в измененных осадках и породах распределены беспорядочно и находятся в сложных соотношениях с другими минеральными новообразованиями. Дальнейшие исследования, возможно, позволят выявить минералого-геохимические и морфологические различия между рассматриваемыми группами смектитов.

Оксидные железомарганцевые отложения

Гидротермально-осадочные образования, состоящие преимущественно из оксидных и гидроксидных соединений железа и марганца, – наиболее распространенный тип рудоносных осадков, они развиты практически во всех гидротермально-активных областях Мирового океана.

По целому ряду признаков (форма залегания, минералого-геохимические особенности, масштабы распространения и условия локализации) эти образования могут быть подразделены на три типа: 1) линзовидно-пластовые рыхлые отложения в толще осадков и на их поверхности; 2) твердые поверхностные корки, развитые на различном субстрате океанского дна; 3) образования, развитые внутри гидротермально измененных пород.

Линзовидно-пластовые отложения. Рудоносные отложения, состоящие в основном из оксигидроксидов железа и марганца, развиты преимущественно в троговых участках рифтовых долин (Красное море, Калифорнийский и Аденский заливы), в осевых частях срединно-океанических хребтов, а также в районах подводной вулканической деятельности некоторых островодужных систем (кальдера о-ва Санторин в Эгейском море; подводный вулкан Бану-Вуху в Индонезии и др.).

Наиболее благоприятной обстановкой для накопления железомарганцевых отложений являются геоморфологически выраженные депрессии дна, представляющие собой естественные ловушки рудного вещества. Эти ловушки могут быть расположены на разных расстояниях от мест гидротермальной разгрузки. Рудные накопления обычно содержат в своем составе примесь биогенных и терригенных компонентов, в зависимости от количества которой значения геохимических модулей варьируют в широких пределах. Так, например, для осадков осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия среднее значение титанового модуля равно 180, для оксидных отложений впадины Атлантис-II (Красное море) > 700 , для рудных накоплений в бухтах кальдеры о-ва Санторин (Эгейское море) > 1000 .

В разрезе осадочной толщи рудоносные отложения в виде прослоев и линз разной мощности неравномерно переслаиваются с нормальными илами, включающими некоторое количество гидротермального материала либо полностью его лишенными.

Минеральный состав железомарганцевых накоплений разнообразен. Наряду с широко развитыми рентгеноаморфными фазами, там среди железистых минералов наиболее обычны: гетит, гидрогетит, лепидокрокит, гематит, реже встречаются магнетит, ферригидрит; среди марганцевых фаз обычно преобладает тодорокит, обнаружены также бернессит, бузерит, вернадит, манганит, более редкие минералы, такие как асболаны и смешанные железомарганцевые фазы (Mn-гетит).

Соотношение Fe и Mn в этом типе отложений также широко варьирует – от практически чистых накоплений железа или марганца до смешанных в разных пропорциях Fe-Mn осадков. Соотношение главных рудных компонентов – железа и марганца определяется степенью их фракционирования, что, в свою очередь, зависит от целого ряда факторов (дебит источника и режим гидротермального рудного процесса, физико-химические, геоморфологические и гидрологические условия отложения материала).

Известно, что разделение Fe и Mn в геохимических процессах – явление широко распространенное в природе и ярко проявляющееся в ходе гидротермально-осадочного рудогенеза, что связано с различной миграционной способностью элементов, обусловленной разностью величин их окислительных потенциалов. Железо, как правило, окисляется и выпадает в осадок в непосредственной близости от мест разгрузки гидротерм, обеспечивая достаточно узкую локализацию чисто железорудных отложений.

Более подвижный марганец, способный дольше мигрировать в растворе, отлагается обычно на разных, иногда значительных расстояниях от

гидротермальных источников. Формирование смешанных железомарганцевых отложений обусловлено прежде всего механическим смешиванием частиц, а также процессами соосаждения и сорбции. В общем виде, при прочих равных условиях, значения Fe/Mn в осадках закономерно уменьшаются по мере удаления от мест разгрузки гидротерм.

Общая геохимическая особенность железомарганцевых рудоносных отложений заключается в их обогащении той же группой элементов, которые образуют сульфидные залежи, т.е. элементами, поступающими в составе термальных растворов, – главным образом медью, цинком и свинцом, и в относительно низких содержаниях других микроэлементов.

Железомарганцевые корки. Известно, что твердые корки и инкрустации, состоящие из оксидных и гидроксидных форм железа и марганца, широко развиты на поверхности дна океана. Среди них выделяются две генетические разновидности – гидротермальные, образующиеся в основном из материала, поступающего на дно в составе эксталяций и гидротерм, и гидрогенные, т.е. растущие за счет осаждения компонентов из морской воды. Проблема генезиса этих природных образований тесно связана с общей проблемой источников элементов, а также баланса форм железа и марганца в океане и пока еще далека от окончательного решения.

Тем не менее, установлены существенные различия между корками разного происхождения по целому ряду показателей (табл. 4). Эти различия определяются прежде всего интенсивностью поставки рудных компонентов и скоростью их аккумуляции. Из приведенных в таблице данных следует, что скорости роста гидротермальных корок на два порядка выше, чем гидрогенных. Железомарганцевые корки с наиболее высокими скоростями роста приурочены, как правило, к гидротермально активным участкам океанского дна (ВТП, Срединно-Атлантический хребет, Галапагосский рифт, Аденский залив и др.)

В отличие от гидрогенных корок и пленок, развитых на более широких площадях океанского дна, гидротермальные образования в целом характеризуются более низкими содержаниями большинства микроэлементов, в том числе суммы РЗЭ. Такая общая геохимическая специфика – естественное следствие высоких скоростей аккумуляции рудного вещества, ограничивающих время контакта сорбционно активных частиц гидроксидов Fe и Mn с морской водой и экстракцию из нее микроэлементов.

Гидротермальные корки по сравнению с гидрогенными обеднены микроэлементами в 200–300 раз, а суммой РЗЭ – на один-два порядка. Состав РЗЭ в гидротермальных образованиях в той или иной степени отражает состав глубинных придонных вод и характеризуется низкими значениями Ce/La и La/Sm.

Таблица 4. Основные различия между гидротермальными и гидrogenными корками

Параметры	Типы корок	
	Гидротермальные	Гидrogenные
Скорости роста, мм в 10 ⁶ лет	100-1000	1 - 10
Содержания микроэлементов	Низкие	Высокие
Mn/Fe	>5 (до 50 и выше)	~1
Fe/Mn	12-237 в железистых 0,002-0,14 в марганцевых	~1
Co/Zn	<0,15	~2,5
Ce/La	<2	>2
SiO ₂ (абиогенная)	Много	Мало
Основные минералы, рудного вещества	Тодорокит, бернессит, гетит, гидрогетит	Широкий комплекс минералов Fe и Mn (вернадит, бернессит, тодорокит, аморфные гидроксиды Fe и Mn, фероксигит, гетит, гидрогетит)

Важным геохимическим индикатором генезиса оксидных корок и инкрустаций служит соотношение в них железа и марганца (см. табл. 4). Если для гидrogenных корок характерен смешанный железомарганцевый состав, то в гидротермальных обычно резко преобладает тот или другой элемент, что определяется фракционированием железа и марганца в гидротермальном рудообразующем процессе.

Минералогия железомарганцевых корок и инкрустаций океанского дна изучена ещё недостаточно полно. Однако имеющиеся данные разных исследователей позволяют наметить вполне определенные различия и в минеральном составе генетически разных образований.

В гидротермальных корках среди марганцевых минералов обычно преобладают тодорокит и бернессит, среди железистых – гетит и гидрогетит; гидrogenные корки характеризуются более сложным минеральным составом, там идентифицирован широкий комплекс железомарганцевых минеральных фаз – Fe-Mn-вернадиты, бернессит, гидрогетит, Mn-фероксигит и др.

Учитывая, что формирование корок и инкрустаций происходит в результате осаждения рудных компонентов из морской воды, в одном и том же образовании могут присутствовать элементы, поступившие из разных источников; тем не менее, весь комплекс отмеченных выше признаков позволяет выделять гидротермальные корки в самостоятельную генетическую разновидность.

Оксидные образования внутри гидротермально измененных пород. Подобно гидротермальным силикатам, оксидные фазы, развитые в толще коренных пород за счет разгрузки термальных растворов, изучены крайне недостаточно. Мы располагаем лишь материалом по гидротермально измененным породам вулканически активных участков Малоангильской островной дуги, а также по осадкам, развитым в районе озера Солтон-Си (Калифорния).

В толще осадков геотермального поля Солтон-Си оксидная рудная минерализация присутствует в виде отдельных прожилков гематита ярко-красного цвета, а также участков, заполняющих поровые пространства.

Главный рудный компонент внутри вулканогенно-осадочной матрицы в районе Малоангильской островной дуги представлен гидроксидами Mn в виде колломорфных, почко- и дендритовидных выделений, а также участков замещения биогенных и вулканогенных частиц. Минералы марганца находятся в сложных, незакономерных соотношениях со смектитовым материалом. Рудная масса состоит преимущественно из хорошо окристаллизованного тодорокита и практически не содержит примеси химических элементов, за исключением Mg, Ca и K. На фоне рудного вещества, состоящего из гидроксидных форм Mn, встречаются редкие участки, обогащенные железом (Fe до 20 %).

Металлоносные отложения

В отличие от рудоносных отложений, металлоносные осадки более однообразны как по составу, так и по характеру локализации, кроме того, они менее детально изучены, поэтому в настоящее время нет оснований для более дробного их деления.

Можно лишь выделить карбонатные осадки, развитые в океане выше критической глубины карбонатакопления, и менее широко развитые бескарбонатные илы, локализованные в основном в глубоководных котловинах.

Металлоносные осадки включают в себя широкий спектр нормальных илов, состоящих из терригенных, биогенных, аутигенных и вулканогенных компонентов, которые содержат в своем составе эндогенное (рудное) вещество. Вариации соотношений гидротермальных компонентов и экзогенной «матрицы» отражаются в величинах геохимических модулей (титанового – 25–100; алюминиевого – 0,4–0,1).

Общая закономерность локализации металлоносных осадков заключается в их приуроченности к тектонически активным районам океанического дна – главным образом к осевым и склоновым участкам срединно-океанических хребтов и прилегающим к ним районам.

Эти осадки наиболее широко распространены в юго-восточной части Тихого океана, занимая площадь порядка 10 млн. км². Металлоносные осадки развиты также в Индийском океане в районе тройственного сочленения Аравийско-Индийского, Центрально-Индийского и Западно-Индийского хребтов на площади около 2 млн. км², а также на отдельных участках Срединно-Атлантического хребта (геотермальное поле ТАГ, площадь ФАМОУС), в некоторых впадинах Красного моря и др.

Большие площади развития металлоносных осадков обусловлены рассеиванием гидротермальных компонентов по поверхности дна придонными течениями, с этим же связано максимальное накопление рудных компонентов в пониженных участках морского дна – в отдельных впадинах-ловушках и в рифтовых долинах. Металлоносные осадки могут распространяться на достаточно далекие расстояния от мест разгрузки гидротерм.

Гидротермальная составляющая металлоносных осадков представлена в основном мельчайшими (десятые-тысячные доли миллиметров) частицами рентгеноаморфных и плохо окристаллизованных оксигидроксидов Fe(III) и Mn(IV). Помимо рентгеноаморфных гидроксидов, в них обнаружены тонкодисперсные частицы (< 90 Å) суперпарамагнитного гетита и Mn-фероксигита с различным содержанием марганца. Среди окристаллизованных фаз отмечено также присутствие железистых смектитов, бернессита, вернадита, тодорокита, гетита и гидрогетита. В небольших количествах разными исследователями там обнаружены такие минералы, как магнетит, кристобалит, гипс, ангидрит, марганосидериты, барит, самородные металлы и др. В металлоносных осадках геотермального поля ТАГ (Атлантический океан) установлены значительные количества оксихлорида меди (атакамита).

Обломочный материал может иметь терригенную, эоловую и эдафогенную природу. Его минеральный состав крайне разнообразный – помимо кварца, полевых шпатов и вулканического стекла там встречаются роговая обманка, пироксены, эпидот, циркон, гранат, магнетит и некоторые более редкие минералы. Среди аутигенных образований наиболее распространенными являются феррисмектиты, цеолиты, барит. В составе карбонатных металлоносных осадков широко развит карбонатный материал в основном в виде остатков кокколитофорид и фораминифер.

По сравнению с нормальными пелагическими глинами океана металлоносные осадки, помимо Fe и Mn, обогащены целым рядом микроэлементов (Cu, Zn, Pb, Ni, Co, V, Mo, Ga, PЗЭ и др.) и обеднены такими литофильными элементами, как Al, Ti и Cr. Им присущ значи-

тельно более широкий спектр микроэлементов по сравнению с гидротермально-осадочными рудоносными отложениями. Такая геохимическая специфика металлоносных осадков обусловлена длительным контактом свежееобразованных гидротермальных частиц гидроксидов Fe и Mn с морской водой в ходе их транспортировки от устьев источника до мест захоронения и процессами соосаждения и сорбции микроэлементов из придонных вод. Иными словами, основная часть микроэлементов в металлоносных осадках имеет экзогенный (гидрогенный) источник, о чем свидетельствуют как уровень концентраций элементов и их геохимический спектр, так и модульные расчеты.

