

УДК 553.24:552.14:552.46:550.86

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДВУХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ СУЛЬФИДНЫХ РУД В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

© 2022 г. И. Ф. Габлина*

Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: gablina@ilran.ru

Поступила в редакцию 23.11.2020 г.

После доработки 29.03.2021 г.

Принята к публикации 27.10.2021 г.

Работа является обобщением результатов многолетних исследований условий локализации, морфологии, структуры, минерального и химического состава современных океанских сульфидных руд, карбонатных, рудоносных и металлоносных осадков в районе 13°–20° с.ш. Срединно-Атлантического хребта. Рассмотрены особенности сульфидных руд, сформированных в различных геологических и физико-химических обстановках: 1) на поверхности дна, при взаимодействии гидротермальный раствор–морская вода (“черные курильщики”); 2) под поверхностью дна, при взаимодействии гидротермальный раствор – биогенный карбонатный осадок (гидротермально-метасоматические руды). Эти два типа руд имеют некоторые общие черты и не всегда различаются исследователями. Предложен комплекс отличительных признаков, позволяющих идентифицировать гидротермально-метасоматические руды при поисках и прогнозировании сульфидного оруденения в океане.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, современные глубоководные сульфидные руды, карбонатные, металлоносные и рудоносные донные осадки, условия сульфидообразования, черные курильщики, гидротермально-метасоматические руды.

DOI: 10.31857/S0024497X22020045

Работа является обобщением результатов многолетних исследований условий локализации, морфологии, структуры, минерального и химического состава современных океанских сульфидных руд, карбонатных, рудоносных и металлоносных осадков в районе 13°–20° с.ш. Срединно-Атлантического хребта (САХ). Объектами исследований являлись гидротермальные поля Семенов (13° с.ш.), Ашадзе-1 (13°31′ с.ш.), Логачев-1 (14°45′ с.ш.), Краснов (16°38′ с.ш.), Зенит-Виктория (20°07′ с.ш.) и Петербургское (19°52′ с.ш.), гидротермальный узел Победа (17°07′ с.ш.). Все они расположены в пределах Российского разведочного района (РРР, 12°48′36″–20°54′36″ САХ) (рис. 1) и были открыты в рейсах НИС “Профессор Логачев” ФГУНПП “Полярная морская геологоразведочная экспедиция” в 2005–2015 гг. Привлечены также результаты исследований и опубликованные материалы по полю Рейнбоу, расположенному севернее (36°14′ с.ш.) [Barriga et al., 1997; Богданов и др., 2002; Викентьев и др., 2000; Леин и др., 2003; Габлина и др., 2004; Мозгова и др. 2002; Бородаев и др., 2004; Масленников и др., 2006 и др.].

Изученные гидротермальные поля расположены в бортах рифтовой долины на глубинах от ≈2400 до 4200 м. В их строении принимают участие

базальты, габбро и перидотиты; карбонатные, металлоносные и рудоносные осадки с включениями сульфидных руд; реликтовые и активные трубообразные постройки на поверхности дна.

Фоновые карбонатные осадки (до 75–90% CaCO₃) представлены кальцитовыми раковинами фораминифер, птеропод и скоплениями кокколитов, с примесью глинистого и эдафогенного материала. Они имеют максимальную вскрытую мощность 100–150 см. По данным придонного профилографа системы ГБО “МАК-1М”, в пределах разведочных блоков Российского разведочного района мощность осадков составляет первые метры и только в редких случаях достигает 10 м. Наибольшие мощности в основном отмечаются в отрицательных формах рельефа – в понижениях между грядами и холмами. В пределах гидротермальных полей развиты рудные, рудоносные и металлоносные осадки¹, мощность ко-

¹ В основу классификации осадков взяты содержания [Fe + Mn]_{бкв} и [Cu + Zn]_{бкв}, пересчитанные на бескарбонатное вещество (бкв): карбонатные осадки (фоновые) Срединно-Атлантического хребта [Fe + Mn]_{бкв} < 10%; металлоносные осадки 10% ≤ [Fe + Mn]_{бкв} < 30%, [Cu + Zn]_{бкв} < 0.10%; рудоносные осадки 10% ≤ [Fe + Mn]_{бкв} < 30%, [Cu + Zn]_{бкв} ≥ 0.25%; рудные осадки [Fe + Mn]_{бкв} ≥ 30%, [Cu + Zn]_{бкв} ≥ 0.25%.

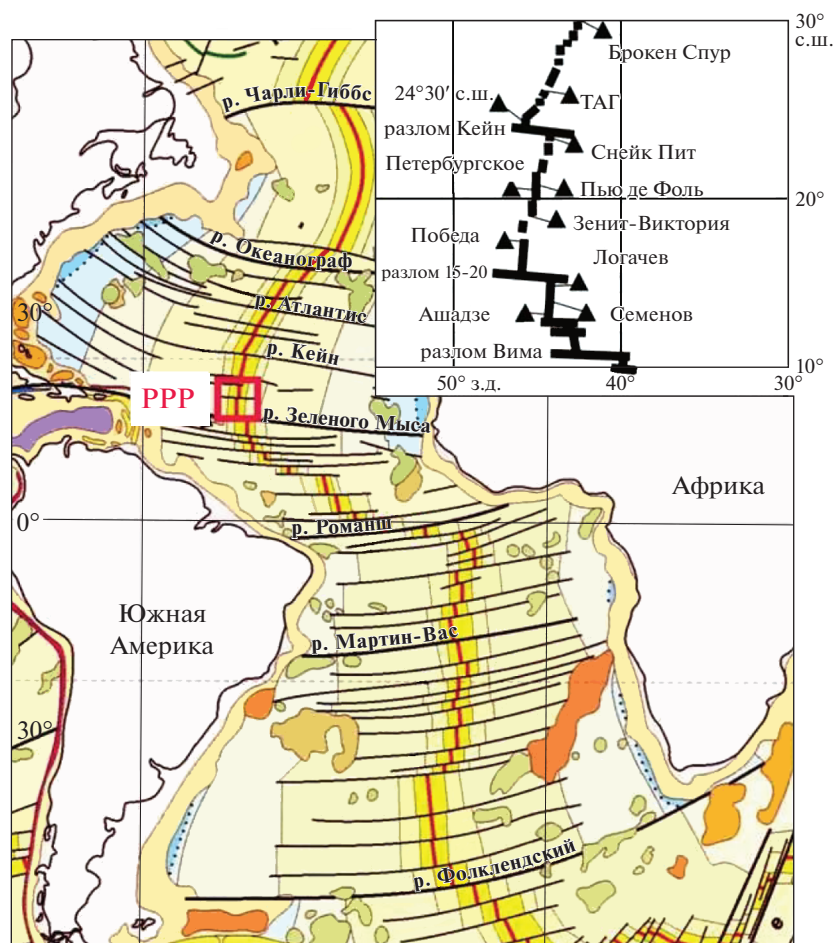


Рис. 1. Схема расположения объектов исследования в Российском разведочном районе (РРР, $12^{\circ}48'36''$ – $20^{\circ}54'36''$ с.ш. Срединно-Атлантического хребта). Основа – по [Андреев и др., 2007]. На врезке – Российский разведочный район (РРР).

торых составляет от 10 до 60 см, редко 100 см. Выявлена связь мощности осадков с сульфидным оруденением: например, на гидротермальном поле Зенит-Виктория минимальная мощность осадков (10 см) вскрыта в пределах рудных тел, а максимальная (100–140 см) – на флангах гидротермального поля. Возраст осадков голоцен-позднеплейстоценовый (0–128 тыс. лет) [Бельтнев и др., 2016; Габлина и др., 2011, 2015, 2019; Хусид и др., 2018; Шилов, Самоваров, 2011]. В металлоносных и, особенно, в рудоносных осадках карбонатность существенно снижается (до 0–нескольких %) и возрастает содержание рудных элементов.

Работа посвящена сравнению особенностей размещения, морфологии, текстур, структур и минерального состава сульфидных руд двух генетических типов: 1) развитых на поверхности океанского дна (“черных курильщиков”) и 2) руд, заключенных в осадках, генезис которых до сих пор вызывает полемику среди исследователей: неред-

ко сульфидные образования в осадках принимаются за обломки разрушенных рудных построек “черных курильщиков” [Бельтнев и др., 2016; Шилов, Самоваров, 2011 и др.]. Цель работы – показать различие морфологических, структурных и минералогических особенностей этих руд, связанное с геологическими и физико-химическими условиями их формирования.

Руды первого типа (1) образуются на геохимическом барьере в зоне взаимодействия рудоносных горячих (до 350 – 450°C) кислых восстановительных растворов, поступающих из фокусирующего источника, и холодной, щелочной, O - и SO_4 -содержащей морской воды. Сформированные в этих условиях руды всесторонне изучены и описаны в отечественной и зарубежной литературе (работы Ю.А. Богданова, А.П. Лисицына, А.Ю. Леин, Н.С. Бортникова, И.В. Викентьева, В.В. Масленникова, Н.Н. Мозговой, Р. Rona, M.D. Hannington, P.M. Herzig, P.E. Halbach, Y. Fouquet, S. Petersen и многих других). Обычно

они представляют собой холмообразные постройки, размером от нескольких десятков см до 200–400 м в длину и ширину, высотой от 10–20 см до 2–10 м, часто до 20–30 м, с сульфидными трубами на поверхности (“черными курильщиками”). Цоколь курильщиков имеет форму усеченного конуса, состоящего из брекчированных сульфидных построек. Иногда трубы стоят на маломощной (20–30 см) сульфидной корке или плите. На стенках труб часто присутствуют диффузоры. Строение и механизм образования этих построек рассмотрен в работах [Богданов и др., 1997; Fouquet, 1993, 2010; Черкашов, 2021 и др.]. Предполагается сращивание трубообразных построек в цоколи, затем их разрушение и цементация более поздними сульфидами. Для трубообразных тел характерно концентрически зональное строение, выражающееся в смене минерального состава и/или чередовании зон с различными текстурно-структурными особенностями, иногда одного и того же минерального состава [Богданов и др., 1997, 2002, 2006; Fouquet et al., 1993; Бортников, Викентьев, 2005; Масленников, 2006 и др.].

В зонах активной деятельности черных курильщиков развиты своеобразные гидротермальные биосообщества, представленные полихетами, вестиментиферами, митилидами, двусторчатными моллюсками, гастроподами, креветками и другими представителями бентосной макрофауны, питательной средой для которой служат метанотрофные и хемолитотрофные бактерии [Галкин, 2002, 2006 и др.]. С удалением от фокусированного источника, “черные курильщики” сменяются диффузными высачиваниями гидротермальных растворов, охлажденных до $\leq 20^{\circ}\text{C}$ (белые курильщики, муары), которые маркируются бактериальными матами [Галкин, 2002].

В основании построек в породах ложа развиты штокверковые зоны, сложенные сульфидными и сульфатно-сульфидными жилами [Fouquet et al., 1993, 2010; Богданов, 1997; Богданов и др., 2002, 2004, 2006; Бортников, Викентьев, 2005; Черкашов, 2021 и др.].

