



## ГЛАВА VIII

# РУДОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТИХОГО ОКЕАНА

К наиболее крупным открытиям последних десятилетий XX века относится выявление рудоносности Мирового океана (рис. 8.1). Это открытие коренным образом изменило самые общие представления о Земле, рудоносные формации которой до недавнего времени связывались исключительно с континентальными массивами. В наибольшей мере это относится и к Тихому океану, особенно богатому, как оказалось океаническими рудопроявлениями Cu, Zn, Ag, Au, Fe-Mn, P и др., тогда как перспективы рудоносности традиционно ограничивались его складчатым обрамлением (рис. 8.2), так называемым Тихоокеанским подвижным рудным поясом. Однако, и в этом поясе прослеживается влияние на рудоносность собственно океанической базитовой структуры, которое отражается в общей его зональности (Смирнов, 1946). Она выражается распространением во внешней сиалической зоне преимущественно оловянных месторождений, а во внутренней мафической зоне, расположенной ближе к океану, преимущественно медных месторождений. С открытием океанической рудоносности выяснилось распространенность этой зональности и на ложе Тихого океана, к самым молодым рифтовым структурам которого (срединно-океаническим хребтам) приурочено множество медных рудопроявлений и месторождений, представленных разнообразными сульфидными рудами (с цинком, никелем, серебром, золотом). Этот тип рудоносности выражается в срединно-океанических хребтах всего Мирового океана, определив его в качестве глобальной медной провинции.

В первом приближении сульфидные медные руды подразделяются на никелево-медные и цинково-медные (колчеданные), преобладающие в океанических рудопроявлениях.

Никелево-медные проявления, представленные сульфидными глобулами в базальтах срединно-океанических хребтов, описаны в работах (Czamanske, Moog, 1977, Симонов и др., 1997). Характерна позиция никелево-медного проявления этого типа (табл. 9.1) в зоне сочленения Америко-Антарктического, Срединно-Атлантического и Индийского хребтов (тройного сочленения Буве) (рис. 8.3), по описанию в работе (Симонов и др., 1997).

К магматическим образованиям относятся прежде всего сульфидные глобулы в свежем базальтовом стекле, а также, по всей вероятности, магматогенное происхождение имеют равномерно распределенные кристаллики пирита в неизменных базальтах.

Шарики глобул (размер 4–20 мкм) располагаются либо непосредственно в матрице неизменного свежего стекла, либо иногда наблюдаются в расплавных включениях в микрокристаллах в этом же стекле. Сульфидные глобулы имеют зональное строение с понижением содержания меди и увеличением содержания никеля и их краям, что отражает эффект их закалки.

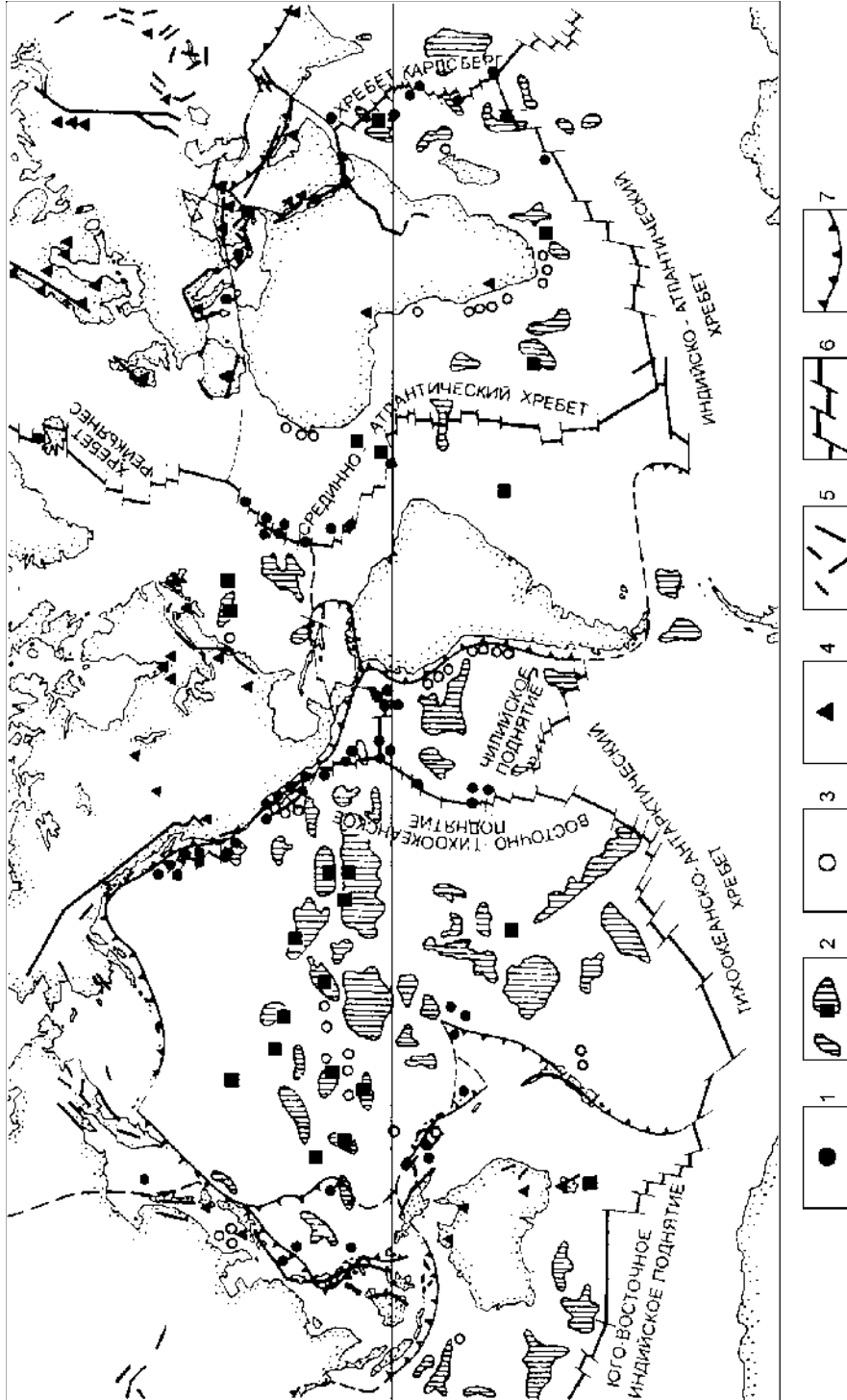


Рис. 8.1. Схема распространения рудопроявлений и рудных месторождений в океанах (составлена по сводке (Андреев и др., 1995)).  
 1 — колчеданные цинково-медные с серебром, 2 — железо-марганцевые конкреции (месторождения и поля распространений), 3 — фосфориты. На континентах, в окраинных морях и на островных дугах колчеданные месторождения (4) отличаются от океанических свинцово-медно-цинковым составом, показаны также офиолитовые хромитовые пояса (5); 6 — срединно-океанические хребты; 7 — сейсмофокальные зоны

