

Гидротермальные рудопроявления полей Логачева и Рэйнбоу (Срединно-Атлантический хребет) – новый тип гидротермальных отложений океанских рифтов

Ю. А. Богданов, Е. Г. Гурвич, А. Ю. Леин, А. М. Сагалевич,
Г. В. Новиков, В. И. Пересыпки

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (ИО РАН)

Н. С. Бортников, И. В. Викентьев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН

Аннотация. Гидротермальные поля Логачева и Рэйнбоу отличаются от других известных подводных гидротермальных полей тем, что они пространственно и генетически связаны не с вулканитами, а с серпентинитами. В пределах этих полей встречаются гидротермальные отложения медной и медно-цинковой специализации. Главными сульфидными минералами являются пирит, халькопирит, борнит, кубанит и сфалерит. В рудопроявлениях этих полей развивается мелкая вкрапленность Ni-Co минералов – миллерита и пентландита. В составе отложений определены аномально высокие (несколько процентов) содержания кобальта. Отличительной особенностью отложений является слабое пространственное разделение медь- и цинк-содержащих сульфидов, отлагающихся в различных термических условиях. Кроме того, в сульфидных залежах часты находки мелких обособлений магнетита и гетита. Обнаруженные в гидротермальных отложениях углеводороды по составу отличаются от тех, которые исследованы на других известных подводных гидротермальных полях. Значительная их часть имеет abiогенный генезис. Специфика состава гидротермальных растворов и залежей связана как с аномальным составом первичного гидротермального раствора, формирующегося при взаимодействии воды с ультрабазитами нижней части коры – верхней части мантии, так и с его существенной трансформацией при подъеме к поверхности дна (фазовой сепарацией). Из-за фазовой сепарации гидротермальные растворы характеризуются непостоянными быстро изменяющимися температурой и соленостью. Это обуславливает сильно изменчивую плотность и плавучесть гидротермальных флюидов, поступающих в океан, что приводит к формированию необычного многослойного гидротермального плюма с нейтральной плавучестью, распространяющегося от дна до нескольких сотен метров над ним. Многослойный плюм является поисковым критерием гидротермальных полей, связанных с серпентинитами. Формирующиеся на поверхности дна гидротермальные отложения сохраняют информацию как о составе первичного гидротермального раствора, так и о трансформации последнего при подъеме к поверхности океанского дна.

Большинством исследователей гидротермальных процессов в океане признается, что а) формирования гидротермального рудоносного раствора свя-

зано, главным образом, с трансформацией океанской воды в результате ее взаимодействия с породами коры при высоких температурах; б) гидротермальная циркуляционная система формируется над кровлей осевой внутрикоровой магматической камеры; в) гидротермальные залежи пространственно и генетически связаны с вулканитами. Однако в последние годы во внутреннем рифте Срединно-Атлантического хребта (САХ) обнаружены гидро-

©2000 Российский журнал наук о Земле.

Статья N RJE00048.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 5 февраля 2001.
URL: <http://eos.wdcb.ru/rjes/v03/RJE00048/RJE00048.htm>

термальные рудопроявления, вмещающими породами для которых являются серпентиниты и серпентинизированные ультрабазиты. Комплексные исследования гидротермальных полей, на которых залегают эти рудопроявления, показали, что они характеризуются целым рядом параметров, не свойственных полям других отрезков Мировой рифтовой системы.

Несмотря на то, что в литературе неоднократно сообщалось о развитии гидротермальных процессов, сопряженных с серпентинитовыми массивами [Bougault et al., 1993; Charlou et al., 1991; Rona et al., 1987], возможность непосредственного исследования природы гидротермальных растворов и рудоносности этих аномальных проявлений представилась после открытия в 1993–1994 гг. на 14°45' с.ш. САХ активного гидротермального поля Логачева с сульфидными залежами [Batuev et al., 1994; Krasnov et al., 1995]. Летом 1997 г. на 36°14' с.ш. САХ было обнаружено гидротермальное поле Рэйнбоу, также пространственно связанное с серпентинитовым массивом [Fouquet et al., 1997].

Положение гидротермальных полей Логачева и Рэйнбоу

Гидротермальное поле Логачева расположено в 35 милях к югу от трансформного разлома 15°20' с.ш. на краевом уступе рифтовой долины [Богданов и др., 1997а]. Внутренний рифт в этом районе характеризуется аномальным строением. “Нормальный” западный краевой уступ рифтовой долины образован системой, по-видимому, листрических сбросов, сложенных базальтами. Восточный “аномальный” уступ круче. Он образован приподнятым блоком океанской коры, в пределах которого на поверхность выведены глубинные кристаллические породы (габброиды), а на склоне, обращенном в сторону рифтовой долины, – в разной степени серпентинизированными ультрабазитами. В пределах этого серпентинитового массива и было встречено гидротермальное поле Логачева.

Иное положение во внутреннем рифте занимает гидротермальное поле Рэйнбоу. В районе поля внутренний рифт образован структурными элементами, типичными для рифтов низкосрединговых хребтов. В центральной части рифтовой долины, вблизи пересечения рифта с нетрансформным смещением, имеется осевое поднятие, простирающее которого совпадает с рифтовым. Поднятие аномально тем, что оно не является конструктивным вулканическим образованием, как в других отрезках Мировой рифтовой системы, а сформировано серпентинитовой протрузией [Fouquet et al., 1997]. На западном склоне

этого осевого поднятия (серпентинитового массива) и расположено поле Рэйнбоу.

Таким образом, несмотря на различное положение гидротермальных полей Логачева и Рэйнбоу в пределах внутреннего рифта срединного хребта, их объединяет приуроченность к серпентинитовым массивам.

Морфология гидротермальных полей и минеральный состав гидротермальных отложений

На поле Логачева на поверхности серпентинитового массива обнаружено несколько гидротермальных построек, некоторые из них активны в настоящее время. Самая большая постройка представляет собой образование в виде холма высотой 10–20 м, вытянутого в юго-восточном направлении. Его длина – около 200 м, ширина – до 100 м. Основная часть постройки неактивна.

В осевой части постройки на глубинах 3005, 2960 и 2940 м обнаружены три активных участка диаметром до 10 м. Два наиболее глубоких участка представляют собой ранее не встречавшиеся на других гидротермальных полях Мировой рифтовой системы кратеры, из которых истекают тяжелые практически лишенные плавучести высокосоленные гидротермальные растворы с черной взвесью. Восточные бровки кратеров находятся на меньших глубинах, поэтому с восточной стороны гидротермальные растворы практически не поднимаются до их уровней. С западной стороны растворы выходят за пределы кратеров и перемещаются донными течениями горизонтально или даже спускаются вниз по склону постройки.

К юго-востоку от описанных кратеров расположена группа классических черных курильщиков с всплывающими гидротермальными плюмами, содержащими густую черную взвесь.

Вторая активная гидротермальная постройка, получившая название Ирина-2, расположена в 100 м к северо-западу от основной постройки на верхней бровке субширотного тектонического уступа. Поверхность этой периферийной части постройки покрыта толстым “ковром” моллюсков. В пределах небольших участков, лишенных такого “ковра”, на поверхности залегают черные сульфидные металлоносные осадки с небольшими (до 5 см в поперечнике) обломками массивных сульфидных отложений. В центральной части постройки над цоколем поднимаются немногочисленные сульфидные трубы – черные курильщики.

Между двумя описанными активными постройками обнаружено несколько диффузных полей, в пре-

делах которых теплые мерцающие воды истекают непосредственно из-под черных металлоносных осадков с многочисленными обломками сильно измененных кристаллических пород. Местами в результате цементации оксигидроксидными минералами Fe и Mn и кремнеземом они превращены в плиты.

