

УДК 553.067:553.261

Ю.С. Бородаев¹, Н.Н. Мозгова², Т.Ю. Успенская³**ТИПОМОРФИЗМ СОВРЕМЕННЫХ КОЛЧЕДАНОВ НА ДНЕ ОКЕАНА**

На основе обобщения 17-летних исследований современных океанских колчеданов авторами установлены их типоморфные признаки в сопоставлении с древними континентальными месторождениями сходного генезиса. Выявлены типоморфные минералогические особенности исследованных объектов, зависящие от пород субстрата и зрелости гидротермальных сульфидных построек. Полученные данные дополняют наши знания о минеральном веществе на первых ступенях его возникновения.

Ключевые слова: типоморфизм, современные океанские и древние континентальные колчеданы, минеральный состав, минералы-эфемеры, структуры распада.

Typomorphic features of modern oceanic massive sulfides are established in comparison to ancient continental deposits of similar genesis on the basis of summarizing results of author's researches during 17 years. Typomorphic mineralogical features of the investigated objects, depending on a substratum and a maturity of hydrothermal sulfide mounds are also revealed. The obtained data add to our knowledge of mineral substance at the first steps of its origin.

Key words: Typomorphic features, modern oceanic and ancient continental massive sulfides, mineral composition, mineral-ephemers, exsolution textures.

Введение. Массивные сульфидные руды в океане были открыты в 1977 г., а первые черные курильщики — трубообразные сульфидные тела — в 1978 г. Интерес к этим объектам объясняется их значимостью для практики и для развития фундаментальной науки. Участки морского дна, где происходит современное минералообразование, играют роль природных лабораторий, дающих информацию об особенностях состава и поведения минерального вещества в первые моменты его зарождения, о чем исследователи древних континентальных месторождений судят лишь по косвенным признакам. Более 50 лет назад А.Г. Бетехтин [Бетехтин, 1953] писал: «При изучении гидротермальных месторождений мы должны учитывать, что минеральные массы с момента отложения могли претерпеть ряд превращений и что современные особенности их строения могут представлять не только результат выделения из растворов, но и наложения других, более поздних процессов».

Принимая во внимание вышесказанное, особое значение приобретает исследование современных подводных колчеданов с целью установления их отличий от древних континентальных руд, а также выявления особенностей подводных гидротермальных сульфидных построек, различающихся условиями образования.

Черты сходства и различия геологических обстановок современных океанских и древних колчеданных месторождений исследователи отмечали уже вскоре после открытия современного рудообразования на дне океана [Краснов, Ельянова, 1990]. Современные сульфидные образования на 21° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) сравнивались с

колчеданными месторождениями Кипра, современными аналогами которых их стали считать [Oudin, Constantinou, 1984]. Позже Т.Н. Шадлун [Шадлун, 1991] описала сростания сульфидов, характерные для современных и древних колчеданных руд. Иногда исследователи подчеркивали, что различия между современными и древними колчеданами очевидны, но анализ их возможных причин часто отсутствует [Краснов, Ельянова, 1990].

В статье авторы обобщают результаты своих 17-летних исследований подводных колчеданов, которые проводились в основном в рудопроявлениях Срединно-Атлантического хребта (САХ). Объекты различаются по возрасту, субстрату, длительности и степени активности, а также по динамике процесса (таблица). Это отразилось на зрелости построек, минерализации и структурно-текстурных соотношениях минералов, что позволило установить типоморфные признаки современных океанских колчеданов в сопоставлении с древними континентальными месторождениями сходного генезиса. Выявлены также типоморфные минералогические особенности исследованных объектов, обусловленные составом пород субстрата и зрелостью сульфидных построек.

Типоморфные черты современных подводных колчеданов. Особенности морфологии океанских рудных залежей. Современные колчеданные руды образуют холмообразные постройки на километровых глубинах на дне океана. Постройки имеют значительные размеры и массу до нескольких миллионов тонн, что сопоставимо с промышленными месторождениями на континентах. Длительность их формирования насчитывает иногда несколько десятков тысяч лет.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии полезных ископаемых, доцент, e-mail: nat@geol.msu.ru

² ИГЕМ РАН, вед. науч. с., профессор, e-mail: n.mozgova@yandex.ru

³ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, ст. науч. с., тел. 931-27-30.

Общая характеристика изученных гидротермальных сульфидных построек САХ

Поля и постройки	Координаты, с.ш.	Глубина, м	Максимальный возраст, тыс. лет	Субстрат	Гидротермальная активность	Специализация руд***	Зональность
Логачев-1*	14° 45'	2860–3040	66,5	Ультра-основные породы	В основном неактивное	Cu–Zn (Co, Ni)	Cu-зона на юго-востоке поля; Fe(Zn)-зона на северо-западе
Логачев-2	14° 43'22"	2670–2740	7,0	То же	Активное**	Zn–Fe–Cu (Co, Ni)	Зональность в трубах
Рейнбоу	36° 14'	2270–2320	23,0	– « –	Активное	Cu–Zn–Fe (Co, Ni)	То же
Ашадзе	13°	4100–4200	7,2	– « –	Активное**	Fe–Cu–Zn (Co, Ni)	Cu-зона в восточной части поля, Zn- и Cu–Zn-зоны в западной части поля. Зональность в трубах
Краснов	18° 38'	3700–3760	119,2	Базальты	Неактивное	Fe–S и Cu–Fe–S	Зональность в трубах
Постройка Мир (поле ТАГ)	26° 08'	3420–3470	63,0	Базальты	Неактивное	Fe–Cu–Zn	Асимметричная зональность (с юга на север): Fe–Si-, Zn- и Cu-зоны. Та же зональность в трубах

* Ранее Полярное, затем Логачев [Mozgova et al., 1996]; ** изучались образцы из неактивных участков; *** в скобках — элементы типоморфной акцессорной минерализации.

Главная особенность морфологии этих построек — наличие венчающих их полых сульфидных труб длиной от нескольких сантиметров до мощных колонн, поднимающихся на высоту двух-трехэтажного дома. В активную фазу через трубы происходит интенсивная разгрузка флюидов. Флюиды, имеющие высокую температуру (300–400 °C), смешиваясь с холодной морской водой (2 °C), образуют дымоподобную сульфидную взвесь (так называемые черные курильщики), а при более низкой температуре — взвесь оксида кремния и барита (так называемые белые курильщики). Скорость истечения флюидов высокая (до 15 м/с). Прекрасные зарисовки этих образований с натуры приводятся во многих работах Ю.А. Богданова, например в [Богданов и др., 2006]. Трубы часто имеют тонкую концентрическую зональность стенок, что позволяет судить об особенностях их формирования. По мере развития и затухания процесса каналы труб постепенно зарастают.