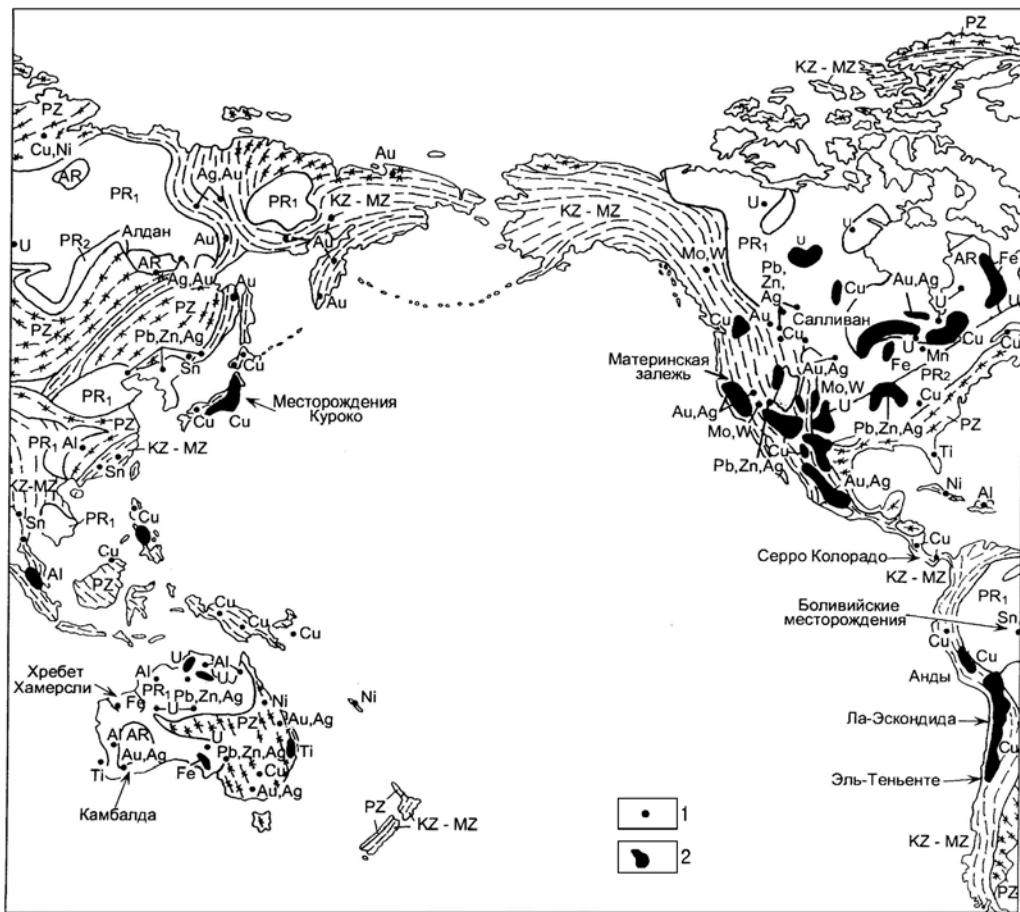


Рис. 8.2. Общая характеристика рудоносности складчатого обрамления Тихого океана.  
1 – крупные месторождения, 2 – рудные поля

Глобули в расплавленных включениях практически не отличаются от расположенных непосредственно в стекле. Привлекают внимание существенные (до 590 г/т) содержания Au в магматогенных пиритах из базальтов (табл. 8.1).

**Золото в магматических породах.** Исследования показали широкие вариации содержаний Au в различных типах горных пород из района тройного сочленения Буве (гипербазиты 0.10-0.45; габбро 0.24-0.97; базальты 0.13-89.1 мг/т). Максимальные содержания золота (до 89.1 мг/т) отмечены в базальтах трансформного разлома Буве. В гипербазиитах его количество значительно меньше кларка в ультраосновных породах (5.0 мг/т) и примерно в 5 раз меньше, чем в ультраосновных породах из района трансформного разлома Ромаш. Габбро и базальты района тройного сочленения Буве близки по содержанию золота к аналогичным породам срединно-океанических хребтов.

Рассматривая изменения содержаний Au снизу вверх по разрезу в районе тройного сочленения Буве, видим, что при переходе от гипербазиитов и габбро к базальтам количество металла резко возрастает. Подобное накопление Au в верхних горизонтах океанической литосферы было установлено нами ранее в зоне разлома 15°20' (Центральная Атлантика).

Никелевый тип сульфидных проявлений типичен для базальтов, входящих в ассоциацию с гипербазиитами. В этом аспекте интересно подразделение

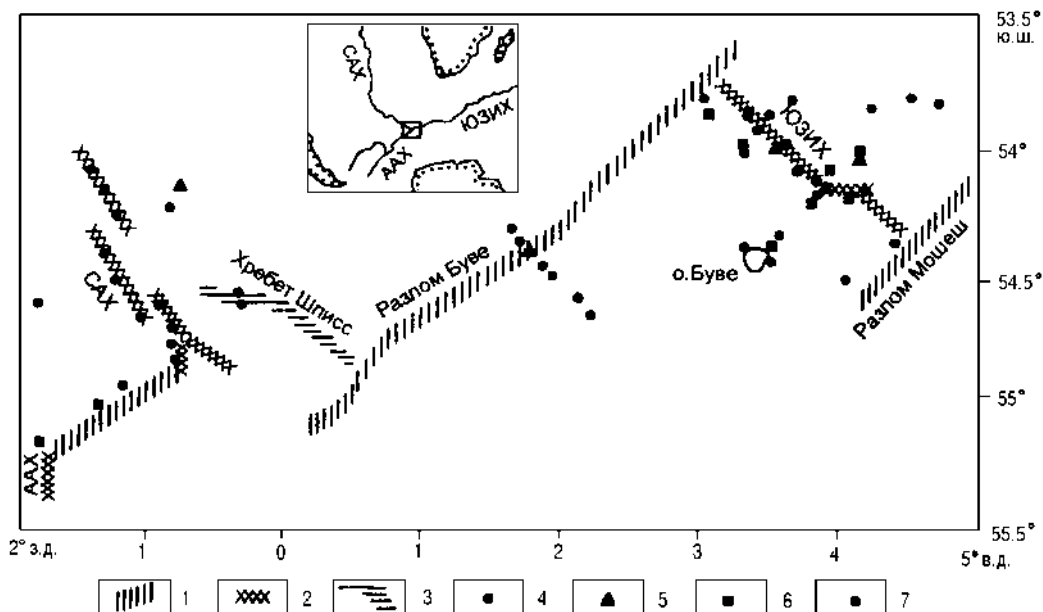


Рис. 8.3. Расположение станций драгирования, выполненных во время 18-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (1994 г.) в районе тройного сочленения Буве.  
 1 – трансформные разломы; 2 – рифтовые зоны срединно-океанических хребтов; 3 – вулканические хребты. Станции драгирования: 4 – с образцами гидротермальных минералов, 5 – с образцами сульфидов, 6 – с рудными (сульфиды) и гидротермальными минералами, 7 – прочие; САХ – Срединно-Атлантический хребет, ААХ – Америко-Антарктический хребет, ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский хребет

базальтов на две ассоциации коматиит-базальтовую и пикрит-базальтовую (Балыкин и др., 2000).

Коматиит-базальтовая ассоциация представлена архейскими низкоглиноземистыми породами (Бартертон и Белингве в Южной Африке, Канбалда и Иилгарн в Западной Австралии и др.), протерозойско-палеозойские среднеглиноземистыми породами (Манро Тауншип и Дьюпент в Канаде и др.) и палеозойско-мезозойскими высокоглиноземистыми образованиями (Горгона в Колумбии, Тахоа и Намуой во Вьетнаме и др.). Эти ассоциации являются типичными медно-никеленосными, в древних комплексах с ними связаны крупные сульфидные месторождения. Наличие никеленосных сульфидов в базальтах срединно-океанических хребтов свидетельствует о развитии в них этого типа магматизма.

Пикрит-базальтовые ассоциации отличаются от коматиит-базальтовых более высокими содержаниями в породах  $TiO_2$ ,  $FeO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ ,  $Rb$ ,  $Sr$ ,  $V$ ,  $Nb$ ,  $Ta$ ,  $Zr$ ,  $La$ ,  $Ce$  и относительно низкими содержаниями  $MgO$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Cr$ ,  $Yb$ ,  $Lu$ . Это отражает повышенную щелочность пикрит-базальтового магматизма, что проявляется также с развитием в нем ассоциаций базальтов с титанистыми ферробазальтами и субщелочными базальтами. Пикрит-базальтовая ассоциация типична для океанов и их колчеданосных структур типа Галапагосского рифта на восточной окраине Тихого океана. Рудоносность в глубинных очагах достигается только в случае крайней продвинутой кристаллизационной дифференциации, когда достигается жидкостная несмесимость расплавов с образованием дифференциатов, богатых железом, подвергающимся сульфуризации под воздействием трансмагматиче-

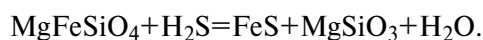
РУДОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТИХОГО ОКЕАНА

Т а б л и ц а 8.1. Составы сульфидов (мас. %) из района тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) (Симонов и др., 1997)

