

**ПРОЯВЛЕНИЯ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ
ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ЗАДУГОВОМ БАССЕЙНЕ ОХОТСКОГО МОРЯ
(КУРИЛЬСКАЯ ГЛУБОКОВОДНАЯ КОТЛОВИНА)**

А.Н. Деркачев**, *И.А. Тарарин, *Е.П. Леликов**, *А.В. Можеровский**,
*Й. Грайнерт****, *Н.Н. Баринов*****

**Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г.Владивосток, Россия*

***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток, Россия*

****GEOMAR Research Center for Marine Geosciences, Christian Albrechts University, Kiel, Germany*

На основе комплексных минералогических и геохимических исследований на подводном вулкане в северо-восточной части Курильской глубоководной котловины обнаружены и изучены низкотемпературные гидротермальные образования, развитые в трещинах базальтов и на их поверхности. Установлена следующая последовательность выделения минеральных фаз: сульфиды железа (пирит) – железистые силикаты (гидрослюда селадонит-нонtronитового ряда) – аморфный кремнезем (опал) – оксигидроксиды железа (гётит) – оксигидроксиды железа и марганца (вернадит). Сульфидная минерализация относится к вкрапленниково-штокверковому типу. Обнаружение обломков чистых баритов позволяет предполагать существование на данной вулканической постройке типичных гидротермальных "курильщиков".

Ключевые слова: подводный вулкан, гидротермальные образования, минералогия, геохимия, Курильская глубоководная котловина, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение гидротермальной минерализации (прежде всего сульфидной) в областях современного осадконакопления имеет важное значение для познания процессов рудообразования в древних седиментационных бассейнах, образовавшихся в сходных геодинамических обстановках (аналоги колчеданных месторождений суши).

За последние два десятилетия значительный прогресс достигнут в изучении гидротермального сульфидного рудообразования, проявления которого первоначально были обнаружены в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов [3, 8, 15, 22, 23, 34, 40, 41, 43, 44, 46–48, 62, 65 и др.]. Позднее подобные образования были описаны в зонах задугового спрединга некоторых окраинных морей западной части Тихого океана: морях Фиджи (бассейн Лау), Соломоновом (бассейн Вудларк), Бисмарка (бассейн Манус), Восточно-Китайском (трог Окинава) и Филиппинском (Марианский трог) [4, 16–19, 29, 33, 38, 42, 45, 56, 58–60, 63 и др.]. Здесь были обнаружены типичные гидротермальные постройки из массивных сульфидных руд (черные "курильщики"), располагающиеся в районе выходов гидротермальных растворов на морское дно.

Менее значимые по масштабам гидротермальные проявления с сульфидами отмечаются в привершинных частях подводных вулканов, в том числе и в задуговых бассейнах [1, 13, 27, 37, 39, 42, 52, 54, 55, 58, 64]. Низкотемпературные гидротермальные образования подводных вулканов задуговых бассейнов обычно представлены оксидами кремния (опал, халцедон, кварц), оксидами и гидроксидами железа и марганца (лимонит, гётит, тодорокит, вернадит, бёрнессит), гидрослюда-сметкитами и гидрослюдами глауконит-селадонитового ряда [1, 6, 9, 13, 14, 20, 24, 27, 28, 30, 31, 50, 54, 55, 64]. Сульфиды (в основном железа, реже меди, цинка и свинца) среди них имеют резко подчиненное значение [1, 6, 13, 54, 55, 58].

Сульфидная минерализация в привершинных частях подводных вулканов тыловой зоны Курильской островной дуги была установлена в ходе комплексных геолого-геофизических исследований (80-е годы), проведенных на НИС "Пегас", "Вулканолог" (Институт морской геологии и геофизики, Институт вулканологии ДВО РАН) и НИС "Морской геофизик" (СТГЭ ПГО "Севморгеология") [1, 6, 13]. Однако в пределах глубоководной части Курильской котловины проявления гидротермальной сульфидной минерализации не были известны. Только в 1996 году во время 27 рейса НИС "Академик Лаврентьев"

[35] в восточной части котловины был обнаружен небольшой плейстоценовый подводный вулкан, последующее драгирование которого в 28 рейсе (1998 год) позволило получить представительный базальтовый материал со следами гидротермальной переработки [25, 36, 37, 61]. Данная статья посвящена результатам предварительного изучения этих образований.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Изученный подводный вулкан представляет собой концентрическую в плане, коническую постройку с диаметром основания 5.5–6.5 км, оконтуренную изобатой 3200 м (рис. 1). Вершина его располагается на глубине 2370 м. Наиболее представительные образцы были получены на ст. LV28-48 и LV28-56, где подняты крупные (до 0.5 м) глыбы и более мелкие обломки шаровых лав базальтов (преобладают) и андезибазальтов верхних частей лавовых и агломератовых потоков [25, 61]. Верхняя часть склонов вулкана практически лишена покрова осадков. И только лишь участками неровная, кавернозная поверхность базальтов покрыта тонкой осадочной оболочкой, содержащей мелкие включения обломков вулканитов, терригенный материал ледового разноса и биогенные остатки (диатомеи, радиолярии и спиккулы кремнистых губок), перекрытых железо-марганцевыми корками переменной мощности.

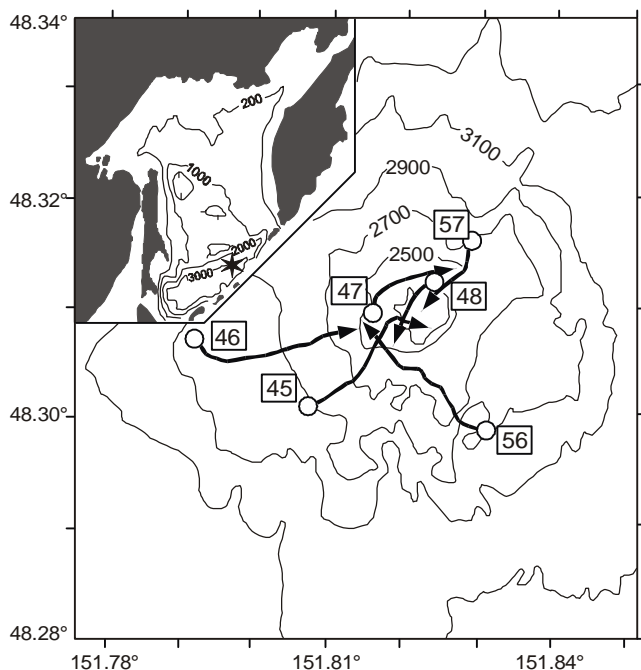


Рис. 1. Батиметрическая схема подводного вулкана в Курильской глубоководной котловине.

Стрелками показано положение станций драгирования 28 рейса НИС "Академик Лаврентьев", цифры в рамке – номера станций. На врезке звездочкой отмечено положение изученного вулкана в Курильской котловине.

Базальты и андезибазальты – пористые порфиновые породы, содержащие от 5–7 до 20–30 % порфиновых вкрапленников, среди которых преобладают оливин, клинопироксен и плагиоклаз. Реже встречаются амфибол и ортопироксен. Последний характерен только для наиболее кремнекислых пород. Связующая масса вулканитов стекловатая, сложена буроватым стеклом с многочисленными микролитами клинопироксена, плагиоклаза, оливина, Fe-Ti-оксидов и реже амфибола. В породах нередки включения ультраосновного (верлиты) и основного (клинопироксениты, габбро и габбронориты) состава размером от 0.3 до 3–4 см.

Оливин вкрапленников содержит 88–89 % Fo в центре кристаллов и 80–84 % Fo на их краях [25]. Вкрапленники клинопироксена представлены авгитом $Wo_{44-48}En_{40-47}Fs_{6-12}$ с умеренным (0.4–0.9 %) содержанием TiO_2 . Вкрапленники плагиоклаза имеют основные ядра An_{90-80} и узкие краевые зоны более кислого состава An_{75-55} . Состав микролитов плагиоклаза и клинопироксена аналогичен составу краевых зон одноименных минералов вкрапленников. Амфиболы обладают оливково-бурой окраской и представлены магнезиогастингситом, паргаситом и реже чермакитовой роговой обманкой (согласно классификации V. Lake [49]).