Первая модель образования черных курильщиков была предложена Р. Хеймон [Haumon, 1983], которая выделила две главные фазы роста: 1) сульфатную (кристаллизация ангидрита CaSO_4 из холодной морской воды при встрече с горячим флюидом и зарождение стенок труб вокруг устья канала) и 2) сульфидную (замещение ангидрита Cu–Fe-сульфидами). Указывалось, что стенки каналов растут вверх и вширь во все время активной деятельности курильщика. По мере их роста в связи с изменением в радиальном направлении физико-химических факторов (T , pH, Eh, $f\text{S}_2$, $f\text{O}_2$) вокруг каналов возникает метасоматическая зональность с одинаковым направлением развития зон от канала к периферии труб.

Позже У. Грэхэм с соавторами [Graham et al., 1988] отметила сходство образования сульфидных труб в океане и скарновых месторождений на континенте. Согласно этой модели в направлении дви-

жения растворов от мест их струйного истечения последовательно образуются и одновременно разрастаются зоны, обусловленные изменением физико-химических условий. Основное отличие заключается в материале, который замещают сульфиды (в океане роль известняка играет ангидрит).

Эти представления дополнены нашими исследованиями стенок активных медных труб черных курильщиков из Рейнбоу [Бородаев и др., 2004]. Было показано, что возникающие минеральные ассоциации сразу же подвергаются двойному воздействию, с одной стороны, центробежному действию флюидов из канала, с другой — центростремительному действию окружающей морской воды. В результате навстречу одна другой развиваются две метасоматические колонки — «эндогенная» (рост агрегатов от центра к периферии) и «экзогенная» (рост кристаллов от периферии к центру). Это сопровождается окислением закисного железа с последующим его выносом и увеличением роли медистых минералов. С затуханием гидротермального процесса активизируется «экзогенная» колонка и процесс превращается в гипергенный. По мере увеличения воздействия морской воды начинается окисление и вынос меди (высокомедистые сульфиды замещаются низкомедистыми).

Таким образом, сульфидные трубы, отражающие характерные условия образования подводных руд, — типоморфная особенность морфологии рудных залежей на первых ступенях их формирования.

Долгое время считалось, что сульфидные трубы для древних континентальных колчеданных месторождений не характерны, хотя уже с 1984 г. в литературе отмечались единичные находки в древних колчеданах палеогидротермальных сульфидных труб [Oudin, Constantinou, 1984]. Существенный прорыв в этом направлении намечился в последнее десятилетие, когда появились публикации об исследованиях

реликтов сульфидных труб, обнаруженных в палеозойских неметаморфизованных медно-цинково-колчеданных рудах Яман-Касинского месторождения (уральский тип) и колчеданно-полиметаллического месторождения Александринского (тип куроко) на Южном Урале [Масленников, 2006; Масленникова, Масленников, 2007 и др.].

Особенности минерального состава и структурно-текстурных соотношений в подводных колчеданах. Минеральную основу океанских руд составляют всего несколько сульфидов системы Cu-Fe(Zn)-S : пирротин, пирит, марказит, халькопирит, изокубанит, борнит, сфалерит и вюртцит. Система содержит элементы с переменной валентностью и обладает широкими областями твердых растворов при высоких значениях температуры. Согласно экспериментальным данным [Yund, Kullerud, 1966; Kojima, Sugaki, 1985], обширная область твердого раствора в центральной части системы Cu-Fe-S при $700\text{--}600\text{ }^\circ\text{C}$ с понижением температуры разделяется на тетрагональный халькопиритовый твердый раствор и кубический изокубанитовый, так называемый промежуточный твердый раствор (intermediate solid solution, или фаза iss). Кроме минералов системы Cu-Fe(Zn)-S в составе подводных колчеданов выявлены разнообразные второстепенные рудные минералы: самородные элементы и интерметаллиды, простые сульфиды, антимониды, сложные сульфиды, сульфосоли и теллуриды. Форма их выделения разнообразна: в порых — микродрузы кристаллов, в сплошных рудах — идиоморфные и аллотриоморфные зерна, радиально-лучистые, ветвисто-пластинчатые, фестончато-колломорфные агрегаты и др.

Важные минералогические особенности океанских колчеданов определяются бурной динамикой подводного процесса минералообразования, во многих случаях порождающей неравновесные условия кристаллизации. Последнее обуславливает типоморфные отличия подводных колчеданов от древних континентальных руд сходного генезиса.

Наиболее наглядный типоморфный признак океанских колчеданов — распространенность в

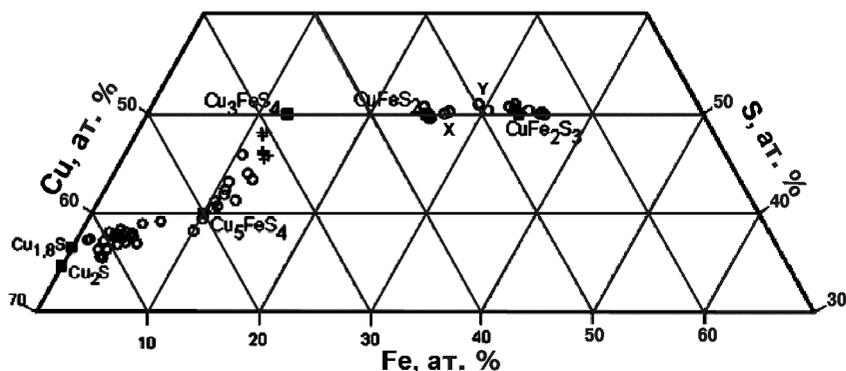


Рис. 1. Распределение составов сульфидов меди и железа на диаграмме Cu-Fe-S . Черные квадраты — теоретические составы изокубанита (CuFe_2S_3), фазы Y , халькопирита (CuFeS_2), идаита (Cu_3FeS_4), борнита (Cu_5FeS_4), халькозина (Cu_2S) и дигенита ($\text{Cu}_{1.8}\text{S}$). Результаты анализов минералов (поле Рейнбоу): крестики — идаит, кружки — остальные минералы и фазы X ($\text{Cu}_{1-n}\text{Fe}_{1+n}\text{S}_2$) и Y ($\text{Cu}_2\text{Fe}_3\text{S}_5$)

рудах неустойчивых метастабильных минералов и фаз, которые редки или отсутствуют в древних континентальных месторождениях и не синтезированы в равновесных условиях. Используя терминологию, предложенную Ф.В. Чухровым [Чухров, 1973] для продуктов экзогенных процессов, их можно называть минералы-эфемеры. Причина появления подобных соединений «кроется в быстром течении химических реакций, которое делает невозможным образование устойчивых фаз» [там же, с. 64]. При изменении условий минералы-эфемеры легко трансформируются и со временем исчезают, сменяясь более устойчивыми фазами.