№ п/п	Fe	Cu	Ni	Co	Au	Ag	S	Сумма
1	49.32	7.54	4.196	0.16	0.00	0.00	34.17	95.38
2	44.60	13.27	3.53	0.13	0.00	0.00	32.94	94.46
3	50.74	6.11	3.75	0.13	0.00	0.00	34.19	94.94
4	45.05	11.95	3.39	0.17	0.00	0.00	33.56	94.23
5	47.69	10.34	2.96	0.15	0.00	0.00	33.63	94.84
6	46.44	0.00	0.01	0.04	0.059	0.00	53.39	99.94
7	46.33	0.00	0.01	0.08	0.052	0.00	53.32	99.79
8	46.64	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	53.10	99.79
9	45.98	0.00	0.01	0.01	0.00	0.112	52.27	98.40
10	46.46	0.00	0.05	0.00	сл.	0.00	52.51	99.06
11	45.82	0.00	0.01	0.00	0.066	0.00	51.99	97.88
12	29.45	34.60	0.01	0.01	0.00	0.118	34.95	99.41
13	29.83	34.91	0.00	0.00	0.00	сл.	34.74	99.59
14	29.66	34.93	0.03	0.00	сл.	0.00	34.47	99.14
15	45.77	0.00	0.02	0.11	0.00	сл.	53.26	99.23
16	45.95	0.90	0.04	0.06	0.00	0.00	52.55	99.56

Примечание: 1-5 – сульфидные глобулы в базальтовом стекле: 1 – край, 2 – центр глобулы, обр. 56/1-1; 3 – глобуль в расплавленном включении, обр. 56/1-2; 4,5 – глобулы в стекле, обр. 56/1-5,8); 6-8 – пирит из неизмененного базальта (6,7 – обр. 56/4-15; 8 – обр. 55/18-5); 9 – 11 – пирит из сульфидной руды ( 9 – обр. 43/1-1; 10 – обр. 43/1-2; 11- обр. 43/1-3); 12-16 – сульфиды из гидротермального кварца в базальтах (12-14 – халькопирит: 12 – обр. 56/39-13, 13 – обр. 56/39-16, 14 – обр. 35/46-4; 15, 16 – пирит: 15 – обр. 14/58-14, 16 – обр. 35/46-4. Сл. – следы элементов. Для Au приведены цифровые данные только для значений выше предела обнаружения (около 0,047 %). Составы сульфидов определены на рентгеновском микроанализаторе «Сameбах-Мiсro», ОИГТМ СО РАН, г. Новосибирск

ских флюидов, привносящих совместно с серой медь, цинк и другие халькофильные металлы. Этот процесс, в общем, сходен с образованием никелево-медных сульфидных месторождений, которое осуществляется путем сульфуризации феррокоматиитовых и ферропикритовых дифференциатов в ультраосновных флюидных системах с расширенной областью магматической несместимости. Этот процесс схематически в символах нормативных минералов выражается реакцией:



Различие систем образования никелево-медных и цинково-медных (колчеданных) флюидных расплавов схематически показан на рис. 8.4, на котором сопоставляется Галапагосский колчеданосный комплекс с медно-никеленосным интрузивом (Талнах в Норильском районе) в трапповой формации Сибирской платформы, исследовавшийся с этой точки зрения в работе (Маракушев и др., 1993). Схема отражает устойчивую ассоциацию медно-никеленосных сульфидных руд с лейкократовыми богатыми плагиоклазом перодами в рудоносных интрузивах и колчеданных медно-цинковых руд с кислыми дифференциатами (дацитами, риолитами) в вулканических комплексах. Количество кислых пород зависит от тренда кристаллизационной дифференциации, предшествующей расщеплению расплавов на богатую железом и кислую жидкие фазы, как это показано на рис. 8.5. На нем сопостав-

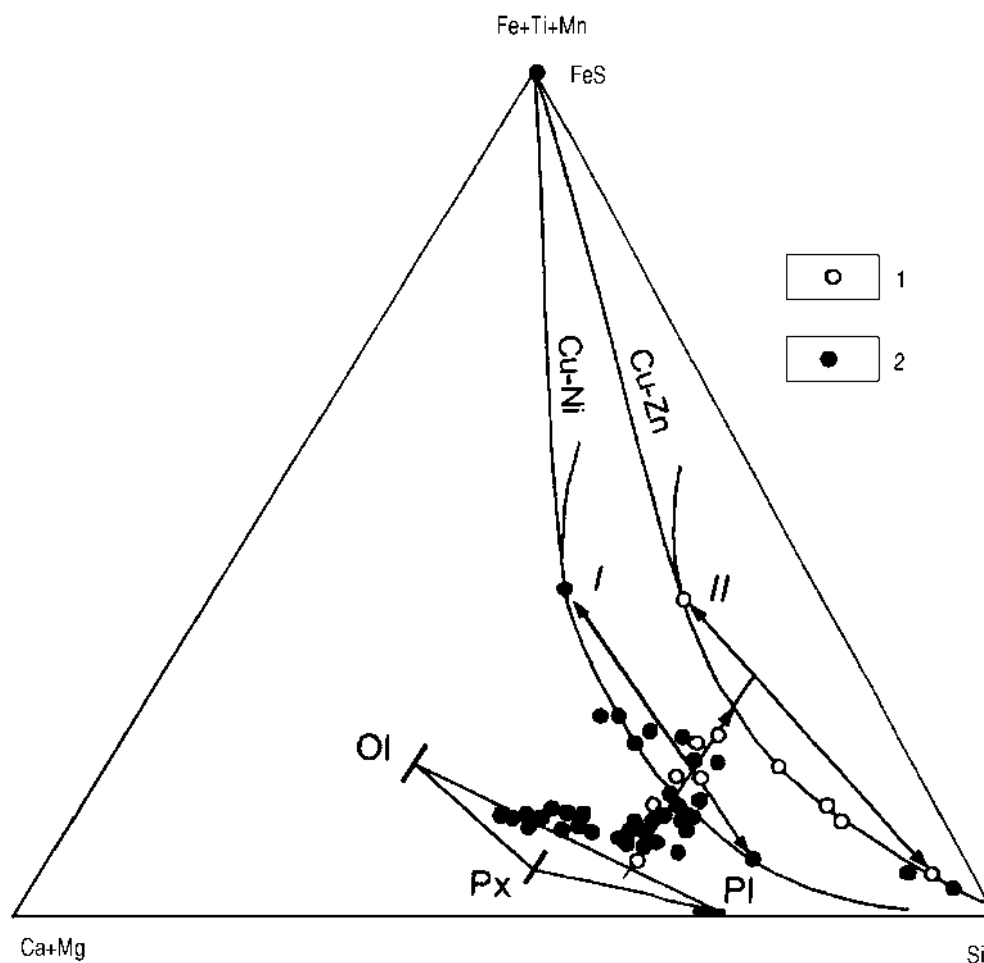


Рис. 8.4. Схемы магматической дифференциации при формировании рудоносных комплексов Галапагосского рифта (1) и Талнахского интрузива в трапповой формации Сибирской платформы (2) с образованием богатых железом дифференциатов, ферропикритового (I) и ферробазальтового (II) составов и образованием соответственно никелево-медных и цинково-медных сульфидных руд

ляются тренды – ферробазальтовый (феннеровский), соответствующий количеству кислых дифференциатов Галапагосскому рифту (I) с небольшим количеством кислых дифференциатов, промежуточный (II) с более значительной ролью кислых вулканических пород, отвечающий уральскому типу колчеданных месторождений, и сиалический (боуэновский) с массой кислых пород, сопровождающих оруденение (III), примером которой могут служить Алтайские колчеданно-полиметаллические месторождения.

Перечисленная последовательность отражает смену рифтогенного режима растяжения земной коры (I) со свойственным ему низким флюидным давлением на режимы все более высокого флюидного давления, вплоть до орогенного режима сжатия земной коры (III). В этой же последовательности (I-II-III) сокращается роль фракционирования плагиоклаза, в наибольшей мере связывающего в своем составе свинец, как можно судить об этом по распределению рудных металлов в порфиритах и содержащихся в них фенокристаллах плагиоклаза (цифры в скобках), г/т: Cu-40 (20), Zn-100 (10), Pb-15 (30),

