

УДК 553.24:552.14:552.46:550.86

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ОСАДКОВ ПОЛЯ АШАДЗЕ-1 (СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ, 13° С.Ш.)

© 2010 г. И. Ф. Габлина, Е. А. Попова, Т. А. Садчикова, Т. А. Хусид,
Н. С. Оськина, В. Е. Бельтнев, В. В. Шилов

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 25.09.2009 г.

Поступило 06.10.2009 г.

Рудоносные осадки, развитые в районах активной гидротермальной деятельности на дне морей и океанов, давно исследуются морскими геологами. Наиболее полные данные о рудоносных осадках океана приведены в фундаментальных работах [1–3]. Изучение изменений, происходящих в осадках в связи с современной гидротермальной деятельностью, имеет важное значение как с практической точки зрения – в качестве поискового признака, так и для понимания процессов, происходящих на глубине и недоступных для непосредственных наблюдений.

В данной работе рассмотрены минеральные новообразования в донных осадках современного гидротермального поля Ашадзе-1 Срединно-Атлантического хребта (13° с.ш.), непосредственно в зоне выхода гидротерм и на различном удалении от нее. При исследованиях рудоносных и металлоносных осадков обычно вызывает сложность определение природы минеральных компонентов. Они могут быть аутигенными, терригенными и эдафогенными. Для облегчения решения проблемы основным объектом исследований мы избрали органиогенный материал осадков, состав которого на стадии седиментогенеза единообразен на всем пространстве океана – это кальцитовые раковины отмершего планктона и бентоса. Различие в их преобразовании может быть связано только с различными условиями диагенеза. На основе этого впервые установлена минераль-

но-геохимическая зональность осадков поля Ашадзе-1, связанная с их гидротермальными изменениями, сделан вывод о высоком содержании Mg в гидротермах, воздействовавших на осадки.

Нами были изучены образцы осадков, отобранные сотрудниками ВНИИОкеангеология в 26-м рейсе нис “Профессор Логачев”, проводившемся ФГУП “Полярная экспедиция” в 2005 г. Колонки осадков отобраны с помощью телегрейфера по субширотному профилю, пересекающему с востока на запад рудное поле (рис. 1).

Поле Ашадзе-1 площадью 450 × 350 м находится на глубине 4100–4200 м, вытянуто в субширотном направлении. Оно расположено у подножья западного склона рифтовой долины в высокоактивной области пересечения краевого глубинного разлома с зоной субширотных тектонических деформаций. В геологическом строении поля участвуют габброиды и серпентинизированные перидотиты. Ультрабазиты перекрыты современными биогенными карбонатными и глинисто-карбонатными фораминиферо-кокколитовыми осадками с обломками измененных пород субстрата в нижних горизонтах.

Мощность осадков по данным предыдущих исследований превышает 3 м, а вблизи гидротермальных построек сокращается до 0.5 м и менее. Рудное поле представлено двумя рудными телами с реликтовыми и активными гидротермальными постройками и рудоносными осадками (см. рис. 1). В придонных слоях воды зафиксированы аномальные значения мутности, температуры и содержания растворенных Fe и Mn, а также пониженная плотность донных вод, связанная с наличием в гидротермах большого количества газов, в частности водорода и метана [4, 5]. Температура растворов на этом поле достигает 353°C, pH от 3.5, минерализация от 0.8 до 1.3 от солености морской воды [6]. Абсолютный возраст сульфидных руд из гидротермальных построек, определенный торий-урановым методом, варьирует от 2.1 ± 0.3 до 7.2 ± 1.8 тыс. лет [7].

*Геологический институт
Российской Академии наук, Москва
Всероссийский научно-исследовательский институт
геологии и минеральных ресурсов
Мирового океана им. И.С. Грамберга,
Санкт-Петербург
Институт океанологии им. П.П. Шишова
Российской Академии наук, Москва
Полярная морская геологоразведочная экспедиция
(ПМГРЭ),
Ломоносов, Санкт-Петербург*