Анализ большого литературного материала показал, что степень обогащения и обеднения металлоносных осадков разными элементами по сравнению с фоновыми илами весьма различна.

Не исключено, что дальнейшие исследования рудного вещества металлоносных осадков позволят подразделить их на ряд разновидностей и истолковать генетическую природу этих вариаций. По-видимому, генетически родственны и близки по составу современным металлоносным осадкам так называемые базальные железомарганцевые отложения, развитые в основании осадочного чехла океанов, преимущественно на флангах срединно-океанических хребтов.

В заключение следует подчеркнуть, что предложенная схема типизации современных гидротермальных и гидротермально-осадочных океанических образований, вероятно, не охватывает всего их разнообразия; кроме того, границы между некоторыми подразделениями, как было показано, проводятся пока достаточно условно.

Тем не менее, нельзя не учитывать, что каждая минеральная разновидность отражает важнейшие генетические черты единого рудообразующего процесса – его интенсивность и температурный режим, состав и условия разгрузки термальных растворов, физико-химическую, геоморфологическую и гидродинамическую обстановку осаждения и накопления рудного вещества. Поэтому нам представляется, что систематизация пестрых по составу отложений этого генетического типа будет способствовать познанию океанского рудогенеза в целом, а также может быть использована для сравнения их с рудными накоплениями геологического прошлого.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Геохимические особенности рудных скоплений являются одной из наиболее важных характеристик месторождений полезных ископаемых и отдельных рудопроявлений. Они не только определяют экономическую ценность минерального сырья, но и заключают в себе ценную информацию, позволяющую понять условия образования и размещения рудных скоплений, их генезис, что в свою очередь является основой для научного прогнозирования и поисков полезных ископаемых. Очевидно также, что без детального анализа реальных соотношений между химическими элементами и рассмотрения их поведения в ходе рудообразующего процесса не могут быть восстановлены геохимические механизмы формирования минеральных фаз рудного вещества.

Основными характерными особенностями геохимии гидротермально-осадочных отложений являются широкие вариации содержания элементов в осадках, большая пестрота и изменчивость их распределения как по вертикали осадочных разрезов, так и по площади, а также разнообразие форм нахождения элементов в осадках.

Причины столь сложной геохимической картины распределения и содержания элементов в этих образованиях заключаются в совокупном влиянии на их формирование и накопление различных природных факторов. К их числу относится как общий режим гидротермального процесса – его интенсивность и периодичность, так и условия (физико-химические, геоморфологические, гидродинамические) выпадения и локализации рудного вещества, что в свою очередь определяет соотношение в осадке биогенно-терригенных и гидротермальных компонентов, скорость их осаждения, минеральный состав, сорбционные свойства взвешенных частиц, дальность их переноса от источников сноса и условия локализации.

Наиболее отчетливо влияние высокотемпературных гидротерм на химический состав отложений проявляется на участках их разгрузки в периоды активизации гидротермального процесса. Такими отложениями являются прежде всего сульфидные рудопроявления, связанные с деятельностью черных курильщиков. Химический состав таких рудопроявлений подробно рассмотрен в работе «Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана». Пробы для анализа отбирались в разных районах Мирового океана, при этом был

проведен статистический анализ выборки из 262 проб. Было показано, что главными элементами сульфидных руд являются Fe, S, Cu, Zn, Si, Ca, Ba.

По соотношению основных металлов руды подразделены на 4 геохимических типа: 1) *серноколчеданный* ($\text{Cu} < 4,5 \%$, $\text{Zn} < 1 \%$); 2) *медно-колчеданный* ($\text{Cu} > 4,5 \%$, $\text{Zn} < 1 \%$); 3) *цинково-колчеданный* ($\text{Cu} < 4,5 \%$, $\text{Zn} > 1 \%$); 4) *смешанный медно-цинковый* ($\text{Cu} > 4 \%$, $\text{Zn} > 1 \%$). Из всей выборки проб преобладает цинково-колчеданный тип сульфидных руд (46 %), затем медно-колчеданный (24 %) и по 15 % – серноколчеданный и смешанный типы. Отмечается, что в океанских рудопрооявлениях наблюдается резкая локальная изменчивость содержания элементов как в различных рудных постройках, так и в отдельных пробах одной и той же постройки.

Как было показано в разделе по минералогии сульфидов, минералы меди обогащают высокотемпературные ассоциации и локализируются во внутренних частях рудных тел (в трубообразных постройках), а сульфиды цинка в основном – во внешних их частях, а также в небольших по размерам рудопрооявлениях.

Сульфидные рудопрооявления содержат в своем составе широкий набор элементов-примесей, включающий Pb, Cd, Sb, Se, Co, As, Ag, Au, RЗЭ и некоторые другие. Средние содержания химических элементов в рудоносных отложениях и нормальных осадках Красного моря приведены в табл. 6.

Детальный статистический анализ этих данных показал, что при крайней химической неоднородности гидротермальных рудных илов все рассмотренные элементы можно подразделить на 2 группы.

Элементы *первой группы*, включающей Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Sb, Cd, Co, поступающие в основном в составе гидротермальных растворов, в той иной степени обогащают рудоносные отложения по сравнению с фоновыми биогенно-терригенными илами, причем именно для этих элементов характерен максимально широкий разброс их содержаний в гидротермальных отложениях – от фоновых до очень высоких значений, превышающих фоновые на 1–2 порядка, иногда и более. К этой же группе элементов относятся Ag, Au, As, Ba, Hg, не включенные в таблицу из-за отсутствия статистически представительных данных.

Распределение элементов *второй группы*, куда входят Al, Ti, Ni, Cr, Sc, Th, Hf, имеет совершенно иной характер. Для них типичны устойчиво низкие содержания в рудоносных отложениях, которые, как правило, ниже их содержаний в нормальных фоновых биогенно-терригенных илах (к этой же группе относятся Nb, Zr, Ga, Ge, V, P, U). Важно отметить, что степень обогащения или

Таблица 6. Средние содержания химических элементов в отложениях Красного моря.

	Первая группа						
	Fe	Mn	Zn	Cu	Pb	Co	Cd
	10 ⁻⁴ %						
Рудоносные отложения Красного моря	33,4	4,1	11102	3448	309	74	46
Нормальные осадки Красного моря	3,2	0,31	209	45	25	17	1,3
	Вторая группа						
	Al	Ti	Ni	Cr	Sc	Hf	Th
	10 ⁻⁴ %						
Рудоносные отложения Красного моря	0,9	0,1	41	22	3,2	1,8	0,9
Нормальные осадки Красного моря	3,4	0,28	62	53	8	2,4	2,1

обеднения гидротермальных рудных образований разными элементами относительно фона существенно неодинакова. На рис. 18 показано во сколько раз уровень их накопления отличается от фонового распределения. На рисунке представлены лишь те элементы, по которым имеются статистически представительные данные. Из этих данных следует, что рудоносные гидротермальные отложения Красного моря в среднем относительно фона обогащены медью примерно в 70 раз, цинком – в 50, сурьмой – в 40.

Средний уровень накопления железа, марганца, свинца и кадмия несколько ниже (~ в 10–15 раз выше фона), содержание Co в рудных илах ~ в 4 раза выше фона. В отдельных пробах рудоносных осадков Красного моря количество мышьяка достигает 1500 г/т, бария – 0,6–0,8 %, что примерно на порядок (As) и в 3–4 раза (Ba) выше, чем в пелагических глинах океана, количество ртути в отдельных горизонтах красноморских илов на 1–2 порядка выше фона (фон $n \cdot 10^{-5} \%$, рудные илы $n \cdot 10^{-4} \%$, $n \cdot 10^{-3} \%$).

В сульфидных горизонтах Красного моря отмечаются высокие содержания Au (0,9–1,4 г/т) и Ag (80–100 г/т), для океанских сульфидных руд также характерны большие количества этих металлов: золота – 0,06–10,4 г/т (среднее 1 г/т), серебра – 9,2–172,6 г/т (среднее 56 г/т). Эти концентрации примерно на три порядка выше кларковых значений.

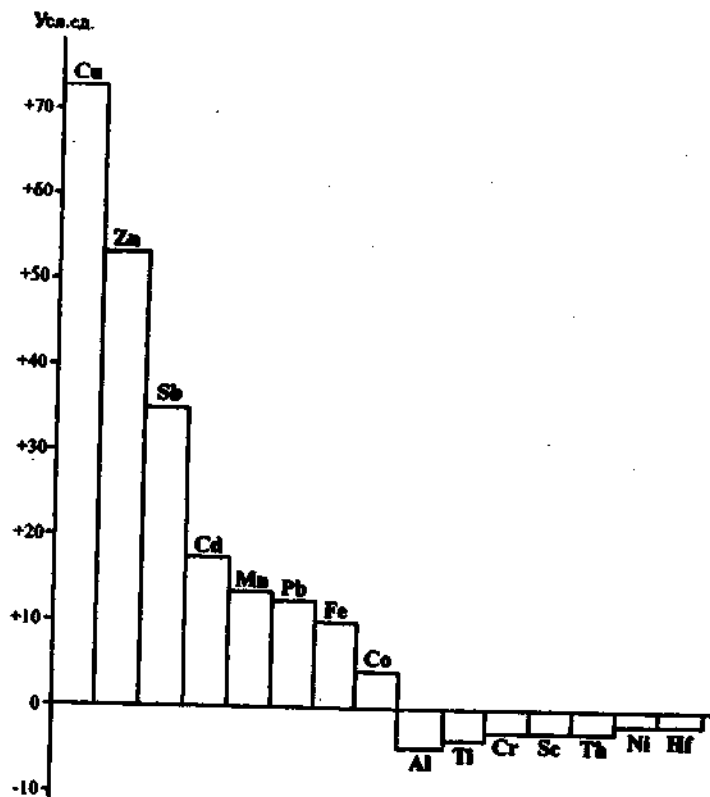


Рис. 18. Степень обогащения (обеднения) химическими элементами рудоносных отложений Красного моря относительно фоновых осадков (нулевая линия).

Литогенные элементы (вторая группа) распределены в рудных илах Красного моря более равномерно. Содержания Al, Ti, Cr, Se, Th, Ni, Hf ниже фоновых примерно в 2–4 раза. Снижение количества литогенных элементов в рудоносных осадках происходит в результате разубоживания осадочного материала гидротермальным рудным веществом.

Различная генетическая природа материала, слагающего гидротермально-осадочные отложения, достаточно четко отражается и в характере корреляционных связей между элементами.

Результаты корреляционного анализа рудоносных осадков Красного моря, проведенного для группы элементов, по которым имеется статистически представительный аналитический материал, представлены в табл. 7 и на рис. 19.

Таблица 7. Коэффициенты парной корреляции между элементами в рудоносных отложениях Красного моря

Mn	Al	Ti	Zn	Cu	Pb	Ni	Co	Cr	Sc	Hf	Th	Sb	
-0,584	-0,549	0,333	-0,165	-0,161	-0,249	-0,293	-0,083	0,099	-0,194	0,342	-0,467	-0,153	Fe
	0,137	0,03	-0,166	-0,316	0,095	0,289	-0,25	0,069	0,159	-0,137	-0,151	-0,144	Mn
		0,729	0,28	0,23	0,296	0,126	0,083	0,39	0,439	-0,139	0,826	-0,014	Al
			0,139	0,005	0,057	0,123	-0,042	0,646	0,706	0,024	0,745	-0,189	Ti
				0,618	0,604	0,085	0,512	-0,235	-0,179	-0,096	0,113	0,335	Zn
					0,442	0,194	0,697	-0,224	-0,137	0,043	0,296	0,528	Cu
						-0,074	0,319	-0,269	0,307	-0,213	0,195	0,37	Pb
							0,329	0,073	0,062	-0,225	-0,24	0,107	Ni
								-0,16	-0,085	-0,011	0,032	0,569	Co
									0,862	0,172	0,402	-0,133	Cr
										0,23	0,692	-0,13	Sc
											-0,117	-0,076	Hf
												0,217	Th

Примечание. Число проб: для Fe-Cr=106, для Sc=90, для Sb=78, для Hf=47, для Th=21. Уровни значимости для различных доверительных интервалов: 95 %, 99,9 % соответственно: для Fe-Cr=0,195, 0,254, 0,321; Sc=0,205, 0,290, 0,338; Sb=0,217, 0,307, 0,357; Hf=0,288, 0,403, 0,465; Th=0,432, 0,576, 0,652.