Главными сульфидными минералами гидротермальных образований (черных курильщиков и реликтовых труб) являются пирит, халькопирит, борнит, ковеллин и сфалерит, реже встречаются изокубанит, марказит и дигенит [Богданов и др., 1997a]. В некоторых образцах обнаружен Co-содержащий пентландит [Mozgova et al., 1996].

Для сульфидных отложений поля Логачева наиболее характерными являются ноздреватые и концентрически-зональные текстуры. Концентрическая зональность развивается вокруг флюидоподводящих каналов, которые часто заполнены аморфным кремнеземом и сфалеритом. При открытых каналах на их стенках присутствуют дендриты халькопирита или корки сфалерита. Мощность таких корок, характеризующихся почковидной текстурой, составляет 1–3 мм. Каналы, как правило, окружены тонкой (2–5 мм) зоной, сложенной халькопиритом, изокубанитом и сфалеритом. Следующая зона (основная масса сульфидной постройки) состоит из сфалерита, халькопирита, марказита и пирита. Изредка в ней наблюдаются реликты пирротина. В одном из образцов прилегающая к каналу зона сложена халькопиритом, а внешняя часть – борнитом и ковеллином.

Гидротермальное поле Рэйнбоу, расположенное на западном склоне осевой серпентинитовой протрузии на глубине 2270–2320 м, вытянуто в широтном направлении. Протяженность его с запада на восток составляет около 250 м, с севера на юг – около 60 м. В пределах поля встречено более 10 активных и множество реликтовых построек.

По морфологии гидротермальные постройки, встреченные на поле Рэйнбоу, можно подразделить на несколько видов. К первому виду относятся многочисленные реликтовые холмики высотой до 20–30 см и до 50 см в поперечнике, сложенные в основном оксигидроксидами Fe – продуктами окисления массивных сульфидных отложений. Частота встречаемости холмиков весьма высока, и создается впечатление, что в пределах всего поля под поверхностью дна находится крупная гидротермальная залежь. Основные активные и реликтовые гидротермальные образования представляют собой либо одиночные гидротермальные трубы, либо постройки, напоминающие готические соборы. Высота последних составляет 12–20 м, диаметр у основания 5–10 м. Массивными цоколями этих построек служат сросшиеся вместе вертикальные трубы. Крутые склоны

цоколей покрыты густым “лесом” гидротермальных труб высотой от 10–12 см у оснований построек до 3–4 м – на вершинах. Кроме того, обнаружены постройки высотой до 40 м. Они имеют раздробленные цоколи высотой примерно 20 м, на которых находятся мощные цилиндрические сульфидные тела. У подошв построек, на краях вершин цоколей и на вершинах самих построек обнаружены многочисленные сульфидные трубы высотой до 1 м.

При погружениях ГОА “Мир” встречены также два типа черных курильщиков. Однако такие, как на поле Логачева, кратерные гидротермальные источники здесь отсутствуют. Истечение гидротермальных растворов здесь происходит из хорошо оформленных гидротермальных труб. Из одних курильщиков выходят воды с черной взвесью, обладающие высокой плавучестью, из других – распространяющиеся прямо от устьев курильщиков горизонтально, либо спускающиеся постепенно вниз по склону.

Поднятый при погружениях ГОА “Мир” гидротермальный материал представлен фрагментами активных и реликтовых труб, а также массивными сульфидами из тела холмообразного цоколя. Все образцы, в том числе и из активных труб, покрыты железистой коркой толщиной от 1–2 до 3–5 (иногда до 8–10) мм. Маломощные корки, обычно более хрупкие, сложены рыхлым гидрогетитовым материалом. В более толстых корках наблюдается чередование слоев гидрогетита и более плотного гетита. Сульфидные трубы имеют зональное строение: внешняя зона чаще сложена сфалеритовым тонкозернистым материалом, насыщенным мелкими (0,2–1 мм) порами, иногда – сажистым скрытокристаллическим сфалеритом. В центральной (внутренней) зоне преобладают сульфиды меди и железа.

В трубах с четко проявленным крупным центральным каналом внешняя сфалеритовая зона отсутствует. Центральная (вблизи канала) зона сложена радиально-ориентированными удлиненными зернами изокубанита с четко выраженным решетчатым строением. Толщина зоны – 0,5–2 см и более в зависимости от диаметра гидротермальной трубы. Кубанитовая зона постепенно сменяется халькопиритовой близкого строения. К периферии трубы зерна халькопирита постепенно замещаются борнитом (как изнутри зерна, так и по краям). Далее следует зона мономинерального борнита, вокруг которой присутствует пористый агрегат плохо индивидуализированных минералов, которые по составу отвечают системе борнит-халькозин-ковеллин. В этой же зоне спорадически рассеяны зерна халькопирита, пирита и марказита.

На границе халькопиритовой и борнитовой зон повсеместно развивается мелкая вкрапленность Ni-Co

Таблица 1. Химический состав исследованных образцов сульфидных гидротермальных отложений поля Рэйнбоу в сравнении с составом сульфидных руд других полей САХ

Содержание	Fe	Cu	Zn	Pb	Cd	Co	Ni	Mn	Ca	Cr
	%									
	Логачев [Богданов и др., 1997а]									
Среднее	28,6	23,1	7,85	0,0220		0,0778	0,0010	0,0179	0,165	
	Рэйнбоу (эта работа)									
Среднее	24,43	10,52	23,39	0,0516	0,0579	0,610	0,0188	0,0601	0,265	13,6
Минимальное	5,9	0,011	0,13	0,0020	0,0006	0,0068	0,0007	0,0006	0,027	5,0
Максимальное	40,2	35,0	63,7	0,275	0,188	2,57	0,258	1,21	1,82	28,0
	ТАГ [Степанова, Краснов, 1992]									
Среднее	30,3	1,62	1,29	0,0446	0,0052	0,0104	0,0038	0,0350	0,25	14,8
	Брокен Спур [Богданов и др., 1997б]									
Среднее	35,1	4,82	6,02	0,0468		0,0200	0,0018	0,0223		

минералов – миллерита и пентландита. Вдоль кубанитовой зоны часто прослеживаются цепочки мелких зерен магнетита различной степени идиоморфности.

В верхних частях активных гидротермальных труб часто наблюдается ветвление, их самые верхние тонкостенные (2–5 мм) окончания сложены ангидрит-халькопиритовой ассоциацией. Внутренняя медная зона толщиной 1–4 мм по минеральному составу и строению близка к крупным существенно медным трубам вплоть до специфики Ni-Co минерализации. Внешняя зона представлена белыми шестоватыми кристаллами ангидрита.

Собственно сульфидные цоколи построек сложены малопористыми массивными отложениями мелко- и тонкозернистой текстуры. В минеральном составе преобладает халькопирит (\pm сфалерит, кубанит, борнит, пирротин, марказит, пирит). Встречаются участки существенно пирротиновых отложений с вкрапленностью ксеноморфных включений кубанит-халькопиритового состава или почковидно-ритмичных выделений сфалерит-кубанит-халькопиритового состава. Местами в массе отложений встречаются мономинеральные участки сфалеритового состава. Стенки мелких пор и пустот иногда выполняются мелкими кристалликами сфалерита, трюилита и халькопирита.

Химический состав гидротермальных отложений

Средний химический состав массивных сульфидных руд гидротермальных полей Логачева и Рэйнбоу приведен в табл. 1. Данные по полям Логачева, ТАГ и Брокен Спур были опубликованы ранее. Что касается поля Рэйнбоу, то в табл. 1 приведены результаты исследования валового химического состава 42 образцов массивных гидротермальных сульфидных отложений, отобранных во время погружений ГОА “Мир” в 1998 г.

Ведущими элементами отложений поля Рэйнбоу являются Fe, Zn и Cu. Количества Cu и Zn определяют геохимическую специализацию этих отложений. Учитывая содержания этих элементов в главных их носителях – халькопирите (34,6%) и сфалерите (67,1%), можно сказать, что в среднем для исследованных образцов роль этих минералов в рудном веществе сопоставима и составляет около 30%.