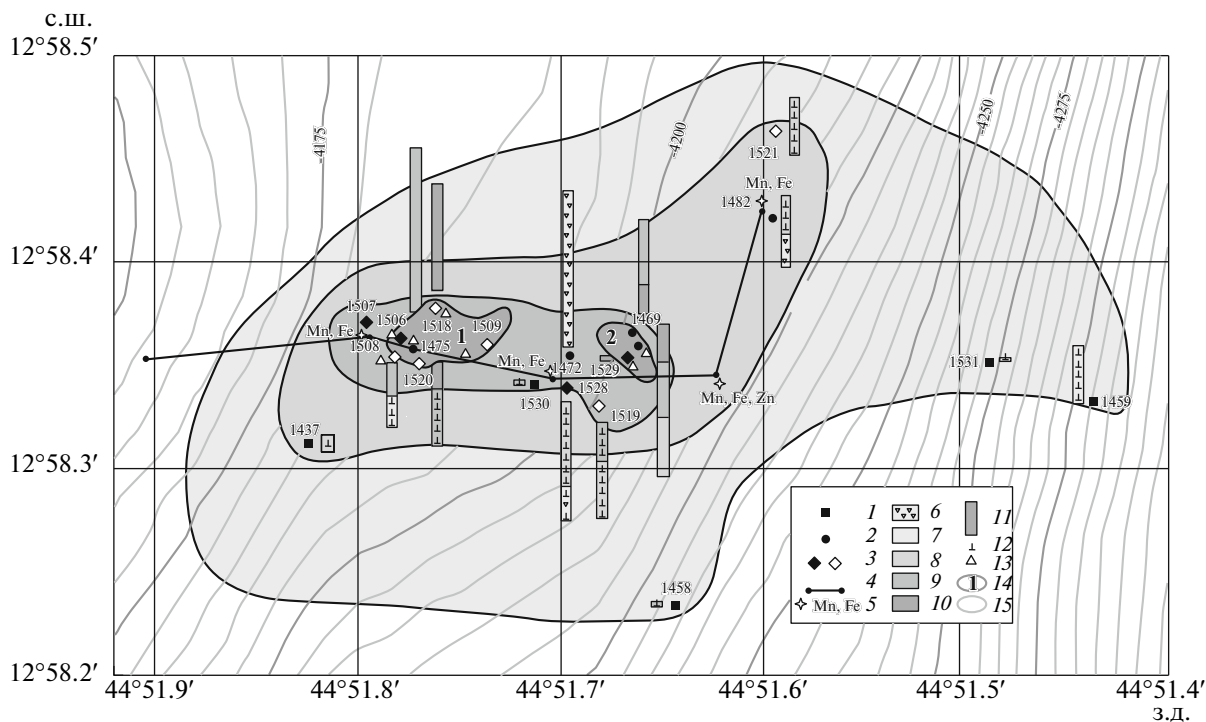


Рис. 1. Схема распространения рудоносных осадков гидротермального поля Ашадзе-1. 1–4 – станции опробования и их номера (белые значки – образцы изучены в данной работе, черные – использованы данные по химическому составу): 1 – коробчатый пробоотборник, 2 – виброударная установка, 3 – телегрейфер, 4 – гидрофизический зонд, 5 – геохимические аномалии придонных вод; 6–10 – типы осадков: 6 – неметаллоносные с измененными перидотитами ($Fe < 10\%$, $Cu + Zn < 0.25\%$), 7 – металлоносные ($Fe > 10\%$, $Cu + Zn < 0.25\%$), 8 – металлосодержащие ($Fe 7–10\%$, $Cu + Zn > 0.25\%$), 9 – рудосодержащие ($Fe 10–30\%$, $Cu + Zn > 0.25\%$), 10 – рудные ($Fe > 30\%$, $Cu + Zn > 0.25\%$); 11 – колонки осадков (вертикальный масштаб 1 : 20); 12 – карбонатные; 13 – сульфиды; 14 – контуры рудных тел и их номера; 15 – контуры распространения осадков.

Изучены образцы по колонкам станций 1508, 1509, 1518, 1520, 1519, 1521. Осадки в них вскрыты на глубину от 5 до 60 см. Для сопоставления с рудоносными и металлоносными изучены образцы фоновых осадков, вскрытых приблизительно в 1 км севернее (ст. 1515) и в 1–2 км южнее (ст. 1430, 1525) центра рудного поля. При исследовании использованы биостратиграфический, гранулометрический, химический, оптический, рентгеновский и электронно-микроскопический виды анализов.