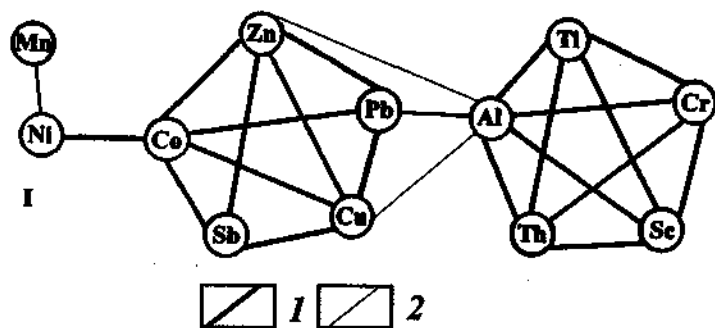


Рис. 19. Схема корреляционных связей между элементами в рудоносных отложениях Красного моря.
1, 2 – доверительные интервалы: 1 – 99 %, 2 – 95 %.

В целом, характер корреляционных зависимостей в гидротермальных рудоносных осадках достаточно сложный, что вполне естественно при большом разнообразии минеральных форм фиксации элементов, изменчивости интенсивности рудообразующего процесса и физико-химических условий выпадения рудного вещества.

Тем не менее, корреляционные связи подтверждают существование в рудных осадках двух групп элементов, каждая из которых отличается высокими значениями парных коэффициентов корреляции. Первая группа, включающая Cu, Zn, Pb, Sb и Co, объединяет элементы, тесно связанные с гидротермальным процессом, вторая – Al, Ti, Cr, Th – элементы, входящие в основном в состав фоновой, литогенной матрицы.

Из числа наиболее важных гидротермальных элементов только для железа и марганца характерно полное отсутствие корреляционных связей как между собой, так и с другими элементами, независимо от их генетической природы, более того, между железом и марганцем существует значительная отрицательная корреляция, что связано с их различной геохимической подвижностью, обусловленной разными величинами потенциалов окисления и, следовательно, временным и пространственным разделением в ходе минералообразования. Важно отметить, что в высокотемпературных океанских гидротермах железо и марганец связаны между собой устойчивой положительной связью с коэффициентом парной корреляции + 0,928.

Подобный характер соотношений между главными рудными компонентами – железом и марганцем в гидротермах и непосредственно связанных с ними рудопоявлениях служит наглядным признаком разделения элементов в гидротермально-осадочном процес-

се. Отсутствие корреляционных связей Fe и Mn с другими гидротермальными элементами обусловлено, вероятно, прежде всего многообразием минеральных форм их нахождения в составе рудного вещества осадков, которые, как правило, пространственно разобщены. Железо в гидротермальных отложениях входит в состав разнообразных минеральных фаз – оксигидроксидов, силикатов, сульфидов, карбонатов; основная масса марганца образует комплекс оксигидроксидных минеральных фаз как рентгеноаморфных, так и окристаллизованных; значительная часть халькофильных металлов входит в состав сульфидов, распределенных как в разрезах осадочной толщи, так и на гидротермально активных площадях, неравномерно, локально.

В целом геохимический облик гидротермальных отложений, локализованных в непосредственной близости от очагов разгрузки термальных вод, определяется в основном химическим составом этих вод.

Формирование химического состава металлоносных осадков, локализованных на широких площадях дна Мирового океана, происходит более сложным путем при участии разных источников химических элементов.

Наиболее детально геохимические черты современных металлоносных осадков рассмотрены в работе Е.Г.Гурвича «Металлоносные осадки Мирового океана».

В этой работе приведены расчеты, проведенные для большой группы химических элементов, и показано избыточное их накопление относительно фоновых пелагических илов. Расчеты проводились для полей развития металлоносных осадков в разных частях Восточно-Тихоокеанского поднятия. Показано, что гидротермальная поставка может обеспечить повышенные относительно фона содержания только таких элементов как Fe, Mn, Si, Ba, Cu и Zn. Другим и основным источником избыточного накопления микроэлементов в металлоносных осадках является морская вода, а переводом их в осадки – процессы соосаждения и сорбции в основном на тонкодисперсных гидротермальных частицах оксигидроксидов Fe и Mn.

Набор элементов, обогащающих металлоносные осадки относительно фоновых пелагических илов, отличается значительно большим их разнообразием по сравнению с рудоносными осадками в районах гидротермальной разгрузки, а степень их обогащения не столь высока. Показательно, что металлоносные осадки обогащены как собственно гидротермальными элементами (Fe, Mn, Cu, Zn, Si, Ba, Sb, Pb), так и элементами, не характерными для высокотемпературных океанских гидротерм (Ni, V, Cr, Ti, Sc, Hf).

Таблица 8. Коэффициенты парной корреляции между элементами в металлоносных осадках Тихого океана

Mn	Al	Ti	Cu	Zn	Co	Ni	V	Sc	Sb	
0,906	-0,706	-0,419	0,608	0,694	0,439	0,451	-0,759	-0,469	0,639	Fe
	-0,654	-0,497	0,548	0,792	0,584	0,536	0,781	-0,431	0,621	Mn
		0,696	-0,178	-0,471	-0,126	0,029	-0,619	0,874	-0,549	Al
			-0,359	-0,359	-0,05	-0,238	-0,309	0,7	-0,514	Ti
				0,435	0,127	0,603	0,402	-0,038	0,358	Cu
					0,776	0,643	0,597	-0,208	0,438	Zn
						0,719	0,38	0,096	0,446	Co
							0,37	0,206	0,523	Ni
								-0,37	0,501	V
									-0,298	Sc

Примечание. Число проб = 18; уровни значимости для различных доверительных интервалов: 95 % = 0,444; 99 % = 0,561; 99,9 % = 0,679.

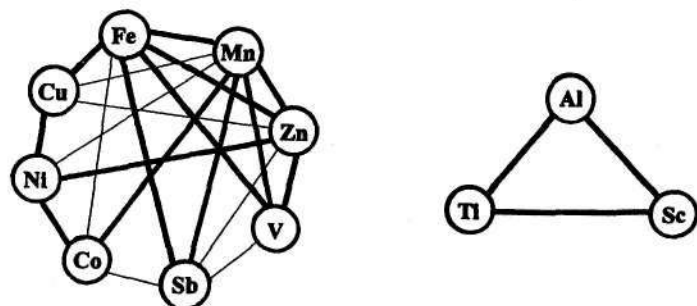


Рис. 20. Схема корреляционных связей между элементами в металлоносных осадках Тихого океана.

Условные обозначения см. на рис. 19.

Принципиальные геохимические различия между гидротермально-осадочными отложениями, локализованными близ очагов разгрузки гидротерм, и металлоносными осадками открытого океана подтверждаются и результатами корреляционного анализа (табл. 8, рис. 20). В частности, в отличие от рудоносных осадков Красного моря, океанические металлоносные илы характеризуются высокими

значениями парных коэффициентов корреляции между большой группой элементов, объединяющей как эндогенные элементы, поступающие в составе гидротерм, так и экзогенные, поступающие с суши и попадающие в осадки из морской воды.

Другая характерная особенность металлоносных осадков открытого океана заключается в наличии положительной корреляционной связи железа и марганца как между собой, так и с большинством рассмотренных элементов (за исключением Al, Ti и Sc).

Геохимический облик океанических металлоносных осадков и характер корреляционных связей между элементами свидетельствуют о ведущей роли процессов их соосаждения и сорбции из воды. Исключением являются лишь элементы, подавляющая часть которых входит в структуру литогенных минералов, это прежде всего Al и Ti.

Таким образом, в составе гидротермально-осадочных образований можно выделить три основные ассоциации элементов, имеющих разную генетическую природу: 1 — собственно гидротермальные, попадающие в осадки из высокотемпературных гидротерм и образующие в основном самостоятельные минеральные фазы; 2 — элементы преимущественно сорбированные из морской воды, часть которых может иметь гидротермальную природу, а часть поступать с суши; 3 — литогенные элементы, входящие в структуру терригенных и вулканогенно-терригенных обломочных частиц.

В общем виде при удалении от полей гидротермальной разгрузки в сорбированной части уменьшается доля гидротермальных компонентов и увеличивается доля элементов, поступающих с суши.

Естественно, что соотношение генетически различных элементов в разных типах гидротермально-осадочных образований существенно варьирует.

На рис. 21 представлены результаты сравнительного анализа общих особенностей распределения ряда элементов в следующих типах современных осадков Мирового океана: в нормальных и рудоносных отложениях Красного моря, в пелагических океанических глинах, металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана и гидротермальных сульфидных рудах рифтовых зон.

На графиках отчетливо видно, что рудоносные осадки Красного моря геохимически наиболее близки океаническим сульфидным рудопрооявлениям — как те, так и другие формируются в непосредственной близости от очагов гидротермальной разгрузки. Для них характерны экстремально высокие концентрации элементов, поступающих в составе высокотемпературных гидротерм (Fe, Cu, Zn, Pb), а также не представленных на рис. 21 Ag, Cd, Au, Ba.

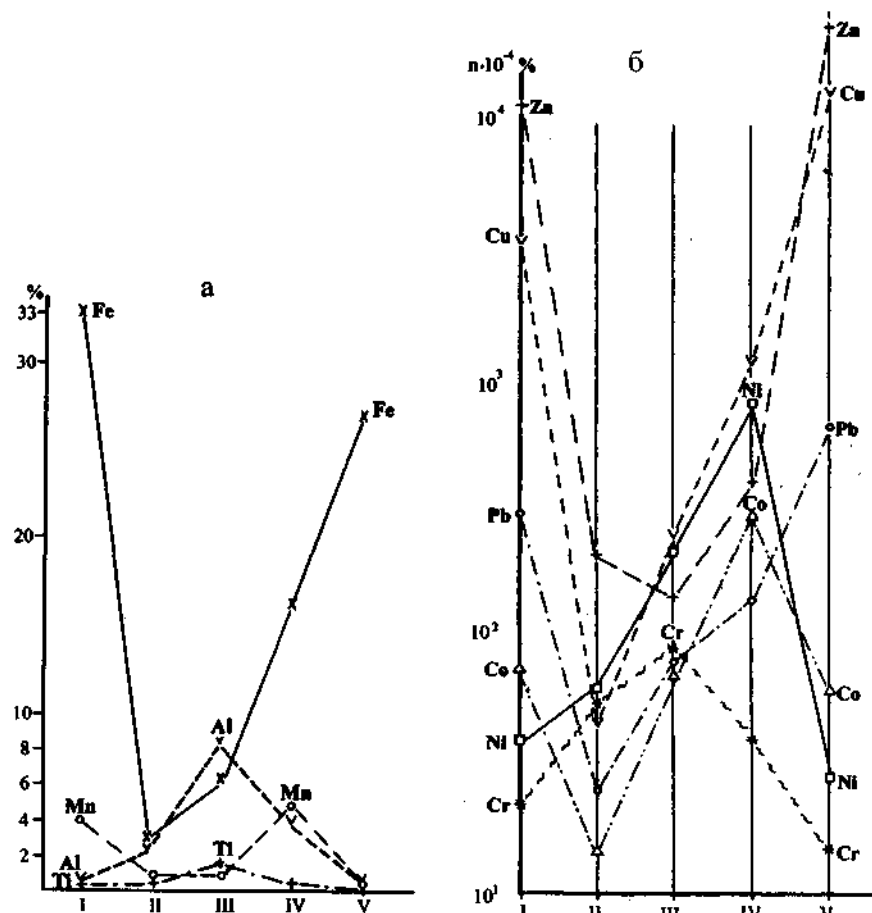


Рис. 21. Распределение средних содержаний элементов в различных типах современных отложений Мирового океана
а — Fe, Mn, Al, Ti, %; б — микроэлементы, $10^{-4}\%$

I — рудоносные отложения Красного моря; II — фоновые биогенно-терригенные осадки Красного моря; III — пелагические океанические глины; IV — металлоносные осадки Тихого океана; V — гидротермальные сульфидные рудопровяления ВТП

Такие элементы как Ni и Co, а также V, РЗЭ, Th, Ga и некоторые другие наиболее интенсивно накапливаются в океанических металлоносных осадках в основном в результате сорбции на гидротермальных частицах гидроксидов Fe и Mn.

Соотношение и количество сорбированных из воды элементов контролируются концентрациями этих элементов в воде, сорбционными свойствами частиц и временем их контакта с морской водой.

Несмотря на сложный характер распределения элементов в металлоносных осадках, можно наметить общую тенденцию изменения их содержаний на различных расстояниях от полей гидротермальной разгрузки. В целом, осадки, расположенные в осевой части ВТП, обеднены сорбированными микроэлементами, их содержание увеличивается по направлению к флангам, что связано с уменьшением скоростей седиментации и возрастанием времени контакта гидротермальных частиц с морской водой.

В отличие от гидротермально-осадочных образований, пелагические красные глины относительно обогащены лишь элементами, входящими в структуру терригенных минеральных фаз (Al, Ti, Cr).

Редкоземельные элементы

Поведение редкоземельных элементов (РЗЭ) в гидротермально-осадочном рудогенезе заслуживает особого внимания, поскольку их спектр, как правило, наследует спектр элементов тех обстановок минералообразования, в которых образуются гидротермальные отложения.

Большинство лантаноидов находятся в трехвалентном состоянии, в связи с чем их относительные содержания в природных процессах меняются мало. Исключением являются два элемента — церий и европий, которые могут находиться в разных валентных формах — (Eu^{+3} и Eu^{2+} ; Ce^{3+} и Ce^{4+}). Аномалии в распределении этих двух элементов широко используются в геохимических исследованиях и служат индикаторами физико-химических условий минералообразования, в том числе и в гидротермальном процессе.