Изученные породы характеризуются пониженными концентрациями высокозарядных (Ti, Zr, Nb, Y) и высоким содержанием крупноионных литофильных (K, Rb, Sr, Ba) элементов, отвечая по составу высокоглиноземистым высококалийевым лавам известково-щелочной серии островных дуг [21]. Базальтоиды обогащены легкими лантаноидами ($La/Sm)_N=1.9-2.3$, $(La/Yb)_N=4.5-5.2$ [25] и их тренды P3Э идентичны трендам P3Э четвертичных известково-щелочных вулканов тыловой зоны Курильской островной дуги [21]. K-Ar возраст базальтоидов по двум пробам составляет 0.932 ± 0.042 и 1.632 ± 0.051 млн лет.

МЕТОДЫ

Исследование минеральных фаз в измененных породах и их взаимоотношение проводилось в шлифах под поляризационным микроскопом. Кроме того, образцы изучались под бинокулярным микроскопом с дальнейшим отбором по разным типам минерализации на микрозондовый, спектральный, рентгеноструктурный и электронно-микроскопический анализы. Рентгеноструктурный анализ глинистых минералов проводился на анализаторе ДРОН-2.0 (Cu K α излучение, плоский графитовый монохроматор) по общепринятой методике. Образцы железо-марганцевых корок (ЖМК) изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-3A и просвечивающего электронного микроскопа "TESLA" BS-540. На сколы ЖМК перед просмотром

в сканирующем электронном микроскопе напылялась медная пленка. Препараты для просвечивающей электронной микроскопии готовились следующим образом. Под бинокляром отбирались фрагменты образцов, содержащие, в основном, окислы марганца. Затем образец истирался в агатовой ступке, подвергался обработке на ультразвуковом диспергаторе УЗДН-2Т на частоте 22 кгц в течение 5 минут. Полученная суспензия осаждалась на коллодиевую подложку с напыленной на нее пленкой Al, использующегося в качестве эталона [26].

Электронно-микроскопические исследования других минералов выполнены в Морском исследовательском центре (GEOMAR) при Кильском университете (г. Киль, Германия). Для диагностики элементного состава минералов дополнительно использовалась энерго-дисперсионная электронная приставка EDAX к электронному микроскопу. Определения изотопного состава серы баритов сделаны также в GEOMAR.

Количественный микроанализ минералов выполнен В. А. Чубаровым в Институте вулканологии ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский). Расчет кристаллохимических формул минералов проводился на основании химического анализа, по зарядам (на 22 аниона), кислородным методом [5]. Количественно-спектральный анализ выполнен в ДВГИ ДВО РАН.

Для выявления степени влияния гидротермальных флюидов на состав измененных пород к результатам спектрального анализа применены методы многомерной статистики (факторный и кластерный анализы).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глинистые минералы

На трех станциях драгирования (LV28-45, LV28-48 и LV28-56) были подняты вулканические породы с явными признаками гидротермальной переработки. Обломки базальтов разбиты многочисленными трещинами, вдоль которых они раскалываются на более мелкие фрагменты. Наиболее интенсивные гидротермальные изменения приурочены к трещинам отдельности, вдоль которых стекловатая связующая масса и порфиновые вкрапленники базальтов замещены светло-зеленым, слабо двупреломляющим глинистым минералом с микроагрегатной поляризацией. Мощность изменения пород вдоль трещин не превышает 0.3–0.5 см, иногда достигая 1 см. Сами трещины также выполнены таким же светло-зеленым глинистым материалом коллоидной структуры. Вдоль стенок трещин глинистые минералы образуют концентрически-зональные каемки с радиально-лучистым погасанием отдельных микрокристаллитов. Центральные части тре-

щин сложены глобулярной глинистой массой со сферолитовой и микроагрегатной (в промежутках между глобулами) поляризацией. Многочисленные поры и пустоты, прилегающие к трещинам в базальтах, выполнены аналогичным по составу и строению глинистым веществом. Степень раскристаллизации исходного железо-кремнистого геля неоднородна. В однородной, в проходящем свете, светло-зеленой массе наблюдаются участки как с ясно выраженной кристаллическостью, так и почти изотропные. Последние отличаются менее интенсивным зеленым цветом и низким показателем преломления.

Светло-зеленый глинистый минерал, выполняющий трещины отдельности и поры базальтов, во влажном состоянии представляет собой мягкую гелевидную массу, которая при высыхании растрескивается и рассыпается. По данным рентгеноструктурного анализа он относится к гидрослюдистому типу. Параметр b равен 9.09 Å. Высокий симметричный рефлекс в 10.5 Å (в воздушно-сухом состоянии) при насыщении сдвигается до 10 Å, уменьшается в интенсивности и расширяется с образованием пологого наклона в сторону малых углов (рис. 2). Такое поведение минерала при обработке говорит о присутствии в структуре разбухающих смектитовых пакетов (до 20–30 %).

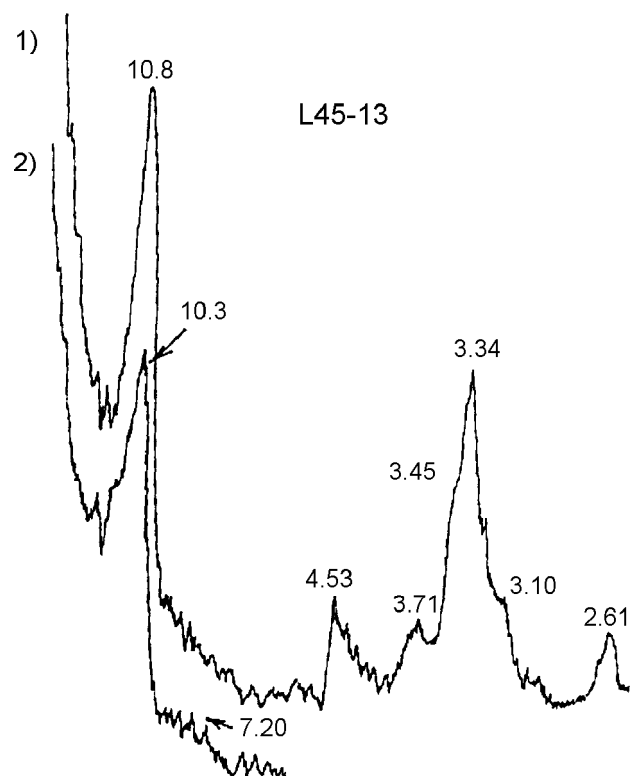


Рис. 2. Дифрактограммы светло-зеленых глинистых минералов из гидротермально измененных базальтов. 1 – в воздушно-сухом состоянии; 2 – насыщенные этиленгликолем.

На электронно-микроскопических снимках (рис. 3а) видны сростки многочисленных коллоидных сгустков (леписфер) с чешуйчатой поверхностью, характерных для гидрослюды [57]. На отдельных участках вдоль трещин они (сгустки) ассоциируют с аморфными почковидными или столбчатыми выделениями опала, иногда – с удлиненно-пластинчатыми агрегатами барита (рис. 3а). Последний хорошо диагностируется на EDAX-спектрах по присутствию характерных линий бария и серы (рис. 4а).

По данным химического состава и пересчета результатов на кристаллохимическую формулу исследуемый зеленый глинистый минерал можно отнести к группе селадонита, так как он имеет почти идеальную кристаллохимическую формулу (табл. 1). Он характеризуется повышенным содержанием оксида калия и высоким (для гидрослюды) параметром b , равным 9.09 Å, что типично для селадонитов, формирующихся в подводных условиях [11].

Сульфидная минерализация

Пирит образует тонкие, до нескольких миллиметров, крустификационные каемки микроглобулярного и коллоидного строения. Микроскопические исследования (в том числе наблюдения в электронном микроскопе) свидетельствуют, что последовательность и морфологические особенности аутигенного минералообразования одинаковы для трещин отдельности, пор и пустот в базальтах и включают (от стенок к центру трещин или пор): тонкие каемки агрегатов пирита, на которые нарастают крустификационно-зональные агрегаты светло-зеленых селадонитов, сменяющиеся далее глобулярными скрытокристаллическими или аморфными выделениями последних. Центральные зоны каверн и пор обычно свободны от вторичных продуктов, реже выполнены слабо раскристаллизованным глинистым минералом или пиритом.