Штокверковые руды так же, как и гидротермально-метасоматические руды в осадках, относятся к образованиям “подповерхностной зоны”; они описаны в сульфидных образованиях поля Рейнбоу [Barriga et al., 1997], ТАГ [Humphris et al., 1995; Hannington et al., 1998], Рейнбоу и Лост-Сити [Богданов и др., 2002 и др.], впадины Маркова [Шарков и др., 2007]. Штокверки развиты в виде прожилково-вкрапленного оруденения в измененных базальтах (Петербургское, Зенит-Виктория), серпентинизированных перидотитах (Рейнбоу, Победа 1) и габброидах (впадина Маркова). По представлениям Ю.А. Богданова с соавторами [Богданов и др., 2002], образование што-

кверковых сульфидных руд происходит в породах ложа, где рудоносный гидротермальный раствор, разогретый до 400°C , обогащенный метаном и водородом, “встречается с проникающей сюда морской водой и охлаждается до температуры менее 100°C . При этом раствор теряет значительную часть металлов, которые переходят в твердую фазу”. Предполагается, что в зоне подповерхностного смешения горячего раствора с океанской водой, содержащей сульфат-ион, происходит водородная сульфат-редукция с участием термофильных микроорганизмов. Образующийся сероводород способствует осаждению металлов в сульфидной форме.

Руды второго типа (гидротермально-метасоматические) (2) впервые выявлены нами, на всех исследованных полях Срединно-Атлантического хребта. Эти руды формируются в биогенных карбонатных донных осадках под воздействием диффузных гидротермальных флюидов [Габлина и др., 2012, 2014, 2015, 2017; Gablina et al., 2016 и др.]. Рудообразование происходит на геохимическом барьере в толще осадков – в зоне взаимодействия металлоносных флюидов, морской воды, насыщающей осадки, и неустойчивого в кислой среде биогенного кальцита. Карбонатные донные илы служат и геохимическим барьером (присутствие реакционноспособного карбонатного материала, $\text{C}_{\text{орг}}$, кислород- и сульфатсодержащей морской воды), и физическим – затрудняющим быструю миграцию гидротермальных рудоносных растворов и способствующим снижению их температуры, осаждению и накоплению полезных компонентов.

На существенную роль диффузных растворов при формировании руд обращали внимание Ю.А. Богданов с соавторами [Богданов и др., 2012]. Ими показано, что значительная часть полезных компонентов накапливается в “подповерхностной” зоне, т.е. ниже поверхности морского дна. Здесь формируется мощный цоколь “черных курильщиков”, часто представляющий собой плиты или рудные брекчии. Последние, по представлениям Ю.А. Богданова, формируются в результате взрыва цоколя под напором поступающих снизу гидротерм, с последующей их цементацией сульфидами поздних генераций под воздействием диффузных потоков. На широкое распространение диффузных высачиваний охлажденных гидротермальных растворов из осадков указывается в работах С.В. Галкина [2002, 2006]. Зоны таких высачиваний фиксируются развитием бактериальных матов, а нередко и бентосной макрофауны.

К “подповерхностной” зоне относятся как породы ложа (базальты, габброиды, гипербазиты), так и залегающие на них карбонатные осадки. На роль гидротермальных флюидов, поступаю-

щих из пород ложа при формировании металлоносных и рудоносных осадков, исследователи давно обращали внимание [Bonatti, 1978; Toth, 1980 и др.]. При этом максимальное накопление рудных элементов отмечается в базальном горизонте осадков, на контакте их с подстилающими базальтами [Петрова, 1988]. Обогащение базальных горизонтов наблюдается в океанских осадках различного возраста [Лисицын, 1978].

Известны пластовые сульфидные руды, залегающие в современных осадках и расположенные преимущественно вблизи континентов и во внутриконтинентальных рифтах. Наиболее полно рудоносные осадки, формирование которых происходило под воздействием поступающих в них гидротерм, изучены в Красноморской рифтовой зоне [Багурин, 1971; Pushelt, Laschek, 1984; Богданов и др., 1986; Бутузова, 1998, 2003 и др.] и в рифтовых зонах, примыкающих с запада к Северо-Американскому континентальному блоку: во впадине Гуаймас в Калифорнийском заливе; Миддл-Вэлли – срединной долине хребта Хуан де Фука; трог Эсканаба и др. в Тихом океане, где накапливались мощные (до 500 м) терригенные отложения [Curry et al., 1982; Goodfellow, Franklin, 1993; Kurnosov et al., 1994; Zierenberg et al., 1993; Лисицын и др., 1989; Геологическое ..., 1990; Гидротермальные ..., 1993; Богданов и др., 1989, 2006; Курносов, Блинова, 2015; Блинова, Курносов, 2015, Курносов и др., 2016]. В этих работах рассмотрены преобразования осадков, вмещающих сульфидные руды, под действием гидротерм. Показано изменение химического состава гидротермальных рудоносных растворов в результате взаимодействия их с осадками. Установлено, что снижение концентрации рудообразующих элементов (Cu, Zn, Ag и др.) в растворах сопровождается осаждением сульфидов и других гидротермальных минералов в осадках. Выявлены структурные трансформации глинистых минералов под воздействием гидротермальных растворов [Курносов и др., 2016]. При изучении глинисто-радиоляриевых осадков Северо-Восточной котловины Тихого океана установлены преобразования кремнистых радиоляриевых осадков в результате растворения и перераспределения биогенного опада, а также обогащение осадков рудными элементами на контакте с подстилающими базальтами [Петрова, 1988].

Влияние гидротермальных растворов, проникающих из пород ложа океана в биогенные карбонатные донные отложения Атлантики, до последнего времени оставалось не изученным. Однако выявление осадков с включениями сульфидных построек, не выходящих на поверхность дна, имеет большое практическое значение, т.к. позволяет существенно расширить запасы полиметаллических сульфидных океанских руд.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рудный материал отбирался с помощью телегрейфера и драги, осадки (в ненарушенном залегании вместе с заключенными в них рудами) – телегрейфером и коробчатым пробоотборником.

Телегрейфером с участков дна, покрытых лимонитизированными арагонитовыми корками, поднимались пробы ненарушенных осадков вместе с заключенными в них рудами, что позволило изучить характер залегания рудных построек и их взаимоотношения с вмещающими осадками.

Физико-химические параметры поровых вод осадков изучены в рейсах № 33 (гидротермальные поля Петербургское, Зенит-Виктория) и 37 (гидротермальный узел Победа) с помощью потенциометра “Эксперт-001” (рейс № 33) и “Эксперт-рН” (рейс № 37).

При изучении минерального состава руд и осадков использовались оптический, химический, электронно-микроскопический (CamScan MV2300 с встроенной энергодисперсионной аналитической системой INCA Energy 200, ГИН РАН) и рентгено-дифрактометрический методы анализа. Рентгенофазовый анализ проводился в аналитическом центре ФГУП “ВИМС” им. Н.М. Федоровского на дифрактометре X’Pert PRO фирмы PANalytical (Нидерланды) (аналитик Ю.Н. Шувалова); в Институте океанологии РАН на дифрактометре D8 ADVANCE фирмы Bruker AXS (аналитик О.М. Дара) и дифрактометре D/max-RC фирмы Rigaku (Япония) в Региональном ЦКП “Материаловедение и диагностика в передовых технологиях” г. Санкт-Петербурга при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (аналитик М.А. Ягловкина). Расшифровка фазового состава проводилась по оригинальным программам фирмы Rigaku.

Химический силикатный анализ проб осадков выполнялся в химической лаборатории ФГБУ “ВНИИОкеангеология” фотометрическим, комплексонометрическим и пламенным атомно-абсорбционным методами; спектральный анализ – эмиссионным спектральным и рентгено-спектральным методами. Количественный химический анализ проб руд выполнялся атомно-абсорбционным (Mn, Sn, Mg, Cu, Zn, Cd, Pb, Co, Ni, As, Sb, Au, Ag, Pt, Pd), фотометрическим (Fe, Ca, Si, Al, Mo, Ti) и гравиметрическим (S, Ba) методами (Комплексная лаборатория регионального лабораторного центра филиала ОАО “Севзапгеология” – “Опытно-методическая лаборатория”) и методом рентгено-флюоресцентного анализа (Лаборатория химико-аналитических исследований ГИН РАН).

Изотопный состав С и О карбонатов фоновых и рудоносных осадков изучен в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН (Б.Г. Покровский).

Таблица 1. Отличительные признаки руд, сформированных на поверхности дна, и гидротермально-метасоматических руд в осадках

Основные характеристики	Руды, сформированные на дне (1 тип)	Руды, сформированные в осадках (2 тип)
Признаки генетической связи с осадками	<ul style="list-style-type: none"> • Отсутствуют 	<ul style="list-style-type: none"> • Пространственная приуроченность к осадкам • Околорудные изменения осадков • Арагонитовые корки на поверхности рудосодержащих осадков • Корки литифицированных осадков на сульфидных постройках • Реликты осадочных текстур и структур в рудах
Форма сульфидных построек	<ul style="list-style-type: none"> • Трубы • плиты • рыхлые руды • брекчии • диффузоры 	<ul style="list-style-type: none"> • Диффузоры грушеобразные, грибообразные, пластообразные
Внутреннее строение	<ul style="list-style-type: none"> • Наличие центрального канала • Четкая концентрическая минеральная зональность 	<ul style="list-style-type: none"> • Многоканальное строение • Отсутствие четкой зональности • Реликты слоистости
Текстура руд	<ul style="list-style-type: none"> • Массивная • Брекчиевая • Пористая 	<ul style="list-style-type: none"> • Пористая в сочетании с массивной
Структура руд	<ul style="list-style-type: none"> • Кристаллически-зернистая • Коломорфная • Дендритовая • Структуры распада твердых растворов 	<ul style="list-style-type: none"> • Метасоматическая биоморфная • Дендритовая • Флюидальная • Кристаллически-зернистая
Типоморфные минералы	<ul style="list-style-type: none"> • Пирротин • Промежуточный твердый раствор (iss) $Cu_{1-x}Fe_{2+x}S_3$ • Тетрагональный и гексагональный халькозин • Пентландит • Ангидрит 	<ul style="list-style-type: none"> • Джарлеит • Роксбиит • Арагонит • Новообразованный кальцит

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

Минеральный и химический состав руд 1-го и 2-го типов близок – это серно-колчеданные, медно-колчеданные и медно-цинково-колчеданные руды, представленные преимущественно сульфидами Fe, Cu, Zn. В обоих типах в значительном количестве присутствуют гидроксиды и

сульфаты Fe, хлориды Cu. Из нерудных минералов наиболее распространенным, общим для них является опал. В то же время, разные условия миграции рудоносных растворов приводят к значительному различию этих генетических типов руд по форме и строению сульфидных построек, текстур и структурам, по типоморфным минералам и минеральным парагенезисам (табл. 1).

Выявленные нами отличительные особенности руд этих двух генетических типов могут служить критериями их выделения.

Связь оруденения с осадками

Донные осадки в данном секторе САХ представлены кокколлит-фораминиферовыми, с прослоями птероподовых, карбонатными отложениями голоцен-позднеплейстоценового возраста. На всех исследованных гидротермальных полях сульфидные руды обоих типов сопровождаются развитием гидротермально-метасоматических процессов в осадках.