В настоящее время накоплена значительная информация, касающаяся особенностей распределения РЗЭ в современных гидротермально-осадочных образованиях, при этом большая часть публикаций посвящена металлоносным осадкам открытого океана.

Значительно хуже исследованы геохимические особенности распределения РЗЭ в рудоносных отложениях, формирующихся на участках разгрузки термальных вод, в непосредственной близости от гидротермальных источников.

Основным источником РЗЭ в металлоносных осадках океана является придонная морская вода, из которых РЗЭ сорбируются на свежесформированных частицах в основном гидроксидов железа гидротермального генезиса. Придонная морская вода характеризуется дефицитом Се, что связано с его окислением и переходом в твердую фазу в поверхностных водах океана.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА В ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОМ ОКЕАНСКОМ РУДОГЕНЕЗЕ

В рамках общей генетической модели гидротермально-осадочного рудообразования одно из ключевых мест отводится проблеме генезиса рудообразующих гидротермальных растворов и прежде всего вопросу об источниках различных компонентов, формирующих гидротермы. Как уже отмечалось, в настоящее время эмпирически установлены физико-химические особенности состава океанических глубинных термальных вод. Температура источников в местах их разгрузки составляет 350–400°C, pH гидротерм обычно колеблется в пределах 3,1–3,8. Растворы содержат большой набор газовых компонентов и обогащены по сравнению с морской водой вполне определенной группой химических элементов.

Учитывая, что рудообразующий раствор представляет собой сложную многокомпонентную физико-химическую систему, целесообразным представляется раздельный анализ данных о происхождении воды, газовой составляющей, основного солевого состава и, наконец, об источниках рудных элементов.

Вода

В настоящее время практически общепринятым считается положение о преобладании в гидротермальных растворах вод экзогенного (метеорного, морского) происхождения, что в последнее время подтверждено серией изотопных исследований по составу кислорода и водорода.

В современных высокотемпературных гидротермах ВТП значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD иногда крайне незначительно отличаются от этих величин в стандартной океанической воде (SMOW). Отклонения эти находятся, как правило, в пределах аналитической ошибки, а их небольшие превышения могут быть связаны с обменными реакциями между морской водой и минералами коренных пород.

Вместе с тем, ряд специалистов предполагают присутствие в составе гидротерм примеси глубинной, магматогенной воды, максимальное количество которой, по их мнению, составляет не более 5–10 %, однако такое количество ювенильной воды изотопными методами не улавливается.

В настоящее время бесспорным является тот факт, что основой для формирования рудоносных гидротерм рифтовых зон Мирового океана является экзогенная морская вода.

Газовый состав

В составе гидротерм срединно-океанических рифтов присутствует большой набор газов, включающий HCl , Cl_2 , H_2S , CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , He . Наиболее характерной особенностью газового состава высокотемпературных термальных вод рифтовых зон планеты (при преобладании в составе газовой фазы CO_2) является высокая концентрация водорода, присутствие метана и гелия определенного изотопного состава.

Водород. Исследованиями последних лет установлены высокие содержания водорода в термальных флюидах практически всех современных рифтовых зон. Так, аномально высокие концентрации H_2 (до $1500 \cdot 10^{-4}$ мл/л) были обнаружены в придонных водах юго-западной части впадины Атлантик-II (Красное море) в местах разгрузки гидротерм, при этом было отмечено, что за пределами впадины содержание H_2 в придонных водах резко падает. В высокотемпературных гидротермах на 21° с. ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия содержание H_2 в 1 г воды составляет $2 \cdot 10^{-5}$ см³. По оценке американских исследователей, общий поток водорода в глобальной системе срединно-океанических хребтов составляет $1,3 \cdot 10^9$ м³/год.

Высокое, а часто преобладающее содержание водорода характерно также для флюидных газовых включений из магматических пород рифтовых зон. Так, в пробах газа из пород рифтовых зон Восточной Африки резко преобладает водород, содержание которого достигает 1,27 см³/кг. Исследование газов в базальтах Калифорнийского залива, по данным глубоководного бурения, показало, что максимальная величина среднего содержания H_2 (4,62 см³/кг) обнаружена в скважине, расположенной на пересечении трещинной зоны с центральной палеомагнитной аномалией.

Если учесть, что в составе газов большинства низкотемпературных гидротермальных систем мира водород либо отсутствует, либо содержания его крайне малы, вполне справедливо утверждение, что водородный тип термальных вод весьма специфичен и характерен для областей высокой тектономагматической активности, прежде всего для глобальной системы рифтовых зон.

Вопрос о происхождении или источнике водорода, выделяющегося в составе термальных растворов, нельзя считать окончательно решенным. Однако целый ряд фактов позволяет предполагать его глубинный генезис, связанный либо с процессами дегазации мантии, либо с генерацией водорода в ходе магмообразования.

Еще в 20-х годах В.И. Вернадский высказал предположение о наличии водорода в глубоких недрах планеты. В дальнейшем пред-

ставления о мантийном источнике H_2 и о его ведущей роли в процессе дегазации Земли успешно разрабатывались рядом ученых.

Полученные за последние годы и приведенные выше данные, касающиеся приуроченности водородных терм к планетарной системе рифтов, также свидетельствуют в пользу глубинного происхождения водорода. Веским аргументом, подтверждающим это положение, является связь водорода с поступлением из глубин мантийного гелия.

Гелий. Важная отличительная особенность газового состава флюидов в мобильных зонах океанической коры заключается в высокой концентрации в них гелия, обогащенного легким «первичным» изотопом — 3He .

Впервые аномально высокие содержания гелия были отмечены в придонных водах над гребнем Восточно-Тихоокеанского поднятия еще в 60-х годах прошлого века. С тех пор гелиевые аномалии установлены в придонных водах и термальных растворах в целом ряде районов рифтовых зон с активной гидротермальной деятельностью. Так, в Красном море высокие содержания гелия ($200\text{--}260 \cdot 10^{-4}$ мл/л) отмечены во впадине Атлантис-II. В районе гидротермального поля ТАГ на 26° с. ш. Срединно-Атлантического хребта самые высокие концентрации гелия установлены в придонных водах центральных частей рифтовой долины, особенно в разломных зонах.

Аномально высокие содержания гелия обнаружены в гидротермах различных участков Восточно-Тихоокеанского поднятия на 11° с. ш. — $2,5 \cdot 10^{-5}$ см³/г, на 21° с. ш. — $2,1\text{--}5,0 \cdot 10^{-5}$ см³/г, на 13° с. ш. — $2,7\text{--}5,0 \cdot 10^{-5}$ см³/г. В целом, концентрация гелия в гидротермальных растворах рифтовых зон в 500–1500 раз выше, чем в обычной морской воде.

Одним из наиболее важных и достоверных показателей присутствия в термальных флюидах глубинной, ювенильной составляющей считается величина отношения изотопов $^3He/^4He$, так называемая изотопно-гелиевая метка. Для современной мантии это отношение оценивается величиной $n \cdot 10^{-5}$.

В настоящее время накоплен большой фактический материал по изотопии гелия в разных природных объектах в пределах развития как континентальной, так и океанической земной коры. В табл. 13 приведены заимствованные из литературы данные по изотопному составу гелия в высокотемпературных гидротермах рифтовых зон и океанических базальтах. Из этих данных следует, что все изученные гидротермы рифтовых зон имеют близкие значения отношения $^3He/^4He$ — $1,1\text{--}1,2 \cdot 10^{-5}$, что свидетельствует о преобладании в этих районах мантийного гелия и о гомогенности состава магматических резервуаров, поставляющих гелий в гидротермальные растворы.

Таблица 13 Изотопный состав гелия в базальтах (I) и гидротермах (II) рифтовых зон Мирового океана

Район	$^3He/^4He \cdot 10^{-5}$	
	I	II
ВТП: 21° с.ш.	1,09–1,32	1,02; 1,09
13° с.ш.	—	$1,1 \pm 0,01$
11° с.ш.	—	$1,16 \pm 0,01$
20° с.ш.	1,27	—
Калифорнийский залив (впадина Гуаймас)	—	1,1
Галапагосский рифт	1,11	1,19; $1,08 \pm 0,02$
Марианский трог	—	1,19
Впадина Атлантис-II (Красное море)	—	1,22
САХ (23° с.ш.)	1,13	—

Примечание. Прочерк — нет данных.

Углеродсодержащие газы. В океанских гидротермах эти газы представлены как восстановленными (CH_4), так и окисленными (CO_2 , CO) формами.

Значительные концентрации метана являются одной из характерных особенностей газового состава термальных растворов рифтовых зон. Обогащенные метаном воды обнаружены на 23 и 26° с. ш. Срединно-Атлантического хребта, на Восточно-Тихоокеанском поднятии, в бассейне Гуаймас и на хребте Хуан-де-Фука, в целом ряде гидротермально активных участков задуговых бассейнов, а также в рифтовой зоне Красного моря. Общий поток метана в системе срединно-океанических рифтов оценивается величиной $1,6 \cdot 10^8$ м³/год.

В табл. 14 приведены конкретные содержания CH_4 в высокотемпературных гидротермах различных районов Мирового океана. Предполагается, что метан в гидротермальных растворах в основном ювенильный, т.е. является продуктом дегазации магмы, другим возможным способом образования CH_4 может быть неорганический синтез в условиях высоких температур. Значения $\delta^{13}C$ метана в гидротермах ВТП варьируют от -15 до -26‰ , тогда как для глубинного, мантийного метана характерен более тяжелый изотопный состав углерода — значения $\delta^{13}C$ CH_4 ювенильного происхождения составляют $-3\text{--}-12\text{‰}$. Отличия значений $\delta^{13}C$ гидротермального метана от соответствующих величин глубинного CH_4 объясняется обычно примесью в гидротермах метана биогенной природы из придонной морской воды.

Таблица 14. Содержания CH_4 в первичных («end-member») гидротермальных растворах различных участков рифтовых зон океана

Район исследования		CH_4 , $\mu\text{mol/kg}$
ВТП	11° с.ш.	67 – 117
	13° с.ш.	27 – 54
	21° с.ш.	58 – 90
САХ	ТАГ 26° с.ш.	144
	МАРК (23° с.ш.)	45
	Снейкпит (23° с.ш.)	62
Галапагосский рифт		85 – 301
Впадина Атлантик-II (Красное море)*		18

Примечание. * Содержание CH_4 определено в придонных водах юго-западной части впадины, т.е. гидротермальный раствор смешан с морской водой.

В последние годы вопрос о происхождении метана, возможности его поступления из глубинных недр планеты приобрел особое значение в связи с проблемами нефтегазообразования, что нашло отражение в многочисленных научных публикациях.

В составе газовой фазы океанских гидротерм диоксид углерода (CO_2) количественно преобладает над другими газами и его концентрация в растворах 21° с.ш. ВТП составляет 252 мг/кг, на 13° с.ш. ВТП – 132–484 мг/кг.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ диоксида углерода в термальных растворах ВТП варьируют от –4,13 до –7 ‰. Если принять, что значение $\delta^{13}\text{C}$ в ювенильной углекислоте составляет –7 ‰, то, судя по изотопным данным, значительная часть углекислого газа океанских гидротерм имеет глубинный, магматогенный источник.

Имеются интересные данные по изотопии углерода в рассольной толще впадины Атлантик-II. Значение $\delta^{13}\text{C}$ углекислоты, растворенной в нормальной воде Красного моря, составляет +0,8 ‰, в верхнем слое рассолов –22 ‰, а в нижнем, придонном слое –4 ‰. Эти данные свидетельствуют о преобладании в придонных водах эндогенной углекислоты, которая принимает участие в гидротермально-осадочном карбонатообразовании.

Содержания в гидротермах монооксида углерода (CO) на 2–3 порядка ниже, чем углекислого газа.

Представления об источниках *серных газов* и прежде всего *сероводорода* непосредственно связаны с проблемой гидротермального сульфидообразования и базируются главным образом на особенностях изотопного состава серы, при этом за эталон сравнения принимается метеоритная сера со значениями $\delta^{34}\text{S}$, равными нулю.

В современных океанских гидротермах рифтовых зон содержания H_2S достаточно широко варьируют и, согласно существующим данным, составляют (в мг/кг): на 21° с.ш. ВТП – 224–285, на 13° с.ш. ВТП – 98,8–279, на 11° с.ш. ВТП – 150–416, в районе хребта Хуан-де-Фука: на 44° с.ш. – 102–150, на 46° с.ш. – 238–681.

