

Реконструкция областей гидротермального рудообразования в океане в геологическом прошлом

Е. Г. Гурвич

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

Аннотация. Задача реконструкции истории гидротермального рудообразования в океанах решается при изучении колонок и кернов глубоководного бурения, вскрывших металлоносные и переходные к ним осадки, содержащие гидротермальный материал. Исследование колонок проксимальных металлоносных осадков с гидротермальных полей позволяет реконструировать историю гидротермального рудообразования на индивидуальных постройках. Исследование колонок дистальных металлоносных осадков в пределах от нескольких километров до первых десятков километров от оси срединного хребта позволяет реконструировать историю гидротермального рудообразования на отдельных гидротермальных полях и группах гидротермальных полей. Исследование дистальных металлоносных осадков, вскрытых при глубоководном бурении, позволяет реконструировать историю гидротермального рудообразования на крупных сегментах срединных хребтов океанского дна, определять положение древних участков гидротермального рудообразования, характеризовать его интенсивность, а также устанавливать современное положение областей преимущественного распространения погребенных гидротермальных рудных залежей. Использование металлоносных осадков позволило реконструировать историю гидротермального рудообразования на отдельных участках и гидротермальных полях Срединно-Атлантического хребта, а также на отдельных участках Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Введение

Если в современном океане возможно прямое изучение гидротермальной деятельности, связанного с ней рудообразования, а также их масштабов, то для более древних этапов геологического времени исследователи лишены такой возможности. Это обусловлено тем, что даже в случае сохранности гидротермальных построек, образовывавшихся в геологическом прошлом, они через некоторое время засыпались осадками или заливались лавами и становились недоступными для визуального наблюдения и пробоотбора. Попадание же в такие погребенные постройки при глубоководном бурении или ударными трубками является крайне маловероятным, а их прямое изучение в масштабах океанов в настоящее время невозможно. Даже в пределах гидротермальных полей вероятность попадания в

погребенную гидротермальную постройку – событие весьма редкое. Так, на гидротермальном поле ТАГ (26° Срединно-Атлантического хребта) площадью около 25 км² за многие годы исследований лишь однажды ударная трубка попала в “железную шляпу” погребенной гидротермальной постройки. В этой связи для реконструкции истории гидротермальной деятельности и рудонакопления большую пользу приносит изучение металлоносных осадков, получаемых грунтовыми трубками и при глубоководном бурении.

В составе массивных гидротермальных рудных построек фиксируется лишь небольшая часть рудного вещества, поступающего в океан с высокотемпературными гидротермальными растворами [Лусицын, 1993; Rona, 1984]. Подавляющая же его часть накапливается в донных осадках в пределах гидротермальных полей и областей, прилегающих к районам гидротермальной деятельности.

При учете расстояния от гидротермальных полей и (или) источников и отсутствии переотложения осадочного материала скорости накопления гидротермального рудного вещества как в проксимальных, так и в дистальных металлоносных и неме-

©2000 Российский журнал наук о Земле.

Статья N RJE00050.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 5 февраля 2001.
URL: <http://eos.wdcb.ru/rjes/v03/RJE00050/RJE00050.htm>