Среди исследованных образцов поля Рэйнбоу весьма велики вариации состава рудного вещества и соотношения содержаний главных рудных элементов (рис. 1), указывающих на присутствие в составе исследованных массивных гидротермальных образований как преимущественно минералов цинка, меди

Таблица 2. Корреляционная матрица химического состава исследованных образцов сульфидных гидротермальных отложений поля Рэйнбоу

Fe	Cu	Zn	Pb	Cd	Co	Ni	Ca	Mn	Cr	
1	0,60	-0,96	-0,54	-0,93	0,45	0,16	0,13	0,15	-0,08	Fe
	1	-0,76	-0,57	-0,70	0,21	0,59	0,20	-0,18	-0,05	Cu
		1	0,56	0,96	-0,42	-0,30	-0,26	-0,13	0,01	Zn
			1	0,39	-0,35	-0,19	0,06	0,09	0,32	Pb
				1	-0,30	-0,30	-0,30	-0,15	0,02	Cd
					1	-0,17	-0,18	-0,19	0,19	Co
						1	0,15	-0,02	-0,20	Ni
							1	0,07	0,21	Ca
								1	-0,02	Mn
									1	Cr

или железа, так и их смесей в различных соотношениях.

Средний химический состав исследованных массивных гидротермальных сульфидных отложений полей Логачева и Рэйнбоу существенно отличается от среднего химического состава сульфидных руд других гидротермальных полей САХ (табл. 1, рис. 2). Эти отложения значительно обогащены медью, цинком, кадмием и особенно кобальтом. При этом отложения поля Логачева наиболее богаты медью, а отложения поля Рэйнбоу – цинком, кадмием, кобальтом, а также никелем не только среди отложений гидротермальных полей САХ, но и среди известных отложений гидротермальных полей Мирового океана. По содержанию Zn и Cd отложения поля Рэйнбоу принадлежат к числу наиболее богатых гидротермальных отложений океана.

Корреляционная матрица результатов химического анализа отложений поля Рэйнбоу (табл. 2) показывает, что превышающие 0,40 по абсолютной величине коэффициенты корреляции (положительные

выделены жирным шрифтом, отрицательные – жирным курсивом) наблюдаются только для Fe, Cu, Zn, Pb, Cd, Co и Ni, для остальных элементов они меньше 0,4. Среди главных минералообразующих элементов отложений положительный коэффициент корреляции наблюдаются между Cu и Fe, оба эти элемента имеют отрицательные коэффициенты корреляции с Zn. Это свидетельствует о разбавлении минералов меди и железа минералами цинка. При этом с минералами меди и железа ассоциируют Ni и Co, а с минералами цинка – Pb и Cd.

Изотопный состав серы сульфидов

Изотопный состав серы сульфидов гидротермальных отложений поля Логачева изменяется от +0,7 до +13,8‰. Наблюдается крайняя неоднородность пространственного распределения величин, характеризующих изотопный состав, внутри построек. Однако прослеживается некоторое направленное изменение этих величин относительно флюидподводящего канала. Изотопный состав более позднего халькопирита, нарастающего на стенках канала, более легкий, чем состав халькопирита центральных зон постройки. Происходит также понижение содержания изотопа ³⁴S в более позднем почковидном сфалерите по отношению к более ранним генерациям этого минерала. С другой стороны, в сульфидах, замещающих ранее сформированные минералы или отложившихся на внешних стенках постройки, повышается доля изотопно тяжелой серы.

Для поля Рэйнбоу определены значительно более узкие пределы колебания значений – от +8,1 до +12,4‰. При этом практически отсутствует какая-либо связь этих величин с минеральным составом сульфидов.

Изложенные выше результаты свидетельствуют о

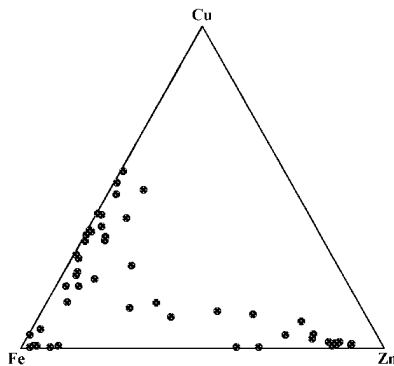


Рис. 1. Соотношения Fe, Cu и Zn в исследованных образцах массивных гидротермальных сульфидных отложений поля Рэйнбоу.

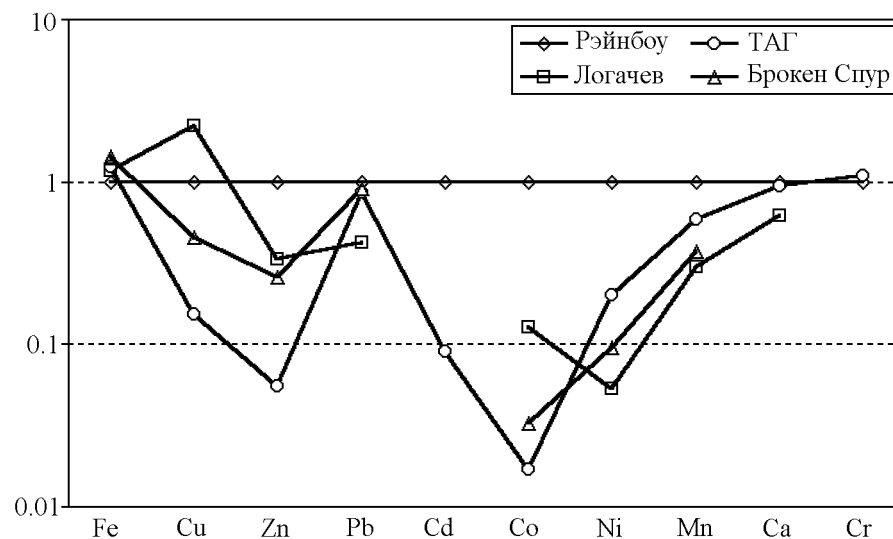


Рис. 2. Сопоставление средних содержаний химических элементов в массивных сульфидных гидротермальных отложениях гидротермальных полей САХ, нормированных по среднему составу отложений поля Рэйнбоу.

том, что сульфиды гидротермальных полей Логачева и Рэйнбоу существенно обогащены тяжелым изотопом серы по сравнению с сульфидными отложениями других гидротермальных полей Мировой рифтовой системы, где эта величина изменяется от $+3$ до $+5\text{‰}$, иногда понижаясь до $+2\text{‰}$ и менее или повышаясь до $+7\%$ и несколько более. Только в спрединг-зонах задуговых бассейнов наблюдаются более значительные колебания: от -5 до $+10\%$.

Для объяснения причин столь аномального изотопного состава серы сульфидов описанных гидротермальных полей представляется важным привести результаты исследования изотопного состава серы сульфид-иона гидротермальных растворов поля Рэйнбоу. Он оказался равным $2,4-3,1\text{‰}$, т.е. существенно обедненным тяжелым изотопом ^{34}S по сравнению с сульфидными отложениями.

Углеводороды (УВ) в гидротермальных отложениях

Представляется важным привести некоторые результаты исследования углеводородов (н-алканов) гидротермальных полей Логачева и Рэйнбоу, ибо они принципиально отличаются от того, что известно для других отрезков рифтовой системы.

