

**Том 19, номер 6**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Ноябрь-Декабрь 2000**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
МОИСЕЕНКО В.Г.



## *От редколлегии*

*В преддверии второго тысячелетия и грядущего двадцатилетнего юбилея журнала “Тихоокеанская геология”, пользующегося заслуженной популярностью и авторитетом среди российских геологов, редколлегия журнала решила несколько расширить рамки традиционно сложившегося представления материалов в журнале. Наряду с отдельными статьями, сериями статей, специальными выпусками по определенной тематике редколлегия решила периодически публиковать и монографии, посвященные наиболее актуальным, дискуссионным проблемам геологии Тихого океана и его обрамления. Именно такой проблеме посвящена предлагаемая вниманию читателя фундаментальная монография “Петрология и рудоносность Тихого океана”, написанная известными исследователями и знатоками Тихоокеанского региона академиком А.А. Маракушевым, академиком В.Г. Моисеенко, доктором геолого-минералогических наук В.Г. Сахно, доктором геолого-минералогических наук И.А. Тарариным.*



Книга посвящена Тихому океану – его структуре и магматизму, петрологии и металлогении. Поднятые в ней вопросы глубоки и затрагивают такие фундаментальные проблемы геологии, как происхождение и эволюцию океанов, планет и их спутников, рудообразование. В своей работе авторы используют инструментарий геосинклинальной и мобилистской теорий, без акцента на главенство одной из них. Это позволило расшифровать механизм геологической эволюции срединно-океанических рифтов-хребтов и складчатых поясов, вулканизма, флюидов, и оруденения.

Монография представляет большой интерес для широкого круга специалистов, изучающих эндогенные процессы и металлогению, а также для преподавателей, аспирантов и студентов вузов.

Ил. 84, табл. 35, библи. 300.

**Ключевые слова:** петрология, магматизм, металлогения, Тихий океан, планетология.

The book is devoted to the Pacific Ocean – its structure and magmatism, petrology and metallogeny. The issues touched upon are profound and deal with such fundamental problems of geology as the origin and evolution of the oceans, planets and their satellites, and ore genesis. The authors employ the concepts of the geosynclinal and mobilistic theories without accentuating the priority of one of them. This made it possible to interpret the mechanism of geological evolution of mid-oceanic rifts-ridges and fold belts, volcanism, fluids, and ore mineralization.

The monograph is of great interest for a wide range of specialists studying endogenic processes and metallogeny, and also for teachers, post-graduate students, and students of higher educational institutions.

84 ill., 35 tables, 300 ref.

**Key words:** petrology, magmatism, metallogeny, Pacific Ocean, planet study.

*А.А.Маракушев, В.Г.Моисеенко, В.Г.Сахно,  
И.А.Тарарин*

**ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ  
ТИХОГО ОКЕАНА**

*A.A.Marakushev, V.G.Moiseenko, V.G.Sakhno,  
I.A.Tararin*

**PETROLOGY AND ORE POTENTIAL  
OF THE PACIFIC OCEAN**

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие .....	5
Введение .....	5
Глава I. Происхождение Земли, Луны, их морей и океанов .....	8
Глава II. Петрологическая эволюция земной коры .....	26
Глава III. Складчатое обрамление Тихого океана и вулканизм орогенных поднятий и впадин окраинных морей .....	40
Метаморфические зоны Тихого океана .....	55
Глава IV. Основные структурные элементы Тихого океана .....	66
Глава V. Вулканические породы Тихого океана .....	71
Глава VI. Взаимосвязь эволюции флюидов, вулканизма и оруденения .....	104
Глава VII. Рудоносность магматических комплексов Тихого океана .....	116
Заключение .....	126
Литература .....	129

## CONTENTS

Preface .....	5
Introduction .....	5
Chapter I. Origin of the Earth, Moon, their seas and oceans .....	8
Chapter II. Petrological evolution of the Earth's crust .....	26
Chapter III. Fold framing of the Pacific Ocean, and volcanism of orogenic uplifts and basins of marginal seas .....	40
Metamorphic zones of the Pacific Ocean .....	55
Chapter IV. The main structural elements of the Pacific Ocean .....	66
Chapter V. Volcanic rocks of the Pacific Ocean .....	71
Chapter VI. Relationships between fluid evolution, volcanism, and ore mineralization .....	104
Chapter VII. Ore potential of magmatic complexes of the Pacific Ocean .....	116
Conclusion .....	126
References .....	129

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Тихий океан представляет собой самую грандиозную структуру Земли, занимающую почти половину ее акватории. Он отличается неповторимой спецификой глубинного строения и с давних времен привлекает внимание исследователей самой различной специализации. В заключительные десятилетия XX века был достигнут огромный прогресс в изучении океанических структур Земли. Благодаря систематическому разбуриванию ложа океанов были получены уникальные новые материалы, существенно дополнившие данные по океаническим островам, во многом по-новому освещающие геологическое строение Тихого океана. Это нашло отражение в многочисленных публикациях последнего времени русских и зарубежных авторов. Важную роль играют монографические обобщения по тектонике (Пушаровский, Меланхолина, 1992) и петрологии Тихого океана (Петрологические провинции..., 1996), значительно облегчившие выполнение настоящей работы. Буровые работы внесли много нового в геологию океанического ложа, впервые выявив его гетерогенность, подчеркнутую в работе (Маракушев, 1996). Оказалось, в океаническом ложе на обширных площадях распространены реликтовые блоки складчатой континентальной коры, что отражает развитие океанических структур за счет континентальных. В общей эволюции океанов эти процессы "океанизации" континентальной коры гармонично сочетались с развитием складчатых поясов континентов, последовательно сокращавших площадь Мирового океана с глубокого (3,8 млрд лет) докембрия, к которому относятся древнейшие складчатые ядра континентов. До этого континенты с характерной, свойственной только им складчатой структурой вообще отсутствовали. Мировой океан безраздельно господствовал на Земле, представляя не только ее сплошную гидросферу, но и специфическое строение внешней оболочки. Океанический характер этой оболочки определяется наличием сравнительно маломощного слоя базитовых пород, покрывающих ультраосновную мантию. В общей эволюции земной коры доминировало вытеснение океанов континентами, которые в настоящее время стали преобладающими структурами на Земле, особенно на ее Северном полушарии. Континенты находятся в окружении океанов, кора которых большей частью является вторичной, заместившей континентальную кору. Вторичные в этом смысле океаны составляют всю северную часть Атлантики, Арктический (Северный Ледовитый) океан и обрамления всех других океанов, окруженных так называемыми пассивными континентальными окраинами.

Тихий океан в этом смысле является уникальной, принципиально отличной от других океанов структурой, сохранившей еще в значительной мере активное состояние, фиксируемое высокой сейсмичностью и эксплозивным андезитовым вулканизмом, свойственным континентальным окраинам на орогенной стадии их развития. Это состояние сочетается в нем с начальными стадиями деструкции континентальных окраин, с образованием на них окраинных морей, создающих островодужные системы – переходные к пассивным континентальным окраинам, которым свойственно геосинклинальное накопление осадков, сносимых с разрушающихся континентов. Поэтому Тихий океан с его складчатым обрамлением является единственным глобальным объектом, в котором прослеживаются петрогенетические процессы сложного взаимодействия океанических и континентальных структур. Собственно и ложе Тихого океана выделяется высокой динамичностью и разнообразием вулканических проявлений, отличающим его от других океанических структур. Все это создает неповторимое своеобразие тихоокеанского сегмента Земли, в котором проблема петрологии океанов фокусируется во всей ее полноте и своеобразии. Петрологические проблемы развития магматизма в Тихом океане тесно переплетаются с проблемами типичного для океанических структур рудообразования – колчеданного, железо-марганцевого и фосфоритового.

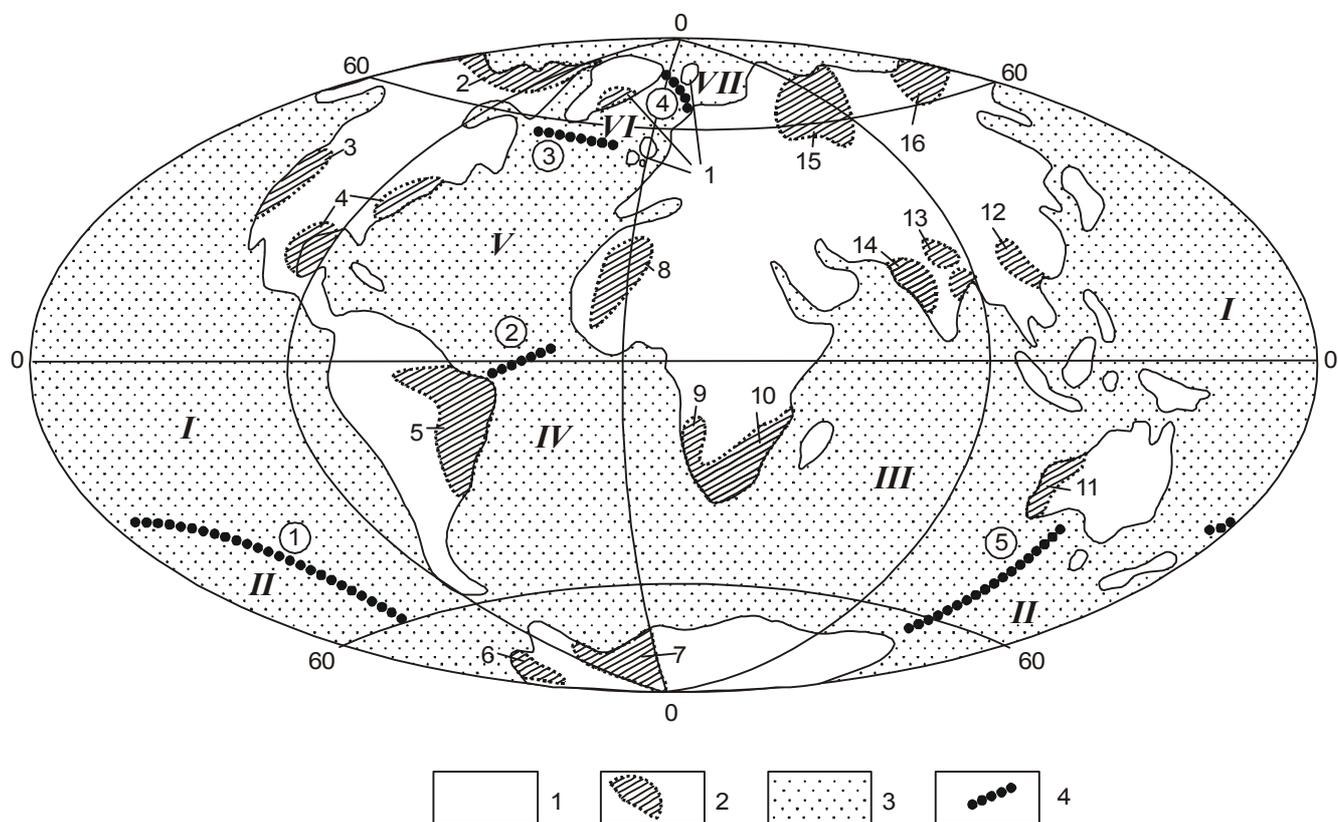
## ВВЕДЕНИЕ

Моря и океаны являются депрессионными вулканическими структурами, характеризующиеся особым "океаническим" или переходным к нему строением земной коры. Небольшая ее мощность обусловлена сочетанием в этих структурах, с одной стороны, глубокого погружения земной поверхности, с другой стороны - подъема подстилающей кору ультраосновной мантии и, соответственно, границы Мохоровичича (М). В этом отношении моря и океаны противоположны континентам и островным дугам - структурам воздымания земной поверхности и глубокого погружения границы М.

Схематическое разделение земной поверхности на океаны (I-VII) и континенты показано на рис. 1. Границами между океанами служат разломные демаркационные зоны (Пушаровский и др., 1995), обозначенные цифрами в кружках (1-5). Этими зонами Атлантический океан дополнительно подразделяется на южную (IV), центральную (V) и северную (VI) геоструктурные области, различающиеся по возрасту и представляющие собой как бы самостоятельные океаны. В работе выделялась еще демаркационная зона (Амстердам), разделяющая Индийский океан

(III на рис. 1) на восточную и западную структурные части. Однако на схеме рис. 1 она опущена, также роль этой зоны в структурном районировании земной поверхности кажется менее значительной по сравнению с зонами Элтанин (1), разделяющей Тихий и Антарктический океаны, Романш (2), Чарли Гиббс (3) и Шпицбергенской (4), определяющими структурирование Атлантического океана и отделяющими его от Арктического (Северного) океана, и Австрало-Антарктической (5), разграничивающей Индийский и Антарктический (Южный) океаны. Выделенные на схеме океанические области (I-VII) различаются во многих отношениях, которые будут рассматриваться в дальнейшем, однако петрологически все они сходны, являясь областями регионального распространения толеитбазальтового вулканизма. На континентах в этом отношении им родственны показанные на рис. 1 трапповые провинции - огром-

ные депрессии земной поверхности, заполненные базальтовыми лавами, в которых континентальная кора имеет сокращенную мощность вследствие подъема к поверхности раздела Мохоровичича (мантийного ультраосновного материала). Этот эффект "океанизации" складчатой мощной континентальной коры на обширных территориях распространения трапповых формаций сходен с образованием окраинных морей, отделяющих от континентов островные дуги в западном обрамлении Тихого океана (I на рис. 1). В этих депрессионных структурах, как и в островных дугах, континентальная кора является тонкой вследствие так называемой "глубинной эрозии" - замещения гипербазитовым материалом мантии. Все эти процессы образования трапповых провинций и других депрессий на континентах и систем окраинных морей и островных дуг отражают деструкцию мощной складчатой континентальной коры,



**Рис.1.** Наружная базальтовая оболочка Земли (Макаренко, 1993).

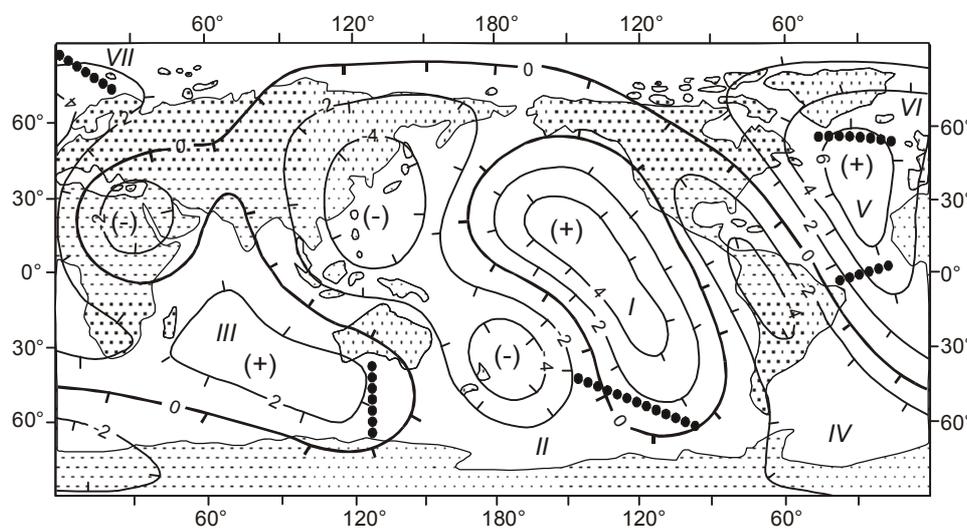
1 - материки, выступающие из-под базальтовой оболочки; 2 - трапповые провинции на материках (арабские цифры): 1 - Великобритании, Гренландии, Шпицбергена (Брито-Арктическая), 2 - Канады, 3 - плато Колумбии, 4 - Аппалачей, край Мексиканского залива, 5 - Паранская, 6 - Западной Антарктиды, 7 - Восточной Антарктиды, 8 - Таудени, 9 - Каоко, 10 - Карру, 11 - запада Австралии, 12 - провинции Юньнань, 13 - севера Индостана, 14 - запада и востока Индостана, 15 - Сибири, 16 - Верхоянья; 3 - базальтовая оболочка дна океанов; 4 - демаркационные разломные зоны (цифры в кружках : 1 - Элтанин, 2 - Романш, 3 - Чарли Гиббс, 4 - Шпицбергенская, 5 - Австрало-Антарктическая), разделяющие структуры океанов: I - Тихого, II - Антарктического, III - Индийского, IV- VI - Атлантического : Южного (IV ), Центрального (V) и Северного (VI), VII - Арктического.