Многочисленные исследования изотопного состава серы сульфидов в гидротермально-осадочных образованиях океанского дна показали, что значения $\delta^{34}\text{S}$ в них колеблются в весьма незначительных пределах. Так, в сульфидах из гидротермальных построек на 21° с.ш. ВТП они меняются от +0,9 до +6,2 ‰, причем наиболее обычный интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ еще уже (+1,9 + +3,3 ‰, среднее +2,1 ‰). Значения $\delta^{34}\text{S}$ для H_2S растворов составляют +1,3 + +5,5 ‰, при этом отмечается сходство изотопных величин $\delta^{34}\text{S}$ в H_2S гидротерм и в сульфидах, слагающих внутренние стенки рудоподводящих каналов. В сульфидах южной части хребта Хуан-де-Фука $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от +1,6 до +5,7 ‰ (среднее +3,1), значения $\delta^{34}\text{S}$ сероводорода в гидротермах этого района составляют +4,0 + +7,4 ‰. Значения $\delta^{34}\text{S}$ всех изученных гидротермальных сульфидов Атлантики варьируют в пределах +4,1 + +5,8 ‰.

В сульфидах из осадков впадины Атлантик-II значения $\delta^{34}\text{S}$ несколько выше, чем в сульфидных фазах из массивных построек Тихого океана, и составляют +3,1 + +6,3 ‰, в единичных пробах повышаясь до +10 ‰.

Важно отметить, что для рудных залежей древних стратиформных колчеданных месторождений также характерна достаточная однородность изотопного состава сульфидной серы и его сходство с изотопным составом серы современных гидротермальных сульфидов дна океана.

Вариации изотопного состава серы в гидротермальных сульфидах, его отклонения от субнулевых значений, характерных для магматогенной, глубинной серы, объясняются, как правило, участием в сульфидообразовании сероводорода, образованного в результате абиогенного восстановления сульфатов морской воды; при этом предполагается, что главным восстановителем является двухвалентное железо базальтов.

Учитывая принципиальную возможность разных способов формирования H_2S в гидротермальном процессе, американскими исследователями была предпринята попытка количественно оценить вклад серы разного происхождения, участвующей в формировании сульфидных руд на 21° с.ш. ВТП. Полученные при расчете материально-изотопного баланса данные показали, что для обеспечения реально существующих изотопных значений сульфидной серы ($\delta^{34}\text{S} = +1,9 \div +3,3$ ‰) преобладающую роль (порядка 80 – 90 %) должна играть магматогенная сера с субнулевыми значениями $\delta^{34}\text{S}$.

Интересные данные по изменению изотопного состава сульфидной серы получены на примере термопроявлений Исландии. Показано, что в сульфидах вулканически активных областей изотопный состав серы близок к метеоритному стандарту, что свидетельствует о вулканогенном источнике H_2S . За пределами активных полей сера обогащается тяжелым изотопом ($\delta^{34}S = +3,3 \div +7,3\%$), что происходит в результате участия сульфатов морской воды в аутигенном сульфидообразовании. Утяжеление сульфидной серы по мере удаления от мест гидротермальной разгрузки характерно и для древних колчеданных месторождений.

В осадках впадины Атлантис-II, значение $\delta^{34}S$ сульфидов, локализованных в непосредственной близости от гидротермальных источников в юго-западной части впадины, составляет $+3,1\%$, а за пределами этого района, в отложениях окраинной части бассейна оно возрастает до $+6,9\%$. Можно предположить, что отмеченное выше утяжеление серы в сульфидах Красного моря по сравнению с сульфидными рудами ВТП обусловлено относительно повышенной интенсивностью сульфатредукционных процессов, что, возможно, связано с участием в восстановлении сульфатов, помимо двухвалентного железа, глинистых сланцев из эвапоритовых толщ.

Таким образом, многочисленные данные по изотопии серы гидротермальных сульфидов и отдельные анализы сероводорода гидротерм свидетельствуют о резко подчиненной роли сульфатредукционных процессов как источника H_2S в океанических гидротермальных системах.

Итак, исходя из современных данных по составу, количеству и изотопной геохимии газов, растворенных в гидротермах рифтовых зон океана, можно предположить, что преобладающую роль для таких газов, как He , H_2 , CH_4 , CO_2 и H_2S , играет глубинный, магматогенный источник.

Основной солевой состав

При обсуждении особенностей химического состава океанских гидротерм, базирующихся на данных их прямого анализа, необходимо иметь в виду, что обычно изучаются пробы, в которых исходный гидротермальный раствор в той или иной степени разбавлен нормальной придонной водой. Строгая зависимость содержания ионов Mg^{2+} и SO_4^{2-} от температуры и кислотности растворов, а также лабораторные эксперименты показали, что чистые гидротермальные растворы («end-member») в устьях источников практически не содержат в своем составе магний и сульфат-ион.

Исходя из этого предположения, содержание в растворах Mg^{2+} и SO_4^{2-} обычно рассматривается как показатель присутствия там при-

мени придонной морской воды, и для определения состава чистого глубинного раствора производится пересчет аналитических данных путем их экстраполяции на нулевое содержание магния. Удаление из растворов ионов Mg^{2+} происходит как в путях их миграции через базальты океанского дна, так и в самом устье источников при разгрузке растворов, где в твердую фазу выпадает комплекс Mg -содержащих минералов, таких как тальк, хлорит, сапонит, вермикулит, гидратированные сульфаты Mg . Такого рода аутигенные образования обнаружены в трещинах базальтов, в стенках труб, по которым поступают на дно растворы, а также в осадках близ гидротермальных источников на разных участках рифтовых зон. Потери магния и сульфат-иона в ходе взаимодействия растворов с коренными породами подтверждаются термодинамическими расчетами.

Одним из возможных процессов, извлекающих из гидротерм ионы SO_4^{2-} , является абиогенное их восстановление в ходе взаимодействия с коренными породами, сквозь которые мигрируют растворы. Вероятность этого процесса, как было показано выше, доказана экспериментально и подтверждена термодинамическими расчетами.

Другой, по-видимому, более важной причиной снижения концентрации сульфат-иона в термальных водах может быть интенсивное образование ангидрита, происходящее при разгрузке высокотемпературных гидротерм как внутри коренных пород, так и на океанском дне в устье гидротермальных источников. Известно, что стенки труб, по которым мигрируют термальные воды, сложены в основном ангидритом и сульфидами, открытые трещины в базальтах также часто выполнены ангидритом. Крупные скопления чистого ангидрита или в ассоциации с сульфидами, кремнеземом и Mg -содержащими силикатами развиты в юго-западной части впадины Атлантис-II, маркируя участки гидротермальной разгрузки. Существенные количества ангидрита совместно с тальком обнаружены близ высокотемпературных источников на ВТП.

В табл. 1 приведены содержания главных компонентов, определяющих солевой фон и степень минерализации чистых гидротермальных растворов в сравнении их со средним составом нормальной морской воды. В целом, по содержанию Na и Cl , а также по общей минерализации гидротермы близки к морской воде, за исключением рассолов некоторых регионов, в частности Красного моря и озера Солтон-Си, т.е. являются хлорнатриевыми водами. Существующие незначительные отклонения в содержаниях и соотношениях Na и Cl , а также общей минерализации гидротерм от нормальной морской воды связываются обычно с процессами взаимодействия растворов с коренными базальтами, час-

тичной гидратацией пород, вторичным минералообразованием и растворением новообразованных минералов, а также с фазовой дифференциацией рудообразующих гидротерм.

Характерным признаком состава высокотемпературных океанских гидротерм в местах их разгрузки (помимо отсутствия ионов Mg^{2+} и SO_4^{2-}) являются существенно повышенные относительно морской воды содержания калия, кальция и особенно кремнезема (см. табл. 1), что по всей видимости, обусловлено прежде всего процессами взаимодействия растворов с океаническими базальтами. Это предположение подтверждается термодинамическими расчетами.

Содержания Вг и Sr в гидротермальных растворах, как правило, выше, чем в морской воде, однако превышения эти весьма незначительны, а в ряде проб концентрации элементов в гидротермах и в морской воде примерно равны (см. табл. 1). Данные по распределению Вг и Sr в термальных водах не позволяют с достаточной определенностью судить о роли гидротермальной поставки этих элементов в бассейн седиментации. Вместе с тем, изотопный состав Sr в гидротермах ВТП и рассолах Красного моря наглядно свидетельствует о существенной роли магматогенного или базальтового источника поступления элемента в термальные растворы. Так, в чистых, свободных от обычной морской воды, высокотемпературных гидротермах Тихого океана значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ на 21 °C.ш. ВТП составляют 0,7030, на 13 °C.ш. ВТП – 0,7034. В верхнем слое рассолов впадины Атлантик-II отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ оценивается величиной 0,7086, в нижнем – 0,7082, среднее значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в придонных водах впадин Атлантик-II и Дискавери составляет $0,7080 \pm 0,002$, а в красноморской морской воде – 0,7097.

Таким образом, судя по изотопным данным, присутствие в гидротермах рифтовых зон эндогенного Sr сомнений не вызывает. Однако конкретный способ поступления элемента в термальные воды (отделение от магмы или выщелачивание из базальтов) по изотопным показателям определить нельзя, имея в виду идентичность изотопного состава Sr в магматических расплавах и в твердых базальтах океанической коры.

Важно отметить, что высокотемпературные рудообразующие гидротермы, разгружающиеся на разных участках рифтовой системы Мирового океана, по основному химическому составу и свойствам в целом достаточно близки, что становится особенно очевидным после соответствующих пересчетов, снимающих разбавляющее влияние придонной морской воды. Сходство это, подтвержденное также анализом флюидных включений, вполне естественно, если учесть, что все современные

гидротермальные растворы океанических рифтовых зон формируются главным образом за счет гомогенной океанской воды и сходных по составу базальтовых магм и базальтовых пород океанической коры.

Рудообразующие металлы

Вопрос об источниках металлов, формирующих рудные скопления, является одним из наиболее важных в теории гидротермально-осадочного рудогенеза. Установление таких источников имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение, поскольку именно происхождение металлов в значительной степени определяет геохимическую специфику руд, их экономическую значимость и условия локализации, а следовательно и направленность поисковых и разведочных работ.

Широкое обсуждение этой проблемы в геологической литературе не привело к единой точке зрения на происхождение металлов в современных океанских гидротермах и образующихся при их разгрузке разнообразных минеральных отложениях.

Можно наметить два основных направления в решении проблемы источников рудного вещества.

Одно из них развивает традиционные представления геологов-рудников о важном значении *магматогенной флюидной фазы в гидротермальном рудообразующем процессе*.

В рамках другого направления ведущая роль в мобилизации и поставке металлов в гидротермальные системы отводится *процессам взаимодействия термальных растворов с породами океанической коры*. При этом влияние магматогенного источника сводится к минимуму, а часто отрицается полностью.

Очевидно, что любая из гипотез, касающихся источников рудного вещества, должна опираться на реальный характер распределения элементов в рудообразующих растворах и связанных с ними минеральных отложениях, при этом необходимо выявлять конкретные геохимические связи между рудообразующим процессом и вещественной его реализацией.

Имеющийся в настоящее время весьма представительный геохимический материал по составу океанских гидротерм и образующихся при их разгрузке рудопоявлений служит надежной фактической основой для обсуждения проблемы источников металлов в гидротермальном рудообразующем процессе.

Как уже отмечалось, термальные растворы по сравнению с морской водой наиболее резко (на несколько порядков) обогащены такими метал-

лами как Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Cd, Ag и Au, (см. табл. 2) в меньшей степени – As, Sb, Hg. Помимо этих элементов в гидротермах отмечаются также повышенные относительно морской воды концентрации Ba, Li, Rb, PЗЭ, Al. Вместе с тем, среди большого аналитического материала по составу океанских гидротерм данные по количеству Ti, Ni, Cr, Sc, V, U отсутствуют, что позволяет предположить их устойчиво низкие содержания в растворах, находящиеся ниже чувствительности методов определения.

Следует отметить, что при общем сходстве химического состава высокотемпературных гидротерм рифтовых зон Мирового океана наблюдаются существенные вариации абсолютных содержаний металлов в растворах различных гидротермальных систем, имеющих одинаковые свойства (T° , pH) и расположенных на близких глубинах (см. табл. 2).

В настоящее время невозможно установить достоверные причины существующих различий прежде всего из-за отсутствия надежной информации, касающейся процессов, происходящих на глубине.

Несмотря на существование региональных вариаций в распределении металлов в термальных водах, можно с полной уверенностью утверждать, что общая геохимическая специфика гидротермальных рудопроявлений, локализованных на участках гидротермальной разгрузки, полностью соответствует главным химическим особенностям термальных вод.

Рассмотрим отмеченные выше две основные гипотезы, объясняющие источники поступления металлов в гидротермальные рудообразующие системы.

Концепция, согласно которой геохимический облик высокотемпературных океанских гидротерм формируется в результате *выщелачивания коренных пород океанского дна*, особенно широкое развитие получила в последнее время в связи с проведением в океане глубоководного бурения. Это открыло возможности для непосредственного изучения гидротермально измененных базальтов и послужило стимулом для постановки серии лабораторных экспериментов по взаимодействию морской воды с коренными породами дна океана, результатам которых придается важное значение в обосновании этой концепции.

Действительно, лабораторные опыты, проводимые в определенных условиях температур и давлений и при разных соотношениях в системе вода-порода, показали, что морская вода способна выщелачивать из пород океанической коры целый ряд химических элементов, в том числе и металлов. Однако реальный состав переходящих в раствор металлов в разных экспериментах, проводимых в близких условиях, не всегда одинаков и, что очень важно, часто не соответствует геохимической специфике природных термальных вод.