Рассматривая распределение и молекулярный состав н-алканов в донных отложениях и в массивных сульфидных образованиях гидротермальных систем полей Логачева и Рэйнбоу, можно установить их несомненное сходство (рис. 3), заключающееся в пре-

обладании высокомолекулярных соединений над низкомолекулярными, хотя в сульфидных образованиях наблюдается некоторое увеличение суммы низкомолекулярных гомологов – липидов гидробионтов, обильно живущих на гидротермальных постройках. В осадках эта часть н-алканов в результате интенсивно протекающих реакций микробиологической трансформации биогенного органического вещества (ОВ), почти полностью утрачена или преобразована в более стойкие соединения нафтенного ряда. Об этом свидетельствует присутствующий в спектрах хроматограмм “горб” неразделяемых методами газовой хроматографии соединений с максимумом в области $n\text{-C}_{22}$ [Nishimura and Baker, 1986]. В спектрах н-алканов концентрации четных гомологов сравнимы с концентрациями нечетных ($\text{CPI}=0,73 \div 1,15$), а отношение пристан/фитан равно $0,94 \div 2,91$. Высокомолекулярные нечетные алканы поступают в морскую среду от наземной растительности, поэтому для приближенной оценки генезиса ОВ в донных отложениях используется соотношение сумм алканов $\text{C}_{10}\text{-C}_{22}/\text{C}_{23}\text{-C}_{41}$ [Farrington and Tripp, 1977]. В исследованных пробах это отношение очень низкое $0,11 \div 0,22$ и свидетельствует о минимальном вкладе терригенного (возможно эолового) ОВ в отложения. В целом же именно такое молекулярное распределение н-алканов и отношение основных параметров, определяющих генезис УВ в донных и гидротермальных отложениях, можно охарактеризовать, как термокаталитическое – нефтеподобное. Достаточно высокие концентрации УВ (в пределах $23,8 \div 45,7$ мкг/г в изученных пробах)

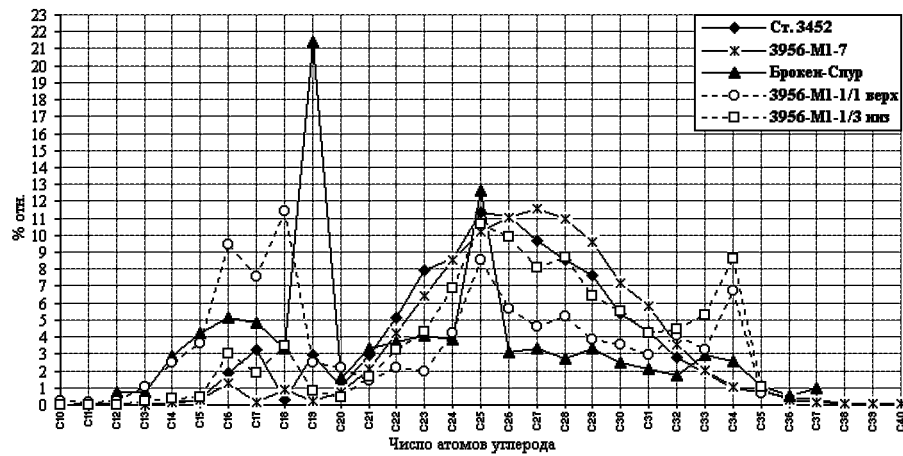


Рис. 3. Распределение n-алканов в донных осадках и гидротермальных отложениях полей Логачева, Рэйнбоу и Брокен Спур.

Ст. 3452 (0–10 см) – песок карбонатный с примесью алеврита;

Ст. 3956-M1-7 (0–10 см) – ил пелитово-алевритовый, бескарбонатный, сульфидный;

Брокен Спур – массивные сульфидные отложения;

Ст. 3956-M1-1/1 – массивные сульфидные отложения (верх трубы гидротермальной постройки);

Ст. 3956-M1-1/3 – массивные сульфидные отложения (низ трубы гидротермальной постройки).

свидетельствуют о интенсивности процессов образования УВ в рассматриваемых гидротермальных системах. В гидротермальной системе поля Брокен Спур, отличающейся по геолого-геохимическим условиям от систем полей Логачева и Рэйнбоу, молекулярный состав n-алканов представлен в основном биогенными липидами (C_{16} – C_{19} , C_{25}) (рис. 3), абиогенный термokatалитический синтез УВ, хотя и происходит, но в значительно меньших масштабах.

Таким образом, в рудах гидротермальных полей Логачева и Рэйнбоу наряду с биогенными липидами обнаружены углеводороды, не связанные напрямую с биогенным материалом руд: парафины, нафтенy. В гидротермальных системах рифтов, перекрытых рыхлыми осадками (бассейн Гуаймас, Срединная долина северной части хребта Хуан-де-Фука, трог Эсканаба, хребта Горда) [Беляева и др., 1992; Simoneit et al., 1988; Welhan and Lupton, 1987] образование углеводородов (метана и его гомологов, нефтяных n-алканов) связано с процессами термoлиза морского осадочного органического вещества. В описанных выше гидротермальных полях, где отсутствует осадочная толща, образование нефтяных углеводородов, возможно, может идти путем абиогенного термokatалитического синтеза. Причем это явление характерно, главным образом, для гидротермальных полей, вмещающими породами которых являются серпентиниты.

Состав гидротермальных растворов

Выше отмечалось, что на гидротермальных полях Логачева и Рэйнбоу в отличие от других полей присутствуют два типа черных курильщиков. В одном из курильщиков поля Рэйнбоу с помощью автономного термометра в течение 40 минут измерялась температура гидротермального флюида с дискретностью 1 мин. В течение этого времени она изменялась от 250 до 348°C, что является аномальным по сравнению с флюидами других гидротермальных полей [Богданов и др., 1999].

Важные материалы были получены в результате измерений термохалинных характеристик воды непосредственно в устьях высокотемпературных источников, а на их периферии, где гидротермальные флюиды уже значительно разбавлены придонной океанской водой. С увеличением температуры воды относительно фоновой (увеличением вклада гидротермального флюида в измеряемой воде) ее соленость либо увеличивается, либо уменьшается относительно фоновой солености [Богданов и др., 1997б]. Иными словами, наблюдается чередование выхода на поверхность дна струй гидротермального раствора, обогащенного либо обедненного солями относительно фоновых значений.

В настоящее время имеется некоторая информа-

Таблица 3. Химический состав гидротермального флюида и придонных вод поля Рэйнбоу и сравнение рассчитанного состава первичного гидротермального раствора с составом аналогичных растворов других полей САХ

Элемент	Океанская вода (1-6)	Исследованные пробы поля Рэйнбоу		Первичные гидротермальные растворы черных курильщиков гидротермальных полей САХ					
		Придонная вода	Флюид	Рэйнбоу (эта работа)	ТАГ (1; 7)	Брокен Спур (8)	МАРК (9)	Снейк Пит (10)	Лаки Страйк (11)
Cl мМ/кг	541	544,4	577,4	753	636	469	559	559	436-546
Si	0,013	0,013	1,12	7*)	9,69		8,52	8,41	12,8-17,5
Fe	<0,001	1,25	430	2700	5590	1680-2160	2000	2121	60-770
Mn мкМ/кг	<0,001	0,020	42	270	680	250-260	490	443	70-390
Cu	0,007	0,019	4,7	30	120-150	68,6	14	12	
Zn	0,01	0,15	26	160	46	88	49	47	
Co	0,03	<10	1190	7500		422			
Cd	1	43	360	2000-2300		145			
Pb нМ/кг	0,01	<4	40	230-250		376			
Ni	2-11	<11	30	130-190					
V	30-35	20	40	150					
Ag	0,02	0,37	19	120					
Au	<0,02	0,021	2,0	13					

1 - данные [Von Damm, 1990], 2 - [Гурвич, 1998], 3 - [Гордеев, Лисицын, 1979], 4 - [Bruland, 1980], 5 - [Kremling, 1985], 6 - [Sohrin et al., 1999], 7 - [Edmond et al., 1995], 8 - [James et al., 1995], 9 - [Campbell et al., 1988], 10 - [Jean-Baptiste et al., 1991], 11 - [Von Damm et al., 1998].