направленную в сторону замещения ее маломощной океанической корой.

Выделенные на рис. 1 океанические структуры (I, V, III) связаны с воздыманиями жидкого ядра Земли (рис. 2), которые, по-видимому, фиксируют главные направления его дегазации. В противоположность им, континенты, как видно на схеме, больше соответствуют прогибаниям поверхности ядра, утолщениям силикатной оболочки Земли (мантии и земной коры). Другие океаны занимают в этом отношении промежуточное положение (Арктический и Антарктический океаны, Южная и Северная Атлантика).

Земная кора отвечает очень высокому уровню коровой эволюции, который не достигался на других планетах Солнечной системы. Об этом можно судить по отсутствию аналогов континентальных и океанических горных пород среди метеоритов и лунных образцов. Об этом же свидетельствуют и отрывочные данные о марсианских и венерианских породах. Это объясняется тем, что эндогенное развитие планет земной группы, включая материнские планеты метеоритов, прекращалось вследствие их полной консолидации, потери летучих компонентов и собственных магнитных полей на более примитивных стадиях по сравнению с Землей, продолжающей оставаться эндогенно активной и в настоящее время. Поэтому данные по метеоритам, по Луне и планетам земной группы представляют большой интерес, аналогия с ними раскрывает возможность освещения ранних (догеологических) этапов эволюции Земли. Важную роль это играет и в освещении проблемы формирования морей и океанов. Гигантские депрессионные структуры в качестве характерных образований коровой эволюции развивались не только на Земле, но и на Луне и других планетах. На Луне, например, гигантские вулканические депрессии лунной поверх-

ности видны даже невооруженным глазом, благодаря темной окраске на более светлых возвышенных областях, сложенных богатыми плагиоклазом горными породами с более высокой отражательной способностью. На эти лунные структуры впервые обратил внимание Галилео Галилей, назвавший их лунными морями, исходя из предположения об их сходстве с земными акваториями. В дальнейшем было выявлено отсутствие на Луне гидросферы и атмосферы, и тем не менее, в структурно-петрологическом аспекте лунные депрессии действительно относятся к образованиям морского или океанического типа. Еще грандиознее выглядят подобные моря на Марсе, представляющем более высокий уровень планетной эволюции по сравнению с Луной. Но в общем, эндогенное развитие прекращалось у планет в результате полной консолидации в последовательности увеличения их размера (в скобках приводится диаметр, км): Луна (3477) - Меркурий (4878) - Марс (6790) - Венера (12100). Земля (12756) отличалась от других планет ее группы особенно большим запасом флюидных компонентов в недрах, обеспечившим ее эндогенное развитие в продолжении уже 4,6 млрд лет. В результате на Земле произошло полное обновление ее внешних оболочек и сформировались континентальная и океаническая коры, принципиально отличные от коры на Луне и других планетах, отчасти сохранивших первичные внешние оболочки. Тем не менее, данные по ним раскрывают единственную возможность освещения самых ранних ("догеологических") стадий эволюции земной коры, заложения и развития на ней океанов и континентов. Однако эти проблемы затрагивают вопросы самого общего порядка, касающиеся происхождения Земли и ее спутника Луны и отношения их к Марсу, другим планетам Солнечной системы и их спутникам.



**Рис. 2.** Рельеф поверхности жидкого ядра Земли (Хаин, Ломизе, 1995) в сопоставлении с главными структурами океанов (I-VII, см. рис. 1).

Положительные значения изолиний (в км) - воздымания поверхности ядра (максимумы выделены знаком "плюс"); отрицательные значения - погружения поверхности ядра (обозначены знаком "минус").

## ГЛАВА I

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ, ЛУНЫ, ИХ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

В разрешении проблемы происхождения Земли и Луны большую роль сыграло получение образцов лунных пород (1969 г.). Как показало их всестороннее изучение, лунные породы представили недостававшее ранее звено связи между земными горными породами и метеоритами. До этого метеориты казались настолько отличными от земных пород, что рассмотрение их в общих петрогенетических моделях было невозможным, и они традиционно не включались в петрологическую науку и исследовались только космохимически.

Лунные породы вначале поразили исследователей сходством с земными базальтами (лейкократовыми и меланократовыми), но детальное их изучение показало, что они больше сходны с метеоритами, отличаясь от земных базальтов огромным возра-

стом: 4,3-3,2 млрд лет. Это отличие особенно наглядно устанавливается также путем анализа распределения изотопов гелия между метеоритами, лунными и земными горными породами (рис. 3). Земные горные породы отличаются крайне низким содержанием в них (в  $\text{см}^3/\text{г}$ ) легкого изотопа гелия ( $10^{-10}$ - $10^{-15}$ ) от лунных пород и метеоритов, в которых его содержание отвечает хондритовому уровню ( $10^{-5}$ - $10^{-7}$ ).

Были выявлены также особенности, принципиально отличающие лунные породы от метеоритов и сближающие их с земными горными породами. Так, по изотопам кислорода на диаграмме (рис. 4) лунные породы следуют так называемому земному тренду нормального массфракционирования (совместно с некоторыми малораспространенными метеоритами — ахондритами), тогда как преобладающие типы метеоритов (обыкновенные хондриты: LL-L-N-НН) образуют принципиально иной тренд аномального распределения изотопов кислорода. На диаграмме видно пересечение этих двух трендов (хондритового и земного), исходящих из поля хондрита НН, наиболее бедного легкими изотопами кислорода. Из этих соотношений следует, что хондрит НН является аналогом хондрита, который был родоначальным в развитии системы Земля-Луна. Хондритовая модель происхождения этой системы приобретает, следовательно, конкретное содержание, что выдвигает на передний план ключевую проблему происхождения и развития обыкновенных хондритов. Хондритовая железо-силикатная модель основана на аналогии валового состава Земли с богатыми железом обыкно-

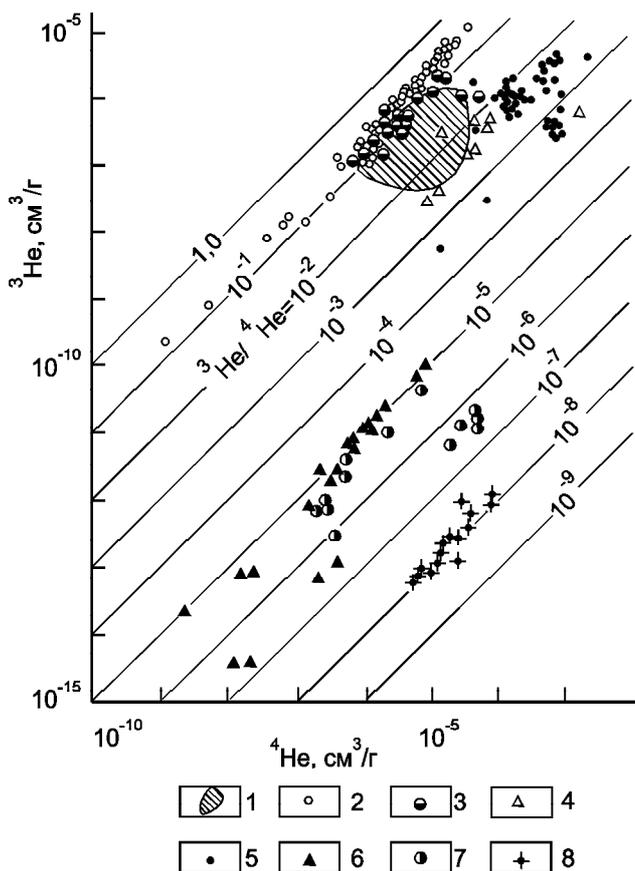


Рис. 3. Изотопы гелия в метеоритах, лунных и земных горных породах.

1-5 - метеориты и лунные породы: 1 - хондриты, 2 - железные метеориты и палласиты, 3 - уреилиты, диогениты, обриты, 4 - говардиты и эвкриты, 5 - лунные базальты; 6-8 - породы земной коры и мантии: 6 - базальты и габбро, 7 - перидотиты, 8 - граниты и гнейсы.

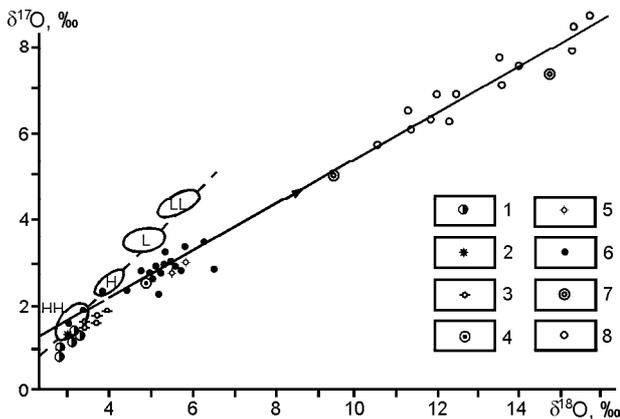


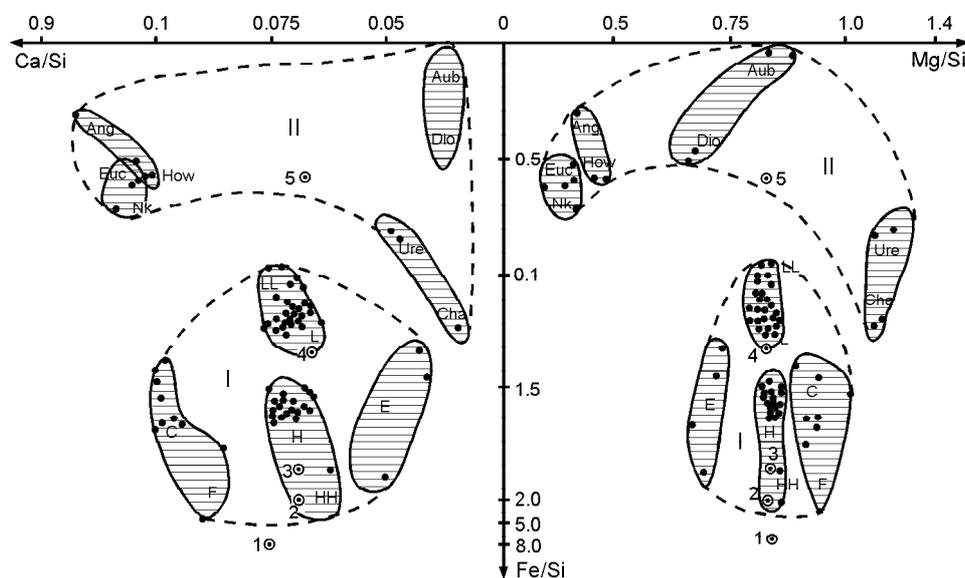
Рис. 4. Изотопные составы кислорода метеоритов, лунных и земных горных пород.

1-3 - метеориты (1 - палласиты, 2 - диогениты, 3 - эвкриты); 4-5 - лунные породы (4 - дуниты, 5 - базальты); 6-8 - земные породы (6 - базальты, 7 - граниты, 8 - докембрийские метapelитовые сланцы). Вдоль обозначенной сплошной линией тренда нормального массфракционирования изотопов стрелкой показано направление изотопной эволюции земной коры. Составы обыкновенных хондритов LL, L, N, НН выделены контурами.

венными хондритами, как показано на петрохимической диаграмме (рис. 5). Хондритам (I) соответствуют и другие планеты земной группы за исключением Меркурия, который богаче железом. В противоположность ему Луна беднее хондритов железом и соответствует по составу силикатным метеоритам - ахондритам (II) (табл. 1).

Петрологическое исследование хондритов позволило однозначно доказать магматическую природу всех типов – обыкновенных (LL, L, H, HH), энстатитовых (E) и углистых (C) - хондритов и связать их происхождение с ранними этапами эволюции планет (Маракушев, 1992, 1999). Это опровергло традиционное представление о хондритах как прямых конденсатах протосолнечной небулы, участвующих в

аккреции планет (согласно так называемой метеоритной гипотезе их происхождения). Был доказан, таким образом, более высокий эволюционный уровень хондритового вещества, связанного своим происхождением с развитием уже сформированных планет. Самым же примитивным твердым веществом, образовавшим первичные планетозимали, из которых формировались путем аккреции планеты, были ледяные массы с рассеянной космической железо-силикатной пылью. Они сходны по физическому состоянию с кометами, окружающими Солнечную систему в виде кометных облаков и сохраняющими свое первозданное состояние. Чтобы понять природу этого самого примитивного твердого вещества и его роль в формировании планет, необходимо рассмот-



**Рис. 5.** Петрохимическая диаграмма хондритов (I) и ахондритов (II) в сопоставлении с валовыми составами планет земной группы (1 - Меркурий, 2 - Земля, 3 - Венера, 4 - Марс) и Луны (5).

I - хондриты: обыкновенные LL-L-H-HH, энстатитовые (E), углистые (C) и форстеритовые (F); II - ахондриты: обриты (Aub) и диогениты (Dio), ангриты (Ang) и говардиты (How), эвкриты (Euc) и наклиты (Nk), уреилиты (Ure) и шассиньиты (Cha).

**Таблица 1.** Состав (ат.% металлов) Солнца, планет земной группы (Reynolds, Summers, 1969) и обыкновенных хондритов (HH, H и L)

Металлы	Солнце	Меркурий	Венера	Земля	Марс	Rose City (HH)	Richardton (H)	Modoc (L)
Si	34.70	16.45	33.03	31.26	36.44	27.81	31.43	35.56
Fe	30.90	63.07	30.93	34.50	24.78	36.26	29.42	21.81
Mg	27.40	15.65	31.21	29.43	34.33	27.26	30.43	33.39
Na	2.19	-	-	-	-	1.23	1.70	1.62
Al	1.74	0.97	2.03	1.90	2.29	3.03	2.85	2.66
Ca	1.56	0.88	1.62	1.53	1.73	1.19	1.38	2.66
Ni	0.90	2.98	1.18	1.38	0.43	2.12	1.47	1.21
P	0.24	-	-	-	-	0.28	0.41	0.23
Cr	0.17	-	-	-	-	0.26	0.41	0.39
Mn	0.09	-	-	-	-	0.18	0.27	0.26
K	0.06	-	-	-	-	0.16	0.16	0.13
Ti	0.05	-	-	-	-	0.10	0.07	0.08
Co	-	-	-	-	-	0.12	0.09	-
Fe/Si	0.89	-	-	-	-	1.30	0.94	0.61
Fe/Mg	1.13	-	-	-	-	1.33	0.97	0.65

реть происхождение и ранние этапы эволюции Солнечной системы.

Состав Солнца, аналогичный составу других звезд и межзвездного газа, на 75% (по массе) представлен водородом и на 25% гелием (атомное отношение близко к 10), тогда как прочие элементы составляют около одного процента. Гелиево-водородный состав Вселенной с незначительной примесью тяжелых изотопов водорода (дейтерия D и трития T) и легких элементов (Li, Be, B) возник в самом начале ее эволюции в результате так называемого Большого Взрыва (Big Bang). Более тяжелые химические элементы возникали позднее на различных стадиях эволюции звезд (рис. 6). Соотношение их содержаний наглядно отражает состав хондритов, к преобладающим металлам в которых относятся магний, кремний и железо.