Химический анализ осадков выявил зональное распределение породообразующих и рудных элементов: с северо-востока на юго-запад (к рудному телу 1) на порядок снижается карбонатность осадков, содержание в них $C_{орг}$ и резко возрастает содержание Fe, Mn, Mg, Si, Cu. Рудное тело 1 отличается высоким содержанием Fe в осадках (10–30% и выше). При удалении от рудного тела 1 в сторону юго-западного фланга поля (ст. 1437, рис. 1) снова увеличивается карбонатность и снижаются магниальность и содержание рудных компонентов (табл. 1).

Рентгенодифрактометрическим методом исследовались глинистые фракции

(≤ 0.001 мм) по колонкам станций 1430, 1508, 1515, 1519, 1520, 1521, 1525. В образцах рудоносных осадков (ст. 1509, 1518) глинистые фракции не удалось выделить. Почти во всех колонках преобладающим глинистым минералом является каолинит, за исключением ст. 1508, расположенной на юго-западной периферии рудного тела 1. В ней наиболее распространенным является Fe-сметтит с Ca и Mg в межслоях. Такой же катионный состав смектита преобладает и в тех пробах, где он является примесным минералом, кроме ст. 1521, расположенной на северо-восточной окраине рудного поля, наиболее удаленной от рудных залежей, и ст. 1430, 1515, 1525, расположенных за пределами рудного поля. Здесь также преобладает каолинит, а смектит представлен разновидностью с K и Na в межслоях.

Биостратиграфические исследования проведены по ст. 1519, 1520 и 1521. В образцах ст. 1508 и 1518 органические остатки практически полностью минерализованы и не поддаются определению. В исследованных образцах микробиота составляет до 80–90% песчаной и алевритовой фракций осадков. Она представлена планктонными и бентосными фораминиферами,

Таблица 1. Содержание основных породообразующих и рудных компонентов в осадках поля Ашадзе-1 САХ по разрезу колонок с северо-востока на юго-запад (мокрая химия, химическая лаборатория ФГУП “ВНИИОкеан-геология”; C_{орг} – мокрая химия, химическая лаборатория ГИН РАН)

№ ст.	№ обр. (интервал, см)	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ (общ)	MgO	MnO	CaO	Cu	CO ₂	S (общ)	C _{орг}
1521	1521-1 (0-1)	14.40	4.94	3.45	0.045	33.00	0.14	28.20	0.08	0.69
	1521-2 (1-10)	13.30	4.76	2.90	0.10	36.00	0.15	28.60	0.16	3.62
	1521-2 (10-20)	13.35	4.53	2.30	0.10	39.50	0.13	31.66	0.16	1.09
	1521-2 (20-30)	12.60	4.29	2.10	0.098	38.00	0.089	30.66	0.19	2.44
1519	1519-2 (2-10)	15.40	9.52	2.10	0.11	26.75	1.25	23.45	0.45	0.33
	1519-3 (10-20)	11.20	5.80	1.95	0.11	36.30	0.29	29.25	0.23	0.22
	1519-4 (20-30)	11.20	4.23	1.55	0.12	36.70	0.13	30.32	0.34	1.15
	1519-5 (30-40)	14.20	4.16	1.80	0.11	35.00	0.1	28.66	0.19	0.32
1528	1528-1 (0-5)	16.30	5.08	3.20	0.14	33.50	0.14	26.66	0.01	0.35
	1528-2 (5-10)	11.30	4.27	1.40	0.10	38.50	0.16	30.80	0.32	0.26
	1528-4 (20-30)	19.95	5.62	2.50	0.13	31.00	0.097	24.06	0.03	0.22
	1528-6 (40-55)	26.50	6.54	11.70	0.18	20.70	0.045	16.68	0.10	≤0.1
1520	1520-1 (0-4)	15.80	38.12	3.60	0.48	5.00	4.5	5.45	4.00	0.77
	1520-2 (4-15)	14.60	44.23	3.60	0.70	2.12	5.63	1.56	4.50	1.31
	1520-4 (25-35)	13.40	6.15	2.20	0.079	33.00	0.17	27.10	0.20	0.84
1518	1518-2 (2-15)	12.20	51.48	7.62	0.009	0.49	5.55	2.18	20.27	0.12
	1518-4 (25-35)	17.40	47.86	10.44	0.007	0.25	3.89	3.02	21.61	≤0.1
	1518-6 (45-55)	7.40	58.14	4.64	0.019	0.29	6.54	6.50	26.75	≤0.1
1475	1475-1 (0-20)	29.60	14.88	18.00	0.55	4.20	1.88	6.07	2.67	0.15
	1475-2 (20-30)	30.00	14.55	18.75	0.52	4.18	1.84	6.00	2.84	≤0.1
	1475-4 (40-50)	29.80	15.60	18.15	0.55	3.88	1.89	5.44	3.37	≤0.1
	1475-6 (60-70)	10.80	36.46	6.04	0.11	0.95	16.30	1.15	19.23	≤0.1
	1475-8 (80-90)	22.20	25.83	14.00	0.30	1.67	9.32	2.06	11.00	≤0.1
1508	1508-2 (2-12)	37.10	18.27	21.80	0.14	1.17	0.28	0.45	0.36	0.20
	1508-3 (12-22)	25.46	32.00	9.00	0.75	0.87	0.26	0.52	2.11	≤0.1
	1508-4 (22-32)	23.64	32.60	8.88	1.42	1.22	0.097	0.62	2.16	0.26
	1508-5 (32-45)	12.82	38.00	9.80	1.51	1.38	0.041	12.38	20.35	≤0.1
1437	1437-1	11.60	4.70	2.28	0.11	35.80	0.11	28.80	0.06	0.12
	1437-2	12.80	4.77	5.10	0.11	35.50	0.11	29.70	0.10	0.22