*) - принятая концентрация по [Douville et al., 1997].

ция о составе гидротермальных растворов. Следует оговориться, что при столь высокочастотном чередовании существенно различающихся по термохалинным характеристикам струй гидротермального раствора получаемые для химического анализа пробы могут давать только некоторые интегральные характеристики гидротермального раствора, что необходимо учитывать при интерпретации результатов.

Полученная в экспедиции Института океанологии РАН проба гидротермального раствора в устье одного из черных курильщиков поля Рэйнбоу оказалась смесью первичного раствора и океанской воды. Используя опубликованные данные о концентрации кремния в первичном гидротермальном растворе, равной 7 мМ/кг [Douville et al., 1997], было определено, что в исследованной пробе доля первичного гидротермального раствора составляет 15,8%. С учетом этого разбавления были рассчитаны концентрации в нем химических элементов (табл. 3).

Хлорность раствора оказалась равной 753 мМ/кг, т.е. существенно выше хлорности океанской воды и

гидротермальных растворов других гидротермальных полей Атлантического океана. Сходная величина (более 750 мМ/кг) была получена для первичного гидротермального раствора поля Рэйнбоу по результатам экспедиции FLORES [Douville et al., 1997]. Концентрации Fe, Mn, Cu и Pb в первичном гидротермальном растворе поля Рэйнбоу сопоставимы с концентрациями этих элементов в растворах других полей САХ. Определены очень высокие концентрации Co, Cd и Ag. Концентрации Cd и особенно Co превосходят все известные значения для первичных гидротермальных растворов океанских гидротермальных полей, а концентрация Ag находится на уровне наибольших величин.

Гидротермальный флюид поля Рэйнбоу обеднен H₂S (менее 2,5 мМ/кг), но обогащен H₂ (13 мМ/кг) и CH₄ (2,2 мМ/кг) [Donval et al., 1997]. Изотопный состав углерода CH₄ флюида поля Рэйнбоу оказался наиболее тяжелым из всех ранее определенных величин в гидротермальных рудопроявлениях океана -13,4÷-14,0‰. Изотопно тяжелым оказался также карбонатный углерод арагонита прожилков

в серпентините (от +1 до $-4^{\circ}/_{\infty}$). Для сравнения укажем, что в растворенной в океанской воде, в результате трансформации которой формируется гидротермальный высокотемпературный рудоносный раствор, CO_2 ($\text{CO}_2 + \text{HCO}_3^-$) изотопный состав углерода равен от -5 до $-6^{\circ}/_{\infty}$.

Определенные представления о характере первичного гидротермального раствора дает исследование флюидных включений в гидротермальных минералах. Обнаруженные в гипсе гидротермальных отложений поля Логачева включения показали, что в минералообразующей системе данного района одновременно циркулировало несколько гидротермальных растворов, различавшихся по своему фазовому состоянию и химическому составу и не смешивавшихся между собой при физико-химических параметрах, при которых происходило отложение гипса и ассоциированных с ним минералов. Среди них установлен высокотемпературный водный флюид с растворенной NaCl (вплоть до 26 масс.%). Максимальная температура, по-видимому, достигала 365°C . Наряду с существенно жидким флюидом в системе циркулировал высокотемпературный пар. Химический состав его точно не определен, но преобладающим компонентом являлся водяной пар. Температуры паровой фазы идентичны температурам жидкообразного флюида, что является свидетельством их одновременного захвата.

Ранее было показано, что образование высокотемпературного высококонцентрированного флюида и существенно парообразного флюида произошло вследствие фазовой сепарации суперкритического флюида [Bortnikov et al., 1997] в соответствии с моделью, предложенной в работе [Fournier, 1987].

Таким образом, во флюидах включений в рудопроявлениях полей Логачева и Рэйнбоу наблюдается более высокое содержание солей, чем в морской воде, которая считается главным компонентом флюида, а также во флюидах из других гидротермальных полей, ассоциированных с базальтами. Более того, надежно зарегистрирована фазовая сепарация суперкритического флюида.

Строение гидротермального плюма

В связи с тем, что на поверхность дна из многочисленных источников выходят гидротермальные растворы с пульсационно меняющимися термохалинными характеристиками и прежде всего соленостью, а, соответственно, и плавучестью, невозможно ожидать присутствие в водной толще устойчивого нейтрального гидротермального плюма, характерного для большинства исследованных полей Мировой рифтовой системы.

На субширотном разрезе длиной около 1 мили, проходящем над полем Логачева (рис. 4), измерения условной нефелометрической мутности показали значительное увеличение значения этого параметра, обусловленное существованием в районе поля гидротермального плюма. К востоку от поля имеется слой повышенной мутности в диапазоне глубин 2750–2820 м. С восточной стороны этот слой упирается в склон. Непосредственно над полем и к западу от него слой повышенной мутности прижимается ко дну. В направлении к дну мутность увеличивается. Положение верхней границы этого слоя непостоянно и изменяется от 2900–2920 до 2810 м. Классическое зависание гидротермального плюма с нейтральной плавучестью над полем не наблюдается.

Аналогичные исследования с применением комплекса Розетт, а также при спусках ГОА “Мир”, на гидротермальном поле Рэйнбоу показали, что в столбе воды нефелометрическая мутность увеличивается относительно фона в диапазоне глубин 2000–2350 м (рис. 5).

Максимальная мутность в 2–3 раза превышает фоновую и наблюдается в толще на глубинах 2040–2100 м (т.е. в 200–250 м от дна), а также в непосредственной близости к дну в пределах гидротермального поля. Наблюдается также повышенная мутность в воде на глубинах больших, чем положение черных курильщиков.

Описанные характеристики нейтральных плюмов гидротермальных полей Логачева и Рэйнбоу существенно отличают их от наблюдаемых на гидротермальных полях других отрезков Мировой рифтовой системы и могут служить поисковыми критериями аналогичных активных полей океана.

Обсуждение результатов

Если активные гидротермальные поля внутренних рифтов океанских хребтов расположены в зоне развития серпентинитовых массивов, то представляется важным, прежде всего, определить, в каких геодинамических обстановках в данной геологической структуре протекают процессы серпентинизации. Большинство исследователей полагает, что они развиваются в результате взаимодействия ультраосновных пород с пересекающей кору океанской водой. Если под внутренним рифтом существует близповерхностная магматическая камера с температурой 1200°C , то она препятствует проникновению воды в глубокие части коры и тем более в мантию. Поэтому под высокспрединговыми хребтами, где доказано существование широких и более или менее постоянных близповерхностных очагов, во внутренних рифтах серпентинизация идти не может. Этот