В зонах интенсивного изменения базальтов пирит отмечается не только в связующей глинистой массе, но и окружает, а иногда и корродирует порфиновые выделения клинопироксена и плагиоклаза, проникая в кристаллы по трещинам спайности. Пиритом также заполнены мелкие трещины, секущие как основную массу базальтов, так и фенокристы минералов (штокверковая минерализация). Здесь же на отдельных участках степень пиритизации базальтов значительно возрастает до 40–70 % (вкрапленная минерализация).

В трещинах, подчеркивающих шаровую отдельность пород и выполненных зеленым глинистым минералом, отмечаются многочисленные октаэдрические кристаллы пирита размером 2–3 μm , образующие небольшие агрегаты (рис. 3в). Реже встречаются

более крупные скопления октаэдрических кристаллов пирита размером до 50–60 μm со сложной шероховатой поверхностью (рис. 3б). На вершинах некоторых из них наблюдаются микропоры (“микрократеры”) диаметром 3–5 μm с неровными краями. Причем, шероховатость увеличивается к вершинам этих пор (рис. 3г, д, е). Создается впечатление, что они представляют собой выходы микроканалов, по которым происходит высачивание гидротермального флюида, вокруг которых происходит осаждение и наращивание новых агрегатов пирита. EDAX-спектры вещества в непосредственной близости от гребня этих микроканалов фиксируют отчетливые линии железа и серы (рис. 4в), что позволяет диагностировать эту минеральную фазу как пирит.

По данным микрозондового изучения состав пирита, выполняющего поры и трещины в базальтах, очень однороден (табл. 2). В локальных участках, в составе пирита отмечаются заметные концентрации Ni и Co, но их присутствие обусловлено, вероятно, механическими примесями. В крупных (более

Таблица 1. Химический состав светло-зеленых глинистых минералов из каверн гидротермально измененного базальта и перерасчет результатов на кристаллохимическую формулу.

Компонент	LV28-45	
	1	2
Химический состав, мас. %		
SiO ₂	52,86	57,12
Al ₂ O ₃		0,60
Fe ₂ O ₃	36,74	33,83
TiO ₂	0,29	0,23
MnO	0,06	
MgO	1,79	2,50
CaO	0,39	0,41
Na ₂ O	0,49	0,73
K ₂ O	1,63	2,35
Сумма	99,97	97,00
Перерасчет на кристаллохимическую формулу		
Si	3,83	3,93
Al _{IV}		0,05
Mg _{IV}	0,17	0,02
Fe ³⁺	2,00	1,75
Mg ^{2+_{VI}}		0,24
Ca	0,03	0,03
Na	0,07	0,10
K	0,15	0,21

Таблица 2. Средний химический состав пиритов из гидротермально измененных базальтов подводного вулкана Курильской глубоководной котловины.

Fe	S	Mn	Ni	Co	Zn	Сумма
45.2	53.91	<0.01	0.45	0.05	<0.01	99.22 (19)
43.73	53.89	0.91	0.0	0.0	0.0	98.55 (10)

Примечание. В скобках – количество анализов.

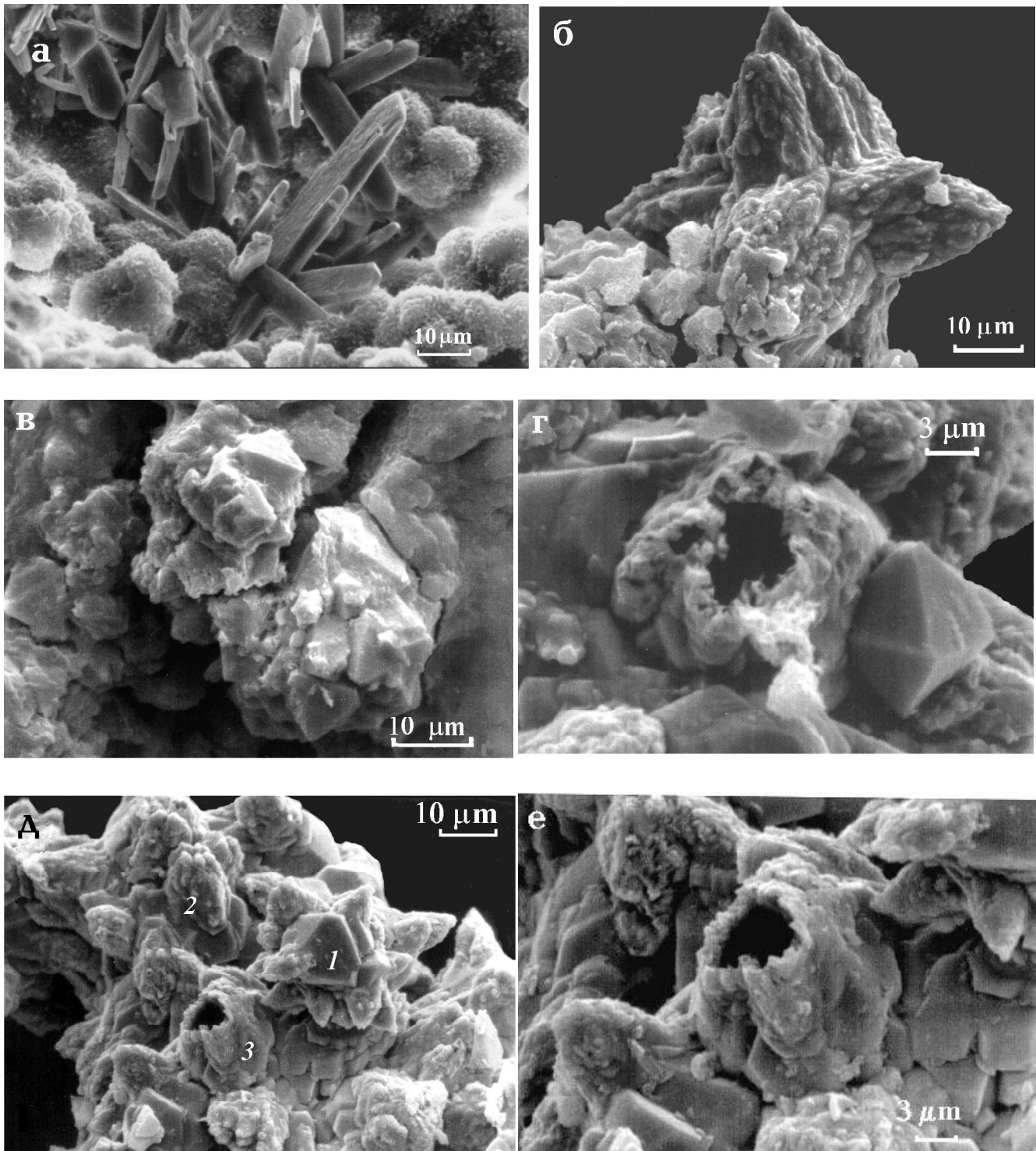


Рис. 3. Электронно-микроскопические снимки минералов из гидротермальных проявлений подводного вулкана Курильской глубоководной котловины.

а – округлые выделения (леписферы) с чешуйчато-лепестковой формой агрегатов светло-зеленых глауконит-селадонитов и удлиненно-пластинчатых кристаллов барита в трещинах гидротермально измененных базальтов; б – многочисленные выделения октаэдрических кристаллов пирита в гелевидной слабо раскристаллизованной массе светло-зеленых глинистых минералов; в – друза октаэдрических кристаллов пирита со сложной чешуйчато-бугристой поверхностью; г, д – пиритовая корка с разными морфологическими типами кристаллов пирита: идеальных идиоморфных октаэдрических кристаллов (1), кристаллов со сложной чешуйчато-бугристой поверхностью (2), кристаллов с микроканалами (3); е – увеличенный фрагмент кристалла с микроканалом (см. рис. 3г)