Ярким примером минералов-эфемеров в океанских колчеданах служит широко распространенный здесь изокубанит CuFe_2S_3 (кубический полиморф ромбического кубанита), который в континентальных месторождениях очень редок. В качестве минерального вида изокубанит был утвержден в 1988 г. французскими исследователями в образцах из Красного моря и ВТП ($21\text{ }^\circ\text{C}$ с.ш.). Ранее, а иногда и позднее, минерал описывался как кубический кубанит, высокий кубанит, кубанит-II и халькопирротин. Последнее название использовал П. Рамдор [Ramdohr, 1975], согласно которому этот неустойчивый высокотемпературный минерал образуется в магматических, пегматитопневматолитовых и гипотермальных месторождениях. Ссылаясь на экспериментальные работы, П. Рамдор отмечал, что выше $350\text{ }^\circ\text{C}$ смесимость халькопирротина с чистым халькопиритом неограниченная, а ниже — этот твердый раствор распадается на халькопирит и твердый раствор с составом, который зависит от температуры. В исследованных нами образцах из поля Логачев-1, судя по содержанию цинка в изокубанитовой матрице и экспериментам [Kojima, Sugaki, 1985], распад фазы iss происходил при $300\text{ }^\circ\text{C}$.

Несмотря на стехиометрическую формулу, изокубанит рассматривается как природный аналог высокотемпературной фазы iss и является типичным минералом переменного состава. В океанских рудах он встречается в виде гомогенных зерен и кристаллов, но больше распространены структуры его распада, в которых закономерные сростания более медистых лейст включены в изокубанитовую матрицу измененного состава. Морфология, размеры и количество лейст в этих структурах варьируют. Первоначально лейсты принимали за обычный халькопирит.

Согласно нашим исследованиям, среди лейст в структурах распада фазы iss присутствуют две нестехиометрические фазы, названные фазой X (количественно преобладает) и фазой Y . По составу они лежат в интервале между халькопиритом и изокубанитом: фаза X — обедненный медью халькопирит $\text{Cu}_{1-n}\text{Fe}_{1+n}\text{S}_2$, где $n \approx 0,1$, а фаза Y — обогащенный медью изокубанит $\text{Cu}_2\text{Fe}_3\text{S}_5$ (рис. 1).

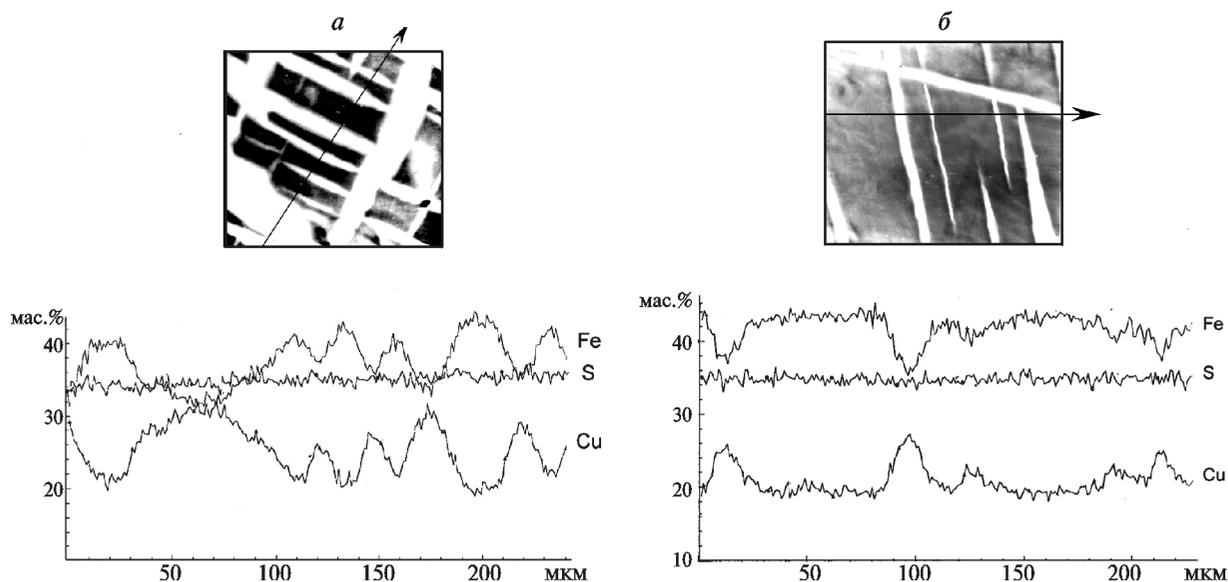


Рис. 2. Структуры распада изокубанитового твердого раствора (поле Логачев-1). Лейсты: *a* — фаза *X*; *b* — фаза *Y*; матрица — изокубанит. Полированные шлифы в обратнорассеянных электронах и графики линейного сканирования (стрелка — направление и интервал сканирования)

Фаза *X* первоначально обнаружена в структурах распада в колчеданах полей Логачев-1 и Логачев-2 [Мозгова и др., 2005]. Отклонение состава лейст от идеальной формулы халькопирита превышает область нестехиометрии обычного халькопирита, что позволяет рассматривать эту фазу как его нестехиометрическую аномальную разновидность. В отраженном свете фаза *X* обладает обычной для тетрагональной модификации халькопирита анизотропией со слабым цветным эффектом. Сопоставление с данными в системе Cu–Fe–S, полученными в гидротермальных условиях [Sugaki et al., 1975], показывает, что фаза *X* соответствует конечному члену халькопиритового твердого раствора, очень узкое поле которого при 350 °C прослеживается от почти стехиометрического состава CuFeS₂ до Cu_{0,9}Fe_{1,1}S₂ вдоль линии с атомным отношением Me/S ≈ 1. Сходные данные известны и в системе Cu–Fe–Zn–S.

Фаза *Y*, близкая по химизму к изокубаниту, помимо лейст в матрице изокубанита, изредка встречается в виде гомогенных зерен, а в отдельных случаях и в виде тонкозернистых смесей (очевидно, структуры распада). Сопоставление результатов рентгеноспектральных анализов гомогенных выделений фазы *Y* и изокубанита (образцы из поля Рейнбоу) показывает их химические различия. Состав фазы *Y* (среднее из 18 анализов, мас.%): Cu 27,91; Fe 35,96; Co 0,52; Ni 0,32; S 35,07, сумма 99,80, что отвечает формуле Cu_{2,0}(Fe_{2,94}Co_{0,04}Ni_{0,03})_{3,01}S_{4,99} с отношением Fe/Cu = 1,5. Состав изокубанита (среднее из 6 анализов, мас.%): Cu 20,49; Fe 43,02; Co 0,36; S 33,22, сумма 100,09, формула Cu_{0,88}(Fe_{2,09}Co_{0,03})_{2,12}S_{3,00}, близкая к идеальной CuFe₂S₃. Наглядно разница между составами обеих фаз видна при сравнении разрезов, полученных путем количественного линейного сканирования перпендикулярно лейстам в структурах распада (рис. 2). Ранее

сульфид с составом фазы *Y* (Cu₂Fe₃S₅) отмечался в метеоритах [Rambaldi et al., 1986].

Другой минерал с обширной областью составов — борнит — также встречается в гомогенных выделениях и образует структуры распада, нередко двух- и многоступенчатые. Особенности некоторых структур распада борнита могут служить индикаторами определенной температуры преобразования. Так, в постройке Мир в борнитовой структуре распада (матрица — распавшийся борнит-дигенитовый твердый раствор) халькопиритовые лейсты обрастают дигенитовыми оторочками. Подобная ассоциация, по экспериментальным данным, стабильна при 200 °C и ниже.