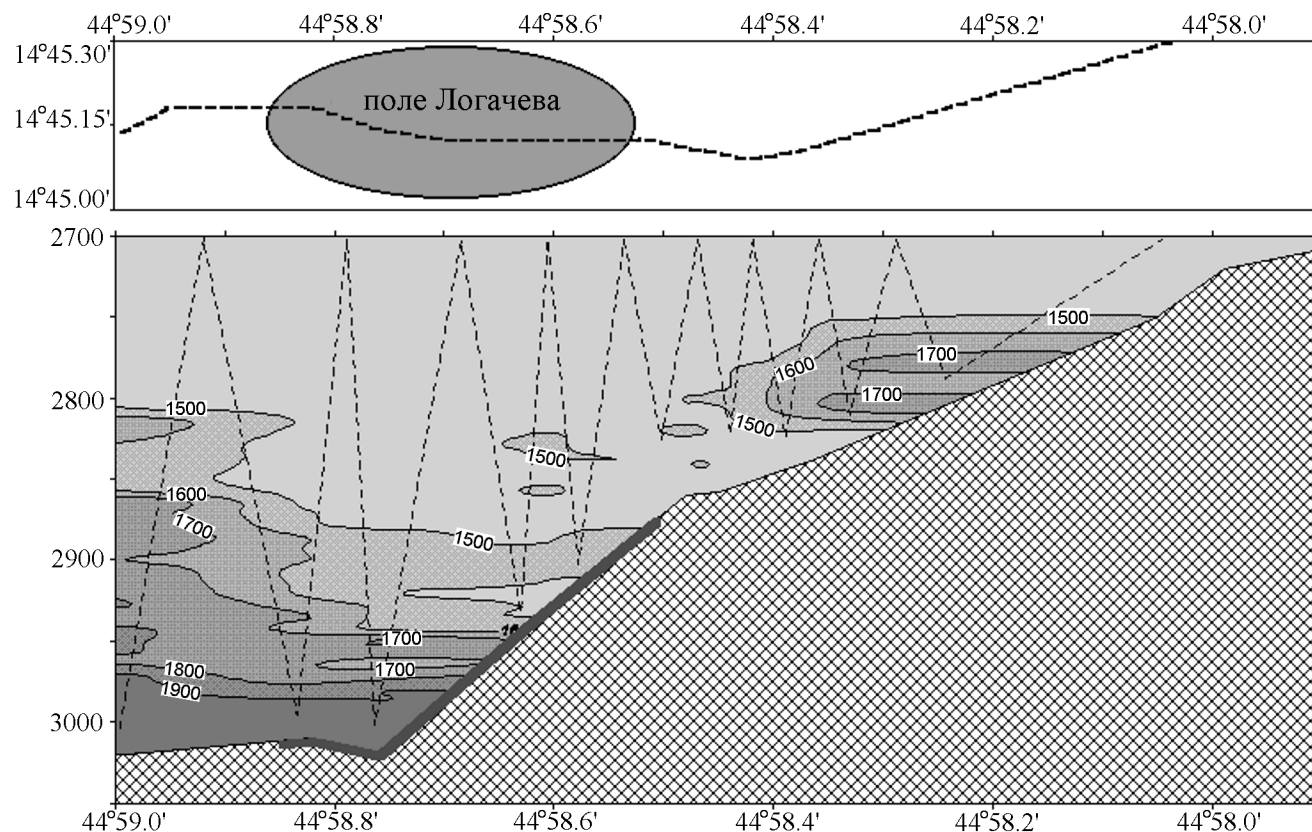


Рис. 4. Распределение условной нефелометрической мутности в придонных водах в районе гидротермального поля Логачева.

процесс возможен за пределами внутренних рифтов.

В пределах низкоспрединговых хребтов вулканические процессы, развивающиеся над небольшими локальными магматическими камерами (вулканическая фаза), сменяются длительной тектонической фазой [Богданов, 1997; Монин и др., 1985], когда полностью исчезает магматическая камера. В течение этой фазы кора быстро дробится. Морская вода по трещинам проникает в более глубокие части коры и в верхние части мантии. В результате взаимодействия с проникающей через кору океанской водой часть верхнемантийного вещества серпентинизируется и разуплотняется. Если серпентинизации подвергаются значительные объемы вещества в нижней части литосферы, то в соответствии с принципом изостазии происходит воздымание блока [Зоненшайн и др., 1992], что и наблюдается в пределах аномальных краевых тектонических уступов, в частности в зоне развития гидротермального поля Логачева. При наличии крупных разломов вдоль поднятого блока (поле Логачева) или вдоль осевой трещины океанского рифта (поле Рэйнбоу) пластичные серпентиниты выжимаются на поверхность океанского дна в виде протрузий.

Высокие значения теплопереноса, в результате которого развивается серпентинизация, а также дополнительное выделение значительных количеств тепла при процессах серпентинизации обеспечивают существенный нагрев остаточной части океанской воды, не израсходованной на серпентинизацию. Образуемые при взаимодействии с породами первичные рудоносные растворы должны отличаться от растворов осевых гидротермальных циркуляционных систем более высокой температурой, соленостью и характеризоваться дополнительным обогащением относительно типичного гидротермального раствора океанских рифтов рядом химических элементов, в частности, никелем и, возможно, кобальтом. Согласно минеральному составу серпентинитов, полученных на поле Рэйнбоу, процесс серпентинизации в этом районе протекает при температуре между 350 и 500°C [Barriga et al., 1997]. Надо полагать, что такими же являются и температуры первичных гидротермальных растворов.

Термобарогеохимические исследования флюидных включений в минералах пород, поднятых на поле Логачева [Симонов, Милоснов, 1996] позволили установить, что здесь развита активная гидротермаль-

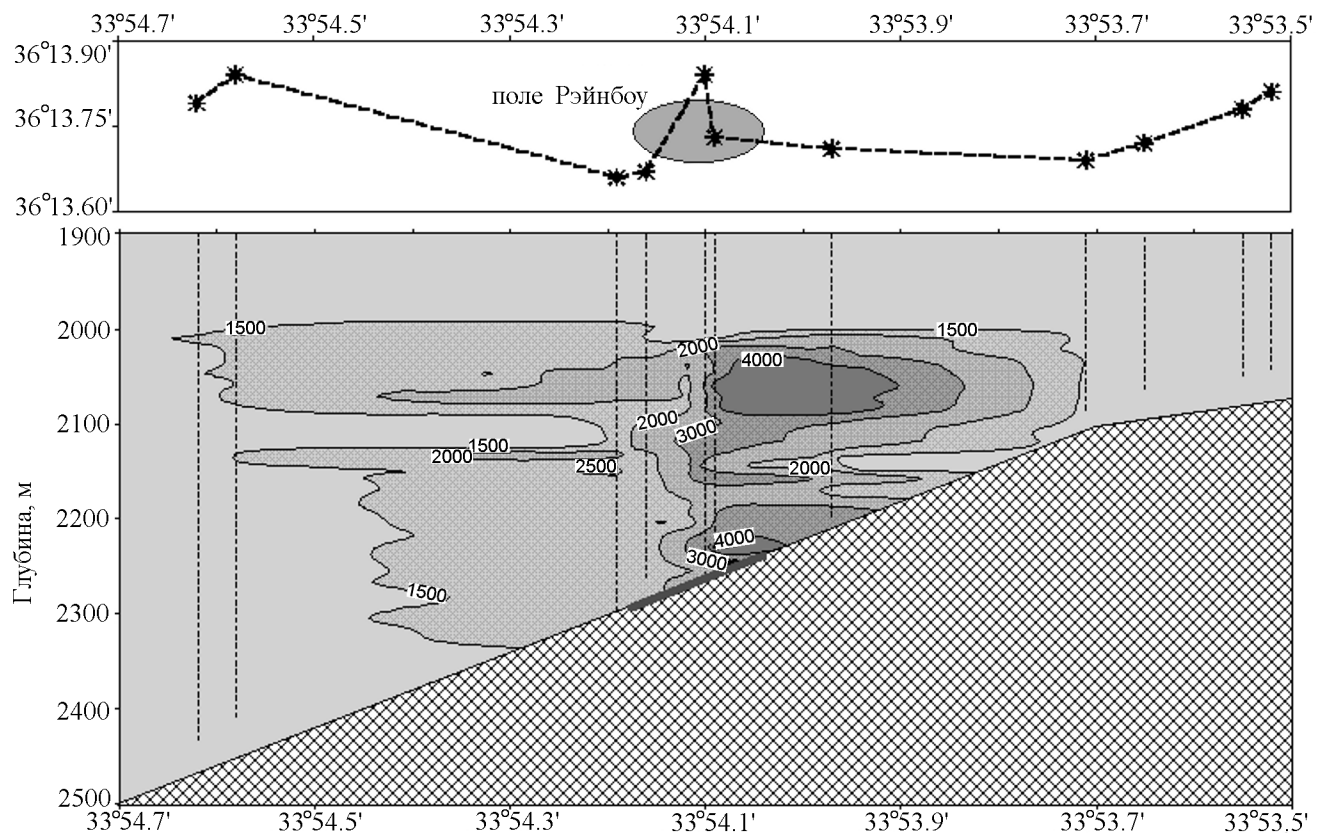


Рис. 5. Распределение условной нефелометрической мутности в придонных водах в районе гидротермального поля Рэйнбоу.