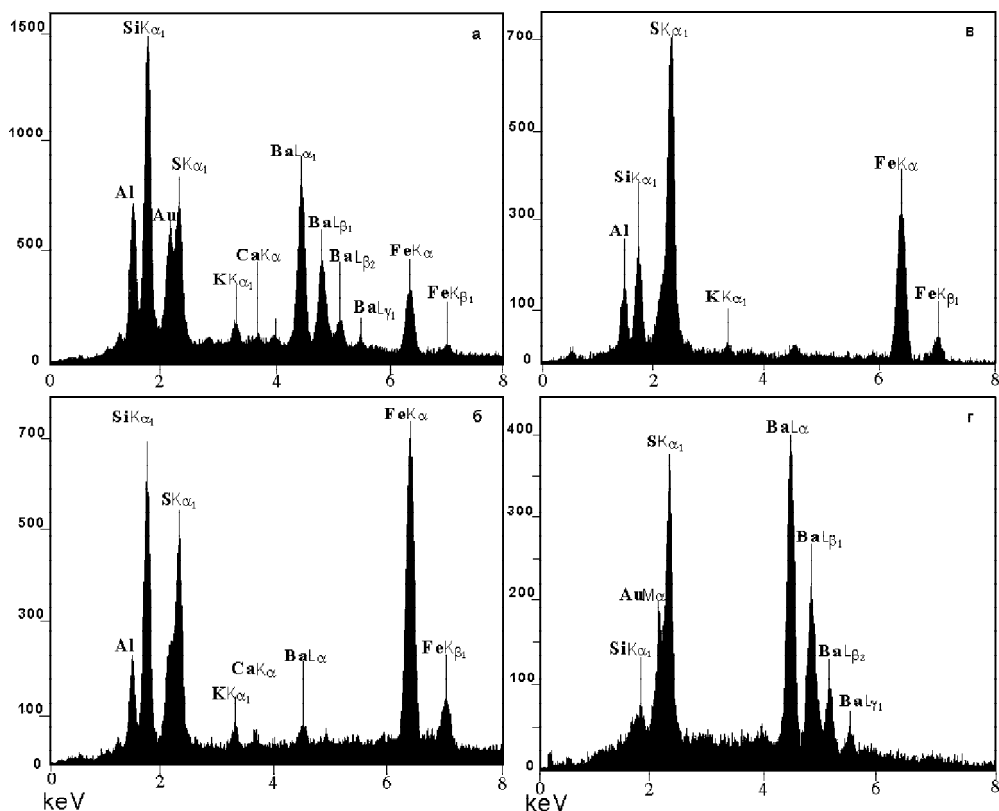


Рис. 4. EDAX-спектры минералов гидротермально измененных базальтов подводного вулкана.

а – барита удлиненно-пластинчатой формы, расположенного среди агрегатов светло-зеленых глауконит-селадонитов (см. рис. 3а); б – идиоморфного октаэдрического кристалла пирита в железивой, слабо раскристаллизованной массе светло-зеленых глинистых минералов (см. рис. 3б); в – кристалла пирита с микроканалом (см. рис. 3г); г – пластинчатого кристалла барита из баритовой “розы” (см. рис. 7а).

50 μm) агрегатах пирита микроанализом установлено повышенное содержание Mn (табл. 2).

Детальные исследования рудной минерализации показали, что единственным сульфидным минералом в изученных базальтах является пирит. Вероятно, это обусловлено тем, что гидротермальные образования с более высокотемпературными сульфидами Cu, Zn и Pb не вскрыты современной эрозией. Предполагается их существование на более глубоких горизонтах вулканической постройки.

Железомарганцевая минерализация

На поверхности дна в окислительной обстановке при взаимодействии гидротермального флюида с морской водой происходит отложение оксигидроксидов железа и марганца. Детальное изучение железомарганцевых корок не являлось целью данной работы. Достаточно подробно минералогия и геохимия подобных образований, поднятых с подводных вулканов островного склона Курильской островной дуги, рассмотрены в ряде работ [6, 20, 28, 31]. По нашим данным, на изученной вулканической постройке оксигидроксиды железа (гётит) образуют красноватые выделения по трещинам в верхней части базальтового потока в виде тонких мяг-

ких корок и почковидных агрегатов. С поверхности обломки базальтов покрыты темно-коричневыми и черными массивными корками гидрооксидов железа и марганца мощностью от 5–8 до 25 мм. В поперечном разрезе корки обладают концентрически-зональными скорлуповатыми структурами. В корках содержатся обильные включения хорошо окатанных гравийных и песчаных частиц, принадлежащих продуктам ледового разноса. Участками железомарганцевые корки перекрывают и цементируют глинистые осадки со спиккулами губок, заполняющие поверхностные полости базальтов.

По данным рентгеноструктурного анализа вещество корок представлено преимущественно вернадитом (рефлексы 2.41 и 1.41Å).

Изучение скола ЖМК методом сканирующей электронной микроскопии показало, что рудное вещество имеет сложное структурно-текстурное строение, характеризующееся достаточно широким набором форм. Глобулярная форма представлена округлыми глобулами, переходящими друг в друга, диаметром 0.04–0.07 мм (рис.5а). Поверхность глобул неровная, трещиноватая. На рисунке видна глобула, имеющая удлиненную форму. Кроме такой фор-

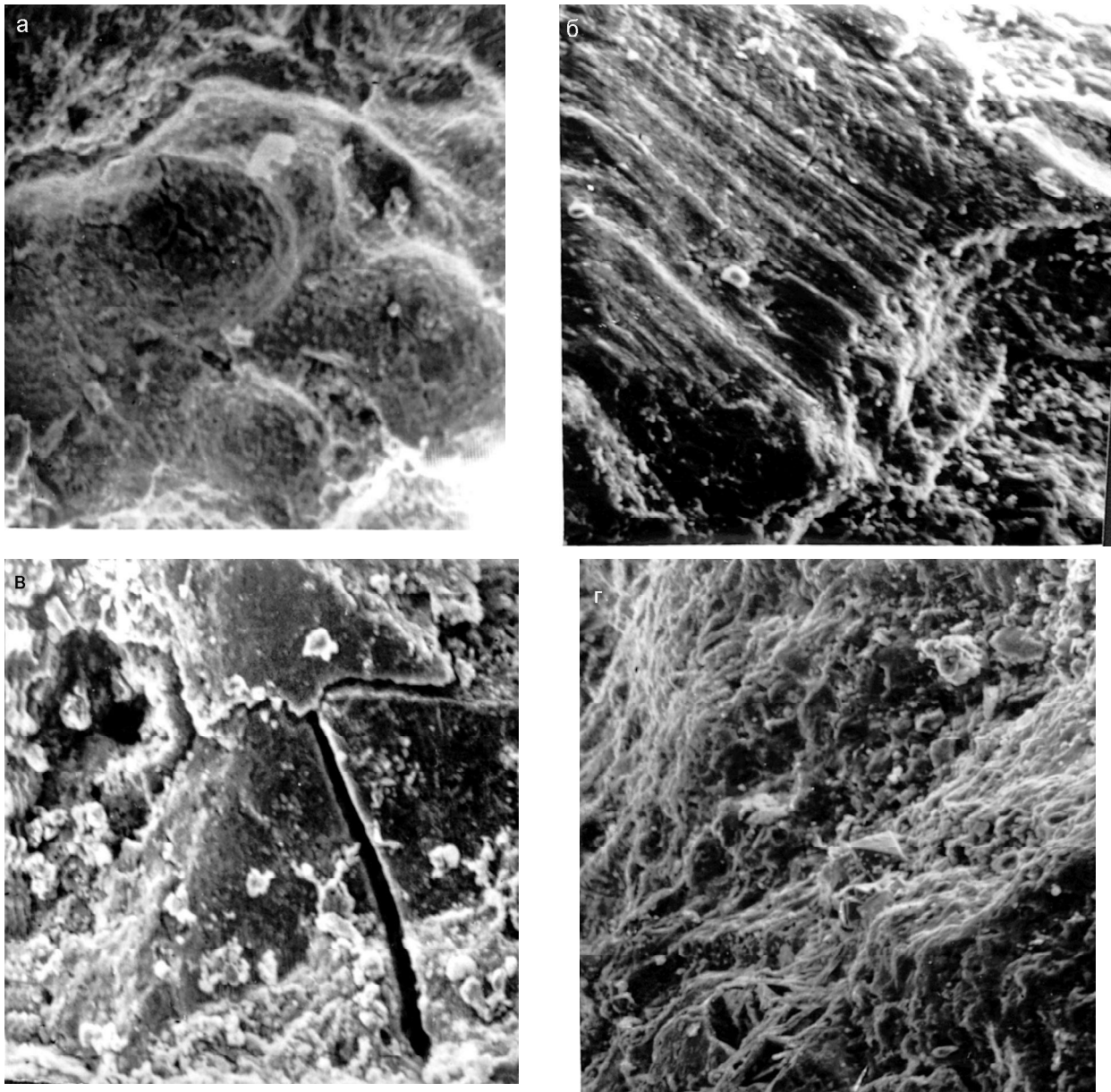


Рис. 5. Электронно-микроскопические снимки железо-марганцевых образований.