Не разбирая подробно результаты экспериментальных работ, отметим, что в ряде опытов в раствор переходят Cu, Zn, Fe, Mn, Ba, Sr, а Ni остается неподвижным, в других – наряду с Fe и Mn из базальтов извлекается Ni. Важно отметить, что ни в одном из проводимых экспериментов не было зафиксировано образование характерных для гидротермальных рудопроявлений сульфидных фаз Cu, Zn и Pb, лишь в отдельных случаях получены сульфиды железа – пирит и пирротин, при этом значения $\delta^{34}\text{S}$ в новообразованном пирите варьируют от +8,0 до +20,7‰. Очевидно, что по изотопным значениям сульфидной серы экспериментально полученный пирит существенно отличается от природных гидротермальных сульфидов, где величины $\delta^{34}\text{S}$ составляют обычно +1,9 +3,3‰.

Приведенные примеры ставят под сомнение возможность использования данных лабораторных экспериментов для строгого и однозначного обоснования геохимической специфики поведения элементов при гидротермальном выщелачивании базальтов. Это касается прежде всего тяжелых металлов, что в значительной степени связано, вероятно, с крайне низкими их содержаниями как в породах, так и особенно в реагирующих с этими породами растворах.

Помимо лабораторных опытов, для обоснования решающей роли корового источника металлов в океанском рудогенезе используются данные по гидротермальным преобразованиям пород океанского дна, образцы которых получены при драгировании и глубоководном бурении, при этом определяется не только химический состав экстрагируемых компонентов, но и проводятся балансовые расчеты масштабов их участия в океанском рудогенезе.

Анализируя имеющиеся данные, приходится признать, что исходя из состава экстрагируемых из базальтов элементов и балансовых расчетов, часто трудно объяснить реальные геохимические особенности океанских рудопроявлений. Так, например, согласно расчетам, основанным на материалах глубоководного бурения, из базальтов срединно-океанических хребтов и подводных гор в результате гидротермальной деятельности ежегодно выносятся (млн. т) : Fe – 117,5; Mn – 4,85; Ni – 0,9; Zn – 0,47; Cu – 0,24; Co – 0,17. В соответствии с приведенными данными при взаимодействии с растворами из базальтов никеля выщелачивается в 2 раза больше, чем цинка и в 3 раза больше, чем меди.

Полученные количественные оценки вступают в противоречие с реальными геохимическими особенностями высокотемпературных гидротерм и связанных с ними рудопроявлений. Как уже отмечалось, в составе термальных растворов никель практически отсутствует, а содержания меди и цинка на несколько порядков выше, чем в мор-

ской воде. Для сульфидных рудопроявлений дна океана никель также не характерен – его количество в гидротермальных сульфидах на 3–4 порядка ниже по сравнению с медью и цинком, несмотря на более высокие содержания элемента в толеитовых базальтах ($\text{Ni} - 144$, $\text{Cu} - 81$, $\text{Zn} - 78 \cdot 10^{-4} \%$). Если учесть, что в базальтах никель связан не только с труднорастворимыми сульфидами, но и с таким легко разрушающимся минералом, как оливин, где содержание элемента составляет 0,19–0,5%, то тем более трудно объяснить столь малые количества никеля не только в гидротермах и сульфидных рудопроявлениях, но и в составе вторичных прожилков и рассеянной сульфидной минерализации в толще океанической коры.

Если бы коровый источник был определяющим в гидротермальном рудообразующем процессе, то, учитывая высокую степень химического сродства никеля с сульфидной серой и связанную с этим невозможность его миграции далеко за пределы очагов разгрузки, с неизбежностью следовало ожидать высокой его концентрации в сульфидных рудах дна океана, либо в составе прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации базальтового фундамента, чего на самом деле нигде не наблюдается.

Вместе с тем, как отмечалось выше, во всех гидротермальных океанских сульфидных рудопроявлениях одним из характерных и постоянно присутствующих элементов-примесей является кадмий, содержание которого в океанических базальтах находится на уровне трудно определимых микроконцентраций (до $0,128 \cdot 10^{-4} \%$), а в сульфидах достигает 1%. Ни в одном из экспериментально полученных растворов кадмий не зафиксирован.

В целом, важно отметить отсутствие связи между содержаниями металлов в базальтах срединно-океанических хребтов и гидротермальных рудопроявлениях дна океана. В частности, отмечается широкий разброс соотношений металлов в рудных отложениях Красного моря и базальтах дна (фактор обогащения для различных металлов варьирует от 7 до 1200), что может быть связано с незначительной ролью процессов выщелачивания базальтов в процессе рудообразования.

Известные исследователи современного гидротермального рудообразования в Мировом океане Р.Хэймон и М.Кастнер также обращают специальное внимание на ряд несоответствий между реальной минералогией и геохимией сульфидных образований на ВТП и особенностями процессов выщелачивания базальтов дна. В частности, по их мнению, не находит удовлетворительного объяснения тот факт, что при максимальном распространении в гидротермальных рудопроявлениях сульфидов цинка, в экспериментах этот элемент

выщелачивается крайне незначительно и нигде в полученных продуктах минеральные формы цинка не обнаружены. Подчеркивается также отсутствие в гидротермальных отложениях никеля, который в базальтах связан преимущественно с оливином, легко разрушающимся при гидротермальном выщелачивании.

В соответствии с обсуждаемой гипотезой трудно интерпретировать также некоторые геохимические и изотопные данные, полученные в результате прямых анализов высокотемпературных океанских гидротерм. В частности установлено, что характерная особенность состава РЗЭ в гидротермальных растворах заключается в их обогащении легкими лантаноидами и Eu. Вместе с тем, в магматических породах Eu концентрируется в плагиоклазах – минералах наиболее устойчивых при гидротермальных изменениях, а в легко разрушающихся темноцветных минералах (оливин, пироксены, амфиболы) сосредоточены в основном средние и тяжелые РЗЭ. Более того, показано, что первичные спектры РЗЭ в коренных породах не влияют на состав лантаноидов в растворах и что высокотемпературные гидротермы, мигрирующие через различные типы пород, могут иметь сходные спектры РЗЭ.

Отмечаются также существенные различия изотопных значений Nd, Li и Sr в базальтах и в термальных растворах.

Сравнение химического состава свежих и гидротермально измененных базальтов также не дает основания рассматривать породы океанической коры как основной источник рудных элементов.

В таблицах 15 и 16 приведены данные по составу свежих и гидротермально измененных базальтов Срединно-Атлантического хребта, из которых следует, что поведение элементов при взаимодействии вода-порода неоднозначно. В частности, не наблюдается закономерных различий в распределении элементов, участвующих в гидротермальном рудообразующем процессе (Fe, Mn, Cu, Co) и элементов, для этого процесса не характерных (Ni, Cr, V, Sc, Zr).

Более того, как следует из табл. 17, где даны количественные расчеты соотношения привноса и выноса элементов при гидротермальном выщелачивании базальтов, даже для железа – одного из главных рудообразующих металлов в ходе изменения коренных пород привнос несколько превышает вынос.

По-видимому, процесс гидротермального взаимодействия вода–порода достаточно сложен и в основном изохимичен, по крайней мере для основных рудообразующих металлов.

В ряде работ немецких ученых отмечается явное несоответствие между количеством металлов, концентрирующихся в рудных скоплениях, объемами базальтов, необходимыми для обеспечения этих количеств, и

Таблица 15. Средние содержания элементов в свежих (I) и гидротермально измененных (II) базальтах Срединно-Атлантического хребта, г/т (данные С.Хэмфрис и Г.Томпсон)

Элементы	Mn	B	Ba	Sr	Li	V	Cr	Co	Ni	Cu	Y	Zr
I (среднее из 8 образцов)	1280	6	6	116	5	270	349	44.7	124	77	35.5	109
II (среднее из 28 образцов)	1498	8	9	126	8	260	283	44.5	125	91	39.5	116

Таблица 16 Состав свежих и гидротермально измененных базальтов Срединно-Атлантического хребта, 26° с.ш. (данные П.В.Воробьева)

Компоненты	Свежие базальты				Гидротермально измененные базальты (n=30)	
	оливин-плагнопорфиновые (n=24)		афировые (n=70)			
	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	48.14	0.54	48.66	0.44	47.76	1.37
TiO ₂	1.16	0.29	1.50	0.14	1.43	0.19
Al ₂ O ₃	16.94	0.74	16.14	0.35	16.71	0.98
Fe ₂ O ₃ общ.	10.64	0.80	11.56	0.64	10.43	1.06
MnO	0.21	0.25	0.17	0.01	0.21	0.23
MgO	9.05	0.75	8.76	0.43	8.63	1.79
CaO	11.33	0.55	10.68	0.32	8.22	2.58
Na ₂ O	2.75	0.26	3.17	0.19	3.57	0.59
K ₂ O	0.07	0.03	0.09	0.03	0.29	0.22
P ₂ O ₅	0.15	0.05	0.15	0.03	0.21	0.15
S	0.23	0.10	0.29	0.10	0.21	0.19
H ₂ O	0.19	0.28	0.17	0.77	2.14	0.29
Ni	247	64.08	209	49.61	165	37.77
Sc	39	5.49	40	4.42	35	2.51
Y	28	4.79	32	5.17	26	3.48
Cu	90	15.91	87	36.08	161	105.1
Zr	58	11.52	102	128	66	17.9
V	253	39.27	274	39.33	222	30.11
Cr	345	42.15	317	85.97	296	46.57
Cd	15	4.18	14	6.25	15	2.76

Примечание. а – среднее содержание элемента; б – дисперсия; n – количество анализов; SiO₂–H₂O в %; Ni–Cd в г/т.

степенью их гидротермальных изменений. В частности, по данным Х. Беккера и Г.Ланге, для накопления 2 млн. т цинка в осадках впадины Атлантис-II (Красное море) при выщелачивании базальтов, содержа-

Таблица 17 Соотношение привноса (+) и выноса (-) некоторых компонентов при гидротермальном изменении базальтов, г/100 см³

Компоненты	Колебания значений	Компоненты	Колебания значений
SiO ₂	(-32.48)–(+3.56)	Na ₂ O	(-1.89)–(+4.22)
CaO	(-24.92)–(+4.14)	K ₂ O	(-0.56)–(+0.71)
MgO	(-1.82)–(+19.74)	TiO ₂	(-2)–(+1.95)
H ₂ O	(-1.48)–(+13.76)	P ₂ O ₅	(-0.26)–(+0.32)
FeO	(-9.07)–(+13.52)	MnO	(-0.28)–(+0.12)
Fe ₂ O ₃	(-4.92)–(+6.58)		

щих в среднем 100·10⁻⁴ % этого металла, требуется 67 км³ пород, при этом авторы справедливо полагают, что рудные залежи на ВТП требуют выщелачивания значительно больших объемов базальтов.

Анализ геотемпературных полей в пределах активных центров спрединга показал, что гидротермальная циркуляция в океанической коре прекращается при перекрытии базальтов чехлом осадков мощностью >50 м. Следовательно, в Красном море гидротермальная циркуляционная система ограничена узкой осевой зоной рифта шириной 4–5 км, поскольку за ее пределами мощность плиоцен-четвертичных отложений достигает 300 м. В то же время базальты, вскрытые скважиной глубоководного бурения (226) в осевой зоне красноморского рифта, лишены каких-либо следов гидротермального влияния. Отсутствие признаков изменения коренных пород отмечено и для гидротермально активного района Срединно-Атлантического хребта площадью более 40000 м².

Следует отметить, что по данным некоторых исследователей, при петролого-геохимическом изучении рудовмещающих пород в ряде областей развития древних гидротермально-осадочных колчеданных месторождений континентального блока Земли также не обнаружено явных признаков выноса рудообразующих металлов из пространственно связанных с рудами магматических пород.

Таким образом, приходится признать, что в настоящее время не существует строгих геологических, петрологических, геохимических и экспериментальных доказательств *определяющей роли* процесса выщелачивания океанических пород при формировании металлогенического облика гидротерм и связанных с ними рудопоявлений, не решен вопрос о доле и конкретной геохимической специфике коровой составляющей в общем балансе металлов.

Естественным следствием сказанного является существующая в литературе диаметрально противоположная оценка роли базальтов как источника рудообразующих компонентов. Для примера приведем

выводы из двух работ, базирующихся на детальном геохимическом исследовании гидротермально преобразованных базальтов с проведением балансовых расчетов. В одной из них делается вывод о том, что базальты являются главным поставщиком рудной составляющей гидротерм, разгружающихся на дне океана и под его уровнем, в другой констатируется, что геохимические преобразования базальтов при гидротермальном выщелачивании не могут быть источником вещества для накопления рудоносных осадков на дне океана.

Обсуждая проблему источников вещества в гидротермальном процессе, нельзя исключить из рассмотрения возможность *магматогенной поставки металлов в рудообразующие гидротермальные системы* в составе флюидной фазы магматических расплавов. Принципиальная возможность участия магматогенной составляющей в формировании состава и свойств высокотемпературных океанских гидротерм, а значит и в переносе рудообразующих металлов сомнения не вызывает, что подтверждается как анализом газовой фазы, так и расчетами баланса теплового питания гидротермальных систем.