ная циркуляционная система со следующими параметрами: температура от 230–250°C до 320–402°C, давление – до 510–960 бар. На самом деле температура при таких давлениях может достигать более высоких величин. Измеренные высокие давления указывают на существование здесь глубинной циркуляционной системы. Концентрации солей в растворах, судя по результатам изучения флюидных включений, явно резко превышают соленость океанской воды, достигая иногда 8–48 масс.%, приближаясь к рассолам. Надо полагать, что соленость может определяться либо соотношением количеств поступающих в зону серпентинизации океанских вод и расходуемых при серпентинизации, либо фазовой сепарацией, а в данном районе – обеими причинами.

Аномальность химического состава гидротермальных отложений полей Логачева и Рэйнбоу, в частности, резко повышенное содержание в них кобальта, присутствие в гидротермальных отложениях высококобальтового пентландита как будто подтверждают представления о существовании здесь глубинной циркуляционной гидротермальной системы, в которой первичные гидротермальные рудоносные растворы формируются при взаимодействии

океанской воды с в разной степени серпентинизированными ультрабазитами. Следует отметить, что пока исследованы только самые поверхностные части гидротермальных залежей. Мы полагаем, что при подъеме гидротермальных растворов к поверхности, несомненно, происходило отложение части гидротермального материала в океанской коре, особенно при фазовой сепарации гидротермальных флюидов. Те аномалии состава специфичных первичных гидротермальных растворов, которые предполагаются, исходя из общетеоретических построений, должны в наибольшей степени реализоваться именно в составе коровых гидротермальных залежей.

Ранее предполагалось, что при высоких температурах и давлениях в гидротермальных системах океана, содержащих в растворе H_2 , H_2S , CH_4 , NH_4^+ , Fe^{2+} , Mn^{2+} , CO_2 , CO и $NaCl$ (электролит), а в твердой фазе – сульфидные минералы (электрод), возможен процесс abiогенного синтеза углеводородов и других органических соединений [Леин и др., 1998]. Описываемые гидротермальные системы в отличие от гидротермальных систем других отрезков Мировой рифтовой системы, оказались единственными,

для которых получены неопровержимые доказательства протекания такого процесса.

Поднимающиеся с границы коры и мантии к поверхности дна высокотемпературные гидротермальные рудоносные растворы при существенном изменении гидростатического давления с большой долей вероятности могут стать неустойчивыми и испытать фазовую сепарацию. Состав газовой-жидких включений в гидротермальных минералах, а также наличие двух типов курильщиков, материалы по высокочастотному чередованию высокосоленных и опресненных струй в выходящих на поверхность гидротермальных растворах являются однозначным указанием на то, что на обоих гидротермальных полях происходит подповерхностная фазовая сепарация гидротермальных растворов. Несомненно, это может приводить к фракционированию химических элементов и их изотопов между осолоненной и опресненной фракциями. Частая смена в источниках осолоненных и опресненных струй гидротермальных вод с меняющейся их температурой сказывается на плохом пространственном разделении разнотемпературных сульфидных фаз, а также на присутствии среди сульфидов включений магнетит-гематитовых ассоциаций. Вполне возможно, что и обогащенность сульфидов тяжелым изотопом серы, связана с тем, что при фазовой сепарации первичных гидротермальных растворов легкий изотоп концентрируется в газовой компоненте, затем конденсируясь и рассеиваясь в водной толще, пассивно обогащая остаточные растворы тяжелым изотопом ^{34}S . Широкий же диапазон значений изотопного состава серы в сульфидах поля Логачева, несомненно, указывает на участие в минералообразовании обеих незаконномерно чередующихся в источнике фаз гидротермальных растворов.

Таким образом, по геологическому положению, составу вмещающих пород, природе гидротермальных растворов, характеру их поведения и, соответственно, по составу гидротермальных залежей гидротермальные поля Логачева и Рэйнбоу резко отличаются от ранее исследованных полей Мировой рифтовой системы и должны быть отнесены к новому типу.

Благодарности. Исследование поддержано грантами Министерства Науки РФ по проектам 3.2.3 и 3.2.7 ФЦП "Мировой океан", а также грантами РФФИ 99-05-65584, 00-05-64318, 00-05-64082, 00-15-98623.

Литература

Беляева А. Н., Лисицын А. П., Троцюк В. Я., Сергунина О. А., Полуяктов В. Ф., Влияние гидротермальных потоков на состав алканов и жирных кислот до-

ных осадков бассейна Гуаймас, *Известия Академии наук, серия геологическая*, 12, 105–114, 1992.

- Богданов Ю. А., *Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта*, 167 с., Научный мир, Москва, 1997.
- Богданов Ю. А., Бортников Н. С., Викентьев И. В., Гурвич Е. Г., Сагалевич А. М., Новый тип современных минерал-формирующих систем: черные курильщики гидротермального поля на $14^{\circ}45'$ с.ш., Срединно-Атлантический хребет, *Геология рудных месторождений*, 39, (1), 68–90, 1997а.
- Богданов Ю. А., Бортников Н. С., Лисицын А. П., Закономерности формирования гидротермальных сульфидных залежей в осевых частях рифта Срединно-Атлантического хребта, *Геология рудных месторождений*, 39, (5), 409–429, 1997б.
- Богданов Ю. А., Сагалевич А. М., Гурвич Е. Г., Викентьев И. В., Ленин А. Ю., Пименов Н. В., Пересыпкин В. И., Гордеев В. Ю., Войтов Д. В., Подводные геологические исследования гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет), *Доклады РАН*, 365, (5), 657–662, 1999.
- Гордеев В. В., Лисицын А. П., Микроэлементы, В кн.: *Химия океана, т. 1, Химия вод океана, сер. Океанология*, ред. А. С. Монин, с. 337–375, Наука, Москва, 1979.
- Гурвич Е. Г., *Металлоносные осадки Мирового океана*, 340 с., Научный мир, Москва, 1998.
- Дмитриев Л. В., Базылев Б. А., Борисов М. В., Буго А., Силантьев С. А., Соколов С. Ю., Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти, *Российский журнал наук о Земле (<http://eos.wdcb.ru>)*, 1, No. 6, с. 511–519, 2000.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Баранов Б. В., Шиловский П. П., Порошина И. М., Рельеф, тектоника, магматизм, Кн.: *Гидротермальные образования срединного хребта Атлантического океана*, ред. А. П. Лисицын, с. 12–44, Наука, Москва, 1992.
- Ленин А. Ю., Глущенко Н. Н., Осипов Г. А., Ульянова Н. В., Иванов М. В., Биомаркеры сульфидных руд современных и древних "черных курильщиков", *Доклады РАН*, 359, (4), 1–4, 1998.
- Ленин А. Ю., Емец Т. П., Лопатин Н. В., О природе органического вещества в гидротермальных сульфидных рудах, *Геохимия*, 3, 414–419, 1990.
- Монин А. С., Богданов Ю. А., Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Лисицын А. П., Подражанский А. М., Сагалевич А. М., Сорохтин О. Г., *Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов*, 230 с., Наука, Москва, 1985.
- Симонов В. А., Милоснов А. А., Физико-химические условия гидротермальных процессов в Срединно-Атлантическом хребте (зона трансформного разлома $15^{\circ}20'$ с.ш.), *Геохимия*, 8, 760–766, 1996.
- Степанова Т. В., Краснов С. Г., Химический состав руд, Кн.: *Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана*, ред. И. С. Грамберг, с. 79–88, Недра, С.-П., 1992.
- Barriga F. F. A., Costa I. M. A., Relvas J. M. R., Ribeiro A.,