Примечание. Жирным шрифтом выделены повышенные содержания основных оксидов и рудообразующих элементов.

кокколитами, раковинами остракод, спикулами губок, редкими экземплярами кремневых радиолярий. Преобладают планктонные фораминиферы и кокколиты. По комплексу фауны возраст осадков определен как голоцен-позднеплейстоценовый (0–30 тыс. лет) [8]. Изученные комплексы планктонных и бентосных фораминифер характерны для тропической зоны Атлантического океана. При переходе от голоцена к позднему плейстоцену возрастает число видов и общее количество бентосных фораминифер, кокколитов и остракод [9].

При минералогическом изучении проб осадков рудоносных (богатых Fe, Cu, Zn) горизонтов ст. 1519 и 1520 и рудных колонок ст. 1508, 1518 под электронным микроскопом установлено, что в направлении с востока на запад степень и характер минерализации раковин фораминифер значительно меняются. В осадках ст. 1519 раковины мало изменены, имеют кальцитовый состав. На поверхности некоторых раковин наблюдаются гидроксиды железа и Fe–Mn-корочки. В колонке ст. 1520, расположенной на периферии рудного тела 1, кальцит раковин ино-

гда содержит примесь Mg, Cu, Si. На поверхности раковин часто встречаются Fe–Mn-корки, иногда с примесью Cu, Si, Ni, кристаллики ангидрита, гематита (?), барита. В пределах рудного тела 1 (ст. 1518) и к западу от него в зоне повышенной магниальности (ст. 1508) наблюдаются интенсивные гидротермальные преобразования осад-

ков, выражающиеся в замещении кальцитовых раковин вторичными минералами и формировании цемента. Вторичные минералы представлены силикатами – тремолит–актинолит, серпентин, Fe–Mg-сметиты, сапонит (?), возможно, палыгорскит (сепиолит); карбонатами – Mg–Mn-содержащий сидерит; сульфидами – пирит, сульфиды Fe и Cu (рис. 2). Аналогичные минеральные новообразования, а также в небольшом количестве барит, ангидрит, кварц образуют раковины, формируя крустификационный и поровый цемент осадков. Для новообразованных силикатов и карбонатов характерно высокое содержание Fe и Mg. При замещении фораминифер пиритом и при его последующей раскристаллизации и окислении полностью теряется первичный облик раковин. Только по одинаковым размерам и шаровидной форме пиритовых агрегатов, а иногда по реликтам первичного строения раковин (наличию устьевого отверстия, пористой поверхности и др.) можно догадаться о первичной биогенной природе песчаной фракции этих осадков (рис. 2в). Пирит в различной степени окислен и содержит включения сульфидов меди. По всему разрезу колонок на раковинах отмечаются при-мазки углеродистого вещества.