Было установлено, что карбонатные донные осадки в пределах гидротермальных полей, интенсивно изменены под воздействием гидротермальных флюидов, предположительно, диффузного типа. Это выражается в растворении кальцитовых раковин и замещении их гидротермальными, в том числе рудными, минералами (рис. 2). Одновременно существенно уменьшается мощность осадков и развивается минерально-геохимическая зональность, обычно выраженная сменой гидроксидно-железистого и атакамитового парагенезиса гидротермальных минералов сульфидным и сульфидно-баритовым, а также снижением общей карбонатности и существенным увеличением содержания рудных элементов сверху вниз по разрезу осадочных отложений [Русаков и др., 2013; Габлина и др., 2014, 2015, 2017; Хусид и др., 2018]. В то же время вне зон гидротермальной активности, в фоновых карбонатных осадках, таких изменений не наблюдается (табл. 2). Минерально-геохимическая зональность отражает падение температуры и рост окислительного потенциала вверх по колонке осадков, а также по латерали при удалении от рудных тел. Это подтверждается результатами измерения физико-химических параметров поровых растворов осадков: сверху вниз по разрезу снижаются E_h (от +116...+500 до -105...-139 mV) и pH (от 7.8–7.89 до 6.8–7.4) [Габлина и др., 2014, 2015, 2017; Хусид и др., 2018], и в нижней части колонок значения приближаются к физико-химическим характеристикам гидротермальных растворов.

Кроме выше отмеченных признаков воздействия диффузных потоков на осадки в зонах гидротермальной активности, нами установлены следующие проявления их влияния: 1) изменение сохранности и видового состава остатков микрофауны вниз по разрезу; снижение общего количества и видового разнообразия кокколлитов и планктонных фораминифер, появление в подошве донных отложений видов бентосных фораминифер, устойчивых в кислой агрессивной среде [Габлина и др., 2015, 2019; Хусид и др., 2018]; 2) существенное различие изотопного состава C и O карбонатов фоновых и околорудно-измененных

осадков (табл. 3), свидетельствующее о разных температурах и источниках растворов при их образовании [Габлина и др., 2012].

Генетическая связь руд 2-го типа с биогенными карбонатными осадками, прежде всего, выражается в пространственной приуроченности сульфидных построек к осадкам. При этом сульфидные образования сопровождаются околорудными изменениями осадков; образованием арагонитовых корок на поверхности рудосодержащих отложений, корок литифицированных (сцементированных арагонитом и вторичным кальцитом) осадков на сульфидных постройках (рис. 3). Руды 2-го типа содержат включения литифицированных биогенных осадков, а также реликты планктонной и бентосной микрофауны (фораминифер, птеропод и др.), входящей в состав донных отложений и замещенной сульфидами (рис. 4). Процессы замещения кальцита раковин приводят к формированию широко распространенных в этих рудах биоморфных структур.

Рудные тела 1-го типа пространственно и генетически не связаны с донными отложениями: они могут формироваться как в зонах распространения осадочного покрова, так и вне их – на породах субстрата. Псевдоморфозы гидротермальных минералов по раковинам микрофауны, входящим в состав осадков, могут присутствовать в тех частях рудных тел 1-го типа, которые формировались в непосредственном контакте с донными отложениями – в плитообразном цоколе сульфидных построек на поверхности дна и обломках брекчированного цоколя при его разрушении. В то же время на стенках труб “черных курильщиков”, выступающих над поверхностью дна, встречаются псевдоморфозы гидротермальных минералов лишь по бентосной макрофауне (полихеты, вестиментиферы, митилиды, гастроподы и т.п.), обитавшей в зоне гидротермальной разгрузки на дне океана (гидротермальные сообщества, по [Галкин, 2002, 2006 и др.]). Фоссилизированные остатки таких организмов присутствуют как в современных, так и в древних колчеданных рудах [Кузнецов и др., 1988, 1993; Little et al., 1996; Масленников, 2006]. Установлено, что процесс фоссилизации макрофауны гидротермальных сообществ, обитающих в “океанских оазисах”, например вестиментифер, происходит в несколько этапов, включающих: образование поверхностной бактериальной пленки на живых организмах, обогащение их тканей тяжелыми металлами; кристаллизацию стенок внутренних полостей сульфидами (пиритом, марказитом, сфалеритом) после отмирания организма, заполнение внутренней полости и замещение стенок гидротермальными минералами, в том числе сульфидами [Jones et al., 1985; Wirsén et al., 1993; Авдонин и др., 1993; Масленников, 2006]. Биоаккумуляция рудных элементов живыми организмами гидротер-

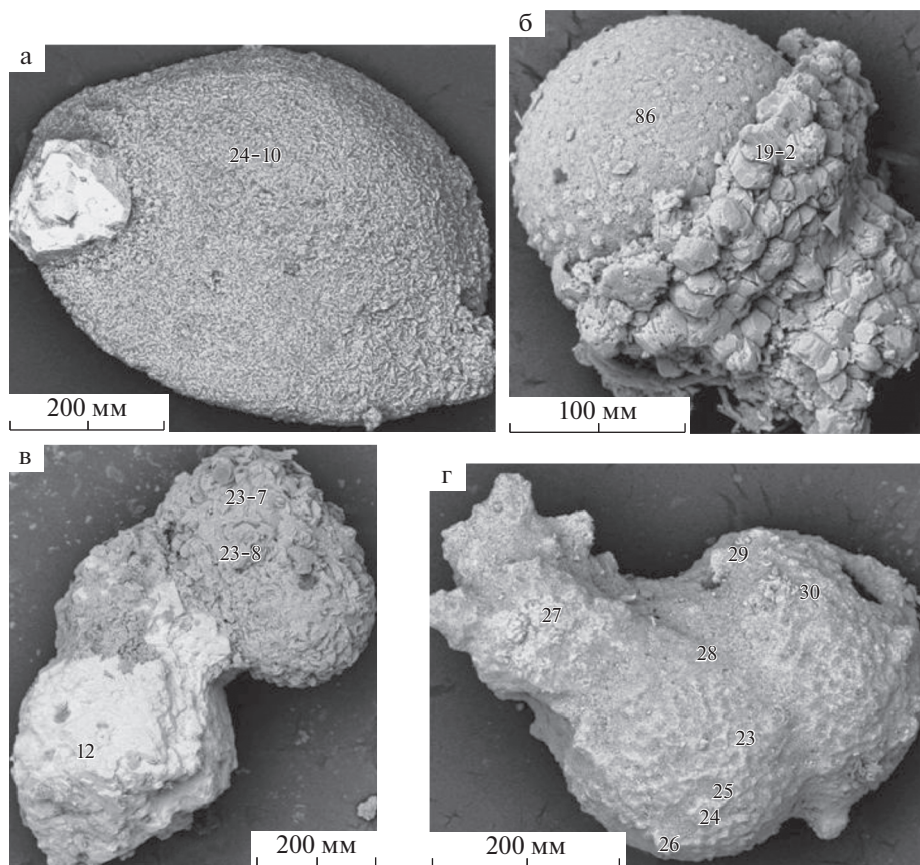


Рис. 2. Характер изменения раковин фораминифер биогенных осадков поля Ашадзе-1 [Габлина и др., 2011]. Микрофотографии – в СЭМ. Химический состав – по данным электронно-зондового микроанализа (вес. %). Цифры на фото – номера анализов.

а – раковина бентосной фораминиферы *Quinqueloculina venusta*, полностью замещенная мелкокристаллическим Mg–Mn-содержащим сидеритом (ан. 24-10: Fe 26.90, Ca 1.80, Mg 11.04, Mn 6.33, C 9.54, O 43.72), в устье – кристалл пирита, ст. 1508, инт. 32–45 см; б – раковина планктонной фораминиферы *Orbulina universa Orbigny* полностью замещена Fe–Mg-сметитом (сапонитом?) (ан. 86: Fe 11.93, Mg 9.46, Ca 2.29, Al 5.04, Si 26.29, O 44.99) и погружена в кристаллически-зернистый Mg–Mn-содержащий сидерит (ан. 19-2), ст. 1508, инт. 32–45 см; в – сросшиеся раковины неопределимых фораминифер, полностью замещенные гидротермальными минералами, в верхней части заметны реликты двухкамерного строения раковины, замещенной мелкокристаллическим Mg–Mn-содержащим сидеритом (ан. 23-7, 23-8), в нижней части первичная форма раковины, замещенной пиритом (ан. 12), полностью утрачена, цементирующая масса – пирит и Mg-сметит, ст. 1508, инт. 32–45 см; г – псевдоморфоза сильно окисленного пирита (ан. 23–26) с включениями сульфидов Cu (ан. 27) по двухкамерной раковине *Globigerinoides* sp. с реликтами пористой структуры и устьем, ст. 1518, инт. 25–35 см.

мальных сообществ осуществляется благодаря деятельности бактерий-симбионтов [Демина, Галкин, 2008].

В осадках, состоящих преимущественно из кальцитовых раковин отмерших микроорганизмов, в зонах гидротермальной активности преобладают процессы растворения кальцитовых раковин и метасоматического замещения их гидротермальными минералами. На ранних стадиях замещаются отдельные раковины (см. рис. 2), что приводит к формированию металлоносных и рудоносных осадков. Длительное воздействие гидротермальных растворов приводит к полному замещению биогенного кальцита сульфидами и

формированию сульфидных руд в осадках. Перетложение растворенного кальцита происходит в виде арагонита и вторичного кальцита на границе осадок–морская вода или на поверхности сульфидных построек на контакте с осадком.

Таким образом, если руды 1-го типа не имеют с биогенными карбонатными осадками даже пространственной связи (их формирование не зависит от расположения донных отложений в зоне гидротермальной активности), то гидротермально-метасоматические руды связаны с осадками как пространственно, так и генетически – донные отложения являются средой формирования этих руд.

Таблица 2. Химический состав (вес. %) рудоносных (поле Ашадзе-1, станция 26L1475, поле Петербургское, ст. 33L159g) и фоновых осадков (ст. 33L148k, 19°28' с.ш., 45°53' з.д.)