Представления о газодонных флюидах как естественных компонентах магмообразующих процессов и о роли летучих соединений в отделении различных элементов, включая металлы, от магматических расплавов развиваются в многочисленных трудах ученых в течение многих десятилетий.

Положение о важной роли магматогенных флюидов в формировании океанских гидротерм и связанных с ними рудопроявлений подвергается критике сторонниками идеи «сухой» мантии, которые придают универсальный характер процессам гидротермального выщелачивания пород океанической коры и сводят к минимуму возможное участие эндогенных флюидов в гидротермальном океанском рудогенезе. При этом делаются попытки количественно оценить долю магматогенных компонентов в циркулирующей гидротермальной системе.

Один из способов такого рода конкретных оценок заключается в сопоставлении глобальных данных по среднему ежегодному поступлению воды из мантии и общему потоку воды в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов. Расчет поступления воды из мантии основан на теоретической модели эволюции Земли, а также на содержании H_2O в базальтовых расплавах.

Вряд ли такого рода глобальные оценки можно использовать для конкретных рудообразующих систем, связанных с вполне определенной стадией развития магматического процесса. При расчетах не принимается во внимание также пульсационный характер гидротермальной деятельности, предполагающей существенные различия ко-

личества флюидной фазы как во времени, так и в разных гидротермальных системах.

Другой способ оценки предельно возможной доли магматогенных флюидов в гидротермах базируется на данных по содержанию в них CO_2 , учитывая, что углекислый газ в термальных водах количественно преобладает в составе газовой фазы. Более того, CO_2 в некоторых работах используется как «геохимическая метка», определяющая присутствие и количество магматогенной фазы в современных океанских гидротермах.

С этим положением трудно согласиться прежде всего потому, что именно углекислота в ходе миграции растворов через базальты в значительной степени расходуется на широко развитые процессы вторичной карбонатизации. Известно, что карбонаты (кальцит, реже арагонит) часто заполняют пустоты в базальтах, а также образуют многочисленные выделения в виде разнообразных по форме и размерам прожилков и линзовидных включений. Учитывая, что в свежих, неизмененных базальтах CO_2 либо отсутствует, либо находится в ничтожно малых количествах (сотые доли %), образование вторичных карбонатов происходит не путем мобилизации CO_2 из вмещающих пород, а за счет глубинной магматогенной углекислоты, содержащейся в термальных водах.

Однако не только достоверность количественных оценок доли флюидной фазы вызывает наибольшие сомнения в определении источников рудообразующих металлов, основанных на этих оценках. Вряд ли возможно напрямую связывать долю магматогенной составляющей, рассчитанную по содержанию в гидротермах мантийной воды и CO_2 , с масштабами поступления металлов в гидротермальные системы, т.е. с их металлоносностью.

Известно, что в состав продуктов дегазации магматических расплавов, помимо таких летучих компонентов как вода и CO_2 , входят и другие легкоплавкие соединения и прежде всего хлориды определенных металлов, таких как цинк, свинец, медь, кадмий и др.

Принципиальная возможность переноса металлов в составе отделяющейся от магмы газовой фазы при температурах выше $400^\circ C$ в настоящее время у большинства ученых сомнения не вызывает и подтверждена экспериментально. Известно также, что относительно низкие температуры плавления и кипения солей этих металлов широко используются в технологической, металлургической практике их разделения методами дистилляции и ректификации.

Ряд исследователей считают, что конечный этап ликвации базальтовой магмы сопровождается бурным выделением летучих флюид-

ной фазы, концентрирующей значительную часть рудных компонентов, поступающих в океанические высокотемпературные гидротермальные системы. Этот процесс назван ими флюидно-магматической дифференциацией.

Таким образом, летучая газовая фаза, будучи одним из важнейших агентов переноса металлов, должна существенным образом влиять на металлоносность гидротерм, при этом количество этой фазы напрямую не связано с долей магматогенной воды или углекислого газа. Более того, трудно не согласиться с мнением известных исследователей магматогенных рудных систем Г.Бримхолла и Д.Крера о том, что для рудообразующих процессов источник и происхождение воды принципиального значения не имеют.

Вопросам поведения и распределения элементов между магматическими расплавами и надкритическими флюидами посвящены многочисленные исследования. Несмотря на отсутствие методов прямого определения летучих компонентов в магме в настоящее время установлено, что для большинства элементов участие в магматических процессах хлоридов является неперенным условием их экстракции из магматических расплавов; иными словами хлор играет определяющую роль в мобилизации рудообразующих металлов.

Хлор, образуя с многими металлами комплексные соединения различной устойчивости, обладает по отношению к расплаву сильным экстрагирующим действием. Экспериментально установлено, что для Zn, Cu и Pb величины коэффициентов распределения между расплавом и флюидной фазой не зависят от содержания металлов в расплаве по крайней мере в пределах порядка. Показано, что распределение элементов между фазами зависит от величин свободных энергий образования их оксидов – чем выше эти величины, тем ниже значения коэффициентов распределения (при прочих равных условиях). Иными словами, прочность удержания металлов в расплаве в общих чертах определяется прочностью их связей с кислородом, т.е. свободной энергией образования оксидов металлов или сродством к кислороду. Предполагается, что основной формой нахождения металлов (Zn, Cu, Pb) в расплаве является Me^{2+} , а во флюиде – гидрохлоридные комплексы типа $Me(OH)Cl$.

Перенос металлов в высокотемпературных условиях хлоридными комплексами в настоящее время сомнений не вызывает и подтверждается серией экспериментальных работ и термодинамическими расчетами. Об этом же свидетельствует широкое развитие хлоридов и оксихлоридов металлов среди продуктов фумарольной деятельности современных вулканов. Более того, в высокотемпературных вул-

канических возгонах хлориды являются основными минералами-носителями рудных элементов. Хлориды металлов являются также важными компонентами флюидных включений.

Теоретический аспект изучения поведения металлов в гидротермальном рудообразующем процессе детально рассмотрен в работе американских ученых, при этом показано, что переход металлов из расплава в водный флюид определяется прежде всего фундаментальными химическими свойствами элементов – размерами ионных радиусов, строением электронных оболочек, величиной энергии стабилизации лигандных полей. Показано также, что с учетом всех этих свойств наиболее типичными для гидротермальных отложений являются Fe, Mn, Cu и Zn.

Несмотря на обилие экспериментальных и теоретических исследований поведения металлов в магматическом процессе, прямая информация о составе и свойствах постмагматических растворов, недоступных для непосредственного анализа, отсутствует. Очевидно, что состав гидротерм, изливающихся на поверхности морского дна, не отвечает составу первичного раствора, сформированного в результате поступления в воду продуктов дегазации магматических расплавов, поскольку раствор преобразуется в ходе миграции через твердые породы океанической коры.

Для выявления геохимической специфики состава магматогенных летучих компонентов чрезвычайно важное значение имеют результаты вулканологических исследований, основанных на непосредственном анализе поведения летучих в магматическом процессе, и в частности результаты детального и всестороннего изучения Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ, Камчатка) 1975–1976 годов. Правомочность использования данных по наземному вулканизму для установления металлогенической специфики магматогенных растворов основана на характере данного извержения, в ходе которого влияние ассимиляции корового материала практически исключено, что убедительно доказано детальными исследованиями петрологических особенностей базальтов БТТИ.

При рассмотрении обсуждаемой проблемы источников рудного вещества особую ценность имеют уникальные данные по составу газов, выделяющихся при дегазации базальтового расплава, а также газоконденсатов из слабо дегазированной магмы, образующихся в непосредственной близости от высокотемпературных газовых струй, которые не изменены взаимодействием с вмещающими породами и отражают основные особенности состава и свойств первичных магматогенных флюидов.

Путем сопоставления распределения металлов в базальтах и газоконденсатах ориентировочно рассчитана доля их выноса из магматического расплава и тем самым установлена степень летучести элементов или геохимическая подвижность при переходе в газовую фазу. Анализ полученных вулканологами данных показал, что к числу активно извлекаемых из магмы микроэлементов относятся: Sb, Cd, As, Hg, Zn, Pb, Au, Cu, Sn, Ag, тогда как Ni, Cr, Ti, в постмагматическом процессе малоподвижны. Подчеркивается, что в составе фумарольных вулканических возгонов преобладающими металлами повсеместно являются Cu, Zn и Pb, в отдельных пробах обнаружены высокие содержания Cd и Ag. Согласно расчетам, в ходе извержения вулкана Большой Толбачик вынос никеля в 100 раз меньше цинка и в 18 раз меньше меди.

Имеющиеся в литературе немногочисленные данные по составу газоконденсатов других вулканически активных районов свидетельствуют об их геохимическом сходстве. Так, газоконденсаты вулканической области Шова-Шинзан (Япония) обогащены Zn, As, Cu, Pb, Sb, Sn, Bi, Ag, близкая ассоциация элементов концентрируется в сублиматах эруптивных газов в кратере вулкана Алаид.

Важным источником информации о составе первичных рудообразующих флюидов, практически не претерпевших изменений при их миграции, заключена во флюидных включениях коренных пород. Наиболее обычными металлами во флюидных включениях, помимо Fe и Mn, являются Cu и Zn, содержания которых, по данным разных авторов, варьируют от десятков до 4600 ppm, а иногда превышают 10000 ppm.

Наиболее важным следствием из приведенных данных является близость ассоциации химических элементов, обогащающих, с одной стороны, газоконденсаты базальтовых извержений и флюидные включения а с другой – высокотемпературные океанские гидротермы и образующиеся при их разгрузке рудопроявления центров спрединга дна океана. Наблюдаемое геохимическое сходство предполагает близкий источник поступления металлов в эти природные системы и, следовательно, может свидетельствовать о важной роли магматогенных флюидов в океанском гидротермальном рудогенезе.

В рамках этой гипотезы многие особенности геохимии рудных накоплений дна находят достаточно непротиворечивое объяснение. Так, например, устойчиво низкие содержания никеля в сульфидных рудах, гидротермах и вулканических газоконденсатах при сравнительно высоких его количествах в базальтах, по-видимому, объясняются такими химическими свойствами элемента, как высокая тугоплавкость его силикатных соединений и сильная степень сродства с сульфидной серой,

что способствует выпадению Ni в твердые фазы на ранних стадиях кристаллизации расплава и затрудняет переход элемента во флюид. Именно поэтому собственно магматогенные сульфиды в отличие от сульфидов дна океана характеризуются высокими содержаниями никеля.

Показательным также является поведение в магматическом процессе цинка. Показано, что при кристаллизации магмы переход Zn в сульфидные фазы достаточно затруднен из-за его относительно низкого сродства с сульфидной серой, что подтверждается практически полным отсутствием в океанических базальтах сульфидов цинка. Вместе с тем, как было показано, Zn – один из характерных и широко распространенных элементов как в термальных растворах и гидротермальных рудопроявлениях, так и в составе вулканических газоконденсатов.

Следует, однако, отметить, что не все элементы, обладающие высокой летучестью и активно выносящиеся из магмы в составе вулканических эксгаляций, заметно обогащают гидротермальные рудопроявления, к ним, в частности, относится олово. Можно предположить, что отсутствие или крайне низкие содержания некоторых летучих металлов в значительной степени связаны с формами их миграции в растворах и прежде всего со свойствами тех комплексных соединений, в составе которых они переносятся. Так, например, относительно низкие содержания олова в гидротермальных рудопроявлениях связаны, по-видимому, с возможностью переноса этого металла в виде устойчивых сульфидных комплексов. Косвенным подтверждением такого предположения служат коэффициенты корреляции между различными компонентами газоконденсатных проб вулканического извержения Большого Толбачика. Расчеты показали, что все рудообразующие металлы имеют положительную корреляцию с Cl и отрицательную с серой. Исключением является лишь олово, коэффициент корреляции которого с хлором составляет $-0,5$, с серой $+0,811$. В целом же основная геохимическая специализация гидротермально-осадочных и прежде всего сульфидных рудопроявлений рифтовых зон океана достаточно отчетливо контролируется поведением металлов в магматическом процессе.

Можно предположить, что степень участия магматогенной флюидной фазы в составе термальных растворов в значительной степени определяет не только их металлогеническую нагрузку, но и влияет также на кислотно-щелочные свойства.

Предположение о влиянии магматогенных флюидов на величину pH высокотемпературных растворов подтверждается в частности результатами расчетов термодинамических моделей формирования гидротермальных систем при взаимодействии морской воды с океа-

ническими базальтами. Согласно расчетным данным одной из моделей, значение pH морской воды, равное 7,8, в ходе гидротермального выщелачивания базальтов постепенно снижается до 6,38 при 100°С и до 5,67 при 350°С. Согласно другой модели, pH раствора снижается от 8,15 в исходной морской воде до 4,5–4,9 при температурах 200–250°С, при этом отмечается, что при высоких отношениях порода/вода pH растворов возрастает до 6.