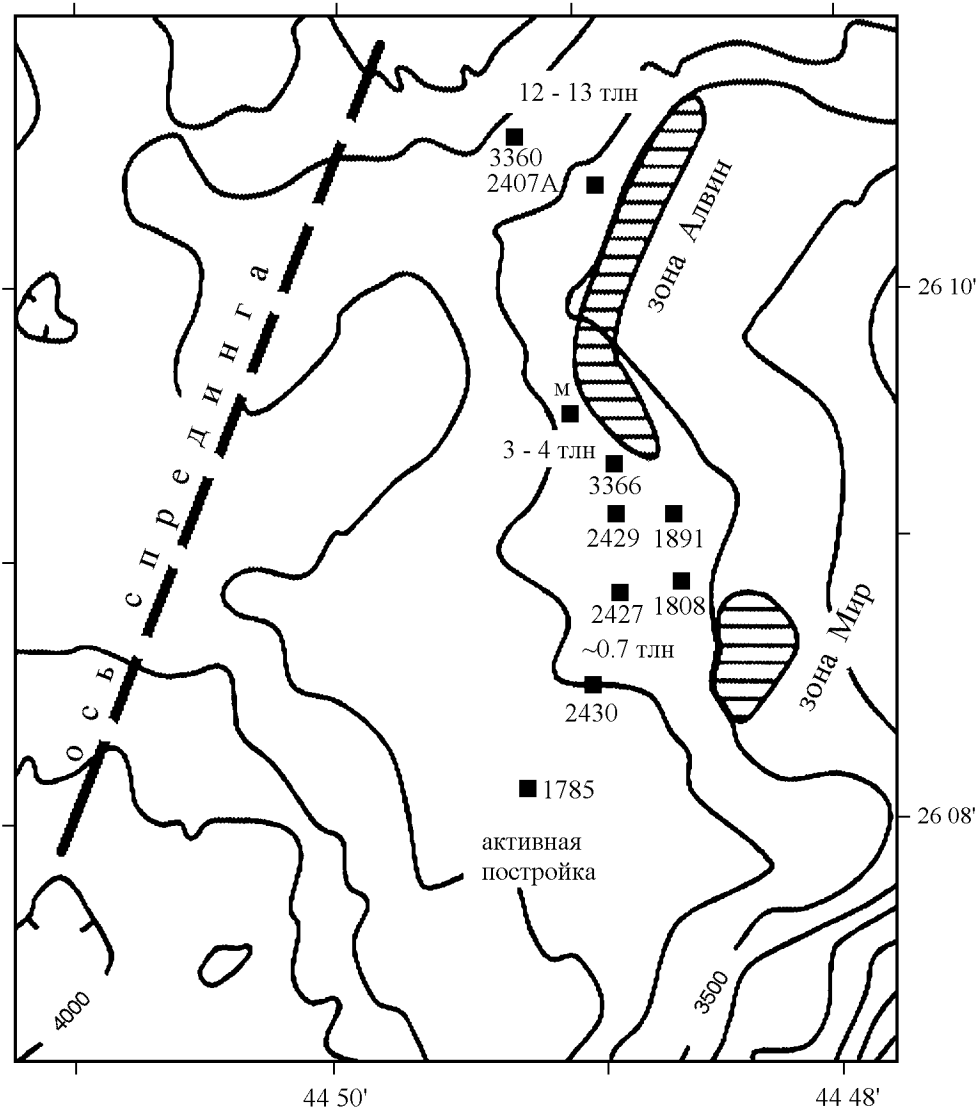


Рис. 1. Положение мест отбора колонок проксимальных металлоносных осадков (квадратики) на гидротермальном поле ТАГ и реконструированное время прекращения гидротермальной деятельности (тыс. лет назад – тлн) на разных участках поля.

таллоносных осадках (где имеется его примесь) отражают интенсивность гидротермальной деятельности и, как следствие, связанного с ней рудонакопления. Что касается проксимальных металлоносных осадков, то их состав также отражает металлогеническую специализацию гидротерм и гидротермальных руд [Гурвич, 1998]. Кроме того, накопление грубозернистых проксимальных металлоносных осадков в результате горизонтального переноса материала гидротермальных построек отражает этапы активизации гидротермальной деятельности и частичного разрушения построек [Богданов и др., 1994]. Указанные свойства металлоносных осадков позволяют их использовать для реконструкции положения

и интенсивности гидротермальной деятельности и рудонакопления в геологическом прошлом.

Реконструкция истории гидротермальной деятельности и рудонакопления на индивидуальных гидротермальных постройках поля ТАГ по результатам изучения колонок проксимальных металлоносных осадков

Исследование колонок проксимальных металлоносных осадков гидротермального поля ТАГ (рис. 1)

рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ) позволило реконструировать этапы активизации и затухания гидротермальной деятельности на ныне активной гидротермальной постройке, а также на реликтовых постройках Мир и зоны Алвин за последние 25 тыс. лет. В качестве материалов для этого послужили данные исследований литологического и химического составов абиогенной части осадков, а также результаты определения изотопного (^{14}C) возраста осадков.

В осадках в непосредственной близости к гидротермальным постройкам поля ТАГ индикаторами периодов интенсификации гидротермальной деятельности являются прослойки отложений каменного потока и турбидитов, сложенных продуктами разрушения гидротермальных построек, а на незначительном удалении (в пределах 1–2 км) от них – прослойки тонкозернистых металлоносных отложений, часто с примесью мелких хорошо ограненных кристаллов сульфидов, сформировавшихся по механизму “частица за частицей” [Богданов и др., 1994]. Все три вида отложений обогащены Fe и Cu. В колонках, полученных на поле ТАГ (рис. 1), в разрезе встречаются до трех таких прослоев, датированных возрастными 23– \geq 25, 12–17 и 3–7 тыс. лет (рис. 2). К подошвам таких прослоев обычно приурочены горизонты, обогащенные минералами – индикаторами зеленокаменного изменения базальтов. Эти минералы формировались в начале гидротермальной фазы в результате воздействия гидротермальных растворов на обломки базальтов. Возраст вулканитов на поле ТАГ составляет \sim 27, \sim 18 и 8–10 тыс. лет. [Богданов и др., 1994]. Эти материалы свидетельствуют о чередовании этапов гидротермальной и вулканической деятельности и указывают на цикличность этих процессов с периодом около 10 тыс. лет.

Для последних, по крайней мере, 25 тыс. лет наблюдается синхронность этапов активизации накопления рудного вещества в осадках (23– \geq 25, 12–17 и 3–7 тыс. лет назад) независимо от места их отложения относительно гидротермальных построек. Что касается активной гидротермальной постройки, то в настоящее время гидротермальная деятельность и рудонакопление на ней, возможно, находятся в относительно ослабленном состоянии и сравнительно невелики. Существование рудонакопления во время фаз относительного ослабления гидротермальной деятельности, не фиксируемых в осадках, может объяснить находки гидротермальных сульфидов с возрастом, не соответствующим возрасту выделенных этапов активизации накопления рудного вещества в осадках.

В течение, по крайней мере, последних 25 тыс. лет на поле ТАГ отмечается постепенное сужение

области гидротермальной деятельности (рис. 1). По материалам исследования осадков, в северной части зоны Алвин такая деятельность прекратилась 12–13 тыс. лет назад, в южной части – около 3–4 тыс. лет назад (характерно, что последнему этапу активизации в северной части зоны синхронен предпоследний этап в южной части). На постройке Мир последний этап активизации закончился около 3 тыс. лет назад, однако окончательно гидротермальная деятельность здесь прекратилась около 700 лет назад [Lalou et al., 1995]. Постепенное сужение области гидротермальной деятельности на поле ТАГ, видимо, можно связать с постепенным уменьшением размера магматической камеры [Богданов, 1997].