Горизонт (см)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Zn	Cu	Cd	Pb	Co	Ni	S _{общ}	CO ₂	Σ	Ag, г/т
<i>Рудоносные осадки. Поле Ашадзе-1, станция 26L1475</i>																		
1475 (0–20)	29.60	4.76	0.32	14.88	0.55	4.20	18.00	0.14	0.23	1.88	0.0002	<0.001	0.046	0.059	2.67	6.07	83.41	Не обн.
1475 (20–30)	30.00	4.84	0.30	14.55	0.52	4.18	18.75	0.16	0.13	1.84	0.0003	<0.001	0.046	0.061	2.84	6.00	84.22	Не обн.
1475 (40–50)	29.80	4.22	0.28	15.60	0.55	3.88	18.15	0.14	0.29	1.89	0.0004	0.001	0.052	0.063	3.37	5.44	83.73	<1
1475 (60–70)	10.80	2.54	0.18	36.46	0.11	0.95	6.04	0.20	0.91	16.30	0.0019	0.001	0.28	0.068	19.23	1.15	95.22	4
1475 (80–90)	22.20	3.74	0.35	25.83	0.30	1.67	14.00	0.11	1.38	9.32	0.0027	0.001	0.16	0.073	11.00	2.06	92.20	6
<i>Рудоносные осадки. Поле Петербургское, станция 33L159g</i>																		
159 (0–5)	16.40	6.14	0.36	4.02	0.15	35.82	2.12	0.11	0.017	0.23	0.0002	0.002	0.003	0.004	0.02	27.32	92.72	2
159 (5–10)	15.34	5.90	0.34	4.04	0.16	36.22	2.08	0.10	0.017	0.12	<0.0001	0.003	0.003	0.005	0.08	28.32	92.73	16
159 (10–15)	10.74	2.96	0.20	4.43	0.19	41.09	1.33	0.08	0.025	0.25	<0.0001	0.006	0.004	0.002	0.01	32.62	93.94	1
159 (15–20)	15.78	3.72	0.26	9.72	0.23	33.02	1.86	0.16	0.075	0.66	<0.0001	0.013	0.006	0.002	0.03	26.06	91.60	9
159 (20–35)	30.22	4.78	0.42	28.92	0.40	1.68	4.51	0.50	0.17	5.80	<0.0001	0.022	0.026	0.001	0.13	1.98	79.56	<1
159 забой	7.32	0.32	0.46	35.64	0.007	0.00	0.26	0.03	0.038	18.00	<0.0001	0.015	0.055	<0.001	35.99	0.00	98.14	69
<i>Фоновые осадки. Станция 33L148k</i>																		
148 (2–5)	6.54	2.76	0.18	1.24	0.074	43.38	1.13	0.09	0.004	0.004	<0.0001	<0.001	0.001	0.001	0.21	35.12	90.73	2
148 (10–20)	2.32	1.05	0.10	0.69	0.079	48.42	0.93	0.05	0.002	0.003	<0.0001	<0.001	0.001	0.001	0.04	39.08	92.77	5
148 (25–35)	6.46	2.51	0.18	1.48	0.23	44.61	1.13	0.09	0.005	0.004	<0.0001	0.001	0.005	0.002	0.35	36.34	93.40	5
148 (35–40)	11.48	4.32	0.26	2.22	0.11	39.85	1.27	0.06	0.005	0.004	0.0001	<0.001	0.002	0.001	0.15	32.10	91.83	5
148 (45–50)	7.42	2.93	0.20	1.50	0.17	44.78	1.31	0.06	0.004	0.003	<0.0001	<0.001	0.002	0.002	0.15	38.16	96.69	2
148 (62–65)	7.56	3.06	0.22	1.46	0.14	43.94	1.06	0.01	0.003	0.003	<0.0001	<0.001	0.002	0.002	0.15	36.62	94.23	2
148 (70–77)	7.10	2.87	0.18	1.52	0.18	42.88	1.03	0.09	0.004	0.004	<0.0001	<0.001	0.002	0.002	0.04	36.70	92.60	3
148 (82–90)	12.84	4.88	0.30	2.40	0.14	37.67	1.13	0.06	0.004	0.005	<0.0001	<0.001	0.001	0.002	0.14	32.59	92.16	2
148 (97–100)	10.36	5.78	0.38	2.84	0.12	33.64	1.35	0.09	0.004	0.006	<0.0001	<0.001	0.001	0.002	0.14	27.60	82.31	4
148 (100–120)	10.66	3.57	0.26	2.32	0.23	37.50	1.33	0.10	0.011	0.005	<0.0001	<0.001	0.003	0.003	0.28	33.18	89.45	6
148 (120–135)	9.62	3.06	0.24	1.49	0.072	43.10	1.00	0.06	0.004	0.004	<0.0001	<0.001	0.001	0.002	0.15	36.10	94.90	2
148 (135–150)	3.86	3.14	0.24	1.47	0.11	45.06	1.00	0.08	0.004	0.004	<0.0001	0.001	0.002	0.002	0.13	36.06	91.16	2

Таблица 3. Изотопный состав углерода и кислорода (%) в карбонатных биогенных (фоновых) и рудоносных осадках поля Петербургское [Габлина и др., 2012]

Фоновые осадки, ст. 33L148			Рудоносные осадки, ст. 33L159, поле Петербургское		
интервал, см	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	интервал, см	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
2–5	0.7	30.7	0–4	–0.1	30.5
74–77	0.2	31.4	13–15	0.0	30.7
97–100	0.5	32.6	20–22	–0.1	30.5
125–129	0.5	32.5	22–24	–4.4	26.8
148–150	0.5	32.3	28–30	–5.7	–
			Околорудно-измененные	–5.1	28.2–29.5

Форма, строение, текстура и структура руд

Для руд, сформированных на океанском дне (1-ый тип), характерной морфологической особенностью являются сульфидные трубы высотой от нескольких см до десятков метров [Богданов, 1997; Богданов и др., 2002, 2004, 2006; Rona et al., 1986a, b; Mills, 1995], связанной с условиями их образования. Трубы обычно имеют концентрически-зональное строение (рис. 5а, б), установленное как в современных океанских рудах, так и в

древних курильщиках [Fouquet et al., 1993; Duckworth et al., 1995; Богданов, 1997; Богданов и др., 1997; Бортников, Викентьев, 2005; Мозгова и др., 2005, 2007; Масленников, 2006; Масленников и др., 2006; Масленникова, Масленников, 2007 и др.]. Кроме труб, для сульфидных руд “черных курильщиков” характерны следующие морфологические разности: диффузоры и карнизы на стенках труб, сформированных фокусированными источниками; плиты (см. рис. 5в); рудные

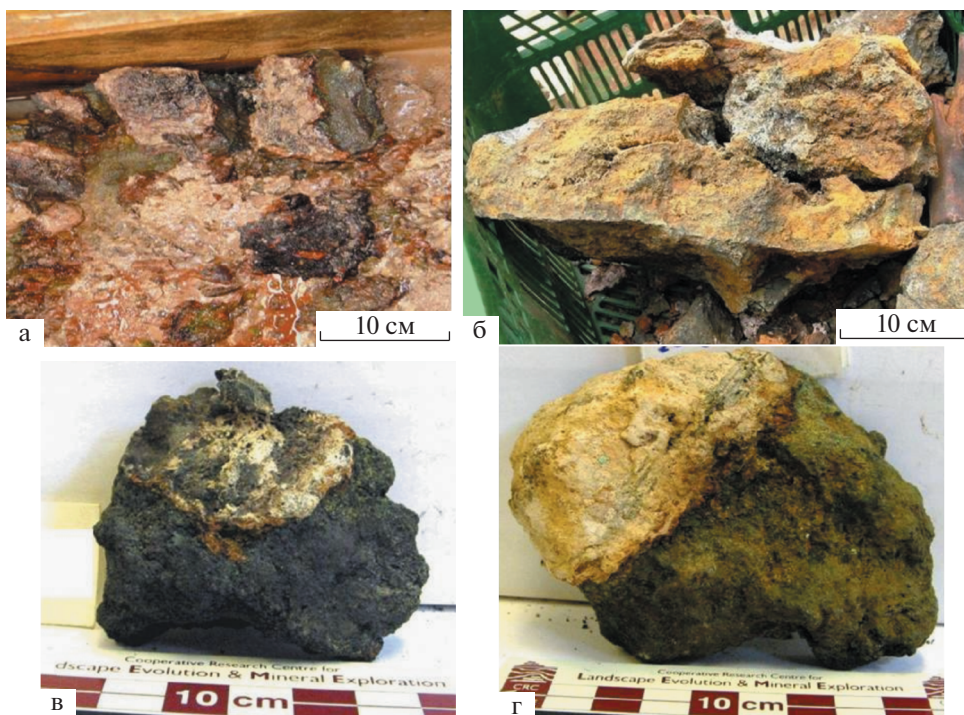


Рис. 3. Арагонитовые корки на поверхности осадков (а) и сульфидных построек 2-го типа (б–г). Поле Петербургское, рудное тело V, ст. 33L159g.

а – арагонитовые корки на поверхности рудоносных осадков, поднятых телегрейером; б – сульфидная постройка, заключенная в этих осадках (рис. 3а), с коротким каналом в подошве и тонкой корочкой литифицированных (цементированных арагонитом) осадков в кровле (белое); в – фрагмент периферийной части той же постройки, сложенной преимущественно сульфидами Cu, с арагонитовой коркой у одного из выходов диффузных каналов; г – мелкая грушевидная постройка с коркой литифицированных осадков в кровле.

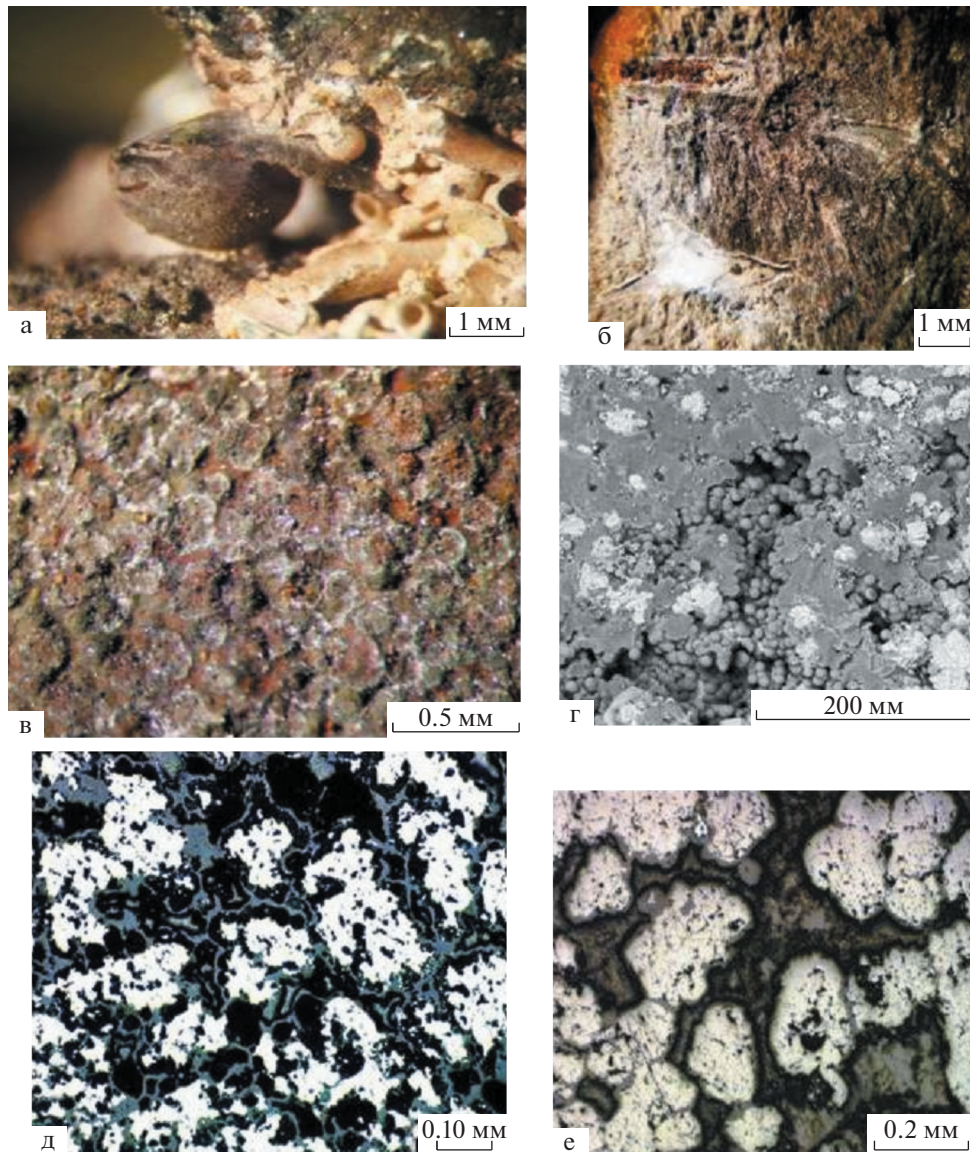


Рис. 4. Реликты фауны в гидротермально-метасоматических рудах (тип 2) (а – поле Петербургское, б–е – поле Зенит-Виктория).