Солнце является небольшой звездой (желтым карликом), в недрах которой осуществляется синтез относительно легких элементов (C, O, Ne, Mg). Наблюдаемые же элементы Солнечной системы, включая и такие тяжелые, как торий, уран, были унаследованы от гигантской звезды - ее предшественницы, которая взорвалась как сверхновая в космическом

пространстве около 5 млрд лет тому назад и породила раскаленное газовое облако. В нем дополнительно могли синтезироваться только легкие элементы (Li, Be, B) под воздействием космических лучей.

В гелий-водородном составе исходного облака относительно тяжелые металлы с преобладанием Mg, Si, Fe составляли менее 1 мас. %. С их участием при охлаждении началась дифференциация раскаленного газового облака с отделением от газовой фазы железо-каменного вещества (космической пыли): Fe (Ni), MgO, SiO<sub>2</sub>, (Mg, Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>, (Mg, Fe)SiO<sub>3</sub> и др. Это было первым шагом на пути превращения газового облака в протосолнечную небулу (туманность), сформировавшую затем огромный протосолнечный диск, вращающийся вокруг зоны очагового охлаждения в его центре. Принципиальное различие этих двух звездных систем (предшествующей и протосолнечной) было обусловлено динамикой исходных небулярных дисков, определяемой, главным образом, скоростью вращения. Протозвездный диск гигантской предшественницы Солнечной системы вращался с меньшей скоростью, вследствие чего в ходе эволюции вся его масса и кинетическая энергия смогли сосредоточиться в массивной звезде, определив ее быстрое вращение, высокую светимость и стремительность звездного развития - короткий период жизни, за который звезда породила огромное разнообразие химических элементов, унаследованных затем Солнечной системой.

В противоположность такому режиму, протосолнечный диск обладал более высокой кинетической энергией (вращался с несравненно большей скоростью), что препятствовало сосредоточению его массы в центральной звезде (на Солнце), в которой аккумулировалась только небольшая часть ( $1.983 \cdot 10^{33}$  г) вещества гигантской протосолнечной небулы. Это определило небольшой размер, медленное вращение и продолжительную жизнь Солнца, длящуюся уже 5 млрд лет. Главная же масса плотного небулярного диска оставалась в окружающей Солнце динамичной системе, в которой формировались планеты и кометы в результате стяжения ледяного вещества, содержащего примесь космической пыли. Солнце формировалось аналогично планетам путем аккреции ледяного вещества, но достигло несравненно большей массы и, превратившись в небольшую звезду, активно воздействовало на быстро вращающийся плотный небулярный диск посредством интенсивного солнечного ветра. В результате Солнечная система потеряла исходную огромную массу. Гелий и водород мигрировали в космос из межпланетных и межкометных пространств небулярного диска. Планеты оказались, таким образом, в вакууме, унаследовав, тем не менее, значительную часть кинетической энергии быстро вращавшегося

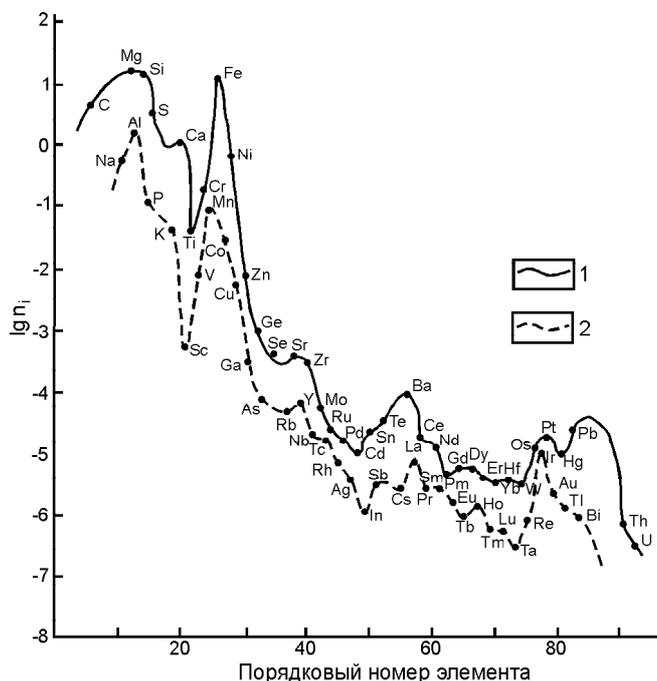
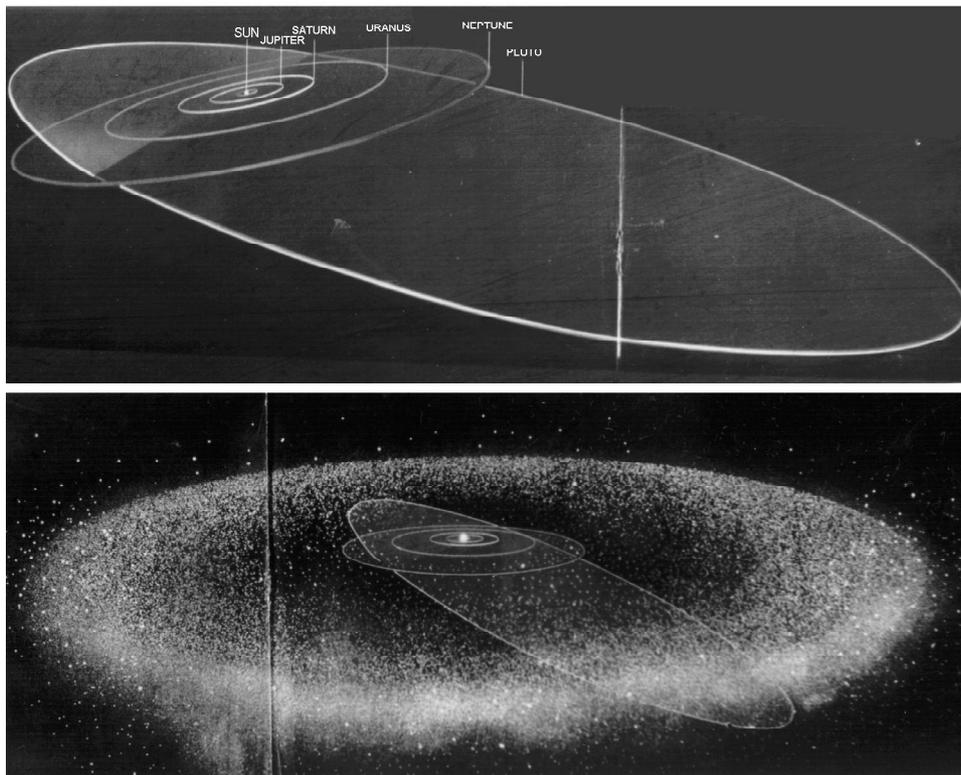


Рис. 6. Диаграмма распространенности элементов (химический спектр) в хондритах (аналогах валового состава Земли согласно хондритовой модели).

$\lg n_i$  - содержание химических элементов (логарифмы чисел атомов в стандартной формуле, рассчитанной на 50 атомов кислорода); 1 - максимальные позиции элементов четных порядковых номеров; 2 - минимальные позиции элементов с нечетными порядковыми номерами.



**Рис. 7.** Схема взаимного расположения окружающих Солнце планетной системы (планеты земной группы, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун) и кометного облака Кейпера (нижний рисунок).

Видно особое положение Плутона, периодически вторгающегося в планетную систему из кометного облака (Malhotra, 1999).

плотного небулярного диска, в котором происходило их формирование: на их долю приходится 99.2 % полного момента количества движения Солнечной системы.

Главной спецификой протосолнечного диска было его развитие в режиме резкого температурного градиента. В центральной области достигалась минимальная температура (5-10° К). На периферии же протосолнечного диска температура оставалась высокой, обеспечивающей вхождение в ледяные планетезимали только относительно высокотемпературных компонентов небулы (до H<sub>2</sub>O включительно), тогда как главная масса водорода и гелия небулы оставалась в газообразном состоянии и не вовлекалась в формирование периферийных планет (Урана, Нептуна), Плутона и кометных тел, в дальнейшем она была потеряна Солнечной системой. Вследствие малой массивности кометные тела и Плутон, составляющий всего 0.0025 массы Земли, остановились в своем развитии на самой примитивной стадии эволюции. На рис. 7 показаны Солнце в окружении планет земной группы и орбиты планет-гигантов (Юпитера, Сатурна, Урана и Нептуна), видно особое положение по отношению к ним Плутона, периодически вторгающегося в Солнечную систему по удлиненной орбите из кометного облака Койпера - нижний рисунок (Malhotra, 1999).

Исследование комет важно для познания начала планетного развития периферийной области Сол-

нечной системы. Кометы, периодически вторгающиеся в Солнечную систему, состоят из водного льда (около 80 %), оксидов углерода, метана, аммиака и рассеянного пылевидного железо-силикатного вещества. Аналогичны по составу Плутон и Харон – гигантские кометообразные тела, находящиеся в динамическом взаимодействии. Все эти объекты являются ближайшими аналогами планетезималей, из которых формировались Нептун и Уран. В отличие от Плутона они сосредоточили в себе огромные массы (в единицах массы Земли): 14.6 (Уран) и 17.2 (Нептун), достаточные для гравитационного сжатия с выделением энергии, определившей их собственное тепловое излучение, полное плавление и расслоение на флюидные (водные) оболочки и расплавленные железо-каменные ядра. Расслоение носило ступенчатый характер и сопровождалось быстрым вращением флюидных оболочек планет (прямым и обратным), что приводило к отделению флюидно-силикатных расплавленных масс (спутников).

Качественный скачок на переходе от кометного развития к планетному наглядно выражен при сопоставлении космических снимков Плутона и Урана. Кометообразная масса Плутона (диаметр 2320 км), динамически связанная с Хароном (диаметр 1270 км), контрастно отличается на снимках от шарообразного Урана (диаметр 51800 км), окруженного стройной системой спутников (Мириада, Ариэль, Убриэль, Титания, Оберон) и расслоенного на желе-

зо-силикатное ядро и огромную флюидную (водную) оболочку. Кометы, Плутон, Нептун и Уран почти на 80 % состоят из воды, но Нептун и Уран принципиально отличаются более высоким энергетическим уровнем эволюционного развития и дифференциацией вещества, в ходе которой произошло образование железо-силикатных (хондритовых) расплавов, образовавших ядра планет, и флюидно-силикатных (ахондритовых) расплавов, отброшенных центробежными силами от флюидных оболочек планет в спутниковые системы.

Околосолнечные планеты (Сатурн, Юпитер) принципиально отличаются от периферийных планет (Нептуна и Урана) гелий-водородным составом, сходным с составом Солнца. Из этого следует, что движущей силой аккумуляции твердого вещества в центре Солнечной системы было падение температуры протосолнечного диска до уровня, близкого к абсолютному нулю, создавшее условие для конденсации и затвердевания водорода, входившего в состав ледяных планетезималей (рис. 8).

При охлаждении газообразный водород превращался в лед, который кристаллизуется в кубической или гексагональной сингонии, формировавший подобие рыхлого снега (плотность твердого водорода примерно в 10 раз ниже плотности водяного льда). Примесь гелия препятствовала его затвердеванию, поскольку гелий не растворяется в жидком во-

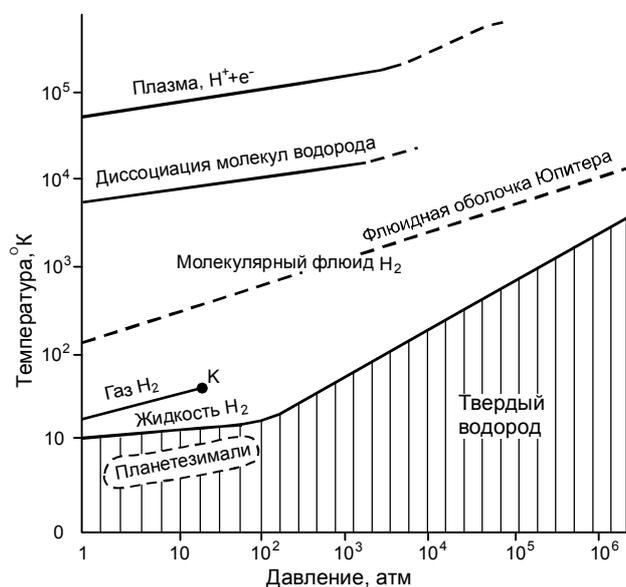


Рис. 8. Диаграмма P-T состояния водорода (K - критическая точка).

Штриховые линии оконтуривают область формирования ледяных водородных планетезималей, в результате аккреции которых аккумуляровались массы Солнца и околосолнечных планет (Сатурн, Юпитер, протопланеты земной группы), и характеризуют современное состояние гигантской флюидной оболочки Юпитера.

дороду и образует мельчайшие пузырьки, не замерзающие даже при самой низкой температуре.

Флюидные гелиево-водородные планеты обладают очень высокими температурами в недрах (20000°K у Юпитера), достаточными для полного плавления, но недостаточными для термоядерных реакций. Источником тепла было освобождение гравитационной и аккреционной энергий. Радиоактивность в тепловом балансе этих планет не играет роли. Мощный тепловой поток, поднимающийся из недр планет, определяет их собственную светимость (1.7×10<sup>-6</sup> эрг×г<sup>-1</sup>×с<sup>-1</sup> для Юпитера), придающую им внешнее сходство со звездами ("блуждающие звезды"). Между тем, во всех этих планетах-гигантах устанавливаются железо-силикатные расплавные ядра, аналогичные ядрам околосолнечных планет земной группы (рис. 9). Эти ядра образовались в результате развития железо-силикатной флюидной несмесимости в недрах планет. Планеты земной группы развивались аналогично планетам-гигантам, но потеряли гигантские флюидные оболочки под воздействием Солнца. Земля в ходе своего образования и ранней эволюции проходила аналогичную стадию флюидной (подобно Юпитеру) протопланеты, обладавшей массой, в сотни раз превышавшей ее современную массу. Аналогичную протопланетную стадию прошли и другие планеты земной группы, а также материнские планеты хондритов. Это нашло отражение в

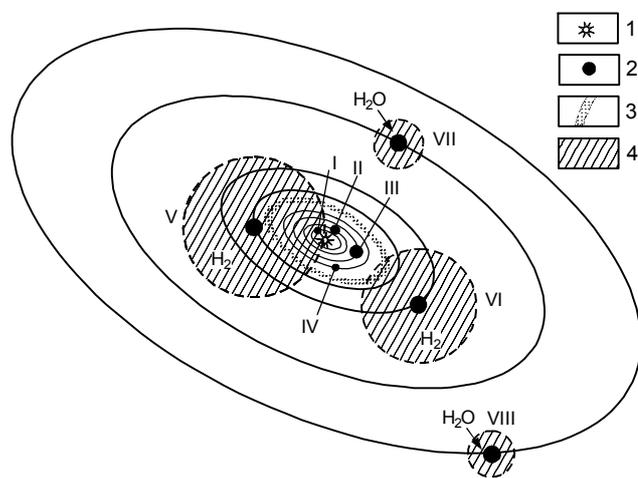


Рис. 9. Схема строения солнечной системы.

1 - Солнце, 2 - планеты земной группы: Меркурий (I), Венера (II), Земля (III), Марс (IV) и аналогичные им расплавные ядра планет-гигантов - Юпитера (V), Сатурна (VI), Урана (VII) и Нептуна (VIII), 3 - пояс астероидов - обломков планет земной группы, подвергшихся взрывному распаду на примитивной стадии эволюции, 4 - флюидные оболочки планет-гигантов, водные на периферии (H<sub>2</sub>O) и водородные (H<sub>2</sub>) во внутренней части Солнечной системы.