Составы матриц и лейст, а также их количественные соотношения варьируют и в изокубанитовом, и в борнитовом твердых растворах. Это свидетельствует о разнообразии химизма первичных фаз до распада, а с учетом указанных значений температуры распада — о преобразованиях эфемерных фаз в океанских колчеданах в широком температурном интервале. В процессе формирования океанских колчеданов образовывались и другие легко распадающиеся эфемерные фазы системы Cu–Fe–Zn–S [Мозгова и др., 2007]. Таким образом, обилие в океанских колчеданах структур распада метастабильных фаз-эфемеров, обусловленное неравновесными условиями кристаллизации, — типоморфная особенность современных подводных сульфидных руд.

Типоморфными признаками подводных колчеданов служат также весьма неравномерное распределение примесей в рудных минералах и их большее количество, иногда на порядок превышающее установленное экспериментально при равновесии в соответствующих системах. Так, гомогенные зерна сфалерита (Мир, поле ТАГ) содержат примесь меди

в количестве до 4–9 мол.% CuS [Мозгова и др., 1998], тогда как, по данным экспериментов [Kojima, Sugaki, 1985], растворимость CuS в сфалерите в равновесных условиях в ассоциации $\text{Chp} + \text{Py} + \text{Sph}$ при 300 °C составляет всего 0,6 мол.%. В тех же образцах, по нашим данным, количество Cu и Fe в вюрцитите заметно варьирует в пределах зерна в четырех точках (в мас.%): Fe 6,8; 10,8; 10,0; 12,5 и соответственно Cu 0,4; 0,2; 0,2; 0,4. В образцах из района 21° ю.ш. ВТП отмечалось, что интервал содержания Fe в колломорфных и зернистых агрегатах сфалерита составлял от 1 до 20 мас.%, что объяснялось отсутствием равновесия при образовании минералов [Шадлун, 1991].

Следующим типоморфным признаком, указывающим на неравновесные условия кристаллизации, может служить весьма противоречивое возрастное соотношение минералов в пределах небольших объемов руды. В качестве примера приведем соотношение между пиритом и марказитом в небольшом штуде (длина около 6 см) из ВТП (21° ю.ш.), рис. 3. В одних случаях фиксируется нарастание пирита на марказит, а в соседнем участке, наоборот, марказит обрамляет пирит, то же отмечается и для пары сфалерит—халькопирит. Особенно ярко такие соотношения проявлены в минеральных псевдоморфозах по остаткам морских организмов, где одновременно образовавшиеся разные сульфиды распределяются в разных участках реликтов; так, пирит обычно замещает оболочку, а халькопирит (иногда сфалерит) находится в центре. Прекрасные примеры избирательных замещений остатков организмов в гидро-

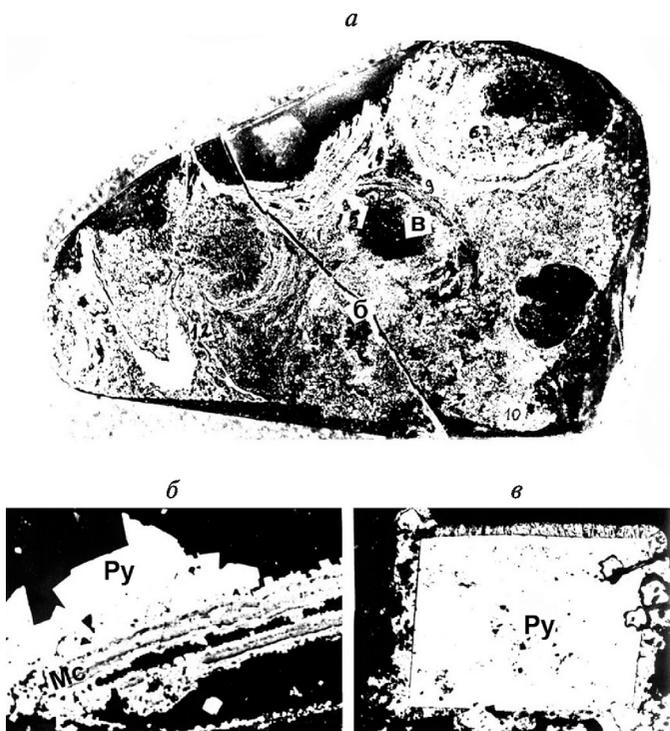


Рис. 3. Соотношения минералов: *a* — полированный штудф длиной 6 см (гидротермальное поле 21° ю.ш. ВТП); *б, в* — места отбора материала для полированных шлифов. В нижней части рисунка показаны соотношения пирита (Py) и марказита (Mc)

термальных постройках ВТП (12°44'–13°02' с.ш.) приведены В.В. Авдониным с соавторами [Авдонин и др., 1993].

Типоморфное значение имеет также присутствие ультрамикросрастаний минералов в исследованных объектах. Примером могут служить микрокристаллы ZnS с внутрикристаллической неоднородностью и межфазовыми границами областей разной структуры, обнаруженные в образцах пористой трубки черного курильщика из гидротермального поля задугового бассейна Манус (Папуа-Новая Гвинея) [Мозгова и др., 2004]. Кристаллы в виде идеальных гексагональных призм высотой до 30 мкм при ширине до 20 мкм первоначально были приняты за вюрцит (рис. 4). Изучение с помощью высокоразрешающей электронной микроскопии (ВРЭМ) показало, что кристаллы представлены тесными прорастаниями на структурном уровне двух политипов ЗС (сфалерита) и 2Н (вюрцита). Наногетерогенность «монокристаллов» подтверждена методами рентгеновской и электронной дифракции.

Типоморфные различия океанских колчеданов, обусловленные породами субстрата и зрелостью построек. Типоморфные особенности минерального состава колчеданных построек, зависящие от подстилающих пород. Знакомство с результатами исследований, выполненных в первые два десятилетия после открытия гидротермальных океанских руд и сведенных в специальных выпусках журналов «Canadian Mineralogist»

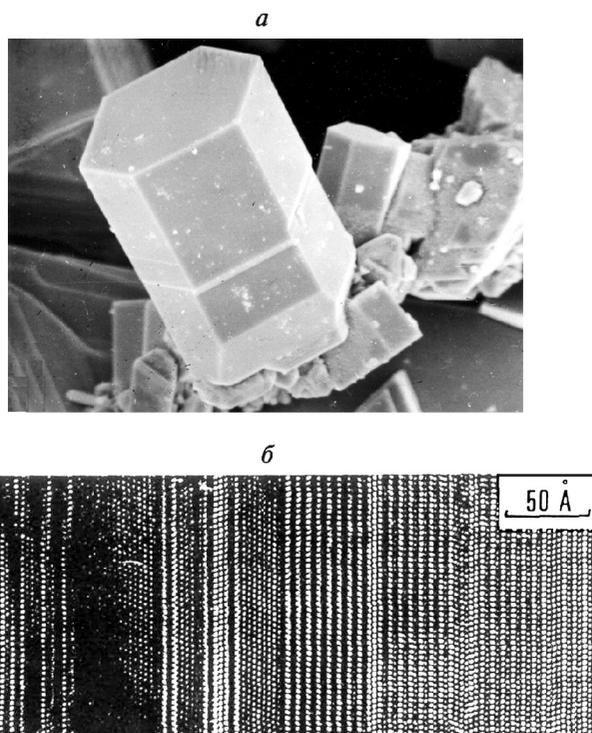


Рис. 4. Морфология и строение кристалла ZnS (задуговой бассейн Манус, район Папуа-Новая Гвинея): *a* — микрогетерогенный кристалл ZnS в виде гексагональной призмы (под сканирующим электронным микроскопом, ширина призмы 20 мкм); *б* — ВРЭМ-снимок того же кристалла: чередование в структуре вюрцитовых (2Н, вертикальные ряды из белых точек) и сфалеритовых областей (3С, наклонные ряды)