Реконструкция истории гидротермальной деятельности и рудонакопления на оси Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) по результатам изучения колонок дистальных металлоносных осадков

Для реконструкции истории гидротермальной деятельности на оси ВТП в районе $20^{\circ}30'–22^{\circ}00'$ ю.ш. за последние 50 тыс. лет применялся анализ изоплет скоростей накопления гидротермального железа (Fe) в металлоносных осадках колонок разреза в 20 км к западу от оси поднятия в пространственно-временной развертке (рис. 3). 50 тыс. лет назад величины Fe в 15 км от оси ВТП (т.е. на 5 км ближе к оси; полускорость спрединга в районе составляет 10 см в год [Rea, 1978]) были примерно в 5 раз выше, чем современные в 20 км от оси. При приведении к одинаковому расстоянию от оси ВТП по эмпирическому уравнению $\lg(\text{Fe}/\text{Fe}_{2,5})=0,23-0,57\lg D$, описывающему изменение вертикального потока гидротермального Fe в сторону дна с увеличением расстояния от гидротермальных источников [Гурвич, 1998], превышение составляет около 4 раз (Fe и $\text{Fe}_{2,5}$ – потоки гидротермального Fe на расстоянии D и 2,5 м). Это может быть обусловлено либо уменьшением интенсивности гидротермальной деятельности, либо ослаблением западного переноса взвешенного гидротермального материала придонными течениями. Судя по градиентам, наибольшее уменьшение Fe произошло 30–15 тыс. лет назад. Этому времени отвечает и ослабление западного переноса взвешенного гидротермального материала [Гурвич, 1998]. Можно оценить максимально возможную роль этого процесса в уменьшении величин Fe за последние 50 тыс. лет. Если даже допустить, что 50 тыс. лет назад взвешенное гидротермальное вещество пе-

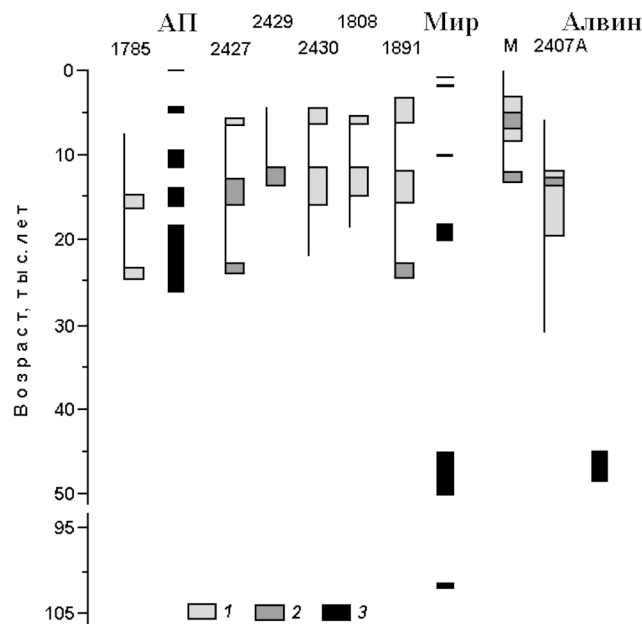


Рис. 2. Периоды активизации накопления гидротермального вещества в осадках поля ТАГ и возраст образцов массивных сульфидов с гидротермальных построек поля.

АП – активная постройка, Мир – зона Мир, Алвин – зона Алвин. Цифры – колонки НИС “Академик Мстислав Келдыш”, М – колонка, описанная в работе S. Metz с соавторами (1988) [см. Гурвич, 1998]. Положение построек и колонок см. на рис. 1. 1 – прослой отложений 3-го вида, 2 – прослой отложений 1-го и 2-го видов.

реносилось только на запад, а в настоящее время – поровну на запад и на восток (хотя и в настоящее время в районе преобладает западный перенос [Lonsdale, 1976; Reid, 1981; Walter and Stoffers, 1985], то уменьшение Fe за счет ослабления западного переноса за это время не могло быть более, чем вдвое. Поэтому можно сказать, что в течение последних 50 тыс. лет на оси ВТП между 20°30′ и 22°00′ ю.ш. произошло уменьшение интенсивности гидротермальной деятельности более, чем в 2 раза. Совпадение широты современного положения максимумов Fe с широтой известных и предполагаемых современных гидротермальных полей (рис. 3), а также преобладание западного направления придонных течений в районе позволили допустить, что траектории перемещения максимумов отражают траектории движения участков гидротермальной деятельности вдоль оси ВТП. Они показаны на рис. 3. Средняя скорость миграции гидротермальной деятельности вдоль оси ВТП на рассмотренном участке в течение последних 50 тыс. лет в среднем составляла 50–60 см в год.

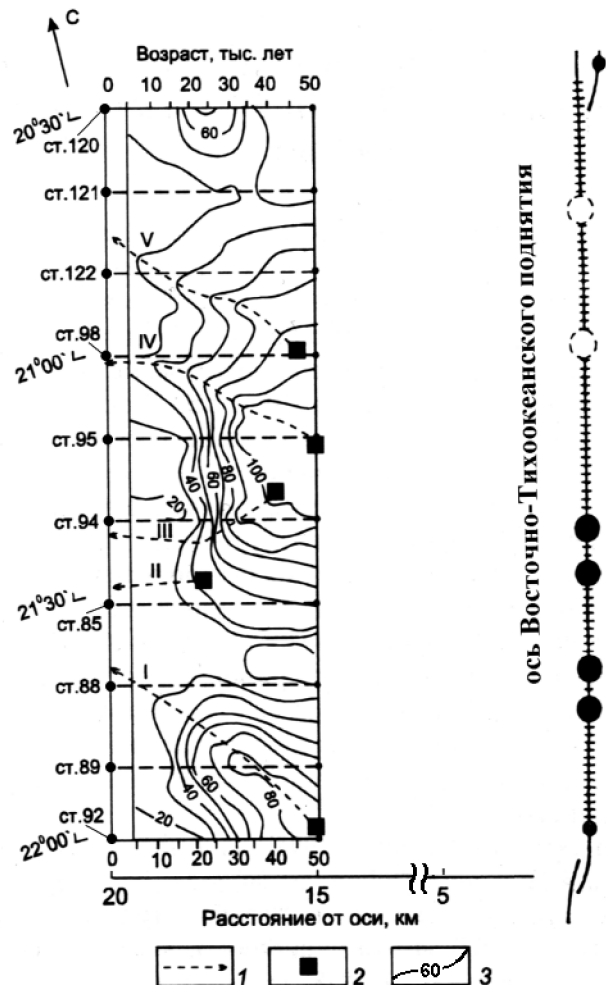


Рис. 3. Изоплеты величины Fe ($\text{мг}\cdot\text{см}^{-2}$ в 1000 лет) в металлоносных осадках к западу от оси ВТП в пространственно-временной развертке. По [Деклов, 1994] с изменениями.