а – глобулярная структура, увеличение 560; б – слоисто-полосчатая структура с остатками обломков биогенного материала, увеличение 1090; в – однородная структура корки с массивной текстурой и трещинами усыхания, увеличение 1080; г – сложная структура и включение октаэдрического кристалла пирита, увеличение 1640.

мы, присутствуют формы с однородной структурой и довольно гладкой поверхностью, массивной текстурой. Блоки разделены трещинами усыхания (?), не заполненными веществом, в рудном веществе имеются пустые полости (рис.5б). Полосчатая форма характеризуется шероховатой поверхностью с хорошо выраженными объемными полосами различной ширины и высоты (рис. 5в). Передний скол имеет сложную ячеистую форму. Присутствуют остатки биогенного материала. На рис. 5г изображен участок скола, имеющий сложную поверхность. В объеме просматриваются пластинчато-слоистые блоки, различной

пространственной ориентировки, имеющие множество пустот и неровностей. Октаэдрический идиоморфный кристалл размером 0.004 мм можно отнести к пириту.

По данным просвечивающей электронной микроскопии основная масса образцов с железо-марганцевыми корками сложена аморфными гидроксидами марганца и вернадитом, что согласуется с данными порошковой дифрактометрии. Только в единственном образце LV28-45-6/1 в подчиненном количестве обнаружен бузерит-II. Его электронно-микроскопическое изображение и электронограмма приведены

на рис. 6а и 6б. Межплоскостные расстояния даны в таблице 3. Бузерит-II присутствует преимущественно в железо-марганцевых образованиях, имеющих гидротермальный генезис [2, 7, 15, 24, 28, 53].

Баритовая минерализация

На ст. LV28-48 и LV28-56 в небольшом количестве были подняты угловатые обломки чистых баритов желтовато-белого цвета размером до 4–5 см. Обломки состоят из тесно сросшихся сферолитов пластинчатых кристаллов барита (баритовые “розы”) (рис. 7а, б). EDAX-спектры имеют характерные линии бария и серы (рис. 4г).

Агрегаты пластинчатых кристаллов барита в большинстве случаев имеют концентрически-зональную структуру, выраженную в чередовании

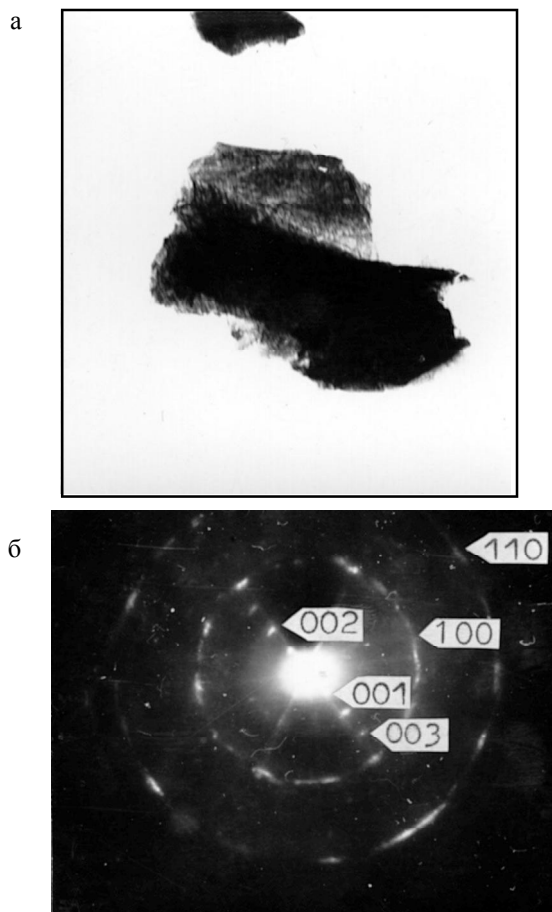


Рис. 6. Электронно-микроскопическое изображение (а) и электронограмма (б) бузерита-II.

Таблица 3. Межплоскостные расстояния бузерита-II.

D (Å)	hkl
9.76	001
4.92	002
3.26	003
2.45	100
1.42	110

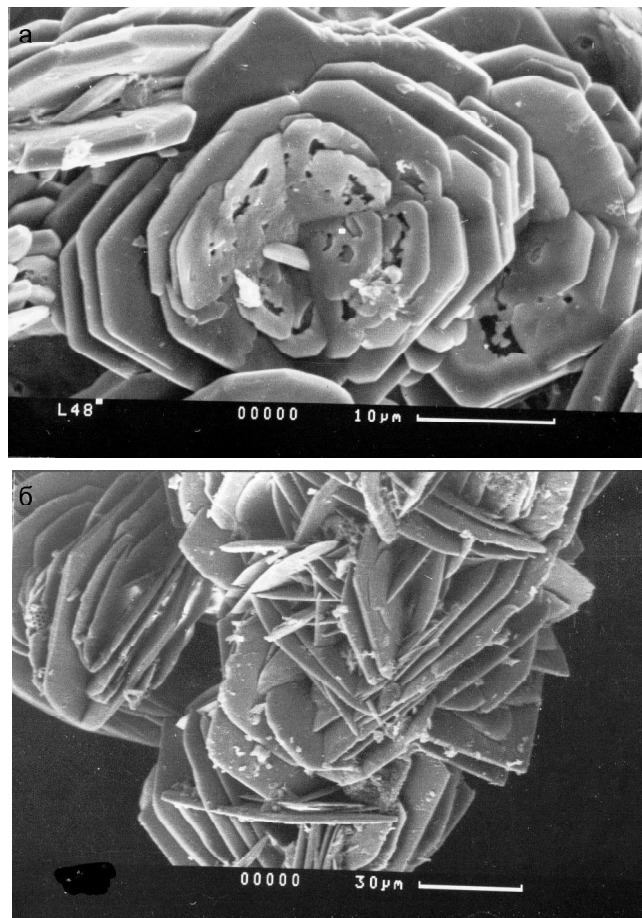


Рис. 7. Электронно-микроскопические снимки баритов из гидротермальных проявлений подводного вулкана Курильской глубоководной котловины.

а – пластинчатые агрегаты кристаллов барита, образующие баритовые “розы” (ст. Lv28-48); б – бесформенные агрегаты пластинчатых кристаллов барита (ст. Lv28-56).

желтовато-серых (включения в минералах) и бесцветных каемок, благодаря чему обломки приобретают в целом желтоватый оттенок. Часть обломков имеют пузырчатое строение. Внутренние стенки пузырьков гладкие, внешние представляют собой радиально-лучистые агрегаты барита.

Некоторые угловатые обломки барита содержат включения гидротермально измененных базальтов, аналогичных вышеописанным и представленным бледно-зелеными глинистыми агрегатами, покрытыми тонкой корочкой гидроксидов железа и марганца. Это может свидетельствовать о формировании чистых баритов на участках разгрузки гидротермальных флюидов в зонах трещиноватости базальтов. Не исключено также, что они могут быть обломками типичных белых “курильщиков”, пока не обнаруженных на данной вулканической постройке. Изотопный состав серы баритов дает значения $\delta^{34}\text{S}$, равные 22–28 ‰ CDT, что свидетельству-