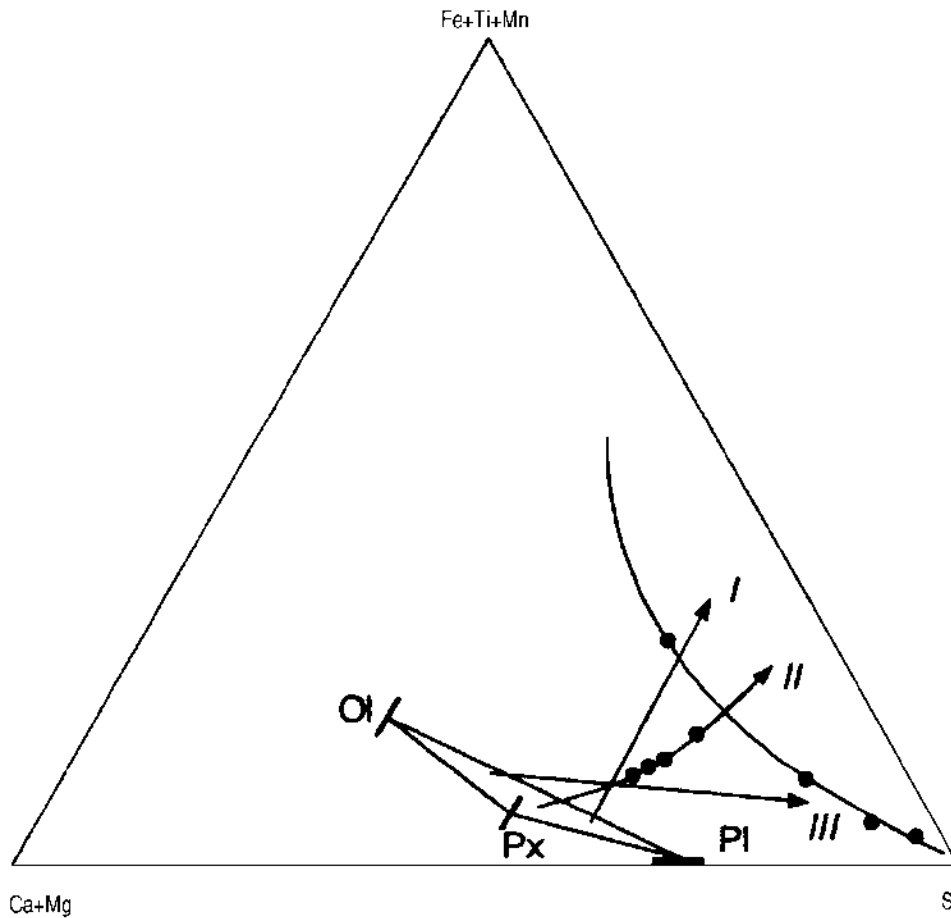


Рис. 8.5. Петрогенетическая схема развития Уральской колчеданосной формации (составы пород отвечают месторождению Учалы и Мугоджарам). Римскими цифрами обозначены тренды дифференциации различных формаций: Галапагосской (I), Уральской и задуговых бассейнов океанов (II), Куроко и Алтайской (III) в последовательности повышения в рудах роли свинца и увеличения количества кислых дифференциатов в вулканических комплексах

данные Л.Г. Филимоновой, цит. по (Маракушев и др., 1993). Фракционирование плагиоклаза, максимально проявляющееся в феннеровском тренде дифференциации способствует обогащению расплавов цинком и обеднению их свинцом. Этим определяется специфика колчеданных месторождений, подчиненных срединно-океаническому хребтам океанов. Они представлены в них трубообразными залежами сплошных массивных руд, внедрявшихся из глубины, сопровождаясь интенсивным гидротермальным воздействием на вмещающие породы. Пример такой колчеданной залежи, разбуренной скважинами глубоководного бурения, представлен на рис. 8.6. Колчеданные руды подразделяются на 6 основных типов. Четыре из них относятся к зональным фрагментам труб: 1) халькопирит-сфалерит-пиритовые (Ср-Sp-Py); 2) борнит-халькопиритовые (Вп-Ср); 3) пирротин-сфалерит-халькопиритовые (Ро-Sp-Ср); 4) сфалерит-пиритовые (Sp-Py). Еще два типа рудного материала представляют массивные агрегаты без выраженной зональности: 5) марказит-пиритовые (Мс-Py) и 6) халькопирит-пиритовые (Ср-Py). Средние содержания в рудах Cu – 9%, Zn – 4.6%, Ag – 62 г/т, Au – 1.8 г/т. Наиболее обога-

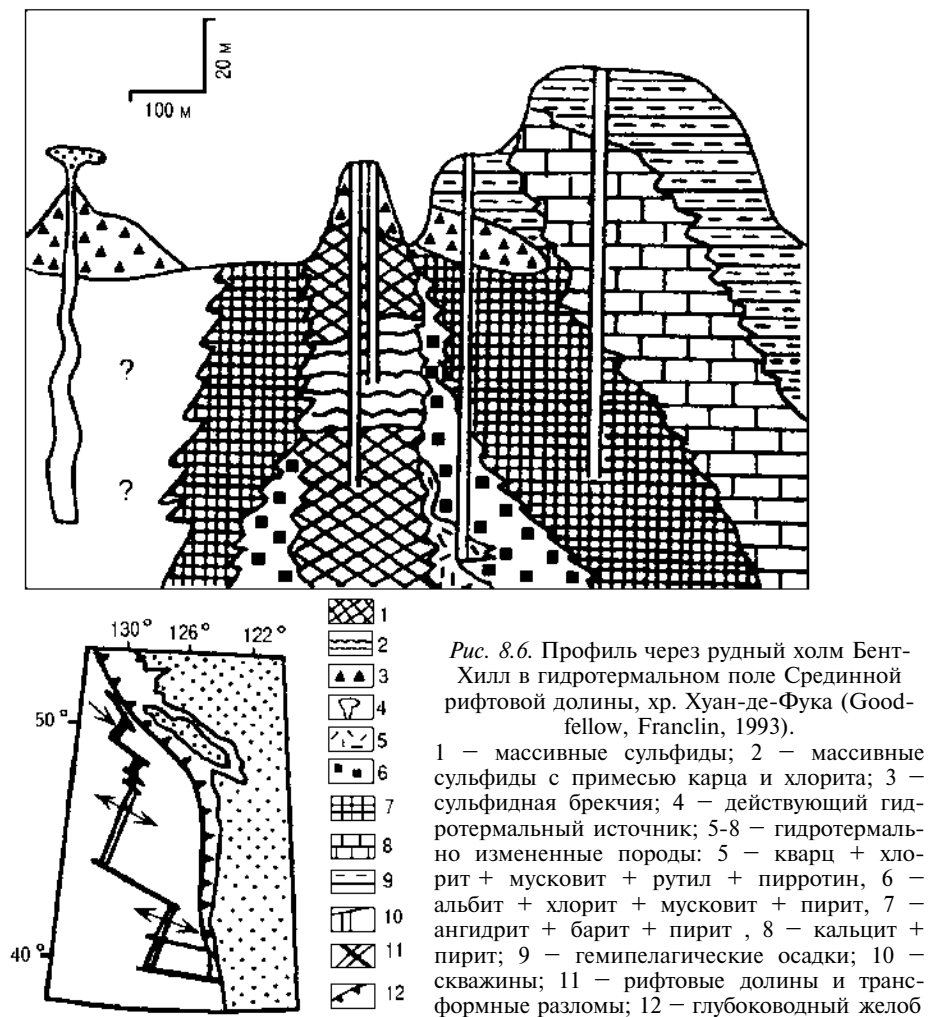


Рис. 8.6. Профиль через рудный холм Бент-Хилл в гидротермальном поле Срединной рифтовой долины, хр. Хуан-де-Фука (Goodfellow, Franclin, 1993).

1 – массивные сульфиды; 2 – массивные сульфиды с примесью кварца и хлорита; 3 – сульфидная брекчия; 4 – действующий гидротермальный источник; 5-8 – гидротермально измененные породы: 5 – кварц + хлорит + мусковит + рутил + пирротин, 6 – альбит + хлорит + мусковит + пирит, 7 – ангидрит + барит + пирит, 8 – кальцит + пирит; 9 – гемипелагические осадки; 10 – скважины; 11 – рифтовые долины и трансформные разломы; 12 – глубоководный желоб

щены малыми компонентами  $\text{Sr-Pu}$  руды. Средние концентрации в них  $\text{Pb} - 0.07\%$ ,  $\text{As} - 0.05\%$ ,  $\text{Cd} - 0.04\%$ ,  $\text{Sb} - 0.009\%$ ,  $\text{Ag} - 101 \text{ г/т}$ . Богаче всего золотом  $\text{Sr-Sr-Pu}$  разности (среднее  $- 2.9 \text{ г/т}$ ).

Развитие рудных систем на глубине проявляется на океаническом дне фонтанирующими гидротермальными системами, богатыми кремнеземом (белые курильщики) или углеродными соединениями (черные курильщики). В результате их деятельности на базальтовом ложе возникают причудливые сульфидные постройки (рис. 8.7).