а–в – фотографии образцов: а – замещение карбонатных раковин птеропод (белое) опалом (серое) в устье канала диффузных потоков (ст. 33L159); б – отпечатки птеропод в халькопирит-сфалеритовых рудах (ст. 33L69); в – псаммитовая биоморфная структура (по фораминиферным пескам) частично окисленных сульфидных руд (ст. 33L61); г – псевдоморфозы опала по фораминиферам в пустотах сульфидной постройки, белое – пирит (ст. 33L69, электронная фотография); д, е – фотографии аншлифов (ст. 33L69): д – каркас сульфидных построек, образованный псевдоморфозами пирита (белое) по фораминиферам и опалом (серое), окаймляющим раковины замещенных фораминифер; е – сфалеритовые руды, состоящие из раскристаллизованных псевдоморфоз сфалерита (светло-серое) по фораминиферам в опаловых “футлярах” (серое).

брекчии и рыхлые руды (см. рис. 5г) цоколя построек. Диффузоры обычно имеют шарообразную форму, нередко с трубкой на вершине. Текстура руд массивная (трубы, плиты), брекчиевая (брекчии цоколя), участками пористая (диффузоры, трубы); структура кристаллически-зернистая, иногда дендритовая и коллоидальная. Характерно присутствие изокубанит-халькопиритовых (рис. 6) и дигенит-борнитовых структур

распада твердых растворов. Рыхлые руды, образующие насыпи вблизи гидротермальных источников, состоят из мелких идиоморфных кристалликов сульфидов, обычно пирротина (см. рис. 5г), который впоследствии замещается пиритом, марказитом, сульфатами и гидроксидами железа [Габлина и др., 2018].

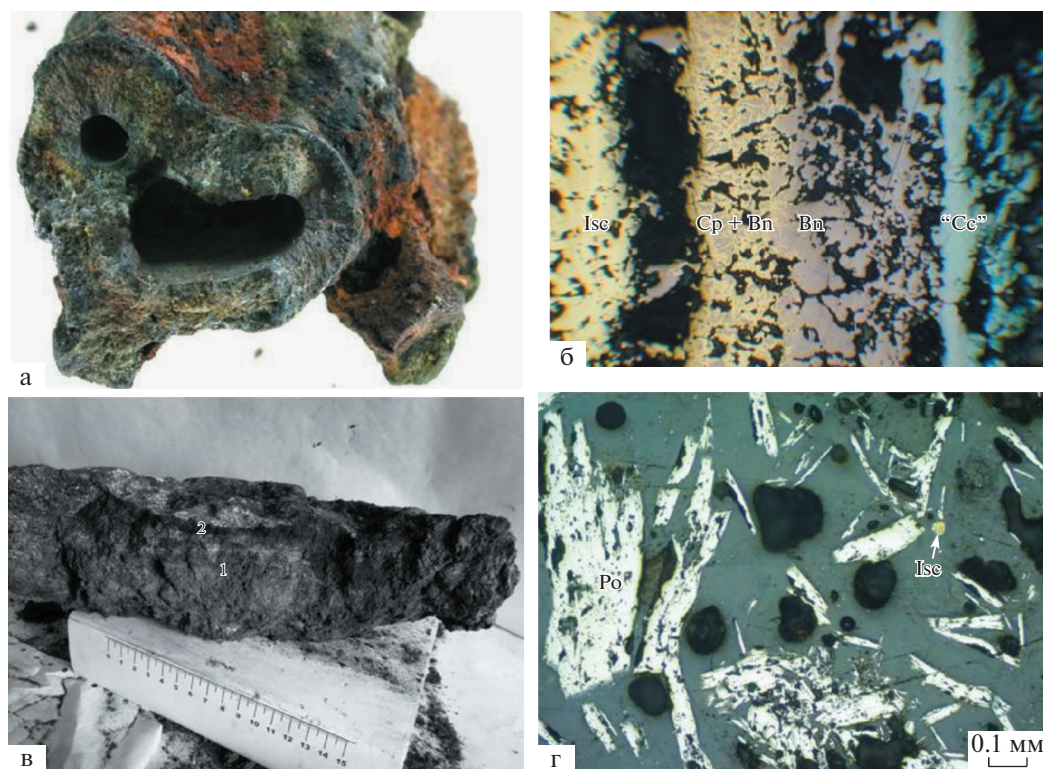


Рис. 5. Морфология, зональность и структуры сульфидных руд 1-го типа. а, б – гидротермальное поле Рейнбоу [Бородаев и др., 2004]: а – поперечное сечение сульфидной трубы; б – минеральная зональность в направлении от канала к поверхности трубы: изокубанитовый твердый раствор (ISc) – халькопирит(Cp) + борнит(Bn) – борнит – сульфиды меди (“Cc”) (микрофотография полированного шлифа); в, г – гидротермальный узел Победа [Габлина и др., 2018]: в – фрагмент плиты цоколя сульфидных построек(?) (фотография образца, гидротермальное поле Победа-2, ст. 37L107d): 1 – зона пирит-халькопирит-сфалеритовых руд, 2 – поверхностная зона, обогащенная вторичными сульфидами меди, г – рыхлые руды, состоящие из кристаллов пирротина (Po) и единичных выделений изокубанита (ISc) (поле Победа-1, ст. 37L247g, микрофотография полированного шлифа на эпоксидной смоле).

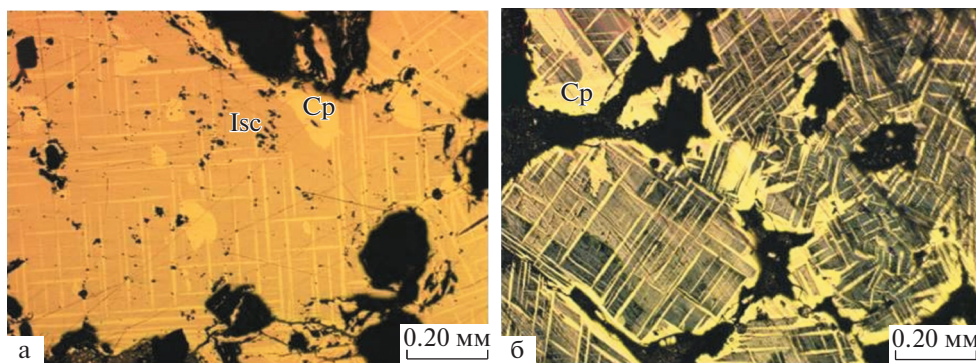


Рис. 6. Структуры распада промежуточного твердого раствора в рудах поля Краснов (тип 1). а – каемки и решетчатые выделения халькопирита (Cp) в изокубаните (ISc); б – замещение изокубанита сульфатами меди и железа (серое) в изокубанит-халькопиритовых структурах распада (Cp – халькопирит) [Мозгова и др., 2007].

Гидротермально-метасоматические руды в осадках (2-ой тип) образуют многоканальные диффузоры разнообразной формы (см. рис. 3) пористой, нередко слоистой текстуры и с метасоматической биоморфной структурой. Наиболее

широко распространены сульфидные постройки куполообразной или грибовидной формы (расширяющиеся от подошвы к кровле). Для них характерны более интенсивная раскристаллизация в нижней (суженной) и центральной частях по-

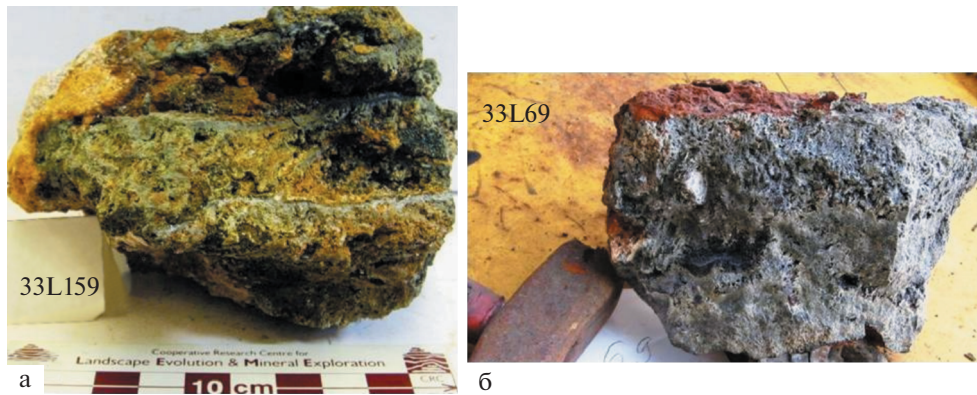


Рис. 7. Следы слоистости замещенных осадков в гидротермально-метасоматических сульфидных стратиформных постройках (тип 2) (фотографии образцов).

а – фрагмент постройки с арагонитовой коркой на поверхности (вверху слева), Fe–Cu руды поля Петербургское, ст. 33L159; б – фрагмент сульфидной постройки Fe–Zn состава с гидроксидно-железистой коркой на поверхности (поле Зенит-Виктория, ст. 33L69).

строек, и развитие почти афанитовых структур, со скорлуповатой отдельностью в кровле и вдоль боковых стенок, сложенных обычно сливным пиритом и марказитом. Центральные каналы не выражены, на поверхности построек наблюдаются многочисленные следы выходов мелких каналов в виде круглых или щелевидных кратеров. Реже встречаются стратиформные образования – плиты, “подушки”, в которых обычно сохраняются реликты слоистой осадочной текстуры (рис. 7). Выделения сульфидов образуют дендритовую, гроздевидную, флюидальную текстуры. Наблюдаемые текстуры, многоканальное строение свидетельствуют о формировании руд в условиях затрудненного водообмена, приводящего к образованию диффузоров.

Для всех построек характерно широкое распространение биоморфных структур – развитие псевдоморфоз рудных минералов по раковинам микрофауны (см. рис. 4), являющихся основным компонентом карбонатных биогенных осадков. Эти признаки свидетельствуют о метасоматическом образовании сульфидных руд в осадках за счет растворения биогенного кальцита и замещения его гидротермальными минералами. Переотложение биогенного кальцита происходило в виде арагонитовых корок (см. рис. 3), новообразований арагонита и кальцита в порах сульфидных построек и арагонитового цемента в корках литифицированных осадков на их поверхности.

Минеральный состав и зональность рудных построек

Для массивных сульфидных руд 1-го типа характерен парагенезис: ангидрит – пирротин –

(±пентландит) – изокубанит и/или промежуточный твердый раствор (iss) – дигенит + борнит – сульфиды меди, в том числе метастабильные тетрагональный и гексагональный халькозин (см. табл. 1, табл. 4).

Этот парагенезис образуется в условиях высоких температур ($\geq 254\text{--}500^\circ\text{C}$) и формирует концентрическую зональность сульфидных построек, обусловленную ростом Eh, щелочности среды, и снижением температуры в направлении от канала к стенкам: высокотемпературный промежуточный твердый раствор (iss) состава $\text{Cu}_{1-x}\text{Fe}_2+x\text{S}_3$ сменяется халькопиритом, борнитом и сульфидами меди (см. рис. 5а, б) [Мозгова и др., 2002, 2004]. Индикаторами высоких температур рудообразования являются пирротин ($>254^\circ\text{C}$), изокубанит-халькопиритовые смеси (iss) ($>300^\circ\text{C}$), тетрагональный халькозин ($>450^\circ\text{C}$), пентландит ($>500^\circ\text{C}$). Пирротин, изокубанит-халькопиритовые смеси присутствуют не только в сульфидных трубах черных курильщиков, но и в штокверковых рудах и в диффузорах, развитых на трубах [Fouquet et al., 1993].

Метастабильная высокотемпературная тетрагональная форма халькозина идентифицирована в рудах поля Рейнбоу [Габлина и др., 2004], а на стенках труб поля Логачев-1 установлены реликты гексагонального халькозина (рис. 8) [Габлина и др., 2000]. Это метастабильные фазы Cu_2S , которые при снижении температуры ($<430\text{--}450^\circ\text{C}$) переходят в моноклинный халькозин или в дигенит [Roseboom, 1966; Potter, 1977].