1 – траектории миграции максимумов Fe; 2 – положение максимумов Fe 50 тыс. лет назад или в начале их появления; 3 – изоплеты. Кружки на оси ВТП – современные гидротермальные поля: крупные (большие залитые), небольшие (малые залитые) и предполагаемые (пунктирные).

Реконструкция истории гидротермальной деятельности и рудонакопления по результатам изучения металлоносных осадков из кернов глубоководного бурения

Скорости накопления гидротермального рудного вещества в осадках, вскрытых кернами глубоководного бурения, изменяются как от места к месту, так и по вертикали. Обычно накопление осадков нижних частей кернов происходило раньше по вре-

мени и ближе к оси спрединга по сравнению с накоплением осадков, выше по разрезу. Поэтому при сопоставлении величин, измеренных даже в одном керне (а тем более во многих), большую роль приобретает характер систематизации и рассмотрения фактического материала. Наилучшим способом изучения изменения скоростей накопления гидротермального рудного вещества в осадках во времени является подробное их картирование на палинспастической основе для выбранных возрастных интервалов как в отдельных районах, так и в океанах в целом. Однако такие исследования требуют довольно подробного изучения очень большого количества проб из многих кернов бурения. Это весьма трудоемко и дорого и в настоящее время (да и в обозримом будущем) вряд ли возможно. Даже для современного этапа геологической истории подобная работа сделана лишь для металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана. Реально возможными на сегодня вариантами являются исследования изменения скоростей накопления гидротермального рудного вещества (или величин Fe): 1) в осадках полос-разрезов вдоль линий спрединга (или по нормальям к осям срединных хребтов) или в достаточно узких полосах-разрезах, протягивающихся в близких к ним направлениях, а также 2) в осадках разрезов параллельных или субпараллельных осям спрединговых хребтов.

Попытки первого рода исследований делались раньше [Гурвич и др., 1984; Boström, 1973; Lyle et al., 1986], однако в них не учитывалось изменение во времени расстояния отложения осадков от осей спрединговых хребтов, которое может достигать многих сотен километров. Устранение этого недостатка возможно путем расчета эквидистантных величин Fe (например, с использованием вышеприведенного эмпирического уравнения) или при систематизации данных по временным осям. Вертикальная ось показывает возраст проб, горизонтальная – время, прошедшее от момента начала формирования толщи. При этом в случае равенства масштабов шкал обеих осей последовательность данных по каждому керну располагается на прямой линии, направленной под углом 45° вверх к вертикальной оси. Точка пересечения этой линии с вертикальной осью соответствует возрасту осадков, залегающих непосредственно на фундаменте, точка пересечения с горизонтальной осью показывает продолжительность накопления всей осадочной толщи в месте получения керна. Если в толще имеются перерывы в осадконакоплении, то линия сохраняется, но не является сплошной. Разрывы соответствуют времени и продолжительности перерывов в осадконакоплении. При использовании временных шкал нет нужды в учете: а) для вертикальной оси –

разницы скоростей осадконакопления как между разновозрастными осадками кернов, так и между разными моментами времени, б) для горизонтальной оси – разницы между скоростями спрединга в разные моменты времени. Допущением является то, что в каждый конкретный момент геологического времени скорость спрединга на участке оси срединного хребта, пересекаемом полосой-разрезом (далее – разрезом), была одинаковой.

С применением описанной методологии исследовались металлоносные и неметаллоносные (в которых имеется примесь гидротермального вещества) осадки четырех разрезов, пересекающих срединные хребты в южных и северных частях Тихого и Атлантического океанов. В Тихом океане южный разрез находится между 19° и ~6° ю.ш. к западу от оси ВТП и охватывает период времени от 40 млн лет назад до 0 млн лет назад, северный разрез – между 0° и 15° с.ш., охватывает периоды времени от 52 млн лет назад до 29 млн лет назад и от 23 млн лет назад до 7 млн лет назад; в Атлантическом океане южный разрез располагается между 30° и 25° ю.ш., охватывает период времени от 49 млн лет назад до 6 млн лет назад, северный разрез – между 25° и 45° с.ш., охватывает периоды времени от 130 млн лет назад до 70 млн лет назад и от 15 млн лет назад до 0 млн лет назад. В качестве примера построения на рис. 4 приведен южный разрез в Тихом океане.

На рис. 4 хорошо видны черты разрезов, построенных с применением временных осей. На изохронных горизонтах с увеличением времени, прошедшего от начала формирования толщи, величины Fe уменьшаются. Это обусловлено тем, что при увеличении значений по оси абсцисс возрастает расстояние от оси спредингового хребта. В разновозрастных осадках при одинаковых значениях времени, прошедшего от начала формирования толщи, величины Fe изменяются. Эти изменения отражают изменения интенсивности гидротермальной деятельности и связанного с ней рудообразования. Как показал анализ, на всех четырех разрезах они связаны с изменениями скоростей спрединга, а также тектоническими перестройками спрединговых хребтов [Лисицын и др., 1990; Lyle, 1987].