их составе, запечатлившем две стадии развития - протопланетную под высоким водородным давлением флюидных оболочек (изотопные аномалии, алмазная минерализация) и планетную (после потери протопланетами флюидных оболочек), в которую происходила кристаллизация минералов, образование стекол и брекчий.

Протопланетная стадия развития околосолнечных планет в последние годы получила также астрономическое подтверждение. Аналоги гигантских протопланет земной группы были обнаружены в космическом пространстве в звездных системах, представленных долгоживущими, подобно Солнцу, небольшими звездами, которые окружены массивными флюидными планетами, соизмеримыми по размеру с Юпитером (см. обзор в статье Malhotra, 1999). Эти планеты были обнаружены путем точных измерений на спектрометре "Advanced Fiber Optic Echelle". Планеты обращаются по близким к круговым орбитам вокруг звезд и создают их периодические смещения, фиксируемые доплеровскими эффектами. Аналогия с Солнцем этих звезд устанавливается по слабой хромосферной активности, свойственной старым, долго живущим звездам. К настоящему времени обнаружено около двух десятков подобных звезд, окруженных гигантскими флюидными планетами, сходными по размеру с Юпитером. Юпитер находится на большом расстоянии от Солнца (5.2 АЕ), но в отличие от него обнаруженные у других звезд гигантские планеты занимают околозвездную позицию, в которой в Солнечной системе находятся планеты земной группы (0.39-1.53 АЕ), подвергшиеся дегазации с поверхности и утратившие гигантские размеры. Обнаруженные в других звездных системах планеты-гиганты являются аналогами ранней протопланетной стадии эволюции Солнечной системы. На этой стадии Солнце находилось в окружении только флюидных планет-гигантов (протопланет земной группы, как показано на рис. 10, (табл. 2), аналогично его звездным аналогам, окруженным планетами, сопоставимыми по размеру с Юпитером. Штриховыми стрелками показана поверхностная дегазация протопланет. Следует заметить, что и Юпитер подвергся частичной дегазации с поверхности, как можно судить по его аномально высокой средней плотности (1.3 г/см<sup>3</sup>), почти вдвое превышающей плотность Сатурна (0.7 г/см<sup>3</sup>). В основном же, у него, как и у других планет его группы, сохранилась гигантская гелий-водородная флюидная оболочка и спутниковая система благодаря удаленности от Солнца (5.2 АЕ). В отличие от него околосолнечные планеты земной группы полностью потеряли под воздействием Солнца гигантские флюидные оболочки и спутниковые системы, от которых сохранились лишь реликты (Луна у Земли, Фобос и Деймос у Марса).

Уникальный процесс околосолнечной (околозвездной) поверхностной дегазации протопланет земной группы прослеживается также в окружении звезды Upsilon Andromedae (рис. 11), с приближением к которой, по наблюдениям Р.П. Батлера (R.P. Butler), флюидные гигантские планеты последовательно становятся менее массивными ( $M_{\text{Jup}}$  - масса Юпитера, АЕ - астрономические единицы):  $4M_{\text{Jup}}$  (2.5 АЕ) -  $2M_{\text{Jup}}$  (0.8 АЕ) -  $0.7M_{\text{Jup}}$  (0.06 АЕ (Malhotra, 1999, с. 521).

Дегазированные с поверхности планеты системы Upsilon Andromedae обозначены на схеме особым знаком, как и планеты земной группы. Орбита самой крупной из выявленных планет этой системы (2.5 АЕ) коррелируется с положением пояса астероидов Солнечной системы (2.7-2.8 АЕ). Эта планета является, таким образом, аналогом протопланет пояса астероидов, которые подверглись полной поверхностной дегазации под воздействием Солнца и взрывному распаду под давлением гелий-водородных флюидов, сконцентрировавшихся в их ядрах в период про-

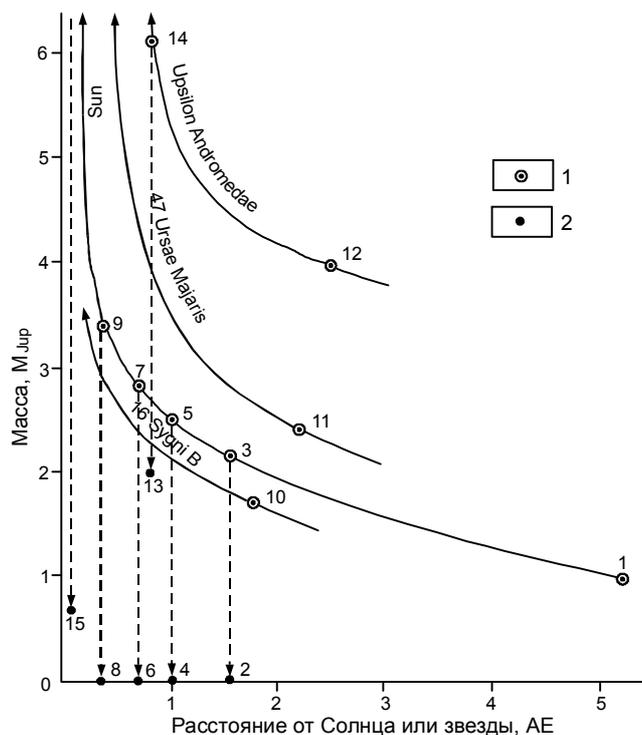


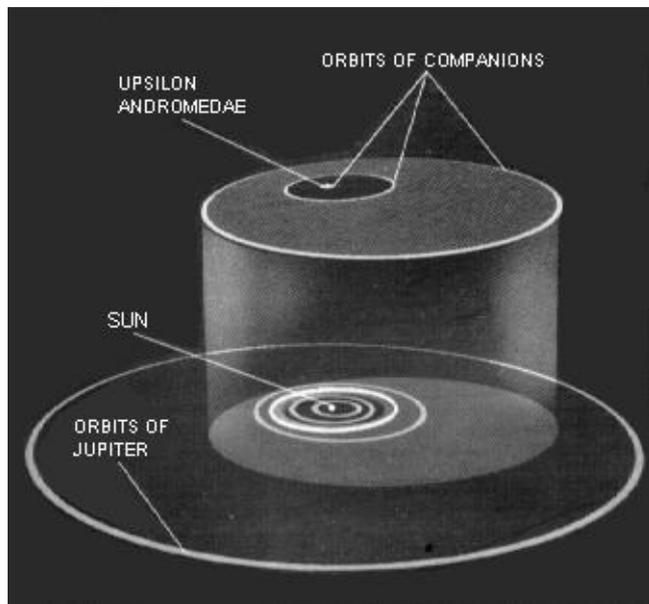
Рис. 10. Диаграмма сопоставления околосолнечных протопланет земной группы с их аналогами в других звездных системах.

1-9 - протопланеты и планеты Солнечной системы: Юпитер (1), Марс (2) и Протомарс (3), Земля (4) и Протоземля (5), Венера (6) и Протоvenus (7), Меркурий (8) и Протомеркурий (9); 10-14 - планеты звездных систем: 16 Sygni B (10), 47 Ursae Majoris (11), Upsilon Andromedae (12-14).

На графике отображено предполагаемое первичное состояние протопланет (3, 5, 7, 9, 14), их поверхностная дегазация, показанная штриховыми стрелками. 1-2 - первичное (1) и дегазированное (2) состояние планет.

**Табл. 2. Сопоставление параметров Юпитера (1), протопланет земной группы (2-9) и некоторых планет звездных систем (10-15)**

№ на рис. 10	Планеты звездных и Солнечной систем	Массы, $M_{\text{Юп}}$	Расстояние от звезды или Солнца, АЕ
1	Юпитер	1.00	5.2
2 (3)	Марс (Протомарс)	(2.13)	1.53
4 (5)	Земля (Протоземля)	(2.53)	1.00
6 (7)	Венера (Протоvenus)	(2.80)	0.72
8 (9)	Меркурий (Протомеркурий)	(3.40)	0.39
10	16 Cygni B	1.70	1.78
11	47 Ursae Majoris	3.40	2.20
12	Upsilon Andromedae	4.00	2.50
13 (14)	"-	2.00	0.80
15	"-	0.7	0.06



**Рис. 11.** Схема сопоставления орбит частично дегазированных планет звезды Upsilon Andromedae с орбитами полностью дегазированных планет земной группы, включая материнские планеты астероидов. Поясу астероидов относительно близка эксцентричная орбита внешней, самой удаленной планеты Upsilon Andromedae (Malhotra, 1999).

топланетного расслоения ( в недрах материнских планет-гигантов).

Обломочный характер астероидов, пояс которых шутиливо был назван каменоломней Солнечной системы, наглядно устанавливается многочисленными космическими снимками с межпланетных станций ("Галилео" и др.) и по наблюдениям с Земли, фиксирующим широкие колебания их блеска. На космических снимках астероиды представлены неправильными каменными телами со сглаженными углами (Гаспра, Ида, Дактиль и др.). На поверхности астероидов наблюдаются многочисленные ударные кратеры от падения метеоритов, что отражает

катастрофичность взрывного распада планет, приведшего к их образованию. Взрывы достигали огромной мощности, как можно судить по эффектам наложения на метеориты взрывного (ударного) метаморфизма с образованием плотных фаз, сопровождавшегося плавлением метеоритов.

Большинство астероидов в главном поясе между орбитами Марса и Юпитера двигаются по орбитам в прямом направлении со скоростью около 20 км/с с периодами обращения вокруг Солнца от 3 до 9 лет. Вхождение астероидов в общую систему с планетами отражает их природу как обломков самостоятельных железокремневых планет. К астероидам относятся и потерянные планетами спутники или их обломки, которые в той или иной мере наследовали орбиты планет и приобретали свойственное астероидам обращение вокруг Солнца. К ним относятся и астероиды с орбитами, близкими к орбитам Юпитера, Марса, Земли и Венеры, образующие семейства троянцев, Амура, Аполлона и Афины соответственно.

Характерно, что и планеты земной группы, потеряв гигантские массы своих предшественников (протопланет), унаследовали их орбиты, как можно судить по соблюдению закона планетных расстояний, охватывающему по правилу Тициуса-Боде планеты земной группы и группы Юпитера Солнечной системы (в скобках даны реальные расстояния, АЕ): Меркурий - 0.4 (0.387), Венера - 0.7 (0.723), Земля - 1.0 (1.0), Марс - 1.6 (1.524), астероиды Перера и Паллада - 2.8 (2.8), Юпитер - 5.2 (5.203), Сатурн - 10.0 (9.539), Уран - 19.6 (19.18), Нептун - 30.4 (30.06). Это отражает единообразное происхождение планет, определившее монотонное уменьшение их массивности с удалением от Солнца в последовательности: Протомеркурий, Протоvenus, Протоземля, Протомарс, протопланеты пояса астероидов, Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун.

Изначально однотипно массивное состояние всех планет Солнечной системы, включая планеты земной группы, постулировалось еще В.Г. Фесенко-

вым в 1947 году при расчете их гравитационной устойчивости и выводе закона планетных расстояний. Согласно интерпретации В.Г. Фесенкова, планеты земной группы при формировании были примерно в 30 раз массивнее, но “потеряли” потом 97% своей массы за счет легких газов - водорода и гелия (Вдовыкин, 1967).

Пояс астероидов служит источником метеоритов так называемого гелеоцентрического типа, которые, падая на Солнце, захватывались гравитационным полем Земли. Среди них преобладают хондриты - магматические железо-каменные метеориты, в структуре которых фиксируется распад исходного расплава на мельчайшие силикатные хондры и богатую железом и никелем матрицу, обусловленный развитием жидкостной несмесимости. Магматический распад, как и ранняя кристаллизация хондритов, происходили на ранней (протопланетной) стадии развития их материнских протопланет под высоким гелий-водородным давлением. В развитии жидкостной несмесимости возникали равновесные соотношения между силикатными хондрами и металлической фазой матрицы, фиксируемые закономерным распределением между ними магния, железа и никеля согласно известному правилу Прайора: повышение железистости силикатов в хондрах коррелируется с возрастанием содержания никеля в металлической фазе матрицы.

Прямым доказательством высокого флюидного давления, господствовавшего на ранних этапах эволюции метеоритного магматизма, служит нали-

чие алмазной минерализации во всех типах хондритов, в железных метеоритах и в уреилитах (Маракушев и др., 1992, 1995). Алмаз во всех типах примитивных метеоритов приурочен к металлической никель-железной фазе (камаситу) и сопровождается муассанитом (SiC), троилитом, шпинелью, добреелитом и графитом, иногда галитом, сильвином, нинингеритом. Зерна алмаза буквально переполнены флюидными включениями, благодаря чему его объемная плотность местами снижается с 3.5 г/см<sup>3</sup> до 2.2 г/см<sup>3</sup>.

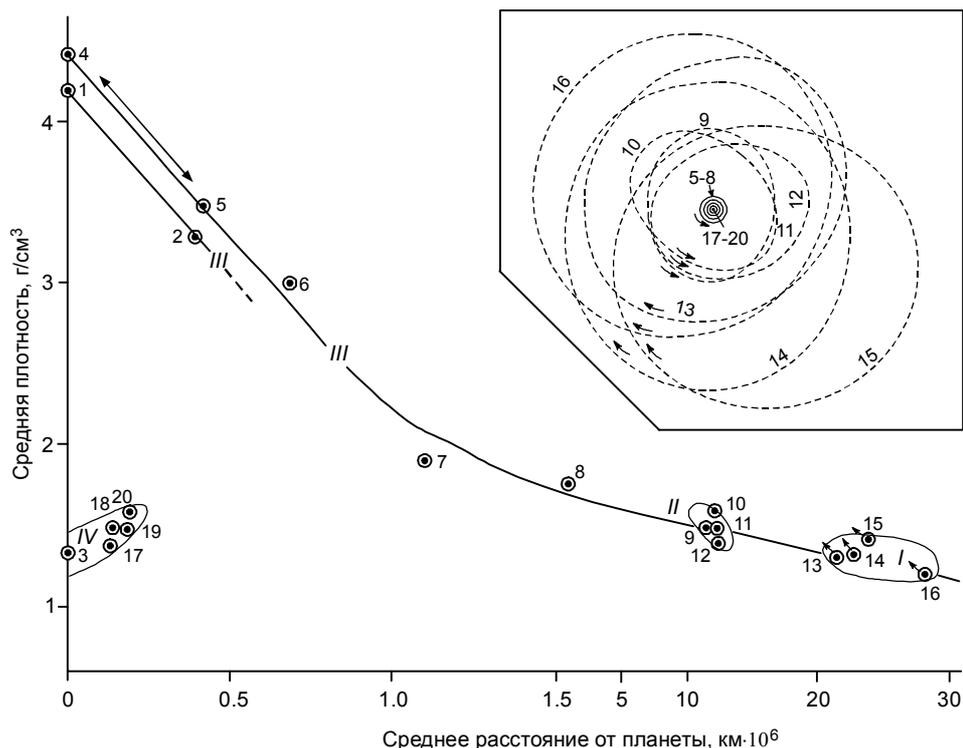
Наличие в метеоритах алмазной минерализации служит наиболее надежным признаком раннего этапа их протопланетного развития под высоким гелий-водородным давлением флюидных оболочек материнских протопланет. Дискретность изотопного состава алмаза метеоритов отражает сложный характер этого воздействия. Железо-силикатные расплавы ядра в протопланетах формировались в результате длительного процесса развития жидкостной несмесимости в их флюидных оболочках. Показателем этого процесса служат спутниковые системы планет, рассматриваемые на примере Юпитера, спутниковая система которого является наиболее развитой (рис. 12, табл. 3).