Наши исследования показали, что помимо стехиометрических сульфидов меди (халькозина, дигенита и ковеллина) в океанских рудах широ-

Таблица 4. Минеральный состав сульфидных труб гидротермальных полей Логачев-1, Логачев-2, Рейнбоу [Богданов и др., 2002; Леин и др., 2003; Викентьев и др., 2000; Габлина и др., 2000, 2004; Мозгова и др., 2002, 2005]

Изокубанит CuFe_2S_3	Халькозин Cu_2S
Халькопирит CuFeS_2	Тетрагональный Cu_2S
Исс $\text{Cu}_{1-x}\text{Fe}_{2+x}\text{S}_3$	Миллерит NiS
Борнит Cu_5FeS_4	Пентландит $(\text{Ni}, \text{Fe})_9\text{S}_8$
Пирротин Fe_{1-x}S	Со-пентландит $(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe}, \text{Cu})_9\text{S}_8$
Троилит FeS	Кобальтин CoAsS
Пирит FeS_2	Леллингит-саффлорит $\text{FeS}_2(\text{Co}, \text{Fe})\text{As}_2$
Марказит FeS_2	Золото самородное Au
Сфалерит $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$	Акантит Ag_2S
Ковеллин CuS	Галенит PbS
Ярроуит $\text{Cu}_{1,1}\text{S}$	Сульфоарсениды Pb, Cu и Fe ? Люционит Cu_3AsS_4
Спионкопит $\text{Cu}_{1,4}\text{S}$	Тетраэдрит $\text{Cu}_{10}(\text{Fe}, \text{Zn})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$
Джирит $\text{Cu}_{1,5-1,6}\text{S}$	Теннантит $\text{Cu}_{10}(\text{Fe}, \text{Zn})_2\text{As}_4\text{S}_{13}$
Анилит $\text{Cu}_{1,75}\text{S}$	Колорадит HgTe
Дигенит $\text{Cu}_{1,75-1,78}\text{S}$	Молибденит MoS_2
Роксбиит Cu_9S_5	
Джарлеит $\text{Cu}_{1,93-1,96}\text{S}$	

Примечание. Жирным выделены главные минералы.

ким распространением пользуются нестехиометрические соединения. Это связано с тем, что высокомедистые минералы не устойчивы в экзогенной обстановке, т.к. присутствие даже небольшого количества кислорода в рудообразующей системе приводит к окислению и выносу меди. Поэтому гексагональный халькозин на стенках труб поля Логачев-1 под воздействием окружающей морской воды замещается нестехиометрическими

минералами состава Cu_{2-x}S (см. рис. 8). Нестехиометрические минералы системы Cu-S отличаются от халькозина, дигенита и ковеллина низкой температурной устойчивостью (ниже 93°C для джарлеита, 50°C для роксбиита и 30°C для анилита) [Djurle, 1958; Roseboom, 1962, 1966; Morimoto, Koto, 1969; Skinner, 1970; Potter, 1977; Goble, 1985; Goble, Robinson, 1980; Mumme et al., 1988; Whiteside, Goble, 1986 и др.]. Этим объясня-

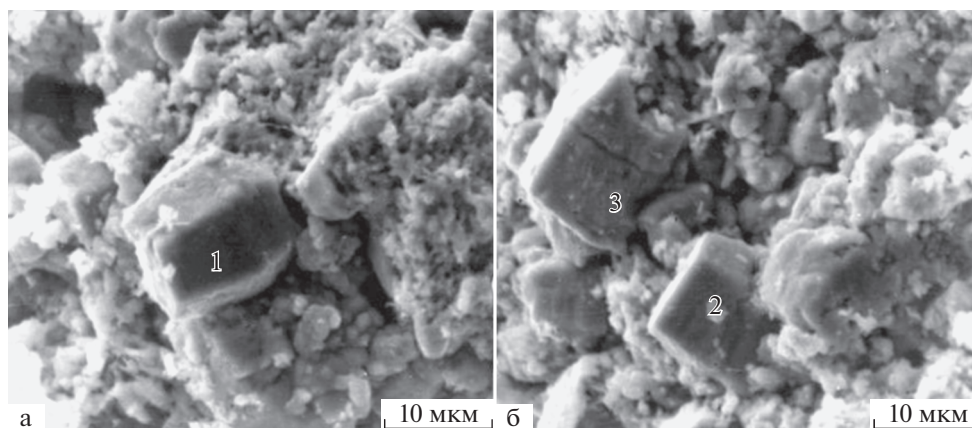


Рис. 8. Кристаллы сульфидов меди на стенках активной трубы поля Логачев-1 (тип 1). Электронные фотографии. Состав сульфидов меди по данным микрозондового анализа (Camebax SX-50; CamScan) [Габлина и др., 2000]. а – гексагональный кристалл сульфида меди состава $\text{Cu}_{1,86}\text{S}$ (1); б – трещиноватые и корродированные гексагональные кристаллы сульфидов меди: 2 – $\text{Cu}_{1,56}\text{S}$, 3 – $\text{Cu}_{1,49}\text{S}$.

Таблица 5. Минеральный состав руд полей Зенит-Виктория и Петербургское по данным оптической микроскопии, микронзондового и рентгено-фазового анализа [Габлина и др., 2017]

Минерал	Формула	Распространение
<i>Сульфиды</i>		
Халькозин	Cu_2S	++
Джарлеит	$\text{Cu}_{1.93-1.96}\text{S}$	++++
Роксбиит*	$\text{Cu}_{1.75-1.85}\text{S}$	++++
Дигенит	$\text{Cu}_{1.75-1.78}\text{S}$	+++
Анилит*	$\text{Cu}_{1.75}\text{S}$	++
Ковеллин	CuS	+++
Ярроуит(?)*	$\text{Cu}_{1.12}\text{S}$	+
Спионкопит(?)*	$\text{Cu}_{1.40}\text{S}$	+
Борнит	Cu_5FeS_4	++
Халькопирит	CuFeS_2	++
Изокубанит	CuFe_2S_3	++
Пирит	FeS_2	++++
Марказит	FeS_2	+++
Сфалерит	ZnS	++
Вюртцит	ZnS	++
<i>Хлориды</i>		
Атакамит	$\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$	++
Клиноатакамит	$\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$	+++
Паратакамит	$\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$	+++
Паратакамит цинковый (анаракит)	$(\text{Cu}, \text{Zn})_2\text{Cl}(\text{OH})_3$	++
Боталлакт**	$\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$	+
<i>Оксиды</i>		
Тенорит	CuO	+
Гетит	HFeO_2	+++
Гематит	Fe_2O_3	++
Кварц	SiO_2	++
Опал	SiO_2	+++
<i>Карбонаты</i>		
Кальцит	CaCO_3	++
Кальцит магнезиальный*	$(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$	++
Арагонит	CaCO_3	++
Доломит железистый**	$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$	++
<i>Сульфаты</i>		
Гипс**	$\text{Ca}(\text{SO}_4) 2\text{H}_2\text{O}$	+
Барит	BaSO_4	+
Ярозит**	FeSO_4	++

Примечание. +++++ – главные, +++ – второстепенные, ++ – редкие, + – единичные;

* идентифицированы только в поле Петербургское; ** идентифицированы только в поле Зенит-Виктория.

ется их широкое распространение в океанских рудах и зависимость состава сульфидов меди от возраста построек — приуроченность маломедистых сульфидов ковеллинового ряда к наиболее древним гидротермальным полям [Мозгова и др., 2005].

Под воздействием холодной ($\sim 4^\circ\text{C}$) кислород-содержащей морской воды минералы высокотемпературного парагенезиса со временем замещаются сульфидами, устойчивыми в условиях низких температур и повышенного окислительного потенциала. Происходит распад изокубанита и/или промежуточного твердого раствора с образованием изокубанит-халькопиритовых структур распада (см. рис. 6) [Мозгова и др., 2002, 2004], распад халькозин-борнитовых и борнит-дигенитовых твердых растворов, замещение халькозина и сульфидов меди и железа нестехиометрическими сульфидами меди: джарлеитом ($\text{Cu}_{1.93-1.96}\text{S}$), анилитом ($\text{Cu}_{1.75}\text{S}$), джиритом ($\text{Cu}_{1.5-1.6}\text{S}$), сульфидами ковеллинового ряда ($\text{Cu}_{1.4}\text{S}$ — CuS) [Габлина и др., 2000; Мозгова и др., 2005], а затем сульфатами и гидроксидами железа [Мозгова и др., 2007].

Нерудным типоморфным минералом руд 1-го типа является ангидрит, устойчивый при повышенных (>40 — 100°C) температурах. Он образуется в результате взаимодействия гидротермальных растворов с морской водой, содержащей $[\text{SO}_4]^{2-}$, и является самым ранним гидротермальным минералом труб черных курильщиков.

Сульфидные постройки в осадках (руды 2-го типа) существенно отличаются от построек черных курильщиков по форме, внутреннему строению и структуре руд (см. табл. 1, рис. 3, 4, 7). В них отсутствует четкая концентрическая зональность, характерная для сульфидных построек 1-го типа. Отличаются они и минеральным составом руд (табл. 5). Высокотемпературные сульфиды и ангидрит, как правило, в них отсутствуют. Главные рудные минералы представлены пиритом, марказитом, халькопиритом, сфалеритом, сульфидами меди. Преобладает халькопирит-марказит-пиритовая ассоциация с сульфидами меди (в различных количествах), иногда с примесью изокубанита (поля Зенит-Виктория, Петербургское) и борнита. Среди высокомедистых сульфидов халькозинового ряда, наряду с халькозином, дигенитом и джарлеитом, в существенных количествах идентифицированы роксбиит и анилит. Реже отмечаются составы, отвечающие маломедистым сульфидам ковеллинового ряда (см. табл. 5). Самым ранним минералом метасоматических сульфидных руд является марказит, который часто развивается в виде псевдоморфоз по ракови-

нам микроорганизмов, образуя вместе с опалом каркас сульфидных построек (см. рис. 4д, е). Пирит формируется, по-видимому, за счет перекристаллизации марказита. Биоморфные выделения марказита иногда имеют повышенное содержание Fe (до $\text{Fe}_{1.02}\text{S}_2$), состав кристаллов пирита обычно близок к стехиометрической формуле. Пирит замещается всеми выше перечисленными медьсодержащими сульфидами и сфалеритом (вуртцитом). Сульфид цинка в сростаниях с халькопиритом обычно является более поздним.

Минеральная зональность носит мозаичный характер и обычно связана с пористостью. Каркас постройки создается пиритовыми, марказит-пиритовыми рудами, а в наиболее пористых участках по ним развиваются халькопирит, сульфиды меди. Для Cu-Zn-Fe руд характерно участие основного рудообразующего минерала — сфалерита (вуртцита) как в строении тонко-микроструктурного каркаса сульфидной постройки, нередко вместе с марказитом, так и в заполнении полостей. Тонкокристаллический сфалеритовый каркас так же, как пирит-марказитовый, часто имеет биоморфную структуру (см. рис. 4е).

До 10% рудных минералов и иногда более, составляют гидроксиды железа; широким распространением пользуются минералы группы атакамита, которые развиваются главным образом в верхней окисленной зоне построек, в ассоциации с гидроксидами железа.

Типоморфными минералами этих руд являются джарлеит, роксбиит, анилит, новообразованные арагонит и кальцит.