ет о заимствовании серы гидротермальными растворами из морской воды.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о наличии признаков низкотемпературной гидротермальной деятельности на изученном подводном вулкане в Курильской глубоководной котловине. Продукты этих преобразований развиты вдоль трещин отдельности и в околотрещинном пространстве базальтоидов и характеризуются отчетливой минералогической зональностью, типичной для подобных гидротермальных систем [2, 3, 7–10, 13, 15, 23, 32, 47, 48]: сульфиды (пирит) – гидрослюда (глауконит-селадонит) – аморфный кремнезем (опал) – оксигидроксиды железа – оксигидроксиды марганца. Согласно имеющимся моделям [2, 15, 23], гидротермальные растворы формируются в результате взаимодействия морской воды с базальтами над кровлей магматического очага и фильтруются вдоль трещин в базальтоидах в верхнюю часть вулканической постройки, обуславливая их изменение. Принимая во внимание характер минеральных парагенезисов на изученном вулкане, первичные высокотемпературные растворы, вероятно, не достигают поверхности морского дна, и основная их разгрузка происходит в нижних горизонтах вулканической постройки. Об этом свидетельствует полное отсутствие в изученных пробах высокотемпературных сульфидов Cu, Zn и Pb. Из остаточных низкотемпературных растворов, обогащенных железом, кремнием и марганцем, железо переходит в твердую фазу в виде пирита, формируя в сильно трещиноватых базальтах вкрапленниково-штокверковую сульфидную минерализацию, а в сочетании с кремнеземом – в группу глинистых минералов гидрослюда-сметитового ряда. В результате геохимической дифференциации оставшаяся часть растворенного железа и марганец, как наиболее подвижный элемент, мигрировали в верхнюю часть базальтового покрова, где в окислительной обстановке осаждались в виде оксидов и гидроксидов железа и марганца, формируя также на поверхности пород корки мощностью от 5 до 25 мм. По своим минералого-геохимическим характеристикам изученные корки наиболее близки коркам 3-го типа (гидротермально-водородным), выделенным Т. Ю. Успенской с соавторами [28] на подводных вулканах островного склона Курильской островной дуги. Пониженное содержание ряда микроэлементов в этих корках, по сравнению с типичными водородно-седиментационными корками и конкрециями, может свидетельствовать о значительной роли гидротермального вещества при их образовании [2, 6, 12, 15, 24, 28, 30, 31, 51, 53]. Однако обогащение некоторых участков корок Ni, Co и Pb (ассоциация I, рис. 8а, б) вероятно не исключает

участие также водородных процессов при их формировании: отдельные пробы показали аномально высокое содержание Pb до $2600 \cdot 10^{-4} \%$, Ni до $600 \cdot 10^{-4} \%$, Cu и Co до $170 \cdot 10^{-4} \%$ (табл. 4). По сравнению с ниже залегающими измененными базальтами опал-гидрослюдисто-пиритной зоны, образцы базальтов с фрагментами железо-марганцевых корок несколько обогащены Ni, Co и Pb (рис. 8а, б).

Сопоставление средних составов гидротермально измененных базальтов с неизмененными пробами этой же вулканической постройки показало, что измененные базальты обогащены значительным количеством рудных микроэлементов, особенно Cr, Ni и Mo (рис. 8а, б).

По результатам факторного анализа (при расчете исключена проба с аномальным содержанием Pb) выделились три наиболее существенные ассоциации химических элементов. Первый фактор (вклад в дисперсию 26.7 %) с наибольшими нагрузками на V, Cr, Ga и Ag вероятно указывает на значительное влияние литогенных компонентов ультраосновного состава. Подобные ксенолиты, как отмечалось выше, часто встречаются в породах вулкана [25]. Второй фактор (вклад в дисперсию 25.4 %) имеет наибольшие нагрузки на Co, Ni и несколько меньшие на Pb и Zn. Максимальные факторные значения этой ассоциации характерны для проб с железо-марганцевыми корками. Исходя из этого, можно предположить участие водородных процессов при осаждении этой группы элементов. Вклад в дисперсию последующих трех факторов незначителен (9.6–13.3 %). Они выделяют ассоциации микроэлементов (Cu, Zn, Sn), в основном поставляемых гидротермальными флюидами. Несколько обособленное поведение свойственно для В и Мо, которые не имеют значимых положительных корреляционных связей внутри данной выборки гидротермально измененных базальтов ни с одним из элементов. Отмечается лишь небольшая тенденция положительной связи Мо с В и Ga.

Полученные данные не исключают и иного толкования последовательности формирования минеральных ассоциаций и зональности минералообразования. Изученные низкотемпературные парагенезисы могли образоваться в периферических зонах разгрузки гидротермальных растворов (латеральная минералогическая зональность гидротермального рудообразования [2, 7, 8, 15]). Сами же каналы разгрузки флюидов, обычно имеющие очень незначительные размеры, над которыми формируются тела "курильшиков" с массивными сульфидными и сульфатными рудами [7, 8, 15, 34, 40, 43, 44, 48, 64, 65], не обнаружены. Обломки мономинеральных баритов могут представлять подобные фрагменты "курильшиков" или развитых у их подножия баритовых ко-

Таблица 4. Содержание микроэлементов ($\mu\text{г}\cdot\text{г}^{-1}$) в неизменных и гидротермально измененных породах подводного вулкана Курильской глубоководной котловины.

Номер образца	Краткая характеристика	B	Cu	Pb	V	Sn	Mo	Ga	Cr	Zn	Ni	Co	Ag
27-14/121	Андезит	15	20	6	120	3	2.1	8	190	65	68	13	
27-18/1	Андезитобазальт	25	60	12	165	3	3.2	16	36	76	24	15	0.08
27-18/3	То же	25	63	12	180	3	3.2	17	37	83	29	19	
27-19/1	Базальт	29	69	9	210	3	4.6	12	26	93	27	32	
27-19/2	То же	30	55	12	185	3	3.2	12	15	110	9	15	0.08
LV28-45-4	Измененный базальт с пропиткой и корками оксидов Fe и Mn	63	170	2600	270	55	50	12	120	460	400	62	0.001
LV28-45-6/1	То же	60	170	60	110	2	50	8	150	110	600	140	
LV28-45-6/4	То же	55	170	74	150	2	55	9	150	100	480	160	
LV28-45-6/2	То же	80	50	190	180	3	71	11	230	96	480	170	
LV28-45-6/5	То же	71	55	85	160	2	55	10	150	120	400	130	
LV28-45-10/1	Сильно измененный базальт с выделениями опала, гидрослюда-смектитов и пирита	71	130	10	260	3	67	12	160	91	85	25	
LV28-45-11/1	То же	96	110	9	260	3	36	11	150	76	74	28	0.2
LV28-45-13	Трещина в базальте, заполненная опалом, гидрослюда-смектитом и пиритом	170	35	7	93	2	83	8	64	62	91	43	0.25
LV28-45-1	Измененный базальт с выделениями опала, гидрослюда-смектита и пирита вдоль трещин	35	70	7	190	2	160	11	140	62	64	25	0.2
LV28-45-7/1	Сильно измененный базальт с выделениями опала, гидрослюда-смектитов и пирита	62	130	15	320	4	18	10	380	83	115	34	
LV28-45-17/1	То же	120	140	12	300	16	43	17	200	80	87	41	0.38
LV28-45-11/6	Сильно измененный базальт с обильной пиритизацией	100	130	14	370	7	71	22	290	110	170	75	0.41
LV28-45-9/1	То же	48	130	14	450	4	92	20	350	100	180	43	0.27
LV28-45-9	То же	58	180	18	340	10	120	18	270	110	250	55	0.55
LV28-45-15	Сильно измененный базальт с обильной пиритизацией	48	130	12	320	5	91	17	210	83	160	44	0.23
LV28-45-16	То же	53	170	15	460	9	96	20	330	120	220	45	0.74
LV28-45-5/1	То же	160	140	15	260	6	230	20	290	96	115	51	0.27
LV28-45-12	Трещина в базальте, заполненная опалом, гидрослюда-смектитом и пиритом	110	200	34	410	3	130	14	290	120	540	66	0.49

Примечание: анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН, аналитики Азарова А.И., Бабова Т.К., Сеченская В.И.