(1988) и «Economical Geology» (1993), показало, что главные минералы колчеданов остаются «сквозными» в разных геодинамических обстановках с разными субстратами. В то же время в минеральных ассоциациях задуговых бассейнов, межконтинентальных рифтов и некоторых впадин на океанических хребтах при наличии подстилающих осадочных толщ или кислых вулканогенных пород (дациты, риолиты и кислые туфы) обычно появляются второстепенные минералы с более кислотными свойствами (разнообразные сульфосоли, антимонит, сульфиды мышьяка и др.). На этом основании в 1999 г. нами было высказано суждение о глобальном проявлении типоморфизма в океанских колчеданах, а именно о типоморфных минеральных ассоциациях в сульфидных гидротермальных рудах, зависящих от геодинамической обстановки и состава пород субстрата.

Более конкретные данные о типоморфных минералах, отражающих влияние субстрата на океанские гидротермальные сульфиды, появились позднее. После нашей находки акцессорного кобальтпентландита в поле Логачев-1, где подстилающий субстрат сложен ультраосновными породами [Mozgova et al., 1996], а затем открытия разными авторами аналогичной Co–Ni-минерализации в рудах полей Рейнбоу и Ашадзе, также связанных с ультрамафитами, эти минералы были признаны типоморфными для построек этого типа.

В сульфидных трубах ассоциация Co–Ni-минералов находится на некотором удалении от подводящего канала и приурочена к контакту «экзогенной» и первичной метасоматической колонок. Высказывалось предположение [Бородаев и др., 2007], что это связано с пролонгированным действием поступающих флюидов, вызывающих отгонку кобальта и никеля в сторону от канала (зонная чистка). Просачивающаяся по порам и трещинкам нагретая морская вода преобразовывает ранние сульфиды, в результате образуются Co–Ni-минералы, часто приуроченные к центральным частям тонких халькозиновых прожилков, как это описано в поле Логачев-1, или метасоматических кайм с оторочками борнита по краям угловатых зерен халькопирита в поле Ашадзе (рис. 5) [Mozgova et al., 2008].

Приуроченность Co–Ni-минералов к океанским гидротермальным рудам, ассоциирующимся с ультрамафитами, и их отсутствие в аналогичных рудах на базальтовом субстрате достаточно определенно указывает, что именно серпентинизированные ультраосновные породы служат источником кобальта и никеля, которые выносятся при проработке этих пород поднимающимися флюидами. В отличие от современных океанских сульфидных труб с акцессорной Co–Ni-минерализацией, в палеоаналогах из месторождения Яман-Касы место последней занимают сульфоарсенидно-теллуридные ассоциации, которые также концентрируются в приграничных участках разных зон [Масленникова, Масленников, 2007].

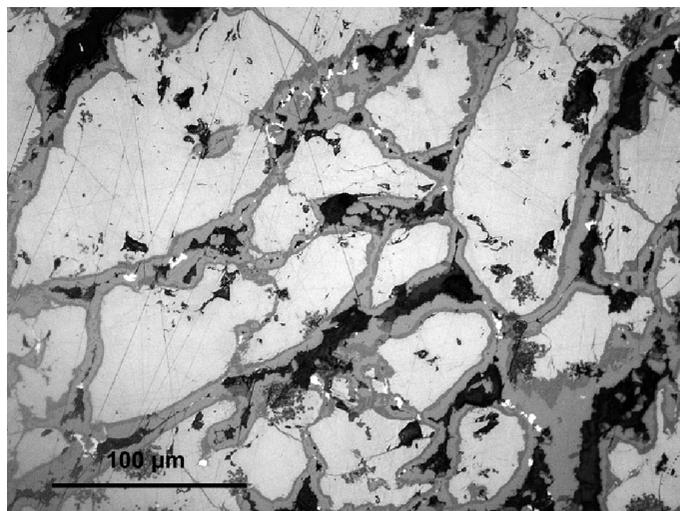


Рис. 5. Очень мелкие зерна кобальтпентландита (белые) в метасоматических каймах медных сульфидов (серое) с тонкой оторочкой борнита (темно-серое), оконтуривающих крупные зерна халькопирита (рудное поле Ашадзе). Полированный шлиф в отраженном свете

Типоморфные особенности минерального состава колчеданных построек разной зрелости. Рассмотрим результаты минералого-геохимического изучения трех гидротермальных рудных полей САХ с одинаковым гипербазитовым субстратом: Логачев-1, Логачев-2 и Рейнбоу [Мозгова и др., 2005]. Выбранные объекты различаются возрастом, а также уровнем и длительностью активности, что определило разную степень их зрелости.

Установлено, что самое долгоживущее из этих объектов поле Логачев-1 характеризуется наиболее медистым составом руд, широким развитием и разнообразием многоступенчатых контрастных структур распада твердых растворов изокубанита и борнита со значительным интервалом температуры распада, а также широким распространением и разнообразием гипергенных нестехиометрических сульфидов меди.

В специализации руд двух остальных объектов большее значение приобретает цинк. При этом в молодом поле Логачев-2 структуры распада изокубанита менее разнообразны и контрастны, но присутствуют сфалерит-халькопиритовые и золото-мышьяковые структуры распада (рис. 6). Это, возможно, свидетельствует, что в определенные моменты подводного рудообразования существовали метастабильные неустойчивые твердые растворы в других системах. Распространенность гипергенных сульфидов меди (преимущественно маломедистых членов джирит–ковеллинового ряда) здесь минимальна.