- Fouquet Y., Ondreas H. and Parson L., The Rainbow serpentinites and serpentinite-sulphide stockwork (Mid-Atlantic Ridge, AMAR segment): A preliminary report of the Flores results, *EOS Amer. Geophys. Union Transactions*, 78, (46), F832, 1997.
- Batuev B. N., Krotov A. G., Marcov V. F., Krasnov S. G., Cherkashev G. A. and Lisitsin Y. D., Massive sulfide deposits discovered at 14°45' N, Mid-Atlantic Ridge, *BRIDGE Newsletter*, 6, 6–10, 1994.
- Bortnikov N. S., Krilova T. L., Bogdanov Yu. A., Vikentyev I. V. and Nosik L. P., The 14°45' N hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge: Fluid inclusion and sulfur isotope evidence for submarine phase separation, in: *Mineral Deposits: Research and Exploration Where do They Meet?* H. Papunen (Ed.), p. 353–356, Balkema, Rotterdam, 1997.
- Bougault H., Charlou J.-L., Fouquet Y., Needham H. D., Vaslet N., Appriou P., Baptiste P. J., Rona P. A., Dmitriev L. and Silantiev S., Fast and slow spreading ridges: Structure and hydrothermal activity ultramafic topographic highs, and CH₄ output, *Journal of Geophysical Research*, 98, (B6), 9643–9651, 1993.
- Bruland K. W., Oceanographic distributions of cadmium, zinc, nickel and copper in the north Pacific, *Earth and Planetary Science Letters*, 47, 176–198, 1980.
- Campbell A. C., Palmer M. R., Klinkhammer G. P., Bower T. S., Edmond J. M., Lawrence J. K., Casey J. F., Thompson G., Humphris S., Rona P. and Karson J. A., Chemistry of hot springs on the Mid-Atlantic Ridge, *Nature*, 335, 514–519, 1988.
- Charlou J.-L., Bougault H., Appriou P., Nelsen T. and Rona P. A., Different TDM/CH₄ hydrothermal plume signatures: TAG site at 26°N and serpentinitized ultramafic diapir at 15°05' N on the Mid-Atlantic Ridge, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 3209–3222, 1991.
- Donval J. P., Charlou J. L., Douville E., Kroery J., Fouquet Y., Poncevera E., Baptiste P. J., Stievenard M. and German C., High H₂ and CH₄ content in hydrothermal fluids from Rainbow Site newly sampled at 36°14' N on AMAR Segment, Mid-Atlantic Ridge (Diving FLORES cruise, July 1997): Comparison with other MAR sites, *EOS Amer. Geophys. Union Transactions*, 78, (46), F832, 1997.
- Douville E., Bienvenu P., Charlou J. L., Donval J. P., Gamo, T., Fouquet Y. and Appriou P., Trace elements in fluids from the new Rainbow hydrothermal field (36°14' N, MAR): a comparison with other Mid-Atlantic Ridge fluids, *EOS Amer. Geophys. Union Transactions*, 78, (46), F832, 1997.
- Edmond J. M., Campbell A. C., Palmer M. P., Klinkhammer G. P., German C. R., Edmonds H. N., Elderfield H., Thompson G. and Rona P., Time series studies of vent fluids from the TAG and MARK sites (1986, 1990) Mid-Atlantic Ridge: a new solution chemistry model and a mechanism for Cu/Zn zonation in massive sulphide orebodies, *Hydrothermal Vents and Processes, Geol. Soc. London Spec. Publication*, 87, L. M. Parson, C. L. Walker, D. P. Dixon. (Eds.), p. 77–86, London, 1995.
- Farrington J. W. and Tripp B. W., Hydrocarbons in western North Atlantic surface sediments, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, (11), 1627–1641, 1977.
- Fouquet Y., Charlou J.-L., Ondreas H., Radford-Kroery J., Donval J. P., Douville E., Appriou R., Cambon P., Pelle H., Landure J. Y., Normand A., Poncevera E., German C., Parson L., Barriga F., Costa I., Relvas J. and Ribeiro A., Discovery and first submersible investigations on the Rainbow Hydrothermal Field on the MAR (36°14' N), *EOS Amer. Geophys. Union Transactions*, 78, (46), F832, 1997.
- Fournier R. O., Conceptual models of brine evolution in magmatic-hydrothermal systems, *U.S. Geol. Surv. Paper*, 1350, 1487–1506, 1987.
- James R. H., Elderfield H. and Palmer M. R., The chemistry of hydrothermal fluids from the Broken Spur site, 29°N Mid-Atlantic Ridge, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 651–659, 1995.
- Jean-Baptiste P., Charlou J. L. and Stievenard M., Helium and methane measurements in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic ridge: The Snake Pit site at 23°N, *Earth and Planetary Science Letters*, 106, (1/4), 17–28, 1991.
- Krasnov S. G., Cherkashev G. A., Stepanova T. V., Batuyev B. N., Krotov A. G., Malin B. V., Maslov V. F., Poroshina J. M., Samovarov M. S., Ashadze A. M., Lazareva L. J. and Ermolayev J. K., Detailed geological studies of hydrothermal fields in the North Atlantic, *Hydrothermal Vents and Processes, Geol. Soc. London Spec. Publication*, 87, L. M. Parson, C. L. Walker, D. P. Dixon. (Eds.), pp. 43–64, London, 1995.
- Kremling K., The distribution of cadmium, copper, nickel, manganese and aluminium in surface waters of the open Atlantic and the European shelf area, *Deep-Sea Research*, 32, 531–555, 1985.
- Lalou C., Reyss J. L., Bricchet E., Krasnov S., Stepanova T., Cherkashev G. and Markov V., Initial chronology of a recently discovered hydrothermal field at 14°45' N, Mid-Atlantic Ridge, *Earth and Planetary Science Letters*, 144, 483–490, 1996.
- Mozgova N. N., Krasnov S. G., Batuev B. N., Borodaev Y. S., Efimov A. V., Markov V. F. and Stepanova T. V., The first report of cobalt pentlandite from a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal deposit, *Canadian Mineralogist*, 34, (1), 23–28, 1996.
- Nishimura M. and Baker E.W., Possible origin of alkanes with a remarkable even-to-odd predominance in recent marine sediments, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, (2), 877–880, 1986.
- Rona P. A., Widenfalk L. and Boström K., Serpentinized ultramafics and hydrothermal activity at the Mid-Atlantic Ridge crest, *Journal of Geophysical Research*, 81, (B2), 1417–1427, 1987.
- Simoneit B. R. T., Kawka O. E. and Brault M., Origin of gases and condensates in the Guaymas Basin hydrothermal system (Gulf of California), *Chemical Geology*, 71, (1/3), 169–182, 1988.
- Sohrin Y., Matsui M. and Nakayama E., Contrasting behavior of tungsten and molybdenum in the Okinawa Trough, the East China Sea and the Yellow Sea, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, (19/20), 3457–3466, 1999.
- Von Damm K. L., Seafloor hydrothermal activity: black smoker chemistry and chimneys, *Annual Review Earth and Planetary Sciences*, 18, 173–204, 1990.

Von Damm K. L., Bray A. M., Buttersmore L. G. and Oosting S. E., The geochemical controls on vent fluids from the lucky Strike vent field, Mid-Atlantic Ridge, *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 521–536, 1998.

Welhan J. A. and Lupton J. E., Light hydrocarbon gases in

Guaymas basin hydrothermal fluids; Thermogenic versus abiogenic origin, *American Assoc. Petrol. Bull.*, 71, (2), 215–233, 1987.

(Поступила в редакцию 16 ноября 2000.)