Колчеданное оруденение задуговых бассейнов Лау, Манус, Вудлак (рис. 8.8), отличается более значительной ролью в рудах свинца, соответствуя в этом отношении уральским месторождениям, хотя и отличаются от стратифицированных руд типа Куроко почти полиметаллического характера, связанного с дацитовым куполом. Обстановка сжатия, наглядно выраженная на схеме строения бассейна Лау (рис. 8.9), принципиально отличает этот тип месторождений от месторождений срединно-океанических хребтов. Тем не менее месторождения связаны с рифтогенной спрединговой зоной и представлены исключительно гидротермальными проявлениями, так же причудливо, как в срединных хребтах проявляясь на океаническом дне (рис. 8.10, 8.11).





Рис. 8.7. Морфология высокотемпературных гидротермальных сульфидных построек (Лисицин, Богданов, Гурвич, 1990)

Железо-марганцевые руды, представленные конкрециями, корками, слоистыми залежами, широко варьируют по содержанию в них марганца (35-15%) относительно железа. Главные их типы выделяются по содержанию никеля, меди и кобальта. Никель обычно преобладает над медью и кобальтом. Наиболее богатые никелем (1.35%) и медью (1.08%) руды с содержанием кобальта 0.18% образуют в Тихом океане широтную зону, контролируясь в своем размещении трансформными разломами Кларифон и Клиппертон. Они

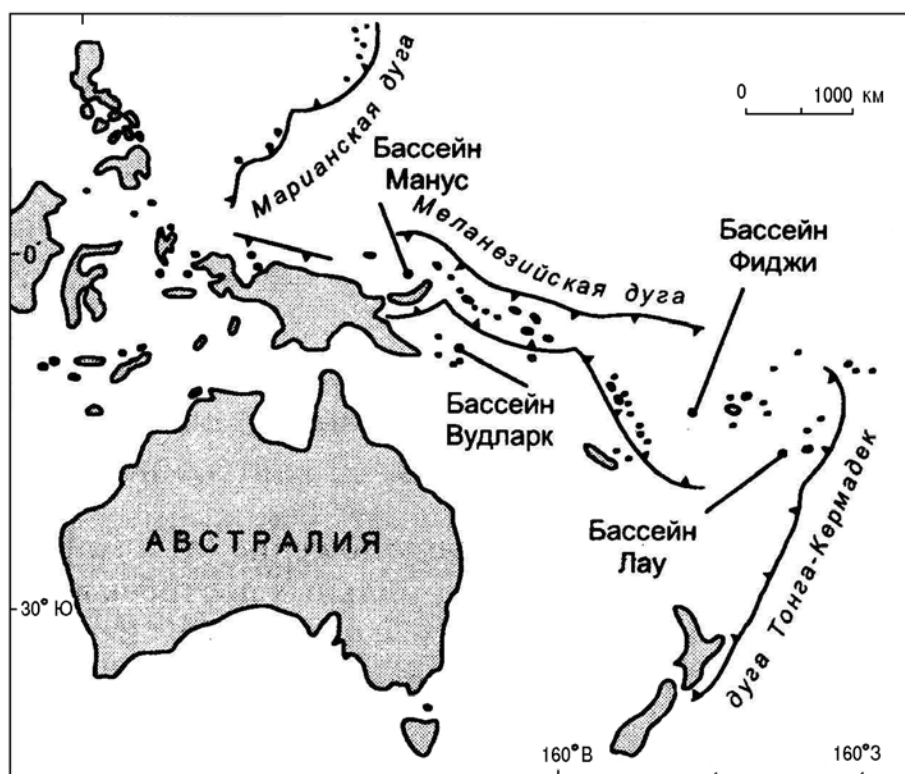


Рис. 8.8. Схема расположения задуговых бассейнов на юго-западе Тихого океана (Бортников, Лисицин, 1995)

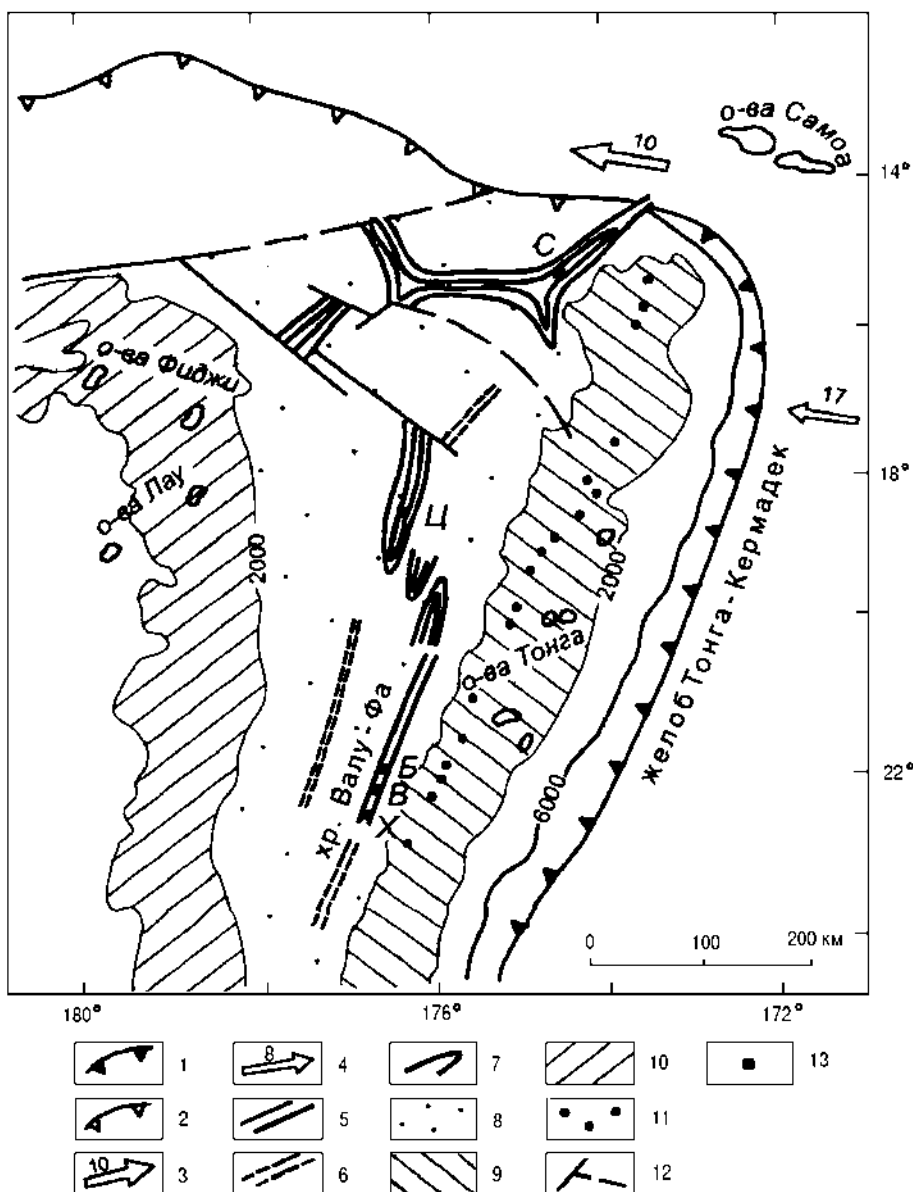


Рис. 8.9. Схема тектонического строения бассейна Лау (Лисицин и др., 1992; Fouquet et al., 1991).

1,2 – зоны субдукции: 1 – активные, 2 – отмершие; 3,4 – направления и скорость движения плит: 3 – абсолютного, 4 – относительного; 5,6 – оси спрединга: активные, отмершие; 7 – неовулканические хребты; 8 – молодая океаническая кора бассейна Лау; 9 – активная островная дуга (граница проведена по изолинии глубины 2000 м); 10 – остаточная островная дуга; 11 – подводные островодужные вулканы; 12 – разломы; 13 – гидротермальные поля: С – Лау северный, Ц – Лау центральный, Б – Белая Церковь, В – Ваи Лии, Х – Хине Хина

представлены дисковидными конкрециями размером 6-10 см, концентрирующимися в абиссальных котловинах в батиметрическом интервале 350-400 м.

Руды более бедные никелем (0.4-0.6%) и медью (0.1-0.2%), но богаче кобальтом (0.6-1.0%), содержащие молибден (0.04-0.06%), платину (0.5-1.0 г/т), лантаноиды и иттрий (сумма до 2 кг/т) распространены на Гавайях, Мидпассифике, в Магеллановых горах, в хребте Неккер и поднятии Уэйк.