В промежуточном по возрасту поле Рейнбоу с продолжающейся интенсивной гидротермальной активностью значительно развит пирротин, структуры распада изокубанита менее распространены и в меньшей степени контрастны по составу. В то же время здесь установлен гомогенный изокубанит, отсутствующий в двух других гидротермальных полях. И здесь же в молодых зональных медно-колчеданных

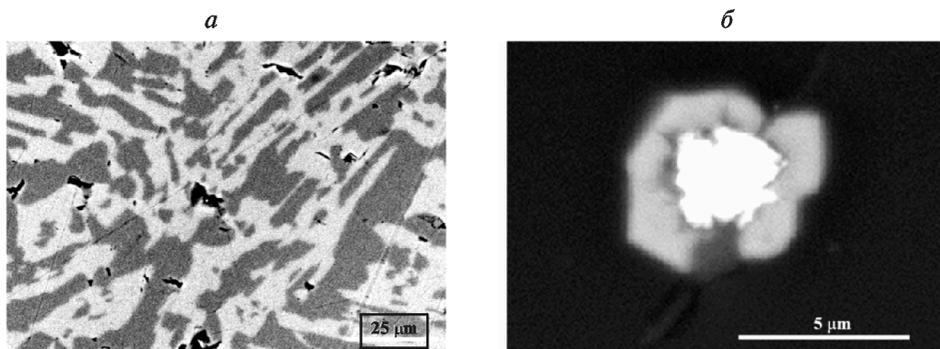


Рис. 6. Структуры распада в рудах поля Логачев-2: *a* — графические срастания сфалерита (светлое) и халькопирита (темное); *б* — зерно золота с каймой мышьяка в кремнеземе. Полированные шлифы в обратно-рассеянных электронах

трубках обнаружена гомогенная фаза *Y*, слагающая зоны у каналов [Бородаев и др., 2004]. В гидротермальных полях Логачев-1 и Логачев-2 она встречена лишь в виде лейст в продуктах распада изокубанитового твердого раствора. На стенках каналов активных черных курильщиц в поле Рейнбоу найдена редкая метастабильная тетрагональная форма халькозина Cu_2S , устойчивая в области повышенных значений давления ($> 0,8$ кбар) и температуры (> 102 °C).

Выявленные особенности исследованных объектов свидетельствуют о различной зрелости изученных построек и согласуются с известной моделью эволюции подводного рудообразующего процесса Д.В. Гричука [Гричук, 2000], согласно которой роль меди увеличивается по мере развития процесса. Таким образом, указанные минералогические особенности океанских колчеданов можно рассматривать как типоморфные черты подводных построек разной степени зрелости.

Открытое уже в начале текущего столетия самое глубоководное в Атлантике гидротермальное поле Ашадзе, связанное с ультрамафитами, также содержит типоморфную акцессорную Co–Ni-минерализацию и подобно остальным океанским колчеданам обладает признаками неравновесной кристаллизации минералов [Mozgova et al., 2008]. Один из них — содержание примесей в главных рудных минералах, на порядок превышающее значения, установленные экспериментально в равновесных условиях. В качестве примера укажем халькопирит с примесью Zn до 9,25 ат.%, (против 0,9 ат.%, что известно из эксперимента при 500 °C [Kojima, Sugaki, 1985]).

В то же время поле Ашадзе отличается от рассмотренных построек широким распространением пирротина и на фоне общего неравновесного процесса рудообразования впервые проявленной тенденцией к локальным равновесиям. О последнем свидетельствует связь химизма рудных минералов со специализацией руд и минеральными ассоциациями. Так, большая примесь Zn отмечена в халькопирите из Cu–Zn-руд, а низкая — из Cu-руд; сфалерит содержит максимальную примесь Fe (до 22 вес.%) в ассоциациях с пирротинном и минимальную (2,70 вес.%) — с вторичными продуктами. Подобные зависимости

характерны для равновесных условий [Kojima, Sugaki, 1985].

Таким образом, несмотря на идентичные признаки генетической связи описанных гидротермальных полей с ультраосновным субстратом (присутствие акцессорных минералов Co и Ni), различия в минеральном составе и структурно-текстурных особенностях руд, связанные со степенью зрелости, определяют их типоморфные особенности.

Типоморфные особенности

океанских колчеданов, претерпевших пост- или внутрирудные динамические воздействия, рассмотрим на примере гидротермального поля Краснов, в котором при подводных съемках наблюдался сброс, прошедший по руде. Это реликтовое рудное поле отличается от известных гидротермальных полей САХ Fe-составом, длительностью формирования и наличием пострудных нарушений [Бельтнев и др., 2006]. Последнее позволило предположить многоэтапность формирования руд, что подтверждено минералогическими исследованиями локально проявленных медных руд, которые из-за переменной валентности химических элементов и высокой подвижности меди легко реагируют на изменение обстановки [Мозгова и др., 2007]. Наряду с обычными для подводных колчеданов рудных минералов (изокубанит, халькопирит, пирит, борнит, идаит, Cu-сульфиды $Cu_{2-x}S$) в изученных образцах определены сфалерит, марказит, троилит, Fe–Cu-сульфаты, Fe-оксиды, кварц, опал, барит, сера, а также эфемерные фазы *X* и *Y* и не отмечавшиеся ранее фазы *M* ($Cu_3Fe_2S_5$) и *B* ($CuFe_2S_4$) (возможно, сверхтонкие смеси), размер зерен от 1–2 до 50 мкм (изредка до 1 мм). Главные минералогические особенности изученных руд — широкая распространенность изокубанита и разнообразие форм его преобразования, что представляет наиболее ценную информацию.

По результатам проведенных исследований выявлены три основных типа парагенезисов медноколчеданных руд поля Краснов:

I тип — гомогенный изокубанит с сетью прожилков борнита и высокомедистых Cu-сульфидов халькозин—дигенитового ряда распространен значительно и его соотношения с другими парагенезисами неясны. Сходство с минеральными ассоциациями самых молодых активных сульфидных труб в поле Рейнбоу позволяет по аналогии предположить, что этот парагенезис — продукт локального высокотемпературного короткожившего источника;

II тип парагенезисов включает ассоциации, связанные с распавшимся изокубанитом и уникальными преобразованиями продуктов его распада. Распад сопровождается избирательным замещением изокубанитовых матриц более медистыми минералами, что

вызывает изменение окраски матрицы от светло-коричневой до зеленой. Анализы тонких смесей разной окраски, замещивших изокубанитовые матрицы, локализованы на графике (рис. 7) вблизи разных минералов: Cu–Fe- и Cu-сульфидов. Наблюдались одноступенчатые и более сложные структуры распада изокубанита (рис. 8, а). По интенсивно измененным матрицам развиваются новообразования гомогенных сульфидов, включая фазу Y (рис. 8, б). Форма и положение новообразований определяются лейстами халькопирита, вдоль которых они «растекаются». Особенно эффектно под электронным микроскопом микродрузы новообразованных гомогенных кристаллов изокубанита среди реликтов продуктов распада первичного изокубанитового твердого раствора (рис. 8, в).