Наиболее распространенные новообразования – пирит и сидерит. В составе сидерита в существенных количествах присутствуют Mg и Mn, по-видимому, изоморфно замещающие Fe. При этом тонкокристаллический сидерит, замещающий кальцитовые раковины, характеризуется более высоким содержанием Mg (9.55–11.36%, в среднем по 6 анализам 10.39%) и Mn (6.07–7.21%, в среднем 6.19%) по сравнению с более поздним сидеритом цемента. В последнем содержание Mg колеблется от 0.84 до 10.9%, в среднем по 6 анализам 7.42%, а Mn – от 3.25 до 6.78%, в среднем 4.96%. Кристаллическая структура минерала со-

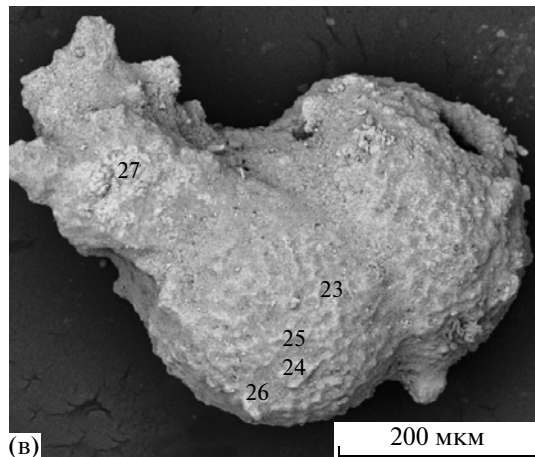
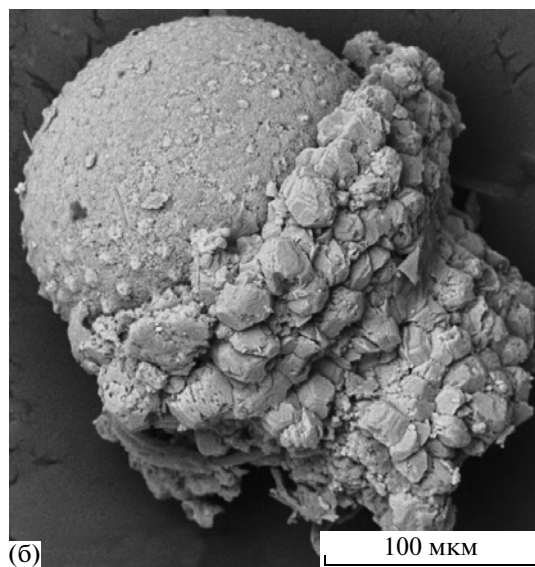
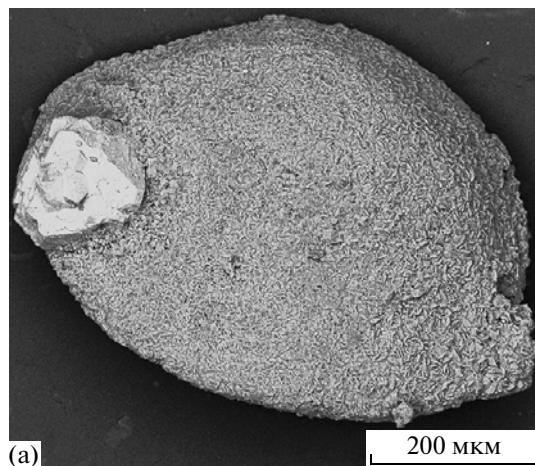


Рис. 2. Характер изменения раковин фораминифер органогенных осадков поля Ашадзе-1. Электронные фотографии. Напыление золотом. Химический состав – по данным РСМА (CamScan MV2300 с встроенной энергодисперсионной аналитической системой INCA Energy 200, ГИН РАН). а, б – ст. 1508, инт. 32–45 см: а – раковина бентосной фораминиферы *Quinqueloculina seminula* (Linne), полностью замещенная мелкокристаллическим Mg–Mn-содержащим сидеритом, в устье – кристалл пирита; б – раковина планктонной фораминиферы *Orbulina universa* Orbigny полностью замещена Fe–Mg-сметитом(?) (состав, мас. %: Mg 9.46, Al 5.04, Si 26.29, Ca 2.29, Fe 11.93, O 44.99) и погружена в кристаллически-зернистый Mg–Mn-содержащий сидерит. Хорошо видны реликты шипов, того же состава, что и основная масса псевдоморфозы по раковине. в – ст. 1518, инт. 25–35. Цифры на фото – номера анализов. Псевдоморфоза в различной степени окисленного пирита (ан. 23–26) с включениями сульфидов Cu (ан. 27) по двухкамерной раковине *Globigerinoides* sp. с реликтами пористой структуры и устьем.