Спутниковые системы отделяются от планет системами колец обломочного материала, образованного при разрушении околопланетных спутников. Кольцо вокруг Юпитера расположено в экваториальной части планеты, имеет толщину около 30 км и совершает полный оборот за 7 часов. Внешний край кольца находится на расстоянии 55000 км от

Таблица 3. Планеты Солнечной системы и их спутники различных генетических групп (I-IV).

Группа	Номер на рис. 12	Планеты и их спутники	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Расстояние от планеты, км 10 <sup>6</sup>
III	1	Земля	(4.25)	0.38
	2	Луна	3.34	
III	3	Юпитер	1.33	
	4	Ядро Юпитера	(4.45)	
III	5	Ио	3.53	0.422
	6	Европа	3.04	0.671
	7	Ганимед	1.93	1.070
	8	Каллисто	1.79	1.880
II	9	Леда	(1.5)	11.1
	10	Гималия	(1.6)	11.5
	11	Лиситея	(1.5)	11.7
	12	Элара	(1.4)	11.74
I	13	Ананке	(1.3)	20.7
	14	Карме	(1.3)	22.35
	15	Пасифе	(1.4)	23.30
	16	Синопе	(1.2)	27.70
IV	17	Адрастея	(1.4)	0.13
	18	Метида	(1.5)	0.13
	19	Теба	(1.5)	0.18
	20	Амальтея	(1.6)	0.18

Примечание. В скобки заключены приблизительно вычисленные значения.



**Рис. 12.** Диаграмма распределения плотности в системах Земля-Луна и ядро Юпитера - его спутники в зависимости от удаленности спутников от материнских планет (средних радиусов орбит).

1 - Земля (плотность Земли (1) и ядра Юпитера (4) пересчитаны на нулевое давление); 2 - Луна; 3-5 - Юпитер (3), его железо-силикатное расплавленное ядро (4) и ближайший спутник Ио (5); 6-20 - другие спутники Юпитера, рассматриваемые в тексте (табл. 3). Направление движения спутников обозначено на схеме их орбит стрелками. I-IV - группа спутников в предполагаемой последовательности их образования: I-II - удаленные спутники с обратным (I) и нормальным (II) движением по орбитам, III-IV - околопланетные массивные плотные спутники (III) и спутники низкой плотности, обрамляющие кольцевую систему планеты (IV).

границы его облаков. Плотность частиц, образующих кольцо, убывает по направлению к планете. Кольцо состоит из мельчайших силикатных и ледяных частиц, имеет ажурное строение и выглядит прозрачным, представляя собой остаток плотных и компактных колец, подобных кольцам Сатурна или Урана, окружавших эту планету в древние времена.

Как и у всех планет, кольцо Юпитера ограничивается орбитами мелких (диаметром около 40 км) спутников - Метиды, Адрастея, Амальтея, Теба (группа IV на рис. 12), разрушавшихся под приливным воздействием Юпитера и имеющих вследствие этого обломочную форму. Они аналогичны в этом отношении кольцам обломочного материала, непосредственно окружающим планеты. Спутники, порождаемые планетами, остаются стабильными (не разрушаются с образованием колец) только на достаточно удаленных от них орбитах (за пределами Роша). Кольца, как и тесно связанные с ними околоспутниковые легкие планеты, относятся к самым молодым порождениям флюидных планет, уже утративших былую активность, характеризующую скоростью вращения их флюидных оболочек. На диаграмме

эти спутники относятся к IV возрастной группе, принципиально отличаясь в хорошо развитой спутниковой системе Юпитера от массивных спутников внутренней зоны (III) и мелких легких спутников промежуточной (II) и внешней (I) зон. В зоне III располагаются свойственные только Юпитеру спутники (галилеевы) с высокой плотностью вещества ( $1.8-3.5 \text{ г/см}^3$ ) и большими размерами (указаны диаметры в км, в скобках - расстояния до Юпитера): Каллисто - 4840 ( $1.88 \cdot 10^6$ ), Ганимед - 5270 ( $1.07 \cdot 10^6$ ), Европа - 3130 ( $6.71 \cdot 10^5$ ), Ио - 3640 ( $4.22 \cdot 10^5$ ). В этом ряду плотность спутников ( $\text{г/см}^3$ ) последовательно возрастает: 1.8 - 1.9 - 3.1 - 3.5, приближаясь к плотности ядерного железокремнистого вещества планеты (около  $4.5 \text{ г/см}^3$  при приведении его к нулевому давлению). Корреляция наглядно отражает взаимосогласованность образования тяжелого железокремнистого ядра и массивных плотных спутниковых планет, генетически связанных с общим процессом развития флюидно-силикатной неоднородности в их недрах.

Образованию плотных галилеевых спутников Юпитера предшествовала длительная история порождения этой планетой легких спутников, относя-

щихся к периферии спутниковой системы групп I (с обратным обращением вокруг планеты) и II (с прямым, нормальным обращением). Небольшая их средняя плотность свидетельствует о том, что неородность флюидной оболочки Юпитера вначале создавалась развитием водородно-водной жидкостной несмесимостью в динамике его очень быстрого (обратного и затем прямого) вращения.

Плотность спутниковых I, II и III групп постепенно возрастала и достигла максимального значения у спутника Ио ( $3.53 \text{ г/см}^3$ ), относительная молодость которого доказывается его современной вулканической активностью и наличием собственного магнитного поля. "Вояджер-1" открыл 4 марта 1979 года на Ио восемь действующих вулканов. Они, за исключением одного, оставались активными четыре месяца спустя при пролете "Вояджера-2". Необычайно сильная эксплозивная активность вулканизма характеризуется выбросами пирокластического материала на высоту 70-280 км над поверхностью планеты.

С переходом к современному состоянию скорость вращения Юпитера, пройдя через максимум, снизилась настолько, что он мог порождать только легкие спутники группы IV, разрушающиеся в пределах Роша с образованием колец обломочного материала.

Сопоставление рассмотренной спутниковой системы Юпитера со спутниковыми системами других планет-гигантов (Сатурна, Урана и Нептуна) выявляет их аналогичное развитие с образованием легких спутников на удаленных от планеты орбитах. Однако в отличие от Юпитера, они, как планеты, обладающие несравненно меньшими флюидными оболочками, могли порождать в аналогичной последовательности I - II - III только более легкие, чем у Юпитера, спутники с максимумом плотности, приходящимся в системе Нептуна на Тритон (плотность  $2 \text{ г/см}^3$ ), в системе Урана на Титанию ( $1.7 \text{ г/см}^3$ ) и в системе Сатурна на Титан (плотность  $1.9 \text{ г/см}^3$ , диаметр 5150 км), после чего Сатурном порождались только легкие спутники группы IV и связанные с ними кольца обломочного материала, которые у этих планет отличаются плотным сложением. Несовершенство спутниковых систем Сатурна, Урана и Нептуна, отличающихся от Юпитера отсутствием у них плотных спутников, объясняется небольшими размерами их флюидных оболочек, возрастающих в последовательности (диаметр, км  $10^5$ ): 0.49 (Нептун) - 0.52 (Уран) - 1.20 (Сатурн) - 1.43 (Юпитер).

Таким образом, плотные галилеевы спутники (Ио, Европа, Ганимед) могли порождаться только Юпитером, благодаря наличию у него поистине гигантской флюидной обложки. Этот вывод о зависи-

мости спутниковых систем планет от размера их флюидных оболочек имеет прямое отношение к проблеме происхождения Луны, которая является аналогом планеты Ио по размеру и средней плотности. Следовательно, она могла порождаться Протоземлей, сопоставимой по размеру с Юпитером. На рассмотренной диаграмме наглядно выражена аналогия систем Земля-Луна и железосиликатное ядро Юпитера-спутниковая планета Ио.

К сложившимся к настоящему времени уникальным особенностям Земли относится и то, что она имеет необычайно древний спутник Луну, вулканическая активность которой проявлялась в период 4.6-3.2 млрд лет. Этим Луна принципиально отличается от более молодых спутников планет Солнечной системы. На ее ближайшем аналоге по размеру и плотности вещества - планете Ио (спутнике Юпитера) - грандиозный эксплозивный вулканизм продолжается и в настоящее время. И тем не менее, образование всех спутников планет Солнечной системы (в том числе и Луны) происходило единообразно, путем отделения под действием центробежных сил флюидных расплавленных масс от гигантских оболочек планет, благодаря их быстрому вращению. Однако спутники такой высокой плотности, как Луна и планета Ио ( $3.3-3.5 \text{ г/см}^3$ ), могли порождаться только планетами размером не меньше Юпитера. Поэтому само существование у Земли такого плотного спутника раскрывает специфику ее протопланетного развития, когда она обладала гигантской гелий-водородной оболочкой, превышающей оболочку Юпитера, и была способна порождать ее спутниковую и кольцевую системы, в которые отошла часть ее силикатного материала.

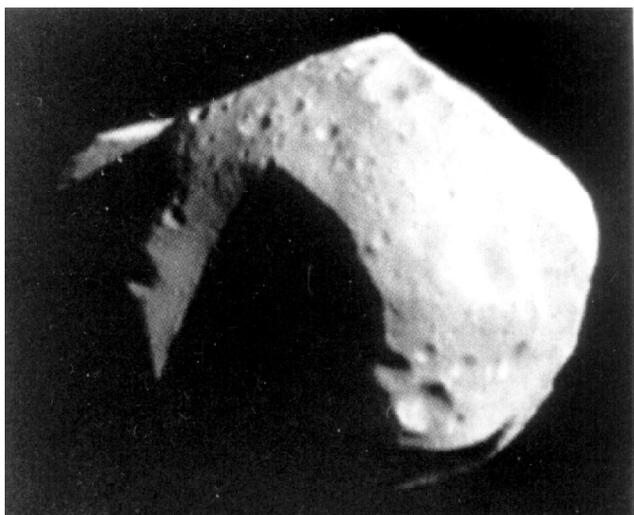
Несмотря на возрастное отличие, Луна как бы вписывается в систему галилеевых спутников Юпитера по плотности (в  $\text{г/см}^3$ ) и моменту инерции (Куртийо, 1990; Anderson et al., 1995) - гравитационной безразмерной характеристике, отражающей внутреннюю расслоенность спутников (в скобках): Ио - 3.53 (0.38), Луна - 3.34 (0.39), Европа - 3.03 (0.34), Ганимед - 1.94 (0.31), Каллисто - 1.8.

Соответствие систем Луна-Земля и Ио-силикатное ядро Юпитера указывает на их сходное происхождение. Аналогично ядру Юпитера Земля первоначально выделялась в своей материнской протопланете как тяжелое ядро, благодаря развитию в ней водород-железо-силикатной жидкостной несмесимости. Отделение ядра сопровождалось образованием быстро вращающейся гигантской флюидной оболочки. Под действием центробежных сил массы флюидно-силикатных расплавов отделялись от гигантской оболочки Протоземли, в последовательности I-II-III-IV (см. рис. 12), формируя ее спутниковую систе-

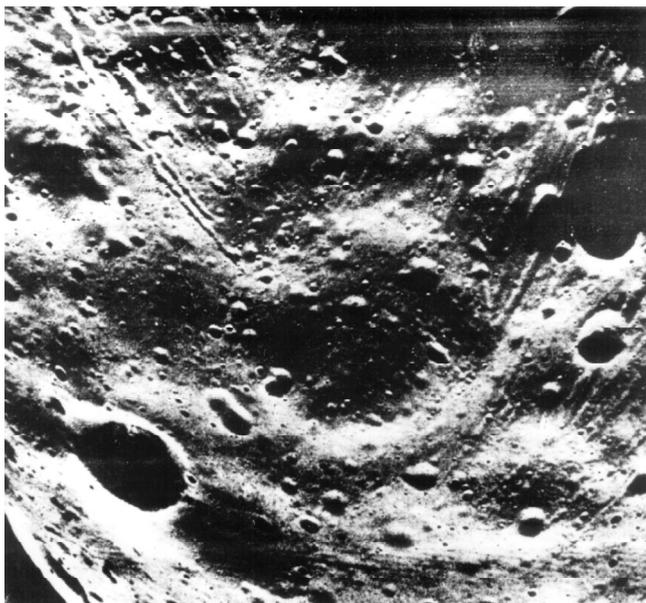
му, в которой Луна занимала такую же позицию (III), как Ио в системе Юпитера.

Соотношение между гравитационными и центробежными силами определило железо-силикатное распределение вещества между тяжелым хондритовым ядром Протоземли (будущей Землей) и более легкими спутниками (ахондритовой Луной и др.). Спутники при отделении от материнских планет консолидировались с поверхности, приобретая эндогенную активность в результате возрастания флюидного давления в их недрах. Недостаточно консолидировавшиеся спутники подверглись под действием этого давления эксплозивному разрушению, давая начало метеоритам планетоцентрического типа, которыми обусловлены метеоритные кратеры на поверхности спутников и их фрагментов в пределах всей Солнечной системы. С потерей Протоземлей флюидной оболочки она превратилась в железокремнистую планету (Землю), у которой сохранилась только Луна, остальные же спутники отошли в поле астероидов, образовав в нем семейство Аполлона. На рис. 13 приводится фотография одного из астероидов этого семейства. Спутники Земли, разрушившиеся на удаленных орбитах, были источником метеоритов, в изобилии падавших на Луну. Они, а не сама Луна, порождали так называемые "лунные метеориты", собранные в Антарктиде.

В аналогичной Земле ситуации протопланетное развитие Марса характеризовалось развитием системы его спутников, подвергавшихся взрывному распаду. Следы падения их обломков в виде ударных кратеров сохранились на поверхности не только самого Марса, но и на двух небольших фрагментах его



**Рис. 13.** Космический снимок околоземного астероида Матильда (Schneider, 1997) - вероятного обломка распавшегося спутника Земли, содержащего на поверхности множество кратеров от падений планетоцентрических метеоритов.



**Рис. 14.** Фрагмент поверхности Фобоса (обломочного спутника Марса) размером 9,5 км. Видны ударные кратеры и борозды, образованные падением планетоцентрических метеоритов (Уиппл, 1984).

спутников - Фобосе (рис. 14) и Деймосе, которые он был в состоянии удержать на собственно планетной стадии развития (после потери Протомарсом гигантской флюидной оболочки). Главная масса спутников Марса, отчасти унаследовав его орбиту, отошла в пояс астероидов, образовав в нем самостоятельное семейство Амура. Возможно, что именно он служит источником так называемых марсианских SNC метеоритов - шерготтитов, наклитов и шассиньитов, имеющих относительно молодой возраст (1.0-1.3 млрд лет), что принципиально отличает их от лунных пород и метеоритов. В табл. 4 приводится их состав (Сидоров, Золотов, 1989).