III тип парагенезисов — оксидно-сульфатно-сульфидный — в отличие от первых двух имеет Fe-специализацию. В нем различаются 2 подтипа: а — с доминирующим пиритом в участке с брекчиевой текстурой; б — с развитием гипогенных Fe–Cu-сульфатов и Fe-оксидов. Оба подтипа содержат зерна

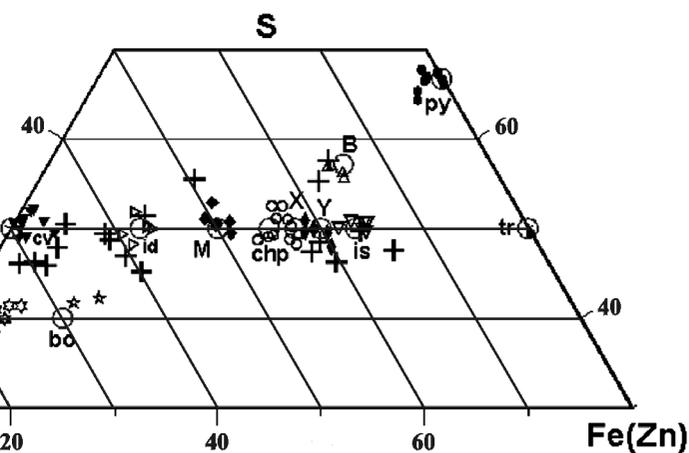


Рис 7. Распределение составов изученных минералов на диаграмме Cu–(Fe,Zn)–S (поле Краснов). Символы минералов: is — изокубанит, chp — халькопирит, id — идаит, bo — борнит, cv — ковеллин, cc — халькозин, gr — джирит, dj — жарлеит, py — пирит, mc — марказит, tr — троилит; X, Y, M, B — обозначения фаз. Белые крупные кружки — теоретические составы; крупные кресты — валовые составы тонких структур распада

гомогенного изокубанита и реликты глубоко преобразованных парагенезисов II типа (рис. 9).

Учитывая принадлежность изокубанита к высокотемпературным твердым растворам, развитие гомогенного изокубанита по измененным продуктам распада первичного изокубанитового твердого раство-

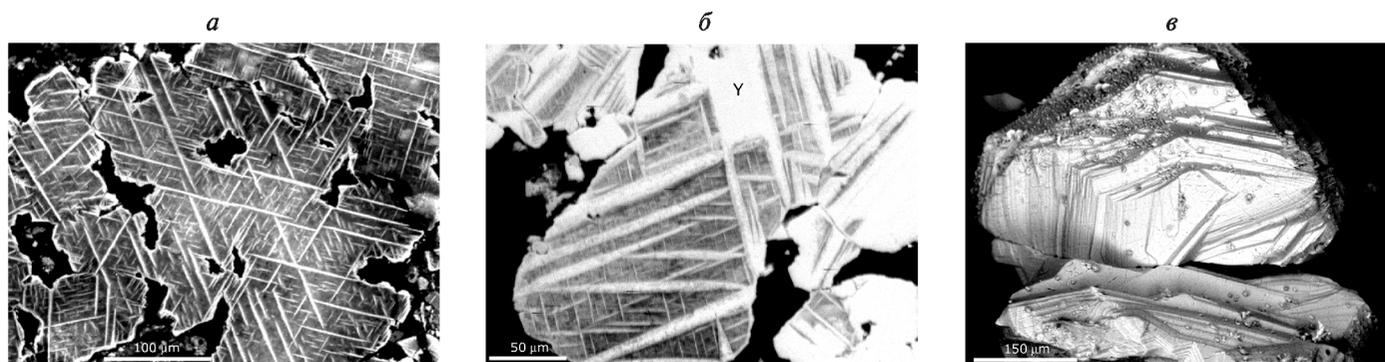


Рис. 8. Минеральные ассоциации II типа парагенезисов в поле Краснов: а — ковелин-содержащая матрица с двумя системами лейст и каймами халькопирита вокруг пор; б — крупные лейсты халькопирита со следами изменения наложены на сетку мелких лейст в темной матрице, местами между лейстами по матрице развивается фаза Y; в — сортики пластинчатых кристаллов изокубанита с присыпкой пирита и медных сульфидов (а, б — полированные шлифы, в — микроштупф в отраженных электронах)

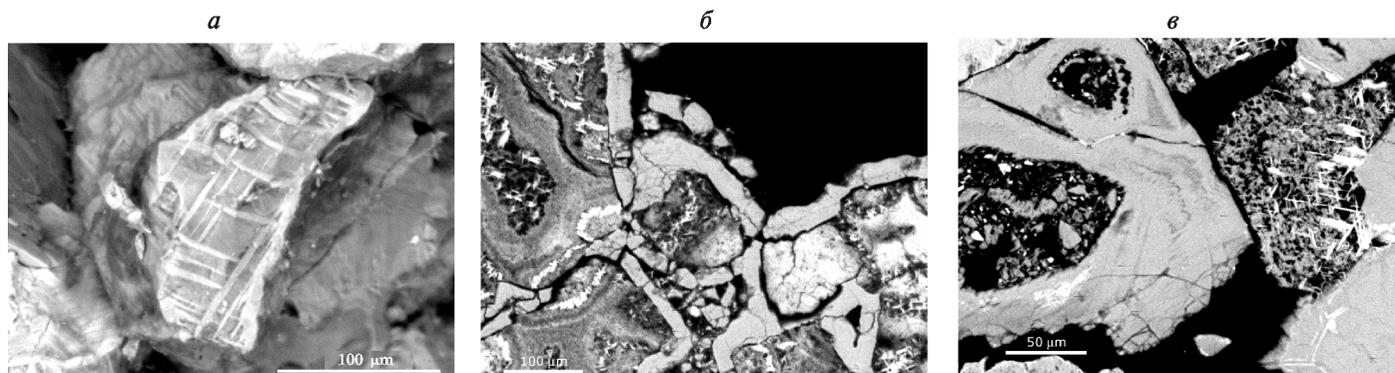


Рис. 9. Парагенезис III типа — оксидно-сульфатно-сульфидный (поле Краснов): а — реликтовое зерно с остатками решетки структуры распада в пирите; б — каймы пирита вокруг интенсивно измененных гетерогенных рудных фрагментов; белые зерна — новообразования ближе не определенных Cu–Fe-сульфидов; в — изометричное зерно гётита с реликтами парагенезисов II типа, местами со следами сохранившейся решетки структуры (полированные шлифы в отраженном свете)

ра, а также одновременное присутствие новообразованного изокубанита и глубокоизмененных реликтов раннего изокубанита в Fe-ассоциациях, очевидно, указывают на поступление новых порций горячих восстановительных флюидов, обогащенных железом, и согласуются с предположением о многоэтапности формирования рудного поля Краснов. Возможно, описанные соотношения ассоциаций знаменуют переход к этапу минералообразования, породившему главную в поле Краснов серно-колчеданную минерализацию.

Обсуждение результатов. Из изложенного следует, что, в отличие от континентальных руд сходного генезиса, особенно претерпевших метаморфизм, океанские колчеданы во многом сохраняют непосредственные свидетельства кинетики процесса, причем подчас очень бурного. Это часто порождает неравновесные условия кристаллизации, определяющие ряд типоморфных особенностей подводных колчеданов. Среди них можно указать распространенность минералов-эфемеров и разнообразных структур их распада, наличие противоречивых возрастных соотношений минералов, а также присутствие в главных минералах примесей, количество которых намного (иногда на порядок) превышает установленное в соответствующих системах при равновесии экспериментально. Лишь в некоторых случаях (пример — поле Ашадзе) появляются тенденции к равновесию в процессе формирования современных подводных руд.