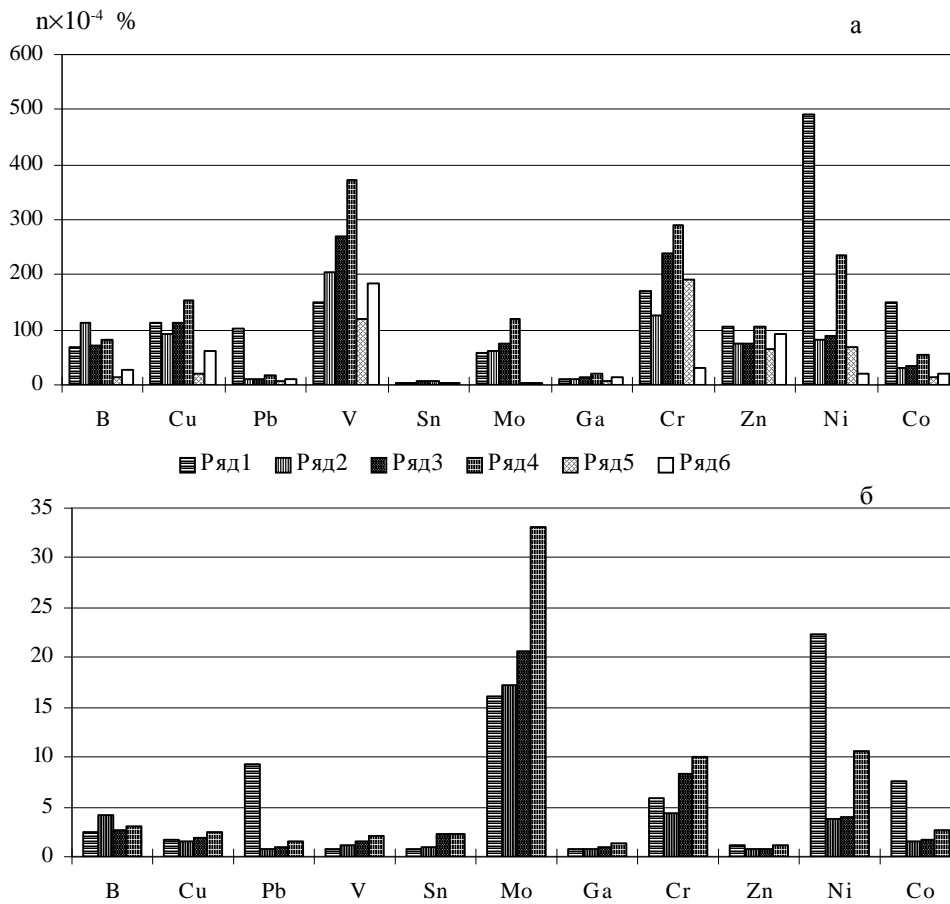


Рис. 8. Сопоставление элементного состава гидротермально измененных и неизмененных базальтоидов подводного вулкана Курильской котловины.

а – среднее содержание микроэлементов в группах пород; б – то же, нормированные значения относительно средних содержаний в неизмененных базальтоидах вулкана.

1–4 – группы гидротермально измененных пород, выделенные по результатам кластерного анализа; 5 – неизмененные андезибазальты; 6 – неизмененные базальты.

рок, как это наблюдается на одной из вулканических построек в Идзу-Бонинском задуговом бассейне [64]. Дальнейшие исследования позволят более определенно ответить на этот вопрос.

Авторы выражают признательность Р. Г. Куличу (ТОИ ДВО РАН) и Э. Зюссу (GEOMAR, г. Киль, Германия) – руководителям экспедиции 28 рейса НИС "Академик Лаврентьев" за организацию исследований, Е.П. Терехову и Р. Вернеру за участие в проведении драгирований, а также всем участникам проекта КОМЕХ, чья поддержка и доброжелательное отношение позволили выполнить данную работу. Авторы приносят также благодарность В.Н. Чубарову (Институт вулканологии ДВО РАН) за изучение химического состава минералов на микроанализаторе. Исследования выполнены при финансовой поддержке российско-германского проекта КОМЕХ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Краснов С.Г. Сульфидные руды и их связь с подводными вулканами и гидротермами островных дуг // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 26–39.
2. Батурич Г.Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 303 с.
3. Батурич Г.Н., Дмитриев Л.В., Дубинчук В.Т., Раковский Э.Е. и др. О составе сульфидных руд Восточно-Тихоокеанского поднятия (12°50' с.ш.) // Геохимия. 1986. № 12. С. 1696–1705.
4. Бортников Н.С., Федоров Д.Т., Муравьев К.Г. Минеральный состав и условия образования сульфидных построек бассейна Лау (юго-западная часть Тихого океана) // Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35, № 6. С. 528–543.
5. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 143 с.
6. Гавриленко Г.М. Подводная вулканическая и гидротермальная деятельность как источник металлов в железо-марганцевых образованиях островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1997. 165 с.
7. Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики / А.П. Лисицын - ред. М.: Наука, 1993. 256 с.
8. Грамберг И.С., Айнемер А.И. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992. 278 с.
9. Грамм-Осипов Л.М., Репечка М.А. Марганцевые корки на дне Японского моря // Океанология. 1975. Т. 15, № 4. С. 672–674.
10. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Науч. мир, 1998. 340 с.
11. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с. (Тр. ГИН, вып. 465.).

12. Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана // Тр. Ин-та океанологии. 1986. Т. 122. 344 с.
13. Кононов В.В. Рудная минерализация подводных вулканических зон острова Итуруп // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО РАН, 1989. С. 135–138.
14. Липкина М.И. Глауконитовые породы подводных вулканических гор Японского моря // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С. 44–54.
15. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 255 с.
16. Лисицын А.П. Рудообразование за дугами островов // Природа. 1991. № 7. С. 38–50.
17. Лисицын А.П., Бинис П.А., Богданов Ю.А., Скотт С. и др. Современная гидротермальная активность подводной горы Франклин в западной части моря Вудларк (Папуа-Новая Гвинея) // Изв. РАН. Сер. геол. 1991. № 8. С. 125–140.
18. Лисицын А.П., Крук К., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П. и др. Гидротермальное поле рифтовой зоны бассейна Манус // Изв. РАН. Сер. геол. 1992а. № 10. С. 34–55.
19. Лисицын А.П., Малахов О.Р., Богданов Ю.А., Сокай С. и др. Гидротермальные образования северной части бассейна Лау (Тихий океан) // Изв. РАН. Сер. геол. 1992б. № 4. С. 5–24.
20. Орлов А.А. Формы железомарганцевых образований Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1982. С. 101–106.
21. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Авдейко Г.А., Антонов А.Ю., Волюнец О.Н. и др. М.: Наука, 1992. 528 с.
22. Розанова Т.Н., Батурин Г.Н. О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана // Океанология. 1976. Т. 16, № 6. С. 1057–1064.
23. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 160 с.
24. Скорнякова Н.С., Батурин Г.Н., Гурвич Е.Г. и др. Железо-марганцевые корки и конкреции Японского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 3. С. 430–434.
25. Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая Т. Плейстоценовый подводный вулканизм восточной части Курильской котловины (Охотское море) // Докл. АН России (в печати).
26. Техника электронной микроскопии / Под. ред. Д.Кэя. М.: Мир, 1965. Гл.4.
27. Торохов П.В. Сульфидная минерализация гидротермальных образований подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Докл. АН России. 1992. Т. 326, № 6. С. 1060–1063.
28. Успенская Т.Ю., Горшков А.П., Гавриленко Г.М., Сивцов А.В. Железо-марганцевые корки и конкреции Курильской островной дуги: их строение, состав и генезис // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 4. С. 30–40.
29. Шадлун Т.Н., Бортников Н.С., Богданов Ю.А., Туфар В. И и др. Минеральный состав, текстуры и условия образования современных сульфидных руд в рифтовой зоне бассейна Манус // Геология руд. месторождений. 1992. Т.34, № 5. С. 3–21.
30. Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Габлина И. Ф. и др. Состав и строение марганцевых корок Японского моря // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С.125–128.
31. Штеренберг Л.Е., Антипов М.П., Ильев А.Я. и др. Железомарганцевые образования Охотского моря // Изв. АН СССР, сер. геол. 1987. № 12. С. 106–115.
32. Alt J.C. Hydrothermal oxide and nontronite deposits on seamounts in the eastern Pacific // Marine Geol. 1988. V. 81. P. 127-139.
33. Both R., Crook K., Taylor B., et al. Hydrothermal chimneys and associated fauna in the Manus back-arc basin, Papua New Guinea // Trans. Amer. Geophys. Union. 1986. V.67, N 21. P. 489–490.
34. Chase R.L., Delaney J.R., Karsten J.L. et al. Canadian American Seamount Expedition. Hydrothermal vent on an Axis Seamount of the Juan de Fuca Ridge // Nature. 1985.V. 319. P. 212–214.
35. Cruise Report: GREGORY. R/V "Akademik M.A. Lavrent'ev", Cruise 27. // GEOMAR Report. 1997. V. 82. P. 29–31.
36. Cruise Report: KOMEX I and KOMEX II. R/V "Professor Gagarinsky", Cruise 22, R/V "Akademik M.A. Lavrent'ev", Cruise 28. // GEOMAR Report. 1999. V.82. P. 178–183.
37. Derkachev A.N., Lelikov E.P., Tararin I.A., Mozherovsky A.V. Indications of hydrothermal activity in the back-arc basin of the Sea of Okhotsk (Kurile Basin) / Second Workshop on Russian-German Cooperation in the Sea of Okhotsk (KOMEX). Kiel, 1999. 32 p.
38. Fouquet Y., von Stackelberg U., Charlton J.L. et al., Hydrothermal activity in the Lau back-arc basin: Sulfides and water chemistry // Geology. 1991. V. 19. P. 303–306.
39. Franklin J.M., Lydon J.M., Sangster D.F. Volcanic associated massive sulfide deposits // Econ. Geol. 1981. V. 75th Anniv. P.485–627.
40. Gieskes J.M., Kelts K., Niemitz J. Hydrothermal activity in the Guayamas Basin, Gulf of California: a synthesis. // Init. Repts Deep Sea Drill. Proj. 1982. V. 64, pt. 2. P. 1159–1167.
41. Grill E.V., Chase R.L., McDonald R.D., Murray J.W. A hydrothermal deposits from Explorer Ridge in the North Pacific ocean // Earth and Planet. Sci.Lett. 1981.V.52. P.142–150.
42. Halbach P., Pracejus B., Marten A. Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the central Okinawa Trough, Japan // Econ. Geol. 1993. V. 88. P. 2210–2225.
43. Hannington M.D., Scott S.D. Mineralogy and geochemistry of a hydrothermal silica-sulfide-sulfate spire in the calderas of Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge // Canad. Mineral. 1988. V. 26. P. 603–625.
44. Hekinian R., Francheteau J., Renard V. et al. Intense hydrothermal activity at the rise axis of the East Pacific Rise near 13° N: submersible witnesses the growth of sulfide chimney // Mar. Geophys. Res. 1983.V.6, N 1. P. 1–14.
45. Kastner M.H., Craig H., Sturz A. Hydrothermal depo-