Вместе с тем, как было показано, чистые высокотемпературные («end-member») растворы имеют значительно более кислую реакцию. Измеренные значения pH при температурах 300–350°С составляют 3,1–3,5. Одной из возможных причин несоответствия реальных величин pH гидротерм с их рассчитанными значениями может быть участие в их составе ультракислых магматогенных флюидов, pH которых обычно <1.

Веским аргументом в пользу существования глубинной поставки вещества в гидротермальные системы служат появившиеся в последние годы многочисленные данные по находкам самородных металлов и интерметаллических соединений в отложениях, приуроченных к районам развития гидротермальных систем в океане, а также в областях современного наземного вулканизма.

Как известно, формирование самородных металлов и интерметаллических соединений происходит в высокотемпературных глубинных условиях, в резко восстановительной среде, и их присутствие в поверхностных гидротермальных отложениях служит прямым свидетельством поступления мантийного вещества в гидротермальные системы.

Магматогенному происхождению металлов в рудообразующих системах, формирующих гидротермально-осадочные полиметаллические месторождения типа Куроко, отдают предпочтение большинство японских исследователей; ту же точку зрения разделяют многие геологи, изучающие колчеданные месторождения Урала и Кавказа, а также российские вулканологи.

Известный исследователь океанского осадко- и рудообразования Д.Кронан, признавая большое значение процессов гидротермального выщелачивания базальтов, считал вместе с тем необоснованным исключение возможности магматогенного привноса элементов в гидротермальные рудообразующие системы, особенно тех металлов, которые концентрируются во флюидах поздней стадии магматической кристаллизации.

Признание возможной существенной роли магматогенного флюидного источника металлов ни в коей мере не отрицает влияния процессов взаимодействия вода-порода на формирование состава и свойств циркулирующих в коре рудообразующих гидротерм. Более

того, представляется неправомерным рассматривать обсуждаемые основные гипотезы источников вещества в гидротермальном океанском рудогенезе как альтернативные. Очевидно, что рудоносный раствор, сформированный при поступлении в морскую воду продуктов дегазации магмы, существенно преобразуется в ходе миграции через твердые породы океанической коры.

Как уже отмечалось, при взаимодействии с базальтами термальные воды теряют магний и сульфат-ион, обогащаются калием, кальцием и кремнеземом. Что касается металлов, то, к сожалению, приходится признать, что на современном этапе исследований не существует прямых методов количественной оценки доли генетически различных компонентов в гидротермальных системах, остаются нерешенными многие вопросы, связанные с механизмами извлечения металлов как из магмы, так и из базальтов, тем не менее очевидна важная роль магматогенного источника.

В связи с вышесказанным необходимо комплексное исследование проблемы источников вещества, обсуждение разных точек зрения, учитывающих всю совокупность данных по геохимии, минералогии, изотопным характеристикам и физико-химическим свойствам как рудообразующих растворов, так и образующихся при их разгрузке минеральных отложений.

Неизбежное в будущем более углубленное исследование этой проблемы должно учесть все многообразие форм проявлений генетической связи гидротермального рудогенеза с магматическими процессами, необходимо более детально изучить реальные механизмы извлечения химических компонентов из магмы и коренных пород океанского дна, установить изменения состава и свойств гидротермальных растворов в ходе их транспортировки от магматического резервуара до поверхности дна океана.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВЫСОКОМИНЕРАЛИЗОВАННЫХ РАССОЛОВ И ИХ РОЛЬ В ГИДРОТЕРМАЛЬНО- ОСАДОЧНОМ РУДОГЕНЕЗЕ

Выше было показано, что общая минерализация высокотемпературных рудообразующих гидротерм рифтовых зон Мирового океана близка морской воде (см. табл. 1).

Вместе с тем, в ряде районов существования гидротермальных систем и связанных с ними рудопроявлений развиты высокоминерализованные воды (рассолы), заполняющие, как правило, морфологически выраженные депрессии морского дна. Среди такого рода районов наибольшей известностью и высокой степенью изученности пользуется рифтовая зона Красного моря, рассолы развиты также в пределах геотермальной системы Солтон-Си, в Аденском заливе и в некоторых других регионах. Повышенной относительно морской воды соленостью обладают также некоторые береговые гидротермы. Проблема формирования металлоносных рассолов и оценка их роли в современном и древнем гидротермальном рудогенезе традиционно имеют дискуссионный характер.

Высказывается целый ряд гипотез, среди которых наряду с представлениями об экзогенном, поверхностном происхождении рассолов существует и точка зрения об их эндогенной природе, т.е. о формировании рассолов за счет поступления газовых эманаций из недр планеты.

Предполагая эндогенное происхождение металлоносных рассолов, естественно ожидать их приуроченности к глобальной системе океанических рифтов, где влияние эндогенных процессов проявляется с максимальной интенсивностью – выделяются мантийные газы, отмечаются самые высокие значения теплового потока и, наконец, существуют мощные гидротермальные рудообразующие системы.

Однако ещё раз подчеркнем, что по содержанию основных солеобразующих элементов – Na и Cl и по степени минерализации термальные растворы очень близки к обычной морской воде. Более того, из обобщенных данных по составу разнообразных термальных вод современных вулканически активных областей мира следует, что при достаточно широком диапазоне концентраций хлора в растворах его количество практически нигде не превышает (как правило, значительно ниже) содержания хлора в морской воде и что низкая степень общей минерализации является характерной особенностью высокотемпературных гидротерм океанических рифтовых зон.

Прежде всего необходимо отметить, что высокоминерализованные растворы в современных гидротермальных системах пространственно всегда связаны с наличием эвапоритовых отложений или с поверхностными солеными водами, формирование которых обусловлено главным образом климатическими факторами.

Пространственная связь рассолов с соленосными толщами предполагает наличие между ними и генетической связи. В настоящее время большинство исследователей рассматривают красноморские рассолы как результат растворения морской водой верхнемиоценовых эвапоритов, широко развитых в прибрежных частях рифтовой долины, а в северной части моря и на дне впадин. В последние годы установлено, что в осадочных толщах всех эвапоритовых бассейнов накапливается огромная масса высококонцентрированной маточной рапы, которая также может играть решающую роль в формировании высокоминерализованных рассолов, в том числе и в рифтовых впадинах Красного моря. Значительные вариации мощностей рассольных линз и степени минерализации вод в разных глубоководных впадинах контролируются, вероятнее всего, размерами, глубиной и морфометрией депрессий, а также величиной обнажающихся в их стенках поверхностей отложений и их составом.

Одним из убедительных подтверждений экзогенного происхождения красноморских рассолов могут служить данные по изотопному составу серы сульфатов. По значениям $\delta^{34}\text{S}$ сульфаты рассолов впадины Атлантик-II занимают промежуточное положение между сульфатами морской воды и сульфатами миоценовых эвапоритов. Иными словами, основными источниками сульфатов, как и остальных солеобразующих компонентов высокоминерализованных рассолов, являются современная морская вода, маточная рапа и продукты растворения соленосных отложений, слагающих стенки впадин.

В большинстве работ, где рассматривается происхождение рассолов в геотермальной системе озера Солтон-Си, при некоторых различиях в трактовке деталей механизма также признается их экзогенная природа. Высокая минерализация растворов в районе Солтон-Си объясняется либо проникновением соленых вод озера по трещинам и разломам, либо взаимодействием гидротерм с прослоями соленосных отложений, развитых в метаморфизованных базальтах океанского дна. Возможно, формирование рассолов в геотермальной системе Солтон-Си происходит в результате совместного действия обоих процессов. Некоторое повышение минерализации отдельных гидротерм, разгружающихся в прибрежных мелководных участках морского дна, обычно связывают с их частичным выпариванием в очагах разгрузки в результате вскипания растворов.

Сторонники глубинного источника хлора и эндогенного происхождения рассолов в качестве одного из главных аргументов используют тот факт, что хлор является характерным газовым компонентом при вулканических извержениях. Действительно, хлор выделяется из магмы при ее дегазации и несомненно входит в состав глубинных магматогенных флюидов. Поэтому для оценки его истинной роли в формировании состава современных океанских гидротерм и возможности определять степень их общей минерализации необходимо знать количество или концентрацию хлора в магматогенных флюидах, что можно сделать с помощью анализа состава вулканических газоконденсатов.

Детальное изучение газоконденсатов базальтового извержения вулкана Большой Толбачик (Камчатка) показало, что концентрация хлора в них колеблется от 23,8 до 0,7 г/кг и в среднем составляет 15,82 г/кг, т.е. находится на уровне и даже ниже содержания хлора в нормальной морской воде (19,0–19,35 г/кг) (см. табл.1). Приведенные данные свидетельствуют о том, что, несмотря на постоянное присутствие Cl в составе флюидной фазы магматических расплавов, эндогенный источник не может обеспечить высокую концентрацию элемента в высокоминерализованных рассолах рифтовых зон.

Более того, как следует из табл. 1, во всех изученных термальных растворах, независимо от степени их минерализации, величины отношения Na и Br к Cl меняются незначительно и в целом близки к значениям, характерным для морской воды. Причины существующих вариаций соотношений Na и Cl в океанских гидротермах рассмотрены выше. Предполагается, что главными из них являются процессы вторичного минералообразования в базальтах и фазовая дифференциация растворов.

Таким образом, высокоминерализованные воды (рассолы), развитые в отдельных гидротермально активных районах Мирового океана, генетически не связаны с разгрузкой глубинных растворов, а причиной их образования служат экзогенные факторы и прежде всего наличие в этих районах эвапоритовых толщ разного геологического возраста.

Поскольку гидротермально-осадочное рудообразование часто генетически связывается с высокоминерализованными рассолами, необходимо оценить их истинную роль в процессе рудогенеза, по крайней мере для современных гидротермальных систем.

Твердо установленный факт низкой минерализации океанских рудообразующих гидротерм уже является бесспорным доказательством отсутствия определяющей роли рассолов в гидротермальном океанском рудогенезе.

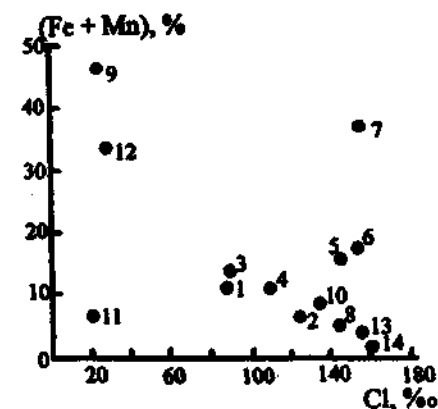


Рис. 27. Соотношение степени минерализации рассолов и рудоносности осадков глубоководных впадин Красного моря

1-14 – названия впадин: 1 – Суакии, 2 – Судан, 3 – Эрба, 4 – Шагара, 5 – Альбатрос, 6 – Дискавери, 7 – Атлантик-II, 8 – Вальдивия, 9 – Тетис, 10 – Нерейс, 11 – Вима, 12 – Гипсум, 13 – Кебриг, 14 – Океанограф

Более того, даже в единой геотермальной системе красноморского рифта при наличии там высокоминерализованных рассолов гидротермальный процесс протекает независимо от степени минерализации придонных вод. Анализ состава осадочных разрезов наглядно свидетельствует о том, что рудные илы развиты как во впадинах с рассолами (Атлантик-II, Дискавери, Эрба, Шагара и др.), так и в депрессиях, заполненных обычной морской водой (Тетис, Гипсум); вместе с тем имеются впадины, заполненные рассолами, где гидротермальная разгрузка полностью отсутствует (Океанограф).

На графике (рис. 27) показано соотношение солености водных растворов, заполняющих впадины, и уровня металлоносности развитых там осадков (по суммарным содержаниям главных рудных элементов Fe и Mn). Очевидно полное отсутствие связи между этими параметрами.

Весьма показательной представляется еще одна деталь состава осадков красноморских впадин, а именно высокие содержания солей только в отложениях северных впадин, дно которых сложено соленосными породами (Вима, Гипсум). Большое количество кристаллического галита в этих осадках связано, по-видимому, с просачиванием термальных вод через эвапориты дна, в результате чего гидротермы сильно минерализуются и при дальнейшей их миграции через осадочный чехол «сбрасывают» часть растворенных компонентов из

пересыщенных солями растворов. Наблюдаемая особенность распределения в осадках солей лишней раз подчеркивает экзогенное происхождение рассолов, а точнее образование их при растворении эвапоритов, слагающих стенки и дно рассолоносных депрессий.

Из приведенных выше данных со всей определенностью следует, что степень минерализации термальных вод не играет решающей роли в гидротермально-осадочном рудообразующем процессе, непосредственно не влияет на формы и масштабы рудогенеза, по крайней мере в областях с океаническим типом земной коры.

Роль рассолов проявляется главным образом в создании определенных физико-химических условий минералообразующей среды, влияющих прежде всего на отложение и захоронение в осадках различных минеральных фаз рудного вещества. В частности, плотные минерализованные рассолы препятствуют проникновению в придонные слои кислорода, обеспечивая высокую сохранность гидротермальных сульфидов в пределах впадины Атлантис-II.

Добавим, что на примере базальтов хребта Хуан-де-Фука экспериментально показано, что растворы с высокой концентрацией извлекают из породы значительно меньше элементов (в том числе рудных), чем морская вода.