Наряду с типоморфными характеристиками океанских колчеданов, отличающих их от континентальных, выявлены типоморфные особенности минерального состава изученных объектов, различающихся некоторыми геологическими и генетическими чертами. Среди них особое место занимает состав пород субстрата, влияющий на ассоциации второстепенных и акцессорных минералов. Так, при наличии в подстилающих породах более кислых разностей ассоциации второстепенных минералов становятся разнообразнее за счет появления минералов с более кислотными свойствами. При смене базальтового субстрата на ультрамафитовый появляется акцессорная Co–Ni-минерализация. Эти данные согласуются с распространенной точкой зрения, согласно которой источником по крайней мере части металлов являются подстилающие породы.

Другой важный фактор — зрелость сульфидных построек, обусловленная возрастом, интенсивностью и длительностью гидротермальной активности. По мере эволюционного формирования океанских руд и их проработки поступающими флюидами и

агрессивной морской водой эфемерные минералы постепенно разлагаются и исчезают. В результате океанские постройки по минералогическим признакам приближаются к колчеданным залежам, известным на суше. В случае катастрофических событий в процессе формирования сульфидных тел преобразование минеральных ассоциаций происходит более динамично. Появление нового этапа рудообразования отражается в структурно-текстурных соотношениях (показано на примере гидротермального поля Краснов).

В заключение специально остановимся на важной проблеме, связанной с критериями единой последовательности кристаллизации минералов, поскольку именно эти данные лежат в основе выделения парагенетических ассоциаций и суждения о стадийности формирования месторождений. Как показывает изучение океанских руд, здесь традиционные подходы малоприменимы. На это уже неоднократно в начале 90-х гг. прошлого века обращала внимание в своих работах А.Ю. Леин, подчеркивая, что гидротермальный процесс на дне океана приводит к близодновременному и даже синхронному образованию различных по составу минеральных ассоциаций.

В связи с этим напомним, что еще в середине прошлого века Д.П. Григорьев предложил понятие «фация минералов», которое он трактовал как выделения одного и того же минерала, образующиеся одновременно, но получившие разный вид вследствие роста в несколько разных условиях. В конце прошлого века в работах С.А. Руденко указывалось, что условия могут определяться как внешними факторами (изменением состава расплава, флюида), так и изменением состава замещаемого субстрата при метасоматозе.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать вывод, что в океанских колчеданных рудах выделение единой последовательности образования минералов и стадий рудообразования вряд ли правомочно. Очевидно, в данном случае уместно пользоваться понятием «фации минералов». Представляется продуктивным осмыслить подобные явления с позиций микрофациальной изменчивости среды минералообразования, а также самоорганизующихся систем при автоколебательном характере процесса в рамках представлений синэргетики.

При исследовании океанских руд авторы плодотворно сотрудничали с И.Ф. Габлюной, Т.В. Степановой и Г.А. Черкашевым, что отражено во многих совместных статьях и докладах. Авторы пользуются случаем еще раз выразить им свою глубокую признательность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдонин В.В., Голева Р.В., Дубинчук В.Т. и др. Сульфиды Восточно-Тихоокеанского поднятия. М.: ВИМС, 1993.

Бельтнев В.Е., Шагин А.А., Марков В.Ф. и др. Новое гидротермальное рудное поле в районе 16°38' с.ш. Срединно-Атлантического хребта // Докл. РАН. 2006. Т. 408. С. 495–499.

Бетехтин А.Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 276–308.

Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006.

Бородаев Ю.С., Брызгалов И.А., Мозгова Н.Н., Успенская Т.Ю. Пентландит и кобальтпентландит — типоморфные минералы современных гидротермальных сульфидных построек, связанных с серпентинизированными ультрабазитами (Срединно-Атлантический хребет) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 2. С. 30–39.

Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Габлина И.Ф. и др. Зональные трубки черных курильщиков из гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет, 36°14' с.ш.) // Там же. 2004. № 3. С. 35–48.

Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000.

Краснов С.Г., Ельянова Е.А. Сравнительный анализ современного и древнего колчеданного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1990. № 4. С. 76–88.

Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006.

Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург; Миасс: УрО РАН, 2007.

Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф. и др. Минеральные ассоциации как показатели степени зрелости океанских гидротермальных сульфидных построек // Литология и полезные 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. 42. С. 62–76.

Мозгова Н.Н., Краснов С.Г., Бородаев Ю.С. и др. Строевые, минеральные ассоциации и благородные металлы океанской рудной постройки Мир гидротермального поля ТАГ (Срединно-Атлантический хребет, 26° с.ш.) // Геология рудных месторождений. 1998. № 3. С. 256–277.

Мозгова Н.Н., Органова Н.И., Бородаев Ю.С. и др. Дефекты упаковки в кристаллах цинка в черных курильщиках (задуговой бассейн Манус, район Папуа-Новая Гвинея) // Новые данные о минералах. 2004. Вып. 39. С. 94–101.

Чухров Ф.В. Минералы-эфемеры // Природа. 1973. № 9. С. 64–69.

Шадлун Т.Н. О некоторых сростаниях сульфидов, характерных для современных и древних колчеданных руд // Геология рудных месторождений. 1991. № 4. С. 110–118.

Graham U.M., Bluth G.J., Ohmoto H. Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise. 11°N and 13°N latitudes. Part 1. Mineralogy and paragenesis // Can. Mineral. 1988. Vol. 26. P. 487–504.

Haymon R.M. Growth history of hydrothermal black smoker chimneys // Nature. 1983. Vol. 301. P. 695–698.

Kojima S., Sugaki A. Phase relations in the Cu–Fe–S system between 500 and 300 °C under hydrothermal conditions // Econ. Geol. 1985. Vol. 80. N 1. P. 158–171.

Mozgova N.N., Borodaev Yu.S., Cherkashev G.A. et al. Mineralogy of massive sulfides from the Ashadze hydrothermal field, 13°N, Mid-Atlantic Ridge // Can. Mineral. 2008. Vol. 46. P. 545–567.

Mozgova N.N., Krasnov S.G., Batuev B.N. et al. The first report of cobalt pentlandite from a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal deposit // Can. Mineral. 1996. Vol. 34. P. 23–28.

Oudin E., Constantinou G. Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits // Nature. 1984. Vol. 308. P. 349–353.

Rambaldi E.R., Rajan R.S., Housley R.M., Wang D. Gallium-bearing sphalerite in a metal-sulfide nodule of the Qingzhen (EH3) chondrite // Meteoritics. 1986. Vol. 21, N 1. P. 23–31.

Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin: Akademie-Verlag, 1975.

Sugaki A., Shima H., Kitakaze A., Harada H. Isothermal phase relations in the system Cu–Fe–S under hydrothermal conditions at 350 °C and 300 °C // Econ. Geol. 1975. Vol. 70. P. 806–823.

Yund R.A., Kullerud G. Thermal stability of assemblages in the Cu–Fe–S system // J. of Petrology. 1966. Vol. 7. P. 454–488.

Поступила в редакцию
13.10.2009