Роксбиит — нестехиометрический высокомедистый сульфид меди ($\text{Cu}_{1.75-1.86}\text{S}$). Он очень редко отмечается среди вторичных минералов поверхностных построек (1-го типа), образующихся при замещении высокотемпературных сульфидов раннего парагенезиса под влиянием окружающей морской воды. В то же время он пользуется широким распространением в гидротермально-метасоматических рудах в осадках (2-й тип). Роксбиит — сульфид меди, который образуется в условиях агрессивной среды [Flamini et al., 1973], и его присутствие в рудах 2-го типа может свидетельствовать о растворении ранее образованных халькозина и джарлеита под влиянием кислых растворов [Габлина и др., 2000; Семкова и др., 2006]. Анилит, устойчивый при температуре, не превышающей 30°C [Morimoto, Koto, 1970], является индикатором относительно низких температур этого процесса.

Нерудными минералами-индикаторами сульфидных образований в осадках являются вторич-

ный кальцит и арагонит (см. рис. 3), образующиеся в результате переотложения растворенного под влиянием кислых растворов и замещенного сульфидными биогенного кальцита осадков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе обобщения результатов многолетних исследований глубоководных океанских сульфидных руд рассмотрены особенности двух генетических типов руд, сформированных в различных геологических и физико-химических обстановках: 1) руды, сформированные на поверхности дна “черными курильщиками”; 2) гидротермально-метасоматические руды в биогенных карбонатных донных осадках. Основное внимание уделено гидротермально-метасоматическим рудам в осадках (2-й тип), впервые установленным в Атлантике, и чертам их отличия от руд 1-го типа. Выявлен комплекс отличительных особенностей массивных сульфидных руд, сформированных на поверхности дна фокусированными гидротермальными источниками, и гидротермально-метасоматических руд, образованных в биогенных карбонатных донных осадках под воздействием флюидов диффузного типа. Эти типы руд различаются по отсутствию (для 1-го типа) или наличию (для 2-го типа) генетической связи с донными осадками, по морфологии и внутреннему строению сульфидных построек, минеральным парагенезисам, отражающим физико-химическую обстановку среды рудообразования, характеру минеральной зональности.

Выявленные отличия обусловлены различными условиями рудообразования. Формирование сульфидных руд на поверхности океанского дна (1-й тип) под воздействием фокусированных гидротермальных источников с температурой растворов до 350–450°C (“черные курильщики”) происходит на геохимическом барьере, образующемся в зоне смешения кислых восстановительных гидротермальных рудоносных растворов с холодной морской водой, содержащей кислород и SO₄. В этих условиях формируются трубы с концентрической минеральной зональностью, отражающей снижение температуры и рост окислительного потенциала в направлении от канала к стенкам. Длительное функционирование гидротермального источника приводит к формированию диффузоров на стенках труб и сульфидных холмов в основании, состоящих из сросшихся сульфидных труб ранней генерации и/или брекчированных руд цоколя.

Формы и внутреннее строение сульфидных построек в осадках (2-й тип), характерные для

“диффузоров”, а также дендритовые и флюидальные текстуры говорят о формировании их в условиях неполной проницаемости окружающей среды, затрудняющей распространение флюидов, т.е. о диффузном механизме продвижения потоков. Присутствие в сульфидных рудах реликтов слоистой осадочной текстуры и псевдоморфоз рудных минералов по раковинам микрофауны, являющейся основным компонентом вмещающих карбонатных биогенных осадков, свидетельствуют о метасоматическом образовании сульфидных руд в осадках за счет растворения биогенного кальцита и замещения его гидротермальными минералами. Минералообразование происходит на геохимическом барьере, в зоне взаимодействия металлоносных флюидов, морской воды, насыщающей осадки, и неустойчивого в кислой среде биогенного кальцита осадков. Карбонатные донные илы служат и геохимическим барьером (присутствие реакционноспособного карбонатного материала, морской воды в поровом пространстве), и физическим – затрудняющим быструю миграцию рудоносных растворов и способствующим осаждению и накоплению полезных компонентов.

Новый, гидротермально-метасоматический тип оруденения, впервые установленный в Атлантике, позволит существенно расширить запасы уже открытых и новых рудных полей в Российском Разведочном районе. Выявленные особенности могут быть использованы как поисковые критерии. Признаками рудоносности донных отложений служат пятна гидротермальных изменений осадков, арагонитовые корки на их поверхности, находки сульфидных построек с рассмотренными выше особенностями даже при отсутствии прямых свидетельств гидротермальной активности на поверхности морского дна (активных и реликтовых гидротермальных построек, активных гидротермальных источников).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № 0135-2019-0050) при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00480).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдонин В.В., Голева Р.В., Дубенчук В.Т. и др.* Сульфиды Восточно-Тихоокеанского поднятия. М.: ВИМС, 1993. 154 с.
- Андреев С.И., Аникеева Л.И., Алексеев А.М.* Минеральные ресурсы мирового океана: концепция изучения и освоения (на период до 2020 г.). СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2007. 102 с.

- Бельтнев В.Е., Рождественская И.И., Самсонов И.К. и др.* Поисковые работы на площади Российского разведочного района в Атлантическом океане с оценкой прогнозных ресурсов ГПС категории P_2 и P_3 в блоках 31–45 // Отчет 37-го рейса НИС “Профессор Логачев”. Ломоносов: АО ПМГРЭ, 2016.
- Батулин Г.Н.* Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 259–277.
- Блинова Е.В., Курносков В.Б.* Гидротермальные изменения осадков и трансформация состава растворов в южном тропе впадины Гуаймас Калифорнийского залива // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 491–509.
- Богданов Ю.А.* Гидротермальные проявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 166 с.
- Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г., Бутузова Г.Ю. и др.* Металлоносные осадки Красного моря. М.: Наука, 1986. 288 с.
- Богданов Ю.А., Хворова И.В., Серова В.В. и др.* Седиментация в рифтовой зоне хребта Хуан де Фука // Известия АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 26–35.
- 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 $14^{\circ}45'$ с.ш., Срединно-Атлантический хребет // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 68–90.
- Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др.* Минералогическо-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд и флюида поля Рейнбоу, ассоциированного с серпентинитами, Срединно-Атлантический хребет ($36^{\circ}14'$ с.ш.) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 6. С. 510–542.
- Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Бортников Н.С., Сагалевич А.М.* Гидротермальные рудопроявления океанического дна, приуроченные к серпентинитовым массивам // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2004. № 12. С. 63–90.
- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич Е.Г. и др.* Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
- Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Богданова О.Ю., Ульянова Н.В.* Диффузные потоки высокотемпературных растворов и их роль в формировании гидротермальной залежи // Океанология. 2012. Т. 52. № 5. С. 709–720.
- Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Габлина И.Ф. и др.* Зональные трубки черных курильщиков из гидротермального поля Рейнбоу (САХ, $36^{\circ}14'$ с.ш.) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2004. № 3. С. 35–48.
- Бортников Н.С., Викентьев И.В.* Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в мировом океане // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 1. С. 16–50.
- Бутузова Г.Ю.* Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря // Тр. ГИН РАН. Вып. 508. М.: ГЕОС, 1998. 312 с.
- Бутузова Г.Ю.* Гидротермально-осадочное рудообразование в Мировом океане. М.: ГЕОС, 2003. 136 с.
- Викентьев И.В., Бортников Н.С., Богданов Ю.А. и др.* Минералогия гидротермальных отложений поля Рейнбоу в районе Азор // Металлогения древних и современных океанов – 2000: Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 103–110.
- Габлина И.Ф., Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С. и др.* Ассоциации сульфидов меди в современных океанских рудах гидротермального поля Логачев (Срединно-Атлантический хребет, $14^{\circ}45'$ с.ш.) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 4. С. 329–349.
- Габлина И.Ф., Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С. и др.* Тетрагональная форма Cu_2S в современных гидротермальных рудах Рейнбоу (САХ, $36^{\circ}14'$ с.ш.) // Новые данные о минералах. 2004. Вып. 39. С. 102–109.
- Габлина И.Ф., Демина Л.Л., Дмитренко О.Б. и др.* Состав и вторичные изменения микрофоссилий в осадках гидротермального поля Ашадзе-1 (тропическая зона Срединно-Атлантического хребта) // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 475–489.
- Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Покровский Б.Г., Русаков В.Ю.* Модель метасоматического формирования современных металлоносных и рудоносных осадков и сульфидных руд в зоне Срединно-Атлантического хребта // Материалы Всероссийского Литологического совещания, посвященного 100-летию основателя Ленинградской литологической школы Л.Б. Рухина. Т. 2. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 9–12.
- Габлина И.Ф., Попова Е.А., Садчикова Т.А. и др.* Гидротермально-метасоматические изменения карбонатных донных осадков поля Ашадзе-1 (13° с.ш. Срединно-Атлантического хребта) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 5. С. 399–422.
- Габлина И.Ф., Дмитренко О.Б., Оськина Н.С. и др.* Влияние гидротермальной активности на карбонатные микрофоссилии в донных осадках тропической Атлантики // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 113–125.
- Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Наркевский Е.В. и др.* Влияние гидротермально-метасоматических процессов на формирование современных сульфидных руд в карбонатных донных осадках Срединно-Атлантического хребта (19° – 20° с.ш.) // Литология и полез. ископаемые. 2017. № 5. С. 387–408.
- Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Лайба А.А. и др.* Особенности сульфидных руд гидротермального узла Победа ($17^{\circ}07'$ – $17^{\circ}08'$ с.ш. Срединно-Атлантического хребта) // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 6. С. 475–500.
- Габлина И.Ф., Дмитренко О.Б., Хусид Т.А., Либина Н.В.* Влияние флюидов на видовой состав и сохранность микрофоссилий в биогенных карбонатных осадках гидротермального узла “Победа” (Срединно-Атлантический хребет) // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 6. С. 592–606.