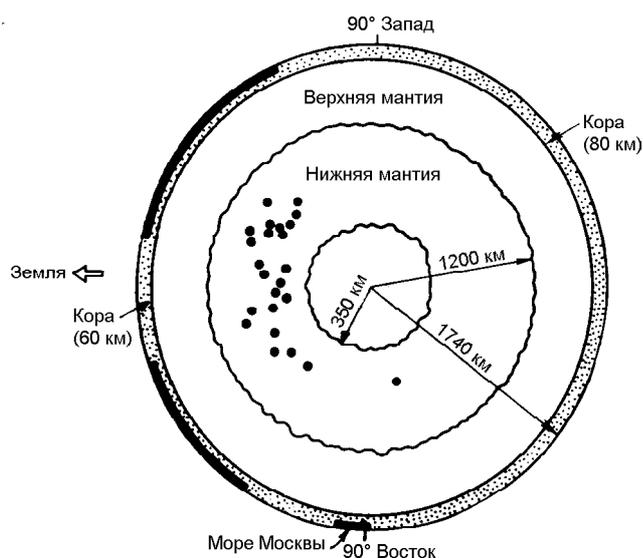
Хотя у планет земной группы сохранились только реликты их спутниковых систем (Луна, Фобос, Деймос), можно полагать, что именно отделение спутников на протопланетной стадии их развития было главным фактором, определившим их химический состав. В наибольшей мере это влияние отделения спутников проявилось у Меркурия. Меркурий полностью потерял спутниковую систему, от которой не сохранилось даже реликтового семейства астероидов. Между тем, можно полагать, что у Протомеркурия (ближайшей к Солнцу планеты) была наиболее развитая спутниковая система. В потерянные спутники Меркурия отошла значительная доля силикатного материала его системы. Об этом можно судить по аномально высокой средней плотности Меркурия, представляющего собой никель-железную планету с маломощной силикатной оболочкой. В це-

**Таблица 4.** Химический состав лунных дунитов и составляющих их минералов (мас. %, приведенные к 100): оливина (Ol), хромита (Spl), ортопироксена (Orx), клинопироксена (Срх) и плагиоклаза (Pl)

Оксиды	Дуниты			Ol	Spl	Orx	Срх	Pl
	38.25	40.39	37.41					
SiO <sub>2</sub>	38.25	40.39	37.41	40.04	0.04	56.51	53.94	44.77
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	0.02	1.05	0.28	0.11	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.00	0.55	0.41	0.01	16.70	0.97	1.22	34.99
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20	0.83	0.12	0.04	51.78	0.26	1.11	-
FeO	11.40	11.76	11.50	12.23	19.26	7.00	2.70	0.14
MnO	0.11	0.11	0.12	0.13	0.58	0.15	0.11	-
MgO	43.00	45.76	50.00	47.40	10.59	32.56	18.34	0.23
CaO	3.00	0.60	0.44	0.13	-	2.26	22.42	19.24
Na <sub>2</sub> O	0.04	-	-	-	-	0.01	0.05	0.62

лом же планеты земной группы по возрастанию величины Fe/(Fe+горные породы) (Витязев и др., 1990) образуют ряд: Марс (0.3), примерно соответствует Солнцу, - Венера (0.35) - Земля (0.4) - Меркурий (0.6). В этой последовательности все большая доля флюидно-силикатного (относительно легкого) вещества уходила в спутники, что определялось скоростью вращения флюидных оболочек протопланет, связанной с импульсами формирования тяжелых железокаменных расплавленных ядер.

Динамику развития в прошлом системы Протоземля-Луна, подобно системе Юпитер-Ио, отражают данные о современном строении Луны. Тяжелые ядерно-мантийные массы Луны смещены в сторону Земли, так что лунная кора имеет меньшую мощность (60 км) на видимой стороне Луны по сравнению с обратной стороной (80 км), как показано на схеме (рис. 15). Такая специфика расслоенности Луны могла возникнуть лишь под влиянием более



**Рис. 15.** Схема строения Луны (Уиппл, 1984).

Черным цветом на лунной коре обозначены вулканические депрессии (моря), черными точками в нижней мантии обозначены очаги лунотрясений (слабых потрескиваний).

сильного, чем современное земное, гравитационного поля Протоземли, сходного с полем Юпитера. Такое сильное поле было способно не только определить специфику первичного расслоения Луны, но и вызвать одностороннюю дегазацию лунных недр, определившую размещение на видимой ее стороне вулканических депрессий (лунных морей). Это самая древняя в Солнечной системе “океанизация” первичной коры, обусловленная внедрением в мощную эвкритовую кору Луны гипербазитовых мантийных масс (рис. 16), сопровождаемым образованием вулканических депрессий на ее поверхности. В результате мощность коры сокращается с 60 км до 20 км в наиболее развитых лунных морях. Внедрение гипербазитов в первичную лунную кору фиксируется аномалиями силы тяжести (масконами), свойственными этим структурам. Оно происходило путем замещения эвкритовой коры гипербазитовыми расплавами, сопровождалось флюидным выносом силикатного материала (аллохимический метаморфизм или метасоматоз на фронте магматического замещения), что и служило причиной сокращения мощности коры и кольцевого проседания лунной поверхности, создающего морфологическое своеобразие лунных морей (рис. 17) - огромных плоских (блюдеобразных) структур. Морфологически они принципиально отличаются от небольших чашеобразных метеоритных кратеров, усиливающих гористую поверхность распространения древнейшей формации Луны и реже встречающихся в более молодых вулканических депрессиях.

Древнейшие возвышенные структуры на Луне сложены очень богатыми плагиоклазом (анортитом, битовнитом) вулканическими породами, находящимися большей частью в обломочном состоянии (в виде реголита) и представляющими собой древнейшие дифференциаты лунного вещества. Ниже приводится их средний состав (мас. %) в сопоставлении со средним составом Луны (в скобках): SiO<sub>2</sub> - 45 (42), TiO<sub>2</sub> - 9.6 (0.4), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 27 (8), FeO - 7 (12), MgO - 9 (31), CaO - 14 (6), Na<sub>2</sub>O - 0.4 (0.1). Это сопоставление отражает характер первичного расслоения Луны,

ядро которой (в противоположность обедненным железом породам внешней оболочки) сконцентрировало в себе основную массу железа и водородных флюидов. С расплавленным состоянием этого ядра и выходящими из него водородными потоками связывается вулканизм Луны, особенно эксплозивный в начале ее эндогенной активности (4.6-3.2 млрд лет).

Лунные породы представлены полным рядом составов от почти чисто плагиоклазовых (микроранортозитов) через пироксен-плагиоклазовые до пироксеновых, богатых железом и титаном (микропи-

роксенитов), причем богатые плагиоклазом породы доминируют на возвышенных областях лунной поверхности, а пироксеновые породы тяготеют к депрессиям. В вулканические комплексы входит небольшое количество кислых дифференциатов. Характерно обилие стекол, представленных вулканическим пеплом, микролапиллями (стеклянными шариками) и потоками, причем остаточное стекло обычно входит во все в той или иной мере раскристаллизованные лунные породы. Изредка встречаются

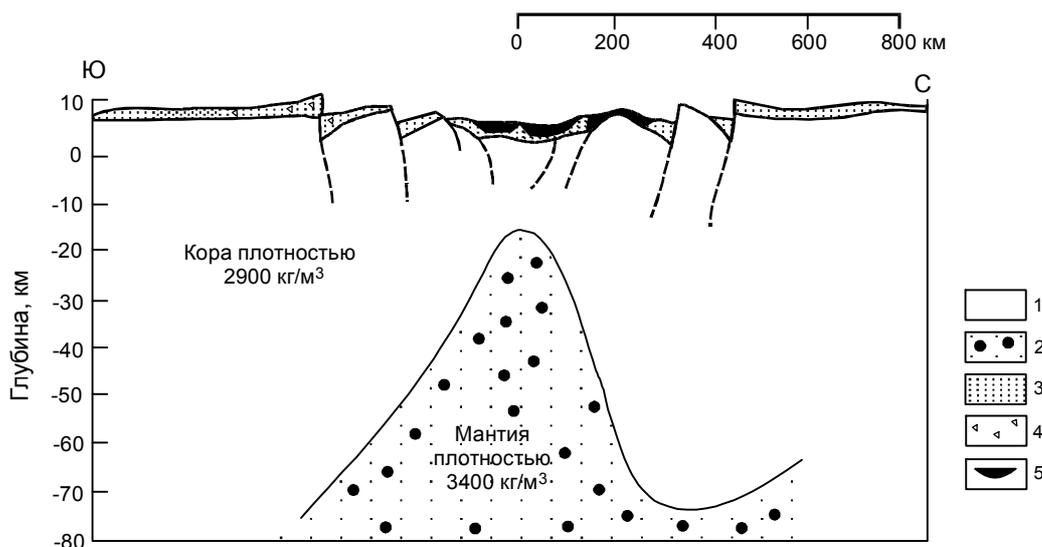


Рис. 16. Структура многокольцевой вулканической деятельности Моря Восточного на Луне (Мелос, 1994).

1 - первичная лунная кора; 2 - ультраосновная мантия; 3 - пирокластический материал; 4 - брекчии; 5 - базальтовые покровы. Вертикальный масштаб увеличен в 10 раз, чтобы показать кольцевые уступы и нагляднее отразить сокращение мощности коры в вулканических депрессиях за счет внедрения ультраосновного вещества мантии, которое на поверхности фиксируется аномалией силы тяжести (масконом).

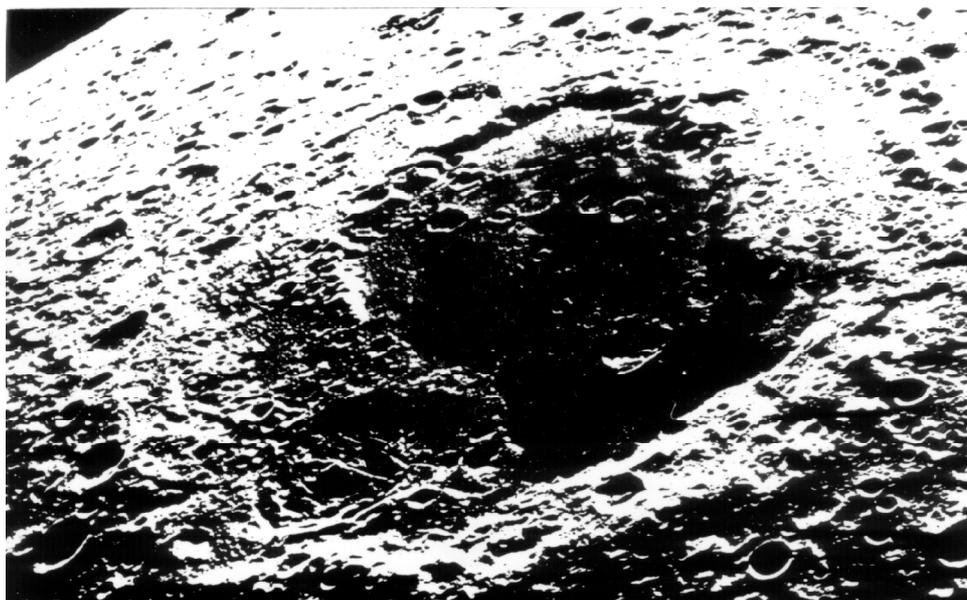


Рис. 17. Вулканическая депрессия диаметром 350 км (море Москвы) на обратной стороне Луны вблизи ее восточной окраины (см. рис. 15). Она содержит редкие метеоритные кратеры, отличаясь в этом отношении от окружающей, более древней формации, усеянной метеоритными кратерами (Уиппл, 1984).

Таблица 5. Состав (ат. % металлов) пород Луны по петрохимическим типам I-VI.

Тип	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	P
I	33.91	-	1.68	8.06	55.23	1.02	0.05	-	0.05
	38.06	0.05	21.68	3.78	25.25	10.81	0.32	0.05	-
II	40.90	-	38.51	0.38	0.28	18.98	0.06	-	-
	41.10	0.06	36.93	0.94	1.72	18.35	0.78	0.06	0.06
	42.02	0.22	31.24	3.34	6.06	16.23	0.72	0.11	0.06
	41.93	0.23	29.42	4.31	8.17	15.04	0.78	0.06	0.06
	45.22	0.78	18.81	6.64	16.35	10.26	1.23	0.44	0.27
	43.95	0.77	19.11	7.29	16.68	10.22	1.32	0.44	0.22
	44.28	1.07	18.69	8.97	14.29	10.73	1.24	0.45	0.28
48.71	1.61	16.69	8.57	1.69	9.96	1.38	0.81	0.58	
III	41.77	0.86	10.82	16.63	19.33	10.13	0.46	-	-
	43.47	1.74	10.52	18.38	15.01	10.24	0.52	0.06	0.06
	45.13	2.39	14.56	14.79	9.67	12.06	1.22	0.06	0.12
	45.03	1.57	10.83	17.53	13.68	10.66	0.58	0.06	0.06
	43.38	3.34	11.60	17.17	12.43	11.31	0.59	0.06	0.12
IV	39.33	8.80	11.32	15.93	11.86	11.86	0.78	0.06	0.06
	40.76	7.70	12.61	16.07	10.43	11.52	0.79	0.06	0.06
	40.21	8.80	10.65	16.22	11.25	11.31	1.02	0.42	0.12
V	54.90	0.51	20.65	4.44	4.66	8.93	2.27	3.64	-
	59.58	0.51	12.41	7.63	8.88	4.16	2.33	4.50	-
	67.89	0.66	11.92	5.81	2.28	5.21	1.50	4.31	0.42
VI	71.15	0.47	13.64	1.11	0.99	1.46	2.63	8.43	0.12
	70.98	0.23	14.08	1.84	0.11	1.26	0.98	10.52	-
	70.75	0.40	14.08	1.78	0.11	1.90	1.67	9.25	0.06
	72.50	0.17	13.87	2.47	0.29	0.52	0.98	9.20	-

ся никель-железные (камаситовые) капли, иногда с сульфидными оторочками.

Лунные породы представлены вулканическими образованиями как существенно раскристаллизованными, так и стекловатыми. Они схематически подразделяются на шесть типов (I-VI), представленных в табл. 4 и 5 и на петрохимической диаграмме (рис.18) по сводкам многих исследователей. Стрелками на диаграмме намечена петрохимическая модель развития лунного магматизма. Начало его связано с базит-гипребазитовым расслоением исходных эвкритовых магм, признаки которого усматриваются в находках округлых дунитовых выделений в брекчиевидных, богатых плагиоклазом породах, окруженных реакционными каймами пироксена и непрозрачных минералов (рис. 19), и пироксен-оливиновых капель (рис. 20). Кристаллизация плагиоклаза, близкого по составу к анортиту, была, по-видимому, ведущим процессом образования обозначенного на диаграмме тренда накопления в расплавах железа и титана (II-III-IV). Однако этот процесс осложнялся развитием жидкостной несмесимости в остаточных расплавах. Об этом можно судить по бимодальности стекловатых пород, богатых нормативным плагиоклазом (рис. 21), соответствующих группам II-III, и по структурам жидкостной несмесимости, характерным для лунных пород (III-V и IV-VI). Среди стекол преобладают богатые нормативным плагиоклазом (I), соответствующие микроанортози-

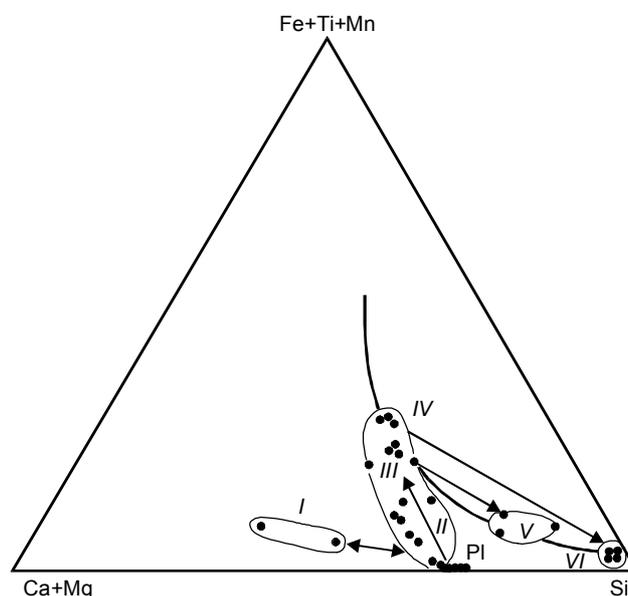
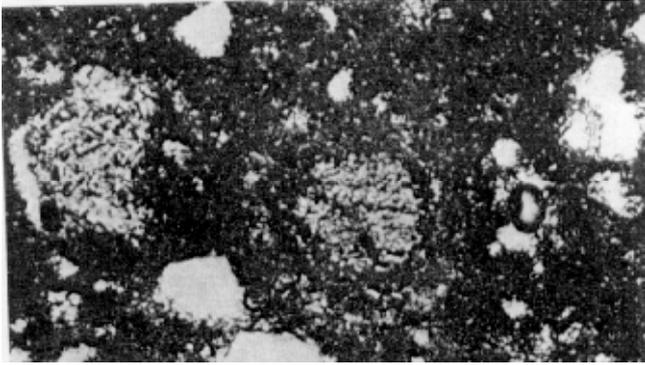


Рис. 18. Петрохимическая диаграмма лунных пород (по табл. 5).