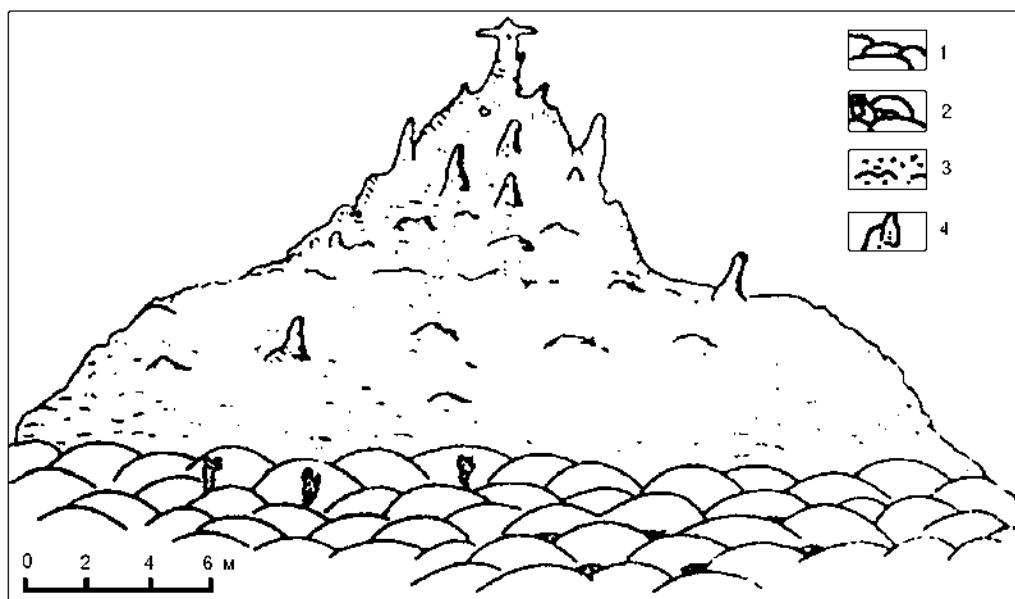


Рис. 8.10. Строение сульфидной гидротермальной постройки полигона лау северный (станция 2226, по Лисицину и др., 1992; Бортникову и др., 1993).

1 – подушечные лавы базальтов; 2 – отложения низкотемпературных гидротерм, сложенные нонтронитом и окислами железа; 3 – образование сульфидного цоколя; 4 – сульфидные трубы

Помимо этих главных типов железо-марганцевых руд выделяется множество других их разновидностей, из числа которых отметим сравнительно бедные никелем, медью и кобальтом (0.1-0.2% в сумме), распространенными в срединно-океанических хребтах и некоторых впадинах внутри океанических плит. «Этот геохимический тип нередко ассоциирует с глубоководными полиметаллическими сульфидами» (Андреев и др., 1995, с. 144).

Среди нерудных твердых полезных ископаемых океана в первую очередь необходимо назвать фосфориты. По структурно-тектоническому положению они подразделяются на шельфовые и собственно океанические – распространенные на подводных горах, поднятиях и островах в открытой части океана. Формирование фосфоритов происходит на глубинах от первых десятков до нескольких тысяч метров. В абиссальных районах с глубиной до 4500-5000 м встречаются только переотложенные фосфориты. Фосфоритонакопление обычно связано с комплексами биогенных (кремнистых и известковых), терригенных, и частично, глауконитовых осадков. На подводных горах фосфатный материал по трещинам и миндалинам проникает в базальты. Фосфориты встречаются в виде залежей песков, корок, плит, глыб и конкреций различной формы, обломков и остатков биогенного происхождения, представляющих фрагменты костей рыб, морских млекопитающих и капролитов. Основной минеральной формой является фторкарбонатапатит и его разновидности: каллофан и франколит.

По содержанию  $P_2O_5$  фосфориты подразделяются на ряд групп:

- фосфатосодержащие породы (<5%);
- очень бедные фосфатные руды (5– 12%);
- бедные (12– 18%);
- средние (18– 28%);
- богатые (28– 35%);
- очень богатые (>35%).

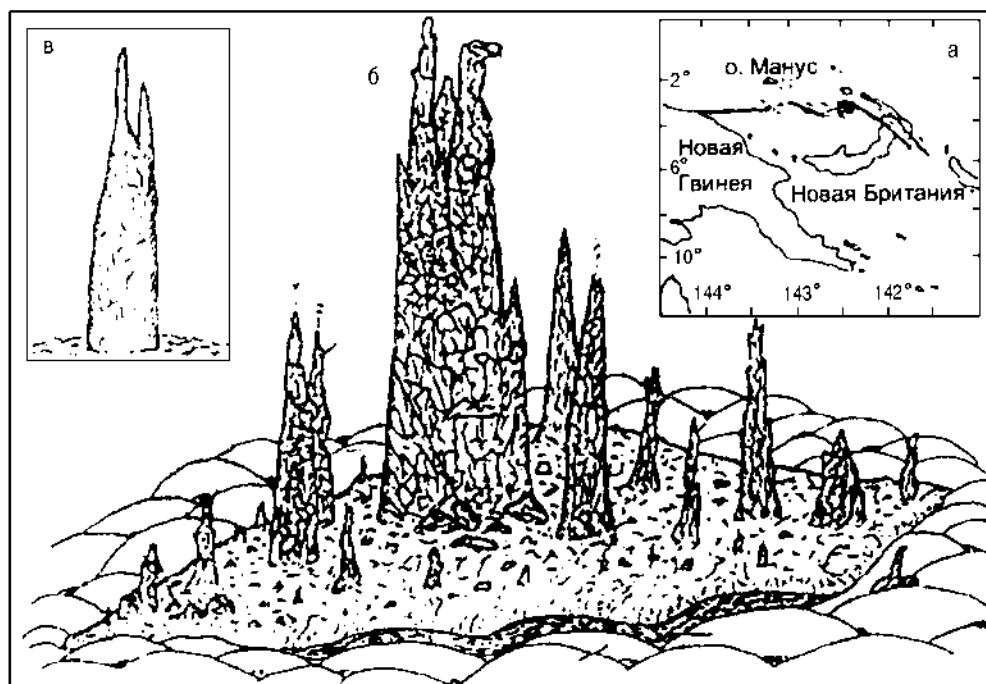


Рис. 8.11. Местоположение (а) и морфология гидротермальных построек в бассейне Манус: б – постройка «Венский лес», в – рудопроявление «Белая башня». Вертикальный и горизонтальный масштаб различные. Высота основной башни около 14 м, протяженность постройки около 100 м. Зарисовка Ю.А.Богданова (Шадлун и др., 1992)

Среди океанических фосфоритов нередко присутствуют образования с содержанием  $P_2O_5$  от 18 до 35%. Обычными элементами-спутниками являются F, U, Th, Ce, La, Sr.

Возраст фосфоритов изменяется от позднемелового до голоценового. Большая их часть образовалась в неогене. Молодые фосфориты распространены в Юго-Западной Африке, на шельфе Перу, Чили, на континентальном склоне Восточной Австралии. На подводных горах в центре Тихого океана встречаются более древние фосфориты. Более 80% фосфоритовой рудной массы сосредоточено в Тихом океане; 15% – в Атлантике; остальное – в Индийском океане.

Завершая обзор рудопроявлений Тихого океана, подчеркнем обусловленность их трендами дифференциации вулканизма, которые проявляются уже на начальном этапе его развития в составе толеитовых базальтов. Никеленосный тренд медного сульфидного оруденения прослеживается в магнезиальных пикритобазальтах, содержание никеля в которых почти на порядок превышает фоновый уровень:  $SiO_2$ -40.68%,  $TiO_2$ -1.1,  $Al_2O_3$ -9.38,  $Fe_2O_3$ -7.19, FeO-7.04, MnO-0.18, MgO-20.81, CaO-4.63,  $Na_2O$ -1.45,  $K_2O$ -0.20,  $P_2O_5$ -0.23,  $H_2O$ -6.94; Ni-630 г/т, Co-140, Cr-440, V-110, Cu-60, Zn-71, Zr-70, Ba-47, Sr-166 (скв. 433С, Голубева, 1990).