Сопоставление интенсивности накопления гидротермального Fe и, соответственно, интенсивности гидротермальной деятельности на различных участках спрединговых хребтов, пересекаемых разрезами, в ходе геологического времени удобнее вести по величинам общего накопления железа в осадках вдоль длины разрезов (т.е. от осей спрединговых хребтов до самой дальней границы, где удастся измерить Fe). Для этого по данным вышеуказанных четырех разрезов с учетом изменения скоростей спрединга были рассчитаны изменения во времени количества ги-

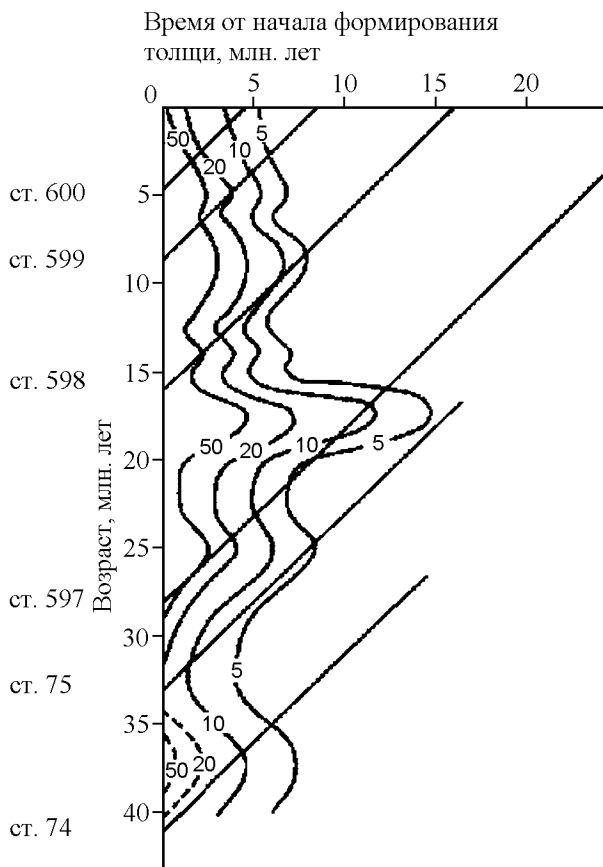


Рис. 4. Изоплеты величины Fe ($mg \cdot cm^{-2}$ в 1000 лет) в металлоносных осадках южного разреза в Тихом океане. Прямые под углом 45° соответствуют скважинам бурения (номера указаны слева).

дротермального Fe , накапливавшегося вдоль длины разрезов в пределах полос шириной 1 км (Fe_{1km}). Иными словами, рассчитывалась временная эволюция поставки гидротермального Fe в осадки с участков рифтов длиной 1 км. Результаты расчетов в виде кривых показаны на рис. 5. Кроме того, где это возможно, показаны величины Fe_{1km} , обусловленные изменениями скоростей спрединга, а также влиянием тектонических перестроек (если они происходили). Пунктирными линиями на рис. 5 показаны величины Fe_{1km} , определяемые изменениями скоростей спрединга, сплошными линиями (и пунктирными, в случае отсутствия сплошных линий) – суммарные величины Fe_{1km} . Разности между значениями, показанными сплошными и пунктирными линиями, демонстрируют влияние тектонических перестроек.

В течение последних 40 млн лет поставка гидротермального Fe с оси спрединга в осадки южного разреза в Тихом океане изменялась почти на порядок. Влияние тектонических перестроек спрединговых хребтов на величину Fe_{1km} и, соответственно,

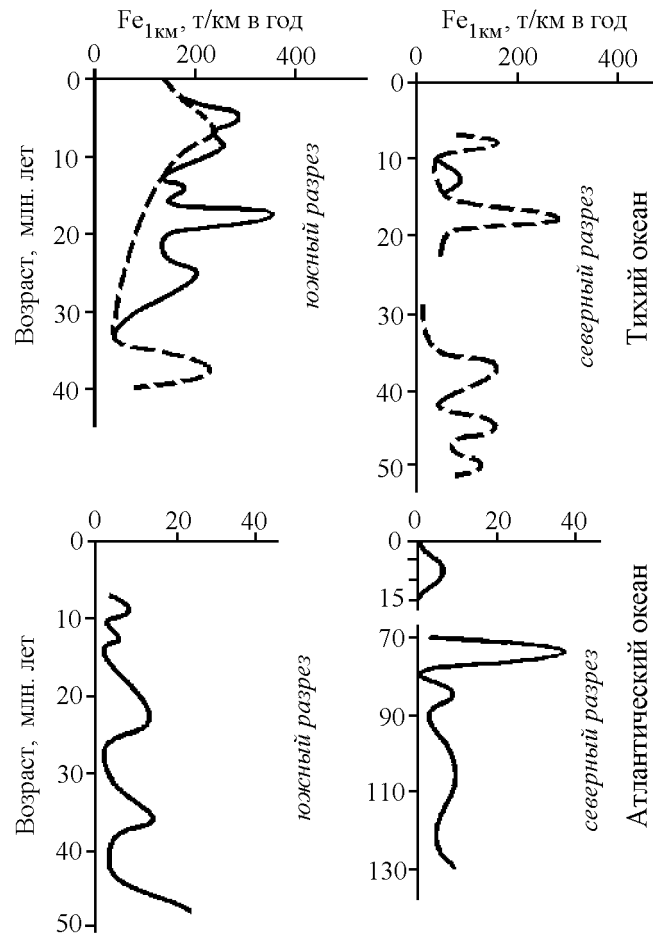


Рис. 5. Изменение во времени общего количества гидротермального Fe , накапливавшегося на разрезах в Тихом и Атлантическом океанах в пределах полос шириной 1 км, расположенных вдоль траекторий движения литосферных плит.

на интенсивность гидротермальной деятельности и рудообразования было преобладающим около 24–25 млн лет назад и особенно около 17–18 млн лет назад. В остальное время преобладало влияние скорости спрединга. Величины Fe_{1km} на северном разрезе в Тихом океане в среднем в два раза меньше, чем на южном разрезе. Это обусловлено меньшим влиянием тектонических перестроек и меньшими скоростями спрединга (по крайней мере в неогене).