- Галкин С.В.* Гидротермальные сообщества мирового океана. Структура, типология, география. М.: ГЕОС, 2002. 198 с.
- Галкин С.В.* Пространственная структура гидротермальных сообществ Срединно-Атлантического хребта // Экосистемы атлантических гидротерм. М.: Наука, 2006. С. 163–202.
- Геологическое строение и гидротермальные образования хребта Хуан де Фука / Под ред. А.П. Лисицына. М.: Наука, 1990. 200 с.
- Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики / Под ред. А.П. Лисицына. М.: Наука, 1993. 256 с.
- Демина Л.Л., Галкин С.В.* О роли абиогенных факторов в биоаккумуляции тяжелых металлов в гидротермальной фауне Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 2008. Т. 48. № 6. С. 847–860.
- Кузнецов А.П., Масленников В.В., Зайков В.В., Собоцкий В.А.* Фауна сульфидных гидротермальных холмов Уральского палеоокеана (средний девон) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 6. С. 1477–1481.
- Кузнецов А.П., Масленников В.В., Зайков В.В.* Пригидротермальная фауна силурийского палеоокеана Южного Урала // Известия РАН. Сер. биол. 1993. № 4. С. 525–534.
- Курнос В.Б., Блинова Е.В.* Гидротермальные изменения осадков и трансформация состава растворов во впадине Гуаймас Калифорнийского залива // Докл. РАН. 2015. Т. 461. № 2. С. 197–200.
- Курнос В.Б., Сахаров Б.А., Блинова Е.В.* Глинистые минералы в осадках гидротермально активного южного трюга впадины Гуаймас, Калифорнийский залив // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 4. С. 287–306.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П. и др.* Черные курильщики Калифорнийского залива // Известия АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 3–18.
- Леин А.Ю., Черкашов Г.А., Ульянов А.А. и др.* Минералогия и геохимия сульфидных полей Логачев-2 и Рейнбоу: черты сходства и различия // Геохимия. 2003. № 3. С. 304–328.
- Масленников В.В.* Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин Уро РАН, 2006. 384 с.
- Масленников В.В., Масленникова С.П., Леин А.Ю., Богданов Ю.А.* Сравнительный анализ минералогии и геохимии сульфидных труб палеозойских и современных “черных курильщиков” // Фундаментальные исследования океанов и морей. Кн. 2. М.: Наука, 2006. С. 151–171.
- Масленникова С.П., Масленников В.В.* Сульфидные трубы палеозойских “черных курильщиков” (на примере Урала). Екатеринбург, Миасс: Уро РАН, 2007. 312 с.
- Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф. и др.* Изокубанит из сульфидных руд гидротермального поля Рейнбоу (САХ, 36°14′ с.ш.) // Записки ВМО. 2002. № 5. С. 61–70.
- Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф. и др.* Зональные трубки черных курильщиков из гидротермального поля Рейнбоу (САХ, 36°14′ с.ш.) // Новые данные о минералах. 2004. Вып. 39. С. 102–109.
- Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф., Черкашев Г.А., Степанова Т.В.* Минеральные ассоциации как показатели зрелости океанских гидротермальных сульфидных построек // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 4. С. 339–367.
- Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф. и др.* Особенности преобразований минеральных парагенезисов в медных сульфидных рудах гидротермального поля Краснов (16°38′ с.ш. Срединно-Атлантического хребта) // Новые данные о минералах. 2007. Вып. 43. С. 62–76.
- Петрова В.В.* Роль биогенного кремнезема в формировании аутигенных минералов осадочного слоя центральной части Тихого океана // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 140–161.
- Русakov В.Ю., Шилов В.В., Рыженко Б.Н. и др.* Литология и геохимия рудоносных осадков гидротермального узла “Семенов” (13°31′–13°30′ с.ш., Срединно-Атлантический хребет) // Геохимия. 2013. № 8. С. 717–742
- Семкова Т.В., Габлина И.Ф., Степанова Т.В., Горькова Н.В.* Роксбит и условия его образования в современных рудоносных осадках гидротермального поля Логачев-1 (Срединно-Атлантический хребет, 14°45′ с.ш.) // Новые данные о минералах. 2006. Вып. 41. С. 33–45.
- Хусид Т.А., Оськина Н.С., Лукашина Н.П. и др.* Бентосные и планктонные фораминиферы в гидротермально активных районах Срединно-Атлантического хребта // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 1. С. 115–121.
- Черкашов Г.А.* Морфология и внутреннее строение гидротермальных рудных тел, формирующихся в различных геологических обстановках мирового океана // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 295–306
- Шарков Е.В., Абрамов С.С., Симонов В.А. и др.* Гидротермальные изменения и сульфидная минерализация в габброидах впадины Маркова (Срединно-Атлантический хребет, 6° с.ш.) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 6. С. 535–558.
- Шилов В.В., Самоваров М.Л.* Поисковые работы на участке “20°08′ с.ш.” и геолого-геофизические исследования с целью обнаружения рудопроявлений ГПС в осевой зоне САХ (в пределах 19°15′–20°05′ с.ш.) // Отчет по Государственному контракту № 15/06/102-11 от 07.07.2009 г. Ломоносов: АО ПМГРЭ, 2011.
- Barriga F.F.A., Costa I.M.A., Relvas J.M.R. et al.* The Rainbow serpentinites and serpentinite – sulfide stockwork (Mid-Atlantic Ridge, AMAR segment): a preliminary report of the FLORES results // EOS. Amer. Geophys. Res. 1997. V. 78. № 46. P. F832.

- Bonatti E.* The origin of metal deposits in the oceanic lithosphere // *Sci. Amer.* 1978. V. 238. № 2. P. 54–61.
- Curray J.R., Moore D.C., Aguayo J. E. et al.* Initial reports of DSDP. V. 64. Wash. (D.C.): U.S. Gov. Print. Off., 1982.
- Djurle C.* An X-Ray Study of the System Cu–S // *Acta Chem. Scan.* 1958. V. 12 № 7. P. 1415–1426.
- Duckworth R.C., Knott R., Fallick A.E. et al.* Mineralogy and sulfur isotope geochemistry of the Broken Spur sulfides, 29° N Mid-Atlantic Ridge // *Hydrothermal Vents and Processes* / Eds L.M. Parson, C.L. Walker, R.D. Dixon // *Geol. Society Spec. Publication*, London. 1995. № 87. P. 175–189.
- Flamini A., Graziani G., Grubessi O.* A new synthetic phase in the Cu–S system // *Periodico di Mineralogia*. 1973. V. 42. P. 257–260.
- Fouquet Y., Wafik A., Cambon P. et al.* Tectonic Setting and Mineralogical and Geochemical Zonation in the Snake Pit Sulfide Deposits (Mid-Atlantic Ridge at 23° N) // *Econ. Geol.* 1993. V. 88. P. 2018–2036.
- Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J. et al.* Geodiversity of Hydrothermal Processes Along the Mid-Atlantic Ridge and Ultramafic-Hosted Mineralization: a New Type Of Oceanic Cu–Zn–Co–Au Volcanogenic Massive Sulfide Deposit // *Geoph. Monograph Series*. 2010. V. 188. P. 321–367.
- Gablina I.F., Dobretsova I.G., Popova E.A.* Biomineralization Processes During the Formation of Modern Oceanic Sulfide Ore and Ore-bearing Sediments // *Biogenic–Abiogenic Interactions in Natural and Anthropogenic Systems* / Eds O.V. Frank–Kamenetskaya, E.G. Panova, D.Yu. Vlasov // Part of the series *Lecture Notes in Earth System Sciences*. Publisher: Springer International Publishing, 2016. P. 43–54.
- Goble R.Y., Robinson G.* Geerite, Cu_{1.6}S, a new copper sulphide. Dekalb Township, New York // *Can. Min.* 1980. V. 18. P. 519–523.
- Goble R. J.* The relationship between crystal structure, bonding and cell dimensions in the copper sulfides // *Canadian Mineralogist*. 1985. V. 23. P. 61–76.
- Goodfellow W.D., Franklin J. M.* Geology, Mineralogy, and chemistry of sediment-hosted clastic massive sulfides in shallow cores, Middle Valley, Northern Juan de Fuca Ridge // *Econ. Geol.* 1993. V. 88. P. 2037–2068.
- Hannington M.D., Galley A.G., Herzig P.M., Petersen S.* Comparison of the TAG mound stockwork complex with Cyprus-type massive sulfide deposits // *Proceed. of the Ocean Drilling Program, scientific results*. 1998. V. 158. P. 389–415.
- Humphris S.E., Herzig P.M., Miller D.J. et al.* The internal structure of an active sea-floor massive sulphide deposit // *Nature*. 1995 V. 377. P. 713–716.
- Jones M.L.* On the vestimentifera, new phylum, six new species, and other taxa, from hydrothermal vents and elsewhere? // *Bull. Biol. Soc. Wash.* 1985. № 5. P. 117–158.
- Kurnosov V., Murdmaa I., Rosanova T. et al.* Mineralogy and hydrothermally altered sediments and igneous rocks at sites 856–858, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, leg 139 // *Proc. ODP. Sci. Rep.* V. 139. 1994. P. 113–131.
- Little C.T.S., Herrington R., Maslennikov V.V. et al.* Silurian high-temperature hydrothermal vent community from the southern Urals, Russia // *Nature*. 1996. V. 385. № 9. P. 146–148.
- Mills R.A.* Hydrothermal deposits and metalliferous sediments from TAG, 26° N Mid-Atlantic Ridge // *Hydrothermal Vents and Processes* / Eds L.M. Parson, C.L. Walker, D.P. Dixon // *Geol. Society Spec. Publication*, London. 1995. № 87. P. 121–132.
- Morimoto N., Koto K.* Anilite, Cu₇S₄, a new mineral // *Amer. Mineral.* 1969. V. 54. P. 1256–1267.
- Morimoto N., Koto K.* Phase relations of the Cu–S system at low temperatures: Stability of anilite // *Amer. Mineral.* 1970. V. 55. P. 106–117.
- Mumme W.G., Sparrow G.J., Wolker G.S.* Roxbyite, a New Sulphide Mineral from the Olympic Dam Deposit, Roxby Downs, South Australia // *Mineral. Mag.* 1988. V. 52. P. 323–330.
- Potter R.W.* An electrochemical investigation on the system copper – sulfur // *Econ. Geol.* 1977. V. 72. P. 1524–1542.
- Pushelt H., Laschek D.* Marine Erzvorcommen in Roten Meer // *Fridericiana Zeitschrift der Universität Karlsruhe*. 1984. H. 34. S. 3–17.
- Rona P.A., Klinkhammer G., Nelsen T.A. et al.* Black smokers, massive sulfides and vent biota at the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1986a. V. 321. P. 33–37.
- Rona P.A., Pockalny R.A., Thompson G.* Geologic setting and heat transfer of black smokers at TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge, 26° N // *EOS. Amer. Journ. Union Transaction*. 1986b. V. 67. № 44. P. 1021.
- Roseboom E.H.* Djurleite, Cu_{1.96}S // *Amer. Mineral.* 1962. V. 47. P. 1181–1184.
- Roseboom E.H.* An investigation of the system Cu–S and some natural copper sulfides between 25° and 700°C // *Econ. Geol.* 1966. V. 61. № 4. P. 641–671.
- Skinner B.Y.* Stability of the tetragonal polymorph of Cu₂S // *Econ. Geol.* 1970. V. 65. P. 724–730.
- Toth J.R.* Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron // *Geological Society of America Bulletin*. 1980. V. 91. P. 44–54.
- Whiteside L.S., Goble R.J.* Structural and compositional changes in copper sulfides during leaching and dissolution // *Canadian Mineralogist*. 1986. V. 24. P. 247–258.
- Wirsen C.O., Jannash H.W., Molyneaux S.J.* Chemosynthetic Microbial Activity at Mid-Atlantic Ridge Hydrothermal Vent Sites // *Journal of Geophysical Research*. 1993. V. 98. № 6. P. 9693–9703.
- Zierenberg R., Koski R.A., Morton J.L. et al.* Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escabana Trough, southern Gorda Ridge // *Econ. Geol.* 1993. V. 88. № 8. P. 2069–2098.

Distinctive Features of Two Genetic Types of Sulfide Ores in the Central Atlantic

I. F. Gablina*

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: gablina@ilran.ru*

The work summarizes the results of long-term studies of the localization conditions, morphology, structure, mineral and chemical composition of modern ocean sulfide ores, carbonate, ore-bearing and metal-bearing sediments in the area of 13°–20° s. s. of the Mid-Atlantic ridge. The features of sulfide ores formed in various geological and physico-chemical environments are considered: 1) on the bottom surface, when interacting: hydrothermal solution – seawater (“black smokers”); 2) under the bottom surface, when interacting: hydrothermal solution – biogenic carbonate sediment (hydrothermal-metasomatic ores). They have some common features and are not always distinguished by researchers. A set of distinctive features is proposed to identify hydrothermal-metasomatic ores that can be used in the search and prediction of sulfide ores in the ocean.

Keywords: Mid-Atlantic ridge, modern deep-sea sulfide ores, carbonate, metal-bearing and ore-bearing bottom sediments, conditions of sulfide formation, black smokers, hydrothermal-metasomatic ores.