ответствует сидериту (наиболее сильные линии 3.590, 2.78, 2.127, 1.726).

По составу преобладающих вторичных минералов выделяются зоны: 1) сульфидная, совпадающая с рудным телом 1; 2) зона минералов повышенной магнезиальности, частично совпадающая с рудным телом 1, выходя за его контуры на западе и юго-западе, и 3) зона развития Fe–Mn-корок на южной периферии рудных тел 1 и 2. К окраинам гидротермального поля процессы растворения и замещения карбонатных раковин вторичными минералами затухают.

Выявленная минерально-геохимическая зональность в осадках поля Ашадзе-1 связана с наложенными гидротермальными процессами. Известно, что Mg-содержащие силикаты в ассоциации с сульфидами, кремнеземом и ангидритом маркируют участки гидротермальной разгрузки в Красном море [1]. Важно отметить, что Mg содержат и гидротермы Красного моря, что вообще нехарактерно для океанских гидротермальных источников. Обычно они полностью лишены Mg [10]. Особенностью гидротермального поля Ашадзе-1 является присутствие в зоне повышенной магнезиальности сидерита, обогащенного Mg и Mn, в ассоциации с Fe–Mg-содержащими силикатами, в том числе Fe–Mg-глинистыми минералами. Широкое развитие в гидротермально измененных рудоносных океанских осадках минералов, богатых Mg, свидетельствует о высоком содержании этого элемента во флюидах, воздействовавших на осадки. Присутствие в составе сидерита марганца согласуется с данными о его повышенном содержании в плюме над гидротермальным полем Ашадзе-1 [4, 11]. Количественные соотношения Fe, Mg и Mn в составе сидерита разных генераций свидетельствуют о постепенном снижении содержания Mg и Mn в минералообразующих растворах.

Таким образом, впервые проведены детальные исследования гидротермальных изменений рудоносных осадков поля Ашадзе-1 по микробиоте; выявлено замещение раковин фораминифер пиритом и сульфидами меди (в пределах рудного тела 1) и высокомагнезиальными сопутствующими минералами.

Выявленная зона повышенной магнезиальности, по-видимому, свидетельствует о высокой скорости и коротком пути транспортировки гидротермальных растворов. Это может быть связано с близостью магматической камеры и тектоническим положением рудного поля – в высокоактивной приразломной области.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 08–05–00799, 08–05–00919).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. Труды ГИН РАН. М.: Геос, 1998. В. 508. 311 с.
2. Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в Мировом океане. М.: Геос, 2003. 156 с.
3. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Науч. мир, 1998. 337 с.
4. Бельтнев В.Е., Степанова Т.В., Шилов В.В. и др. Процессы в медленно-спрединговых и ультрамедленно-спрединговых океанических хребтах: от мантийного плавления до биоты в гидротермальных источниках. Рабочее совещание Российского отделения международного проекта InterRidge. М.: ГЕОХИ, 2003. С. 15.
5. Судариков С.М., Каминский Д.В., Наркевский Е.В. VI Рабочее совещание Российского отделения Международного проекта InterRidge, 6–7 июня 2009. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2009. С. 55–57.
6. Судариков С.М., Каминский Д.В., Кривицкая М.В. и др. В сб.: Полезные ископаемые Мирового океана-4. Материалы Международной конференции. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 92–93.
7. Кузнецов В.Ю., Черкашёв Г.А., Бельтнев В.Е. и др. // ДАН. 2007. Т. 416. № 5. С. 666–669.
8. Шилов В.В., Черкашёв Г.А., Кузнецов В.Ю. и др. Рабочее совещание Российского отделения Международного проекта InterRidge. СПб., 2005. С. 4.
9. Габлина И.Ф., Демина Л.Л., Дмитренко О.Б. и др. Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: Геос, 2009. Т. 2. С. 136–141.
10. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992. 278 с.
11. Шилов В.В., Бельтнев В.Е., Нещеретов А.В. Геология морей и океанов: Тезисы докладов XV Международной школы морской геологии. М., 2003. Т. 2. С. 50–51.