На северном и южном разрезах в Атлантическом океане величины Fe_{1km} варьировали во времени в широком диапазоне и были в среднем в 20 раз меньше, чем на разрезах в Тихом океане. Столь большая разница, очевидно, обусловлена в первую очередь значительно меньшей скоростью спрединга САХ по сравнению с ВТП. Другой причиной могло быть направление придонных течений в районах разрезов. В Тихом океане преобладал перенос взвешенного ги-

дротермального вещества в широтном направлении и способствовал его отложению на флангах ВТП в пределах разрезов. В Атлантическом океане преобладал меридиональный перенос [Гурвич, 1998]. Это могло уменьшать количество взвешенного гидротермального вещества, отлагавшегося на дне на флангах САХ в пределах разрезов. Еще одной причиной могла быть морфология рифта САХ. При низкой скорости спрединга, когда рифтовая зона имела вид глубокой долины, гидротермальное взвешенное вещество практически не покидало ее и не проникало на фланги САХ (такая ситуация наблюдается в настоящее время). Однако с увеличением скорости спрединга (а оно могло быть в 3 раза больше) морфология рифта, видимо, изменялась (глубокая рифтовая долина исчезала) и “выпускала” взвешенное гидротермальное вещество на фланги хребта. То есть увеличение скорости спрединга могло оказывать двойной эффект, приводивший к увеличению скорости накопления гидротермального вещества на флангах САХ.

Реконструкция истории гидротермальной деятельности и рудообразования на участке вдоль оси ВТП между 5° ю.ш. и 12° с.ш. за последние 18 млн лет была проведена по материалам изучения донных осадков (металлоносных и неметаллоносных с примесью гидротермального рудного вещества) кернов глубоководного бурения скважин 848–854 ODP разреза длиной свыше 1600 км, субпараллельного оси ВТП (см. рис. 6м).

В продатированных осадках кернов определялись величины Fe, они откладывались вдоль обратных траекторий перемещения точек бурения (backtracked paths), связанного с движением Тихоокеанской литосферной плиты. Информация о значениях Fe для осадков отдельных интервалов геологического времени и расстояниях от места накопления этих осадков до оси ВТП дала возможность при помощи связи относительного изменения величины Fe с расстоянием от оси ВТП с учетом преобладающего направления придонных течений (рис. 7) оценивать величины Fe при разном удалении от оси ВТП в эти интервалы времени. По ним были построены палеосхемы распределения Fe к западу от оси ВТП для 11 временных интервалов от 12–10,5 до 0,5–0 млн лет назад (рис. 6а–л). Эти схемы отчетливо показывают существование на оси ВТП участков интенсивной и менее интенсивной гидротермальной деятельности, маркируемых величинами Fe более 25 мг·см⁻² в 1000 лет и 10÷25 мг·см⁻² в 1000 лет в близосевых осадках. Анализ показал, что наблюдаемые изменения Fe вблизи оси ВТП и появление (или исчезновение) таких участков обусловлены в основном изменениями скорости спрединга и тектоническими перестройками.

Следует отметить, что реконструированные для интервала времени 0,5–0 млн лет назад (по данным исследования осадков, накопившихся в ~600 км к западу от оси ВТП) величины Fe в близосевых осадках между 11 и 12° с.ш. (>25 мг·см⁻² в 1000 лет) и между 7 и 11° с.ш. (10÷25 мг·см⁻² в 1000 лет) близки к соответствующим средним значениям Fe в современных металлоносных осадках вблизи оси ВТП в районе 11–14° с.ш. (20÷50 мг·см⁻² в 1000 лет) и между 7 и 11° с.ш. (10÷25 мг·см⁻² в 1000 лет), рассчитанным по данным работ [Лисицын, 1978; Черкашев, 1990, 1992]. Такое совпадение вселяет оптимизм и позволяет рассматривать схемы, приведенные на рис. 6а–л, как достаточно обоснованные.

Реконструированные области гидротермальной деятельности для интервала времени 0,5–0 млн лет назад совпадают с современным положением гидротермальных полей на оси ВТП. В настоящее время в районе исследования наиболее интенсивные гидротермальная деятельность и рудообразование на оси ВТП существуют к северу от разлома Клиппертон, между 11 и 13° с.ш., менее интенсивные – между разломами Клиппертон и Сикейрос, и относительно слабые – в районах 7 и 4° с.ш. [Порошина и др., 1992; Hekinian et al., 1985; McConachy et al., 1986]. Если реконструкция для периода 2–0,5 млн лет назад верна, то можно сказать, что интенсивная гидротермальная деятельность между 11 и 13° с.ш. появилась на оси ВТП именно в это время.

Высокие скорости накопления гидротермального Fe в близосевых осадках обычно сопровождаются образованием возле устьев гидротермальных источников залежей массивных сульфидов. Если залежи, сформировавшиеся на оси ВТП за последние 12 млн лет, сохранились и были перекрыты донными осадками или залиты лавой, то по реконструированному палеоположению областей гидротермальной деятельности на оси ВТП (рис. 6а–л) можно установить современное положение тех залежей (или их частей), которые переместились вместе с Тихоокеанской литосферной плитой. Очевидно, что вероятность встречи погребенных залежей, сформировавшихся в местах интенсивной гидротермальной деятельности (Fe в близосевых осадках >25 мг·см⁻² в 1000 лет), выше, чем залежей, сформировавшихся в местах менее интенсивной гидротермальной деятельности (Fe в близосевых осадках 10÷25 мг·см⁻² в 1000 лет). Это хорошо видно при сопоставлении Fe в современных близосевых осадках и положения участков современной гидротермальной деятельности и рудообразования на оси ВТП между 7 и 12° с.ш. Реконструированное современное положение областей и относительная вероятность встречаемости (в случае сохранности) в районе исследования погребенных залежей массивных сульфидов, сфор-