- sition in the Mariana Trough; Preliminary mineralogical investigations (abstract) // EOS, Trans. AGU. 1987. V. 68. P.1531.
46. Koski R.A., Clague D.A., Oudin E. Mineralogy and chemistry of massive sulfide deposits from the Juan de Fuca Ridg // Bull. Geol. Soc. Amer. 1984.V. 95. P.930–945.
47. Koski R.A., Lonsdale P.F., Shanks W.C., Berndt M.E., Howe S.S. Mineralogy and geochemistry of a sediment-hosted hydrothermal sulfide deposit from the Southern Trough of Guaymas Basin, Gulf of California // J. Geophys. Res. 1985. V. 90 (B8). P. 6695–6707.
48. Koski R.A., Benninger L.M., Zierenberg R.A., Jonasson I.R. Composition and growth history of hydrothermal deposits in Escanaba trough, southern Gorda Ridge // US Geol. Surv. Bull. 1994. N 2022. P.293–324.
49. Lake B.E. Nomenclature of amphiboles // Amer. Miner. 1978. V. 63, N 11–12. P. 1023–1052.
50. Lipkina M.I. Hydrothermal green clays in marine sediments: clues to marine mineral deposits // Mar. Mining. 1990. V. 9. P.379–402.
51. Malahoff A., Embley R.W., Cronan D., Scirrow R. The geological setting and chemistry of hydrothermal sulfides and associated deposits from the Galapagos Rift at 86° W // Mar. Mining. 1983.V.4, N 1. P. 19–41.
52. Minatti M., Bonavia F.F. Copper-ore grade hydrothermal mineralization discovered in a seamount in the Tyrrhenian Sea (Mediterranean): is the mineralization related to porphyry-copper or to base metal lodes? // Mar. Geol. 1984. V. 59, N 1–4. P. 271–282.
53. Nicholson K. Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides: Guides to metallogenesis // Econ. Geol. 1992. V.87, N 5. P. 1253–1264.
54. Okrugin V.M., Okrugina A.M. Ore minerals in eruptive products of island arc volcanoes / In: 1981 IAVCEI symposium arc volcanism. Tokyo and Hakone. Abstr. Volc. Soc. Japan and IAVCEI, 1981. P.274–275.
55. Okrugin V.M., Okrugina A.M., Polushin S.V., Chubarov V.N. Sulfides of contemporary land and submarine hydrothermal system of Kamchatka. Abstr. V. M. Goldschmidt Conf.: Int. Conf. Adv. Geochem. Edinburgh // Miner. Mag. 1994. V. 58A, pt. 2. P. 670.
56. Sakai H., Gamo T., Kim E. S., Shitashima K. et al. Unique chemistry of the hydrothermal solution in the mid-Okinawa Trough Backarc Basin // Geophys. Res. Lett. 1990. V. 17, N 12. P. 2133–2136.
57. SEM Petrology Atlas. / Ed. Welton J.E. American Assoc. Petrol Geol. Tulsa, Oklahoma, 1984. 237 p.
58. Stüben D., Bloomer S.H., Yaibi N.E. et al. First results of sulfide-rich hydrothermal activity from an island-arc environment: Esmeralda Bank in the Mariana Arc // Marine Geol. 1992. V. 103. P. 521–528.
59. Stüben D., Taibi N.E., McMurtry G.M., Scholten J. et al. Growth history of a hydrothermal silica chimney from the Mariana backarc spreading center (southwest Pacific, 18°13' N) // Chem. Geol. 1994.V. 113. P. 273–296.
60. Taylor B. Extensional Transform zone, sulfide chimneys and castropoda vent fauna in the Manus back-area basin // Trans. Amer. Geophys. Union., 1986. V.67. N 16. P. 377.
61. Tararin I.A., Lelikov E.P., Karp B.Ya. Volcanism of the Kurile Basin and the inner part of the Kurile Island Arc / Second Workshop on Russian-German Cooperation in the Sea of Okhotsk (KOMEX). Kiel, 1999. P. 11–12.
62. Tufar W., Tufar E., Lange J. Ore paragenesis of recent hydrothermal deposits at the Cocos-Nazca plate boundary (Galapagos Rift) at 85° 51' and 85° 55' W: complex massive sulfide mineralizations, non-sulfidic mineralizations and mineralized basalts // Geol. Rundsch. 1986. V. 75. P. 829–861.
63. Tufar W. Modern hydrothermal activity, formation of complex massive sulfide deposits and associated vent communities in the Manus back-arc basin (Bismarck sea, Papua New Guinea) // Mitt. Osterr. Geol. Ges. 1989. V.82. P.183–210.
64. Urabe T., Kusakabe M. Barite silica chimneys from the Sumisu Rift, Izu-Bonin Arc: possible analog to hematitic chert associated with Kuroko deposits // Earth and Planet. Scie. Lett. 1990. V. 100, N 1/3. P. 283–290.
65. Zierenberg R.A., Shanks W.C., Bischof J.L. Massive sulfide deposits at 21° N; East Pacific Rise: Chemical composition, stable isotopes, and phase equilibria // Bull. Geol. Soc. Amer. 1984. V. 95, N 8. P. 922–929.

Поступила в редакцию 11 апреля 2000 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

A.N. Derkachev, I.A. Tararin, Ye.P. Lelikov, A.V. Mozherovskiy, Y. Grainert, N.N. Barinov

Manifestation of low-temperature hydrothermal activity in the backarc basin, Okhotsk Sea (Kuril deep-sea basin)

Mineralogy and geochemistry of the low-temperature hydrothermal formations developed on the surface of basalts and in their fractures on a submarine volcano in the north-eastern part of the Kuril deep-sea basin have been studied. The following order of distinguishing of mineral phases has been established: Fe-rich sulphides (pyrite) – Fe-rich layered silicates (hydromica of celadonite - nontronite type) - amorphous silica (opal) – Fe-oxyhydroxides (goethite) – Mn-oxyhydroxides (vernadite). The sulphide mineralization is of phenocryst-stockwork type. The finding of pure barite fragments does not exclude presence of the hydrothermal "smokers" on this volcanic structure.