С другой стороны, медно-цинковое колчеданное оруденение в части цинка отражает состав ферробазальта, аномально геохимически богатого этим элементом (скв. 274):  $SiO_2$ -49.78%,  $TiO_2$ -1.79,  $Al_2O_3$ -16.82,  $Fe_2O_3$ -7.36, FeO-2.85, MnO-0.15, MgO-3.67, CaO-8.45,  $Na_2O$ -2.61,  $K_2O$ -0.77,  $P_2O_5$ -0.30,  $H_2O$ -5.18; Ni-135 г/т, Co-60, Cr-290, V-200, Cu-50, Zn-330, Zr-150, Ba-42, Sr-145.

Петрохимическая обработка материалов глубоководного бурения позволяет связать выявленные вариации состава базальтов с кристаллизационной дифференциацией, укладываемой в два тренда – ферробазальтовый, связанный с фракционированием плагиоклаза, и сиалический, обусловленный фракционированием оливина. С ферробазальтовым трендом дифференциации связывается цинково-медное колчеданное оруденение срединно-океанических хребтов и железо-марганцевое рудообразование, контролируемое трансформными разломами. Механизм их возникновения связывается с полным развитием ферробазальтового тренда, который завершается расщеплением расплавов (Маракушев, 1988), фиксируемым вариолитовой текстурой пород ( в скобках состав вариолей):  $\text{SiO}_2$ -43.44 (70.66),  $\text{TiO}_2$ -4.37 (1.18),  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -6.74 (10.92),  $\text{FeO}$ -28.40 (7.92),  $\text{MnO}$ -0.59 (0.19),  $\text{MgO}$ -2.17 (0.66),  $\text{CaO}$ -9.76 (3.92),  $\text{Na}_2\text{O}$ -2.11 (2.08),  $\text{K}_2\text{O}$ -0.25 (1.56),  $\text{P}_2\text{O}_5$ -2.17 (0.91).

Развитие подобных процессов приводит к образованию таких богатых железом дифференциатов, которые становятся неустойчивыми по отношению к сопровождающим магматизм флюидам. Под их воздействием они подвергаются сульфуризации с образованием флюидных сульфидных расплавов, содержащих помимо доминирующих меди и цинка множество других халькофильных металлов (серебро, золото, сурьма, мышьяк, кадмий, ртуть и др.). На основе флюидных рудоносных расплавов образуются не только внедрения сплошных массивных сульфидных руд, но и сопровождающие их метасоматические и поверхностные гидротермальные рудопроявления.

Таким образом, огромные концентрации железа, с которым связывается развитие колчеданного рудообразования, создаются сложной магматической дифференциацией. Железо в расплавах подвергается избирательной сульфуризации, тогда как содержащийся в них марганец ведет себя индифферентно по отношению к этому процессу. Поэтому сульфуризация, стимулирующая развитие сульфидно-силикатной жидкостной несмесимости и выводящая, таким образом, железо из магматических систем, является эффективным фактором повышения в них  $\text{Mn/Fe}$  отношения. В конечном итоге это и служит основой развития железо-марганцевого оруденения. Однако, процесс ограничивается больше ультраосновными (феррокоматиитовыми, ферропикритовыми) магматическими очагами, контролировавшимися в своем размещении трансформными разломами и, возможно, также структурами пересечения океанических хребтов, уходящими в глубины мантии. Об этом свидетельствует геохимическая специфика железо-марганцевых руд Тихого океана, богатых никелем, медью и кобальтом, спорадически содержащих также примесь платины (до 1 мг/т). Показательны также комплексные месторождения между трансформными разломами Клариян и Клиппертон, в которых сочетаются сульфидные медно-никелевые и богатые кобальтом железо-марганцевые оксидные руды, распространенные на площади 75 тыс. кв. км. Их запасы оцениваются «более чем в 700 тыс. тонн, что в пересчете на отдельные металлы составляет крупное месторождение никеля и меди и уникальное – марганца» (Андреев и др., 1995, с. 144).

Спецификой железо-марганцевых океанических руд является входение в их состав лантаноидов и иттрия, содержание которых может достигать нескольких кг/т. Это отражает универсально проявляющийся в океане щелочной уклон магматизма. Влияние его на металлогеническую и геохимическую специализацию магматизма выявляется при сопоставлении составов типичных толеитовых и щелочных базальтов по скважинам глубоководного бурения 323 (толеитовый базальт) и 43А (щелочной базальт, состав его ниже при-

водится в скобках):  $\text{SiO}_2$ -46.01 (46,96),  $\text{TiO}_2$ -2.11 (2.16),  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -14.00 (15.77),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -8.10 (8.62),  $\text{FeO}$ -5.67 (4.75),  $\text{MnO}$ -0.23 (0.017),  $\text{MgO}$ -6.39 (4.49),  $\text{CaO}$ -10.97 (7.52),  $\text{Na}_2\text{O}$ -1.88 (2.28),  $\text{K}_2\text{O}$ -0.69 (1.50),  $\text{P}_2\text{O}_5$ -0.33 (2.05),  $\text{H}_2\text{O}$ -2.17 (3.55); Ni-105 (11), Co-40 (20), Cr-240 (9), V-700 (110), Cu-200 (34), Zn-140 (100), Zr-117 (470), Ba-26 (371), Sr-141 (733). Это сопоставление отражает существо щелочного уклона океанического магматизма, проявляющегося прежде всего в обогащении пород калием и фосфором (также и цирконием, барием и стронцием). Субщелочные и щелочные расплавы, богатые калием и фосфором, петрохимически дискретны, как показано на рис. 8.12, на примере рассмотренного выше Императорского хребта (рис. 6.14). Это отражает развитие магматической несмесимости при их образовании, причем наиболее богатые фосфором и калием дифференциаты (IV тип на рассмотренной схеме) приобретает способность генерировать фосфорную минерализацию вследствие миграции из них легко растворимых калиевых солей фосфорной кислоты ( $\text{KPO}_3$  и др.). Подтверждением этой модели служит состав океанских фосфоритов, в которых содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  достигает 35% и содержится примесь урана, лантана и других элементов, характерных для щелочного магматизма. Образование фосфоритов сопровождало магматизм Тихого океана в широком возрастном диапазоне от позднего мела до голоцена.

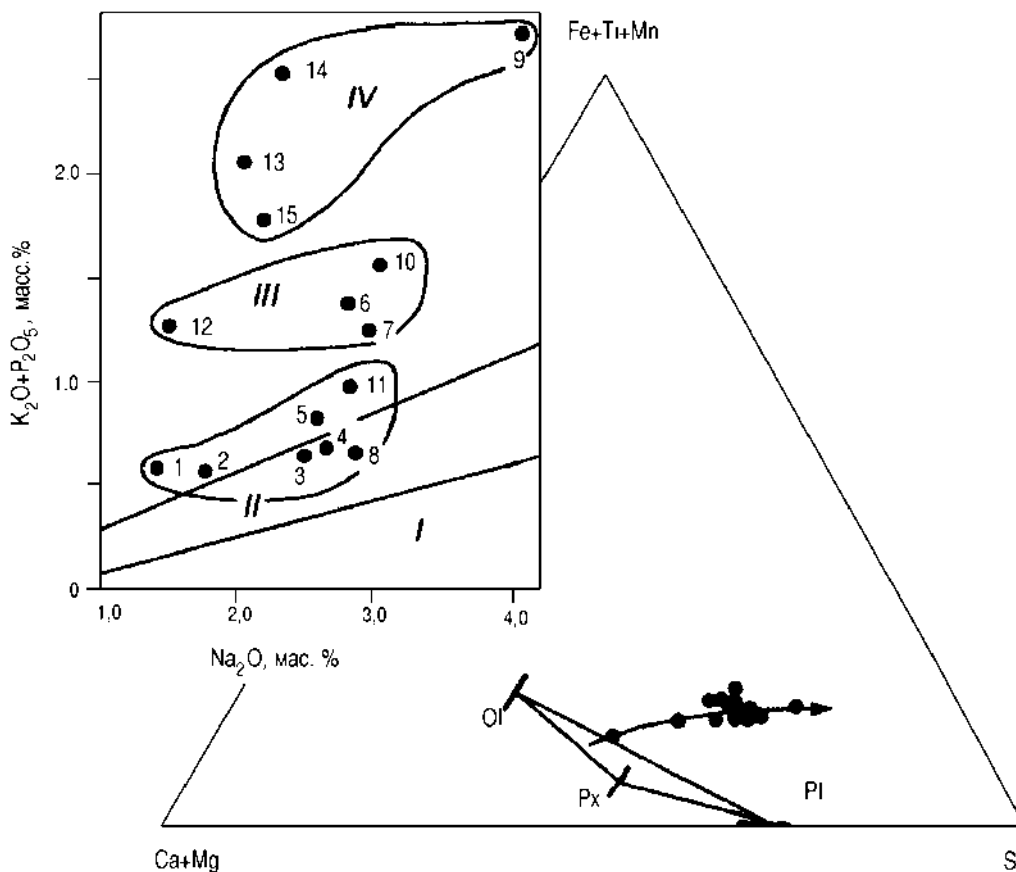


Рис. 8.12. Петрохимические диаграммы, иллюстрирующие дискретность состава пород Императорского хребта по суммарному содержанию в них калия и фосфора (II – III – IV) (по табл. 6.12)