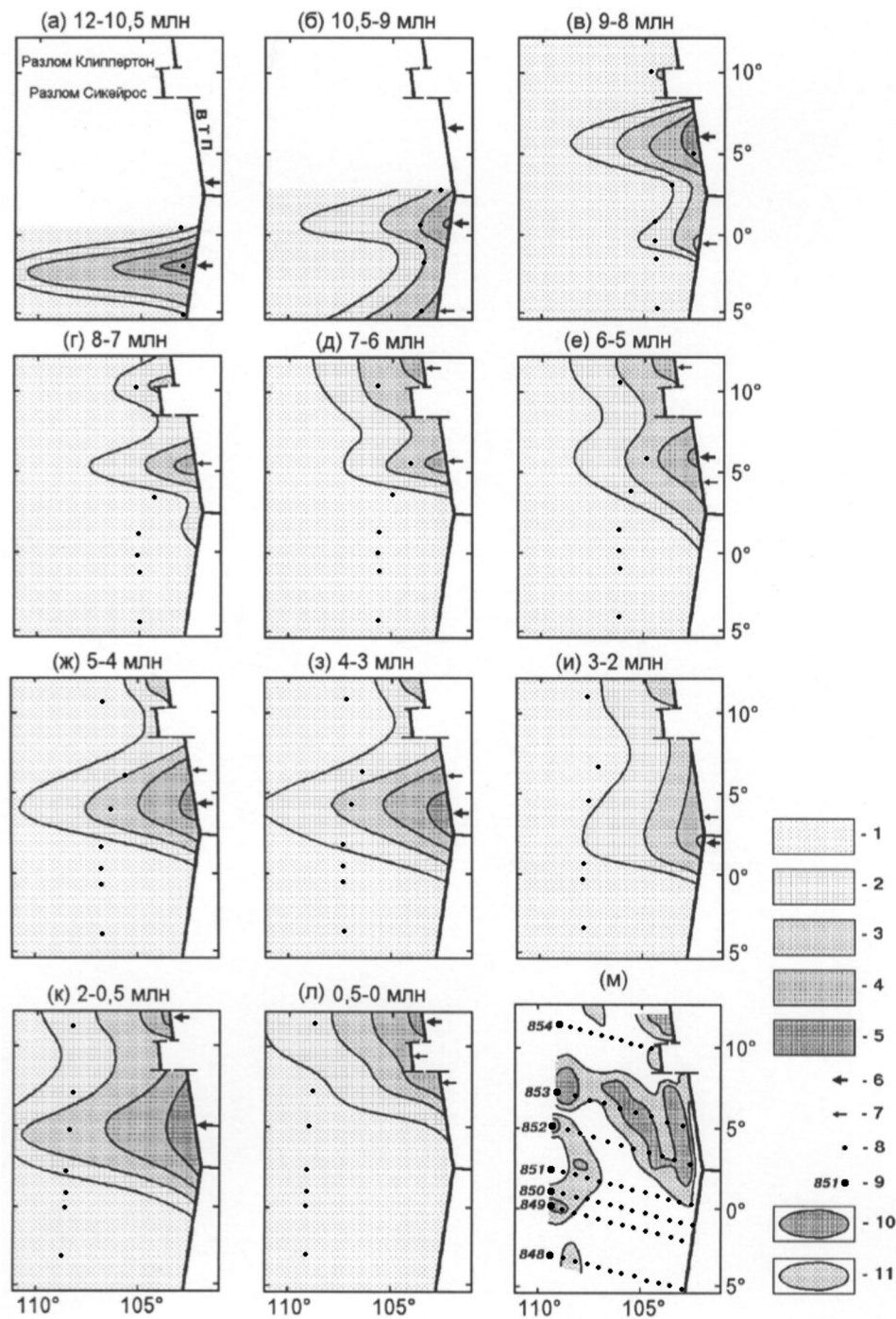


Рис. 6. Палеосхемы распределения Fe в осадках к западу от оси ВТП между 5° ю.ш. и 12° с.ш. за последние 12 млн лет (а-л), а также современное положение и относительная вероятность встречаемости (в случае сохранности) погребенных залежей массивных гидротермальных сульфидов, образовавшихся на оси ВТП за это время (м).

1–5 – Fe ($\text{мг} \cdot \text{см}^{-2}$ в 1000 лет), 1 – $< 2,5$; 2 – $2,5 \div 5$; 3 – $5 \div 10$; 4 – $10 \div 25$; 5 – > 25 ; 6 – участки интенсивной гидротермальной деятельности на оси ВТП; 7 – участки менее интенсивной гидротермальной деятельности на оси ВТП; 8 – на схемах (а-л) – палеоположения точек бурения, на схеме (м) – палеоположения точек бурения вдоль обратных траекторий их перемещения через каждый миллион лет; 9 – положения и номера станций бурения; 10, 11 – реконструированные современные области встречаемости погребенных залежей массивных сульфидов (для (м)): 10 – встречаемость более вероятна, 11 – встречаемость менее вероятна.