Стрелками намечена их петрогенетическая схема: базит-гипребазитовое расщепление исходной магмы (I-II), ее кристаллизационная дифференциация (II-III-IV), отщепление кислых, богатых калием расплавов (III-V и IV-VI).

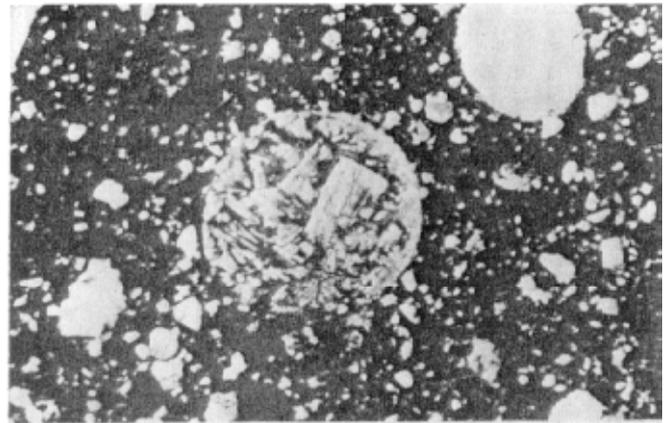


**Рис. 19.** Округлое выделение дунита с каймой пироксена и непрозрачного минерала в брекчиевидной, богатой плагиоклазом породе, Аполлон-14 (Кинг, 1979).

Длина поля зрения 0,8 мм при одном никеле.

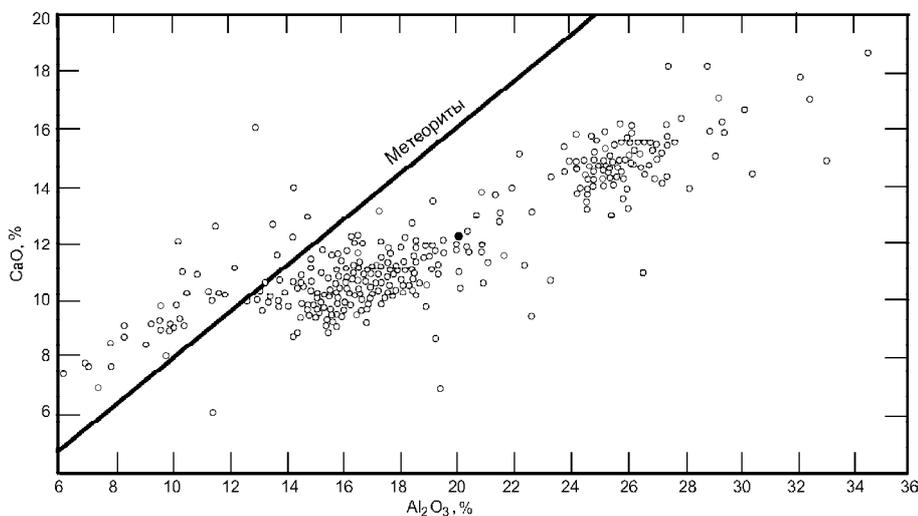
там и лейкократовым долеритам. В микролапиллях (стекловатых шариках) они нередко находятся в тонкой перемежаемости со стеклами, богатыми пироксеновыми миналами, так что в пределах отдельной стеклянной микросферулы могут охватываться составы почти всех главных типов лунных пород. Многие пепловые стекловатые частицы лунного реголита восстановлены с краев, вплоть до металлического состояния не только железа, но и кремния, алюминия, кальция, что отражает специфику эксплозивных извержений в глубокий вакуум, господствующий на лунной поверхности.

В лунных депрессиях базальты ассоциируют с магниальными стеклами, как бедными титаном (зелеными), так и титанистыми (оранжевыми). В стеклах, очень богатых железом (ферробазальтовых), находящихся в интерстициях между кристаллами пироксенов и плагиоклаза, обычны структуры жидкостной несмесимости, выражающиеся наличием



**Рис. 20.** Капля диаметром 0,8 мм ультраосновной породы, состоящей из ортопироксена и оливина в буром прозрачном стекле, из образца № 14 313, сборки "Аполлона-14".

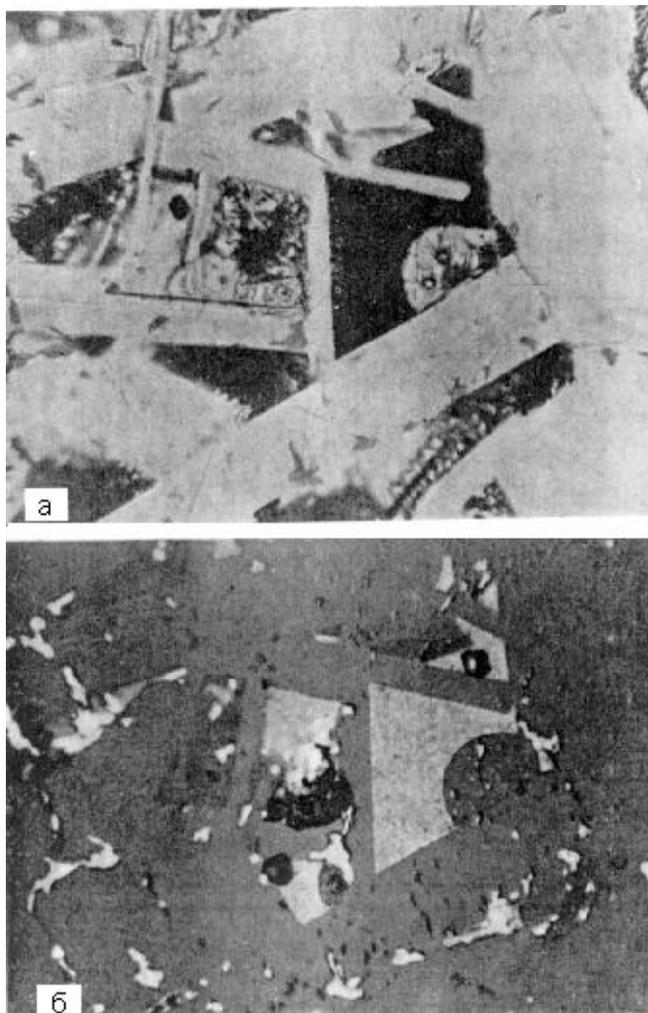
В стеклянном шарике в правом верхнем углу на верхнем снимке нет следов девитрификации или кристаллизации. Нижний снимок - увеличенная фотография верхнего снимка (Кинг, 1979).



**Рис. 21.** Бимодальность стекловатых пород на графике зависимости содержаний CaO от содержаний  $Al_2O_3$  с места посадки "Аполлона-14". Черная точка - средний состав (Кинг, 1979).

в них мельчайших каплевидных выделений светлого стекла, богатого калием (рис. 22). Это проливает свет на механизм образования кислых стекол Луны (группы V, VI), резко отличающихся по составу от стекол главной магматической серии (II-IV).

Кристаллические лунные породы, составы которых представлены в табл. 5 и на диаграмме (см. рис. 18), петрохимически аналогичны стеклам, и только составы интерстиционных ферробазальтовых стекол не имеют аналогов в ряду кристаллических пород. Как и стекловатые образования, раскристаллизованные породы представлены эвкритовой серией образований, крайне бедных щелочными ме-



**Рис. 22.** Структура жидкостной несмесимости в остаточном расплаве между лейстами плагиоклаза в лунной породе (Кинг, 1979).

а - в проходящем свете; б - в отраженном свете. Шарик расплава, обогащенного кремнеземом, содержит несколько игольчатых кристаллов и стекло, а в сопутствующем расплаве, обогащенном железом, при кристаллизации образовались различные минеральные фазы. Максимальный размер включений расплава, обогащенного кремнеземом, составляет примерно 30 мкм.

таллами, содержащих в своем составе плагиоклаз, близкий к анортиту, а также оливины и пироксены с широким размахом железистости в зональных кристаллах, ильменит, металлическое железо. Кислые породы (V, VI) входят в комплексы с лунными породами главного ряда в ничтожном количестве.

Сходные с лунными породами метеориты были обнаружены во льдах Антарктиды (Waggen, 1990; Yanai, Kojima, 1990). Сходство их с лунными породами определяется аналогией их минерального состава по темноцветным минералам и плагиоклазу, близкому к анортиту ( $An_{88-98}$ ), абсолютному возрасту (2.8-4.6 млрд лет) и изотопам кислорода.

Богатые плагиоклазом метеориты параллелизуются с пирокластическими лунными породами, слагающими возвышенные области лунной поверхности, а богатые пироксеном метеориты больше похожи на породы вулканических депрессий. Среди них встречаются обломочные и массивные типы. Некоторые исследователи считают их прямыми выбросами пород с поверхности Луны в результате сильных метеоритных ударов. По нашему мнению, они родственны планетоцентрическим метеоритам, являясь обломками подобных Луне других спутников Земли, которые унаследовали ее орбиту, образовав вдоль нее множество астероидов (обломков спутников), которые объединяются в генетическую группу (семейство) Амура.

Огромные базальтовые депрессии на лунной поверхности (моря) по морфологии и специфике распределения метеоритных кратеров сходны с аналогичными образованиями, наблюдаемыми на других планетах земной группы. Например, на Марсе, на сильно кратеризованной, примитивно развитой поверхности распространения древней формации его южного полушария выделяются огромные базальтовые депрессии, значительно превышающие по размеру лунные. Пример их показан на рис. 23. Процесс такого преобразования первичной коры продвинулся на Марсе дальше, чем на Луне, и помимо кольцевых морских структур на нем образовалась огромная равнинная северная территория (рис. 24), обладающая присущими морям особенностями, но по грандиозности распространения соответствующая океанической структуре, занимающей почти все северное полушарие Марса. Как было установлено А.А. Баренбаумом, плотность кратеров на Марсе, как и на Меркурии, максимальна в экваториальной области, что может служить дополнительным подтверждением планетоцентрического характера падавших на него метеоритов, особенно обильных на начальных этапах формирования марсианской поверхности. Поэтому на Марсе, как и на Луне, по густоте метеоритных кратеров различаются древнейшие и более молодые формации горных пород. В ра-

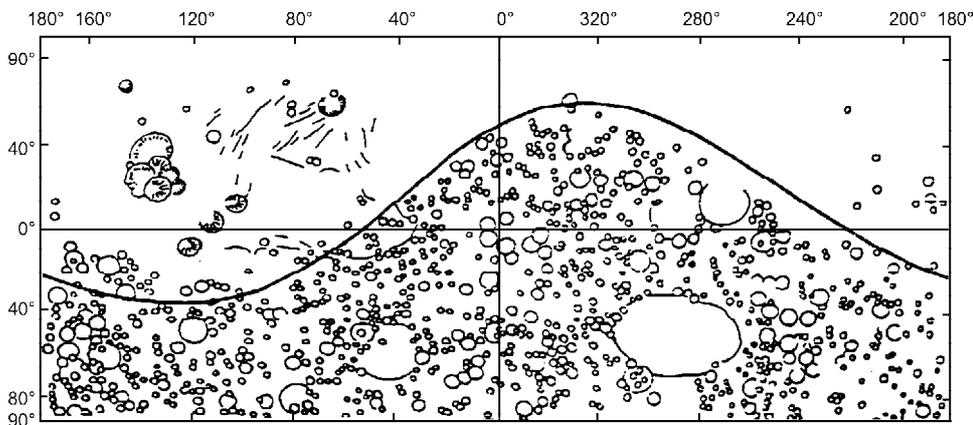
ботах А.А. Баренбаума проводится разделение древних и молодых формаций на Марсе четкой границей, делящей эту планету как бы на две полусферы – древнюю пассивную (Р) и молодую “активную” (А). “Рельеф пассивного старого полушария характеризуется наличием большого числа кратеров и практически идентичен континентальным областям Луны” (Баренбаум, в печати), а рельеф слабо кратеризированного молодого полушария (А) аналогичен лунным и марсианским морям. На рис. 24 это фундаментальное разделение полусфер Марса представлено в схематизированном варианте, предложенном А.А. Баренбаумом, но в специальных работах (Сидоров, Золотов, 1989; Никишин, 1987 и др.) приводится разделение на равнины - Великая Северная, Утопия, Ациделийская, Аркадия, Амазения и др.

Выявление Северной океанической области на Марсе имеет огромное познавательное значение, позволяя по аналогии с Марсом судить о формировании первичного океана на Земле. Можно полагать, что аналогичным образом, начиная с Северного полушария, на Земле формировалась сплошная океаническая кора путем развития на ней грандиозного вулканизма, характеризующегося щелочным уклоном и сопряженного с крупными воздыманиями его поверхности. Горная цепь Фарсида на Марсе связана с гигантскими щитовыми вулканами Арсия, Павлина, Акрийским, поднятие Элизий - с вулканами Геката, Альбор.

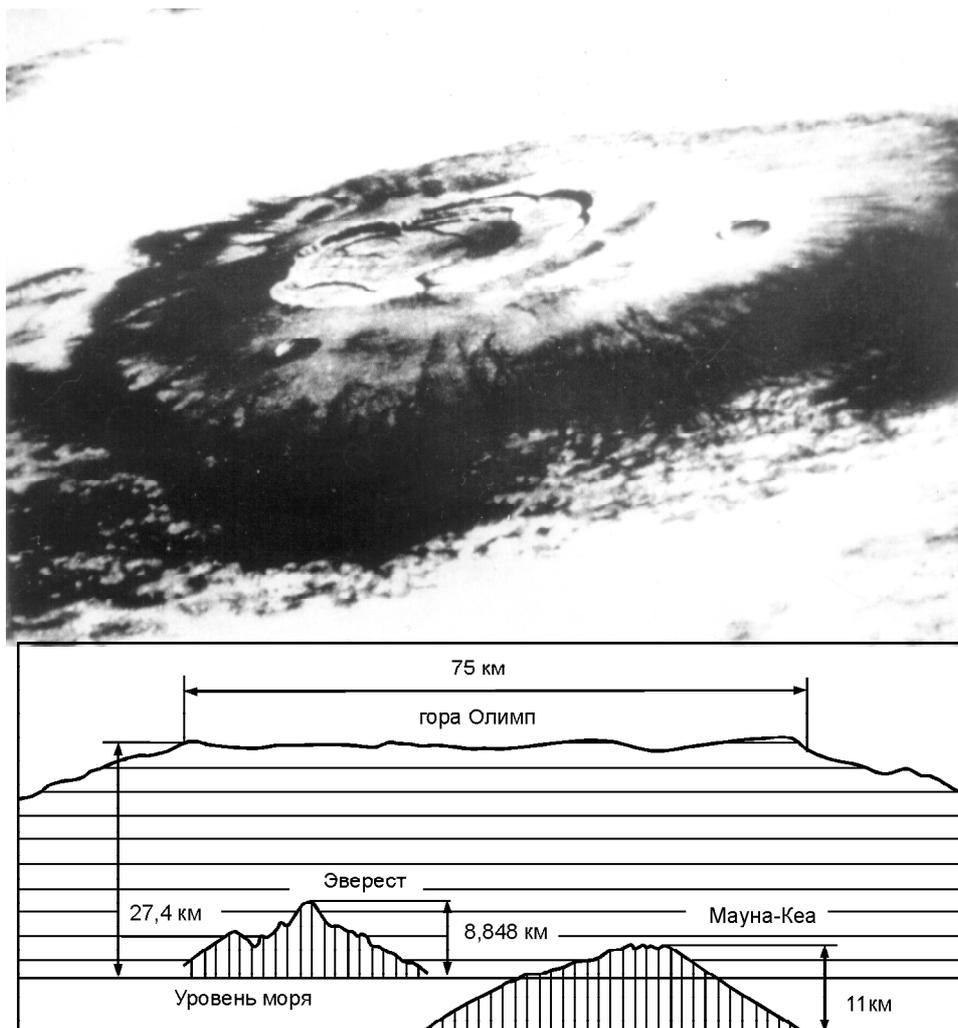
Обособленно стоит крупнейший щитовой вулкан Олимп высотой в 27 км и диаметром 75 км (рис. 25) на огромном воздымании марсианской поверхности диаметром 700 км. Он значительно превосходит крупнейшие горные сооружения, распространенные на Земле и вулканические депрессии (морья) на Марсе, обусловленные воздыманием ультраосновной мантии. Однако, в отличие от Марса, эндогенная активность которого прекратилась на определенной стадии “океанизации” его первичной эвкритовой коры, на Земле этот процесс продолжался с ох-



**Рис. 23.** Южная часть кольцевого бассейна Аргир и его горное обрамление (вид с юго-запада). Марс. Фото “Викинга-1” (Сидоров, Золотов, 1989).