Стрелкой на петрохимической диаграмме обозначен сиалический тренд магматизма, развитие которого приводило к образованию кремнекислых дифференциатов, которые с давних времен привлекали к себе внимание исследователей океанов (табл. 8.2). В Тихом океане они описаны на островах Ревилья-Хихедо, Тонга, Марианских, Пасхи, характеризуясь обычно повышенной щелочностью и в некоторых примерах преобладанием калия над натрием. В общем случае, в кремнекислых дифференциатах отражается общий характер щелочности вулканических формаций, в состав которых они входят.

Кислые породы океанов возникали большей частью не в результате прямого развития сиалического кристаллизационного тренда, а в связи с осложнением его магматической несмесимости. В результате ее развития возникали крайне богатые железом расплавы и кислые дифференциаты. На основе богатых железом расплавов в результате их сульфуризации возникали медные сульфидные руды, а также железо-марганцевые образования. Связь их с кислыми дифференциатами (дацитами, риолитами, гранитами) может использоваться, таким образом, в качестве поискового критерия. Особенно наглядно она выражена в задуговых бассейнах, в магматизме которых доминирует сиалический кристаллизационный тренд, определивший обилие кислых пород в связи с меловым оруденением (сульфидные руды типа Куроко и др.), тогда как в асоциации с колчеданными рудами срединно-океанических хребтов, в которых господствует ферробазальтовый тренд дифференциации, кислые породы распространены в ограниченном масштабе. Металлогеническое значение самих кислых дифференциатов и особенно гранитов до настоящего времени еще не выяснено. В генетической связи с ними возможны медно-молибденовые проявления (молибден совместно с медью содержится в виде примеси в железо-марганцевых рудах). Не исключены в связи с ними и оловянные рудопроявления, как можно судить об этом по аналогии океанских гранитов с оловоносными гранитами Бушвельдского гипербазит-базитового платиноносного интрузива (Южная Африка), в котором они занимают апикальную позицию и входят в ассоциации с титаномагнетитовыми и ильменитовыми рудопроявлениями в феррогаббро – плутоническими аналогами бога-

Т а б л и ц а 8.2. Химический состав (мас. %) кислых магматических пород океанических областей (по И.В. Лучицкому)

Оксиды, %	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	73.5	71.9	68.7	72.8	69.0	74.0	71.6
TiO <sub>2</sub>	0.5	0.3	0.6	0.2	0.2	0.1	0.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.0	12.8	8.3	13.3	14.8	13.7	15.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.5	3.6	9.5	2.0	1.4	1.1	2.1
FeO	2.6	0.2	2.5	1.8	2.8	1.1	1.3
MnO	0.1	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	0.4	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.4
CaO	1.5	0.6	1.0	0.8	0.9	0.5	0.1
Na <sub>2</sub> O	3.6	5.3	6.2	5.3	6.1	3.9	5.2
K <sub>2</sub> O	3.3	4.8	2.8	3.6	4.5	5.1	3.9

П р и м е ч а н и е: 1 – риолиты Исландии (среднее из 40 анализов); 2 – риолит о-ва Вознесения; 3 – эгириновый гранит банки Роколл (среднее из 10 анализов); 4 – обсидиан о-ва Пасхи (среднее из 7 анализов); 5 – натровый риолит о-вов Ревилья-Хихедо (среднее из 3 анализов); 6 – щелочные риолиты архипелага Кергелен (среднее из 10 анализов); 7 – щелочные граниты архипелага Кергелен (среднее из 10 анализов).

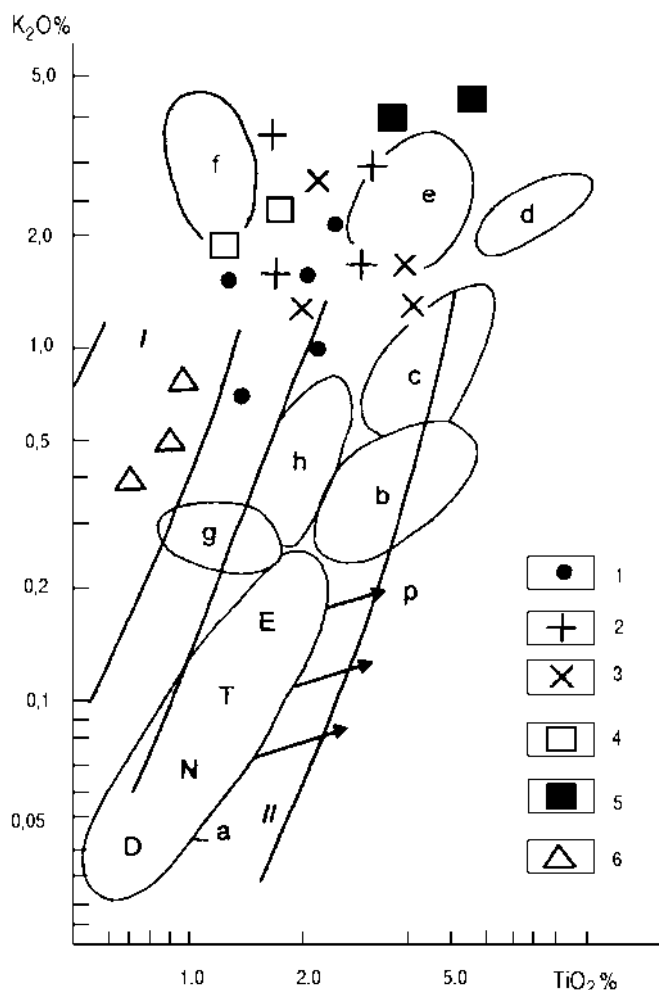


Рис. 8.13. Главные типы базальтов Тихого океана и его складчатого обрамления (по Э.Д. Голубевой).

1 — возвышенность Шатского; 2 — Палеопацифика; 3-6 — складчатое обрамление Тихого океана: 3 — средние составы базальтов, 4-5 — Японское море (4 — континентальные фрагменты, 5 — морские впадины), 6 — островные дуги, I — островодужный тренд, II — океанический тренд, a — срединно-океанические хребты (D, N, T, E — типы базальтов в порядке повышения щелочности, стрелками обозначены ферробазальтовые тренды, в том числе p — ультраитанистых пород), b — Гавайский и Императорский хребты, c — острова Полинезии, d — маршалловы острова, e — магеллановы горы, f — вал Хоккайдо-Зенкевича, g — зона Муссау, h — поднятие Онтонг-Джава

тых железом и титаном ферробазальтов. Эта аналогия позволяет высказать предположение о перспективности океанических структур на рудопроявления титана. Ферробазальты собственно океанических рифтовых структур образуют формацию наиболее богатых титаном вулканических пород, которые уступают в этом отношении только лунным породам. На диаграмме (рис. 8.13), составленной Э.Д. Голубевой, эта специфика базальтов Тихого океана отражена относительно железистости, характеризуемой содержанием в них калия. Согласно диаграмме самые богатые титаном породы составляют формацию собственно океанических рифтогенных базальтов, содержание титана в которых прямо коррелируется с их щелочностью (содержанием калия). Это прежде всего базальты срединно-океанических хребтов, обозначенные на диаграмме буквами D-N-T-E в последовательности возрастания их щелочности. Эту тенденцию непосредственно продолжают рифтогенные базальты, составляющие основания Гавайского и Императорского хребтов, островов Полинезии и Маршалловых. В отличие от них базальты древних асейсмичных поднятий в океане (Магеллановы горы, вал Хоккайдо-Зенкевича, поднятия Шатского, Хесса, Онтонг-Джава, зона Муссау), как и базальты его складчатого обрамления (Японское море и др.) относительно бедны титаном независимо от содержания в них щелочных металлов.