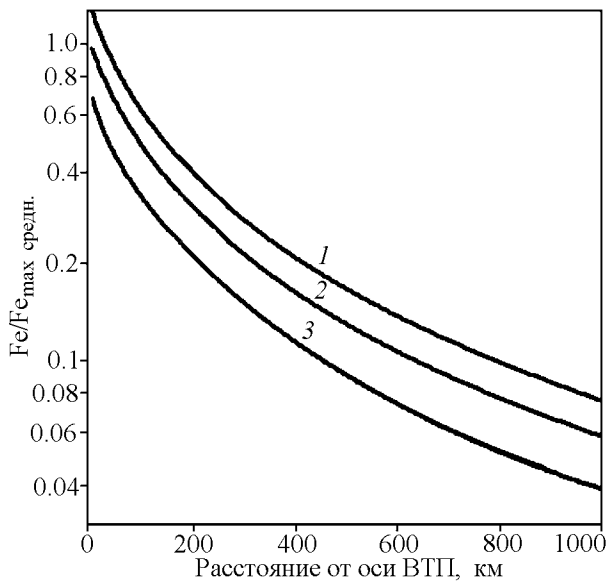


Рис. 7. Относительное изменение Fe в осадках при удалении от оси ВТП (в среднем для современного поля металлоносных осадков юго-восточной части Тихого океана).

1 – для фланга, ориентированного по преобладающему направлению придонных течений; 2 – среднее; 3 – для фланга, ориентированного против преобладающего направления придонных течений.

мировавшихся на оси ВТП за последние 12 млн лет, показаны на рис. 6м.

Благодарности. Исследование поддержано грантами Министерства Науки РФ по Проекту 3.2.3 ФЦП “Мировой океан” и РФФИ № 99-05-65584, 00-05-64318, 00-15-98623.

Литература

Богданов Ю. А., *Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта*, 166 с., Научный Мир, Москва, 1997.
 Богданов Ю. А., Рона П. А., Гурвич Е. Г., Кушцов В. М., Римский-Корсаков Н. А., Сагалевич А. М., Ханнингтон М. Д., Реликтовые сульфидные постройки гидротермального поля ТАГ, Срединно-Атлантический хребет (26° с.ш., 45° з.д.), *Океанология*, 34, (4), 590–599, 1994.
 Гурвич Е. Г., *Металлоносные осадки Мирового океана*, 340 с., Научный Мир, Москва, 1998.
 Гурвич Е. Г., Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Типы гидротермальных образований на дне океана и их эволюция, Кн.: *Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли*, Ред. В. Н. Холодов, с. 41–65, Наука, Москва, 1984.

Деков В. М., *Гидротермальное осадкообразование в Тихом океане*, 208 с., Наука, Москва, 1994.
 Лисицын А. П., Гидротермальные системы Мирового океана – поставка эндогенного вещества, Кн.: *Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики*, ред. А. П. Лисицын, с. 147–245, Наука, Москва, 1993.
 Лисицын А. П., Количественное распределение терригенного материала, Кн.: *Геологическая история океана, сер. Океанология*, ред. А. С. Монин, с. 172–192, Наука, Москва, 1980.
 Лисицын А. П., *Процессы океанской седиментации*, 392 с., Наука, Москва, 1978.
 Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., *Гидротермальные образования рифтовых зон океана*, 256 с., Наука, Москва, 1990.
 Порошина И. М., Краснов С. Г., Дубинин Е. П., Гуревич Н. И., Морфотектонические критерии рудоносности ВТП, Кн.: *Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана*, ред. И. С. Грамберг и А. И. Айнемер, с. 9–24, Недра, Санкт-Петербург, 1992.
 Черкашев Г. А., *Металлоносные осадки районов сульфидного рудообразования в океане (на примере северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия)*, Дисс. канд. геол.-мин. наук, 181 с., ВНИИОкеангеология, Ленинград, 1990.
 Черкашев Г. А., Геохимия металлоносных осадков рудных районов океана, Кн.: *Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана*, И. С. Грамберг и А. И. Айнемер (ред.), с. 138–152, Недра, Санкт-Петербург, 1992.
 Bostrom K., The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments, *Stockholm Contributions in Geology*, 27, (2), 148–243, 1973.
 Hekinian R., Francheteau J. and Ballard R.D., Morphology and evolution of hydrothermal deposits at the axis of the East Pacific Rise, *Oceanologica Acta*, 8, (2), 221–249, 1985.
 Lalou C., Reyss J.-L., Bricet E., Rona P. A. and Thompson G., Hydrothermal activity on a 105-year scale at a slow-spreading ridge, TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge 26°N, *Journal of Geophysical Research*, 100, 17,855–17,862, 1995.
 Lonsdale P., Abyssal circulation in the southeast Pacific and some geological implications, *Journal of Geophysical Research*, 81, (6), 1163–1176, 1976.
 Lyle M. W., Late Tertiary history of hydrothermal deposition at the East Pacific Rise, 19°S: correlation to volcanotectonic events, *Geophysical Research Letters*, 14, (6), 595–598, 1987.
 Lyle M. W., Owen R. M. and Leinen M., History of hydrothermal sedimentation at the East Pacific Rise, 19°S, in: *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, vol. 92, pp. 585–596, US Gov. Print. Off., Wash. (D.C.), 1986.
 McConachy T. F., Ballard R., Mottl M. J. and von Herzen R. P., Geologic form and settling of a hydrothermal vent field at lat. 10°56' N, East Pacific Rise: A detailed study using Angus and Alvin, *Geology*, 14, 295–298, 1986.
 Rea D. K., Asymmetric sea-floor spreading and a nontrans-

- form axis offset: the East Pacific Rise 20°S survey area, *Geological Society of America Bulletin*, 89, 836–844, 1978.
- Reid J. L., On the mid-depth circulation of the World ocean, in: *Evolution of Physical Oceanography*, pp. 70–111, MIT Press, Cambridge, MA, 1981.
- Rona P. A., Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers, *Earth Science Review*, 20, (1), 1–104, 1984.
- Walter P. and Stoffers P., Chemical characteristics of metaliferous sediments from eight areas of Galapagos Rift and East Pacific Rise between 2°N and 42°S, *Marine Geology*, 65, (3/4), 271–287, 1985.

(Поступила в редакцию 16 ноября 2000.)