**Рис. 24.** Принципиальная схема строения поверхности Марса, разделенной на две формации: южную - древнюю гористую, испещренную метеоритными кратерами и содержащую огромные вулканические депрессии (морья), и северную - молодую равнинную с редкими метеоритными кратерами и огромными щитовыми вулканами, группирующимися в грандиозные вулканические районы воздымания марсианской поверхности (по А.А. Баренбауму).



**Рис. 25.** Космический снимок щитового вулкана Олимп на Марсе и схема сопоставления с крупнейшими воздыманиями поверхности на Земле - горой Эверест и океаническим вулканом Мауна-Кеа в Гавайском архипелаге Тихого океана.

ватом и южного ее полушария, вплоть до полного вытеснения мощной первичной эвкритовой земной коры маломощной базальтовой корой Мирового океана. В отличие от марсианской океанической структуры на базальтовой земной коре сформировалась гидросфера. Выявленная на Марсе специфика океанической коры обусловлена настоящим временем. Однако в далеком прошлом в Мировом океане на Земле, по-видимому, развивались сходные с марсианскими грандиозные поднятия, сопровождаемые утолщениями океанической коры, которые в геоструктурной эволюции Земли были предшественниками континентов. Щелочной уклон вулканизма этих грандиозных поднятий был выявлен на Марсе гамма-спектроскопическими измерениями автоматической станции "Марс-5", позволившими выявить в породах вулканических извержений, следующие содержания калия (мас. %), урана и тория ( $\times 10^{-6}$ ), (в скобках приводятся фоновые значения): К-0.4 (0.1), U-1.1 (0.2), Th-5.0 (0.7). Это позволяет прямо связать формирование гигантских вулканических поднятий

с развитием щелочного уклона в магматизме и определить тем самым принципиальное отличие по эволюционному уровню марсианского петрогенезиса от лунного. На Луне аналогичные значения, характеризующие щелочность пород, представлены следующими цифрами (Сидоров, Золотов, 1989) для древнейших формаций: К-0.04, U-0.7, Th-1.1, и лунных морей: К-0.03-0.2, U-0.16-0.68, Th-0.61-3.98. Щелочной уклон в лунном петрогенезисе проявляется только образованием стекловатых, так называемых KREEP базальтов (Петрологические провинции..., 1996), богатых калием (К), редкоземельными элементами (REE) и фосфором (P): К-0.24, U-2.8, Th-9.3. Эти брекчиевые породы пользуются на Луне незначительным распространением, но, тем не менее, ими фиксируется зарождение щелочного уклона в лунном петрогенезисе, который на Марсе получил яркое развитие, сопряженное с образованием грандиозных вулканических поднятий.

ГЛАВА II

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

О первичной земной коре, сформировавшейся в результате расслоения хондритовой расплавленной Земли, образовавшейся в виде ядра ее флюидной материнской планеты, можно составить некоторое представление только по аналогии с примитивно развитыми материнскими планетами метеоритов (ахондритов), с Луной и Марсом. Анализ изотопных вариаций кислорода (Маракушев, 1999) приводит к выводу о более низкой ступени планетной эволюции материнских планет ахондритов по сравнению с Лунной и, тем более, с Марсом и Землей.

Ядерные части Луны представлены аналогами железных метеоритов, мантия сложена породами, сходными по составу с дунитами, а лунная кора мощностью около 60-80 км последовательно (снизу вверх) состоит из аналогов диогенитов, говардитов и эвкритов. Однако, в отличие от материнских планет эвкритов, лунная эволюция продвинулась даль-

Таблица 6. Изотопный состав кислорода ( $\delta^{17}\text{O}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , в ‰) пироксена и плагиоклаза лунных базальтов и эвкритов (Clayton, Mevede, 1996).

Породы и метеориты	Пироксен		Плагиоклаз	
	$\delta^{17}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{17}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$
Лунные базальты	2.74	5.59	3.11	6.13
Эвкрит Juvinas	1.29	2.90	1.49	3.54
Эвкрит Ibitira	1.73	3.47	2.00	3.97

ше, что доказывается более тяжелым изотопным составом кислорода лунных базальтов по сравнению с эвкритами. Особенно наглядно это выражается при сопоставлении одноименных минералов (табл. 6).

По уровню изотопного фракционирования лунным породам относительно близки диогениты, говардиты и эвкриты, однако по сравнению с ними значительно более выраженное массфракционирование изотопов кислорода в лунных образцах обусловлено формированием на Луне дунитовой мантии, отличающейся высокой степенью экстракции легкого изотопа кислорода. Эти и другие особенности, отличающие лунные породы от метеоритов, наглядно выражены на диаграмме (рис. 26), где они сопоставля-

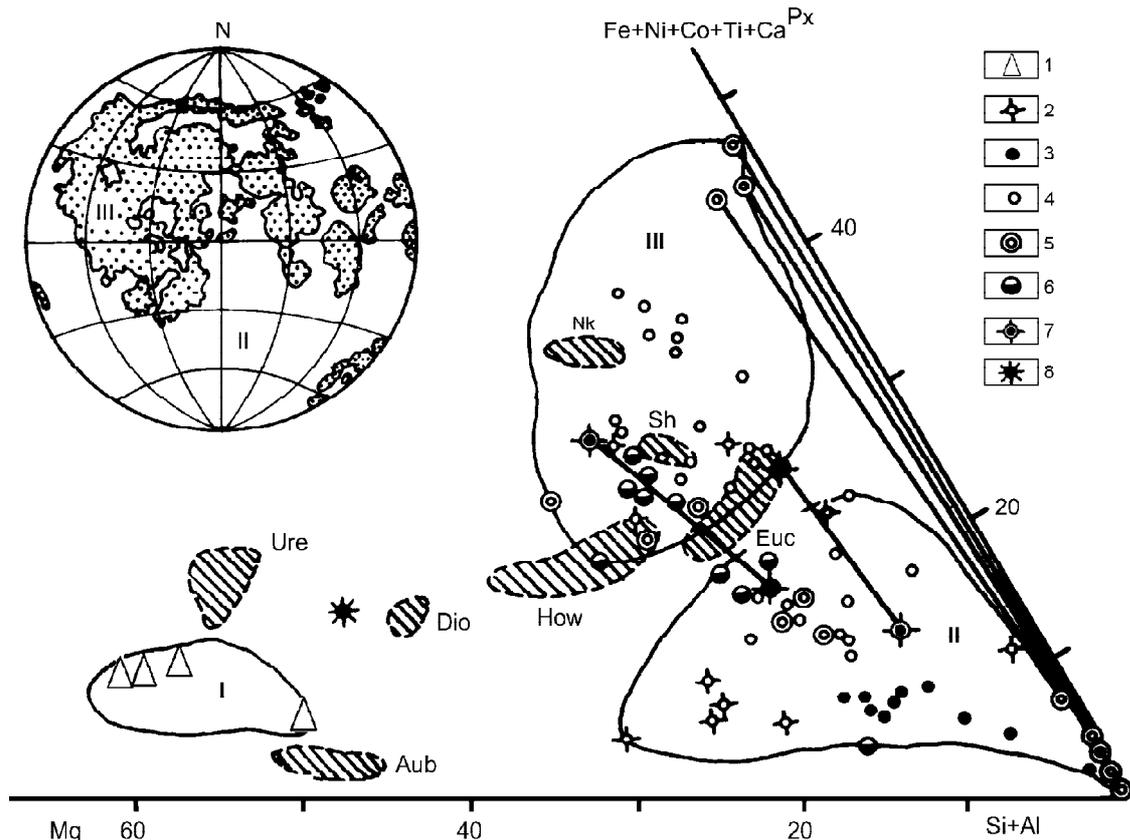


Рис. 26. Петрохимическая диаграмма лунных пород и ахондритов.

1 - дуниты; 2 - долериты; 3 - лейкодолериты; 4 - базальты; 5 - вулканические стекла в базальтах; 6 - шарики силикатного стекла в реголитах; 7 - стекла, полученные при экспериментальном расщеплении расплавов под давлением водорода; 8 - валовый состав Луны. Римскими цифрами обозначены формации лунных пород. II и III показаны на видимой стороне Луны.

Заштрихованные поля - составы ахондритов: обритов (Aub), диогенитов (Dio), эвкритов (Euc), говардитов (How), наклитов (Nk), шерготтитов (Sh), уреилитов (Ure).

ются с валовым составом Луны и подразделяются на три типа: дуниты (I), лейкобазальты, лейкодолериты и микроанортозиты (II), обнажающиеся на возвышенных площадях лунной поверхности, и меланократовые базальты и микропироксениты (III), залегающие в вулканических депрессиях.

В лунных базальтах, как и в ахондритах, встречаются металлические и сульфидно-металлические выделения и шарики, отделившиеся от расплава путем ликвации. Наличие в них закономерных прорастаний металла и троилита отражает эвтектическую кристаллизацию минералов из расплава. Химический состав металлической фазы из лунного реголита приводится ниже в сопоставлении с металлической фазой типичного эвкрита Juvinas (цифры в скобках), Fe и Ni в мас. %, остальные элементы в г/т: Fe-94.6 (96.5), Ni-4.7 (2.9). Co-0.52 (0.62), Cu-340 (150), Au-0.83 (0.76), Ir-2.6 (0.9), W-24 (31). Никель скапливается в краях глобул, где его содержание может достигать 15 %.

Сходство лунных пород с ахондритами подчеркивалось многими исследователями (Biggar et al., 1971; и др.). Кристаллизация в лунных породах оливина, хромистой шпинели, пироксенов, плагиоклаза, ульвошпинели, ильменита, иногда тридимита и образование стекла отвечают температурному интервалу 1065-1310°C и давлению кислорода порядка 10-12.5.

Лунные породы, богатые плагиоклазом, - это очень тонкозернистые породы (типичная крупность зерна составляет 20-100 мкм) с порфировой структурой, нередко с вулканическим стеклом. Встречаются стекловатые нераскристаллизованные и очень слабо раскристаллизованные разновидности. Составляющие их минералы типичны для вулканических пород: высокотемпературные (разупорядоченные) основные плагиоклазы, пижониты, бедные кальцием авгиты. В породах прослеживается эффективное кристаллизационное фракционирование элементов, выража-

ющееся в зональности кристаллов и отражающее быстрое охлаждение расплавов в вулканической обстановке. Для них подходящи названия "лейкобазальты" (для стекловатых разновидностей), "лейкодолериты" и "микродолериты" (для полностью раскристаллизованных типов).

Интенсивное фракционирование железа в ходе формирования как лейкократовых (I), так и меланократовых (II) типов лунных пород подчеркивает аналогию их с вулканическими типами ахондритов. Плутонические типы ахондритов принципиально отличаются от вулканических по характеру фракционирования элементов, в образцах пород с поверхностью Луны они не представлены.

В отличие от Луны материнские планеты ахондритов полностью распались, в результате чего обломочный материал поступал как из поверхностных, так и из внутренних частей. В этом случае метеориты более представительно характеризуют материнские планеты, чем образцы лунных пород, относящиеся только к поверхности. Поэтому получить представление о составе и строении глубинных частей Луны можно только по аналогии с плутоническими ахондритами. Сопоставление состава ахондритов и лунных пород приводится в табл. 7.

Приведенный выше обзор лунных пород свидетельствует о принадлежности их к эвкритовой серии, характеризующейся близким к анортиту составом плагиоклаза во всех их главных типах. Это позволяет сделать вывод о диогенит-эвкритовой первичной лунной коре, который с большой долей вероятности можно распространить и на первичную кору Земли.

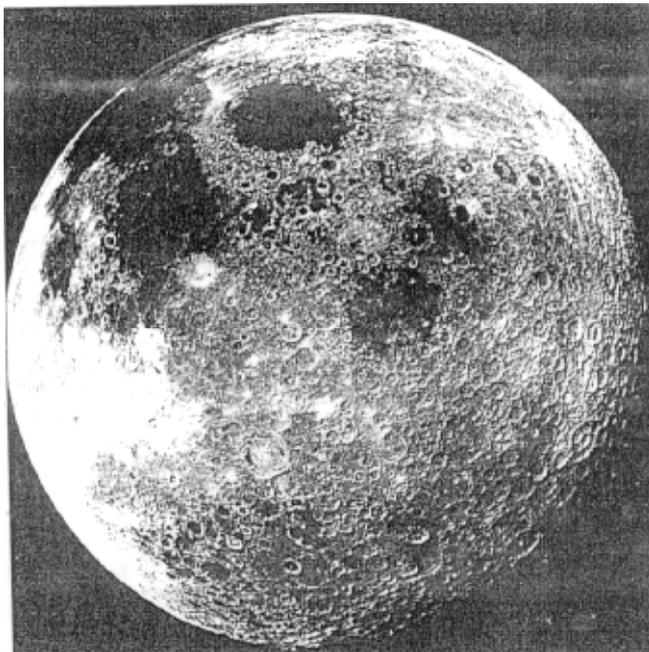
Принадлежность Луны и Земли к одному семейству и близость его к семейству эвкритов и диогенитов однозначно определяет диогенит-эвкритовый состав их первичных недр. На Луне, в отличие от

Таблица 7. Средние составы (в ат. % металлов) ахондритов, лунных дунитов и базальтов.

Метеориты, породы	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Ni	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	S
Уреилиты (Ure)	33.98	0.05	0.36	0.31	16.93	0.15	0.26	46.47	0.72	0.72	-	0.05	-
Обриты (Aub)	42.88	0.05	0.62	0.05	9.92	0.16	0.10	42.51	0.77	2.10	0.10	0.16	0.67
Диогениты (Dio)	47.17	0.11	1.25	0.60	13.63	0.05	0.27	34.85	1.36	-	-	-	0.71
Говардиты (How)	46.49	0.06	11.07	0.39	14.24	0.11	0.51	16.50	7.80	1.92	0.46	0.06	0.39
Эвкриты (Euc)	45.65	0.29	14.72	0.29	14.83	-	0.40	12.08	10.48	0.80	0.06	0.06	0.34
Шерготтиты (Sh)	48.04	-	6.62	-	17.86	-	-	14.23	10.66	2.36	0.23	-	-
Наклиты (Nk)	46.91	0.29	1.96	0.23	16.80	-	0.06	17.14	15.58	0.75	0.17	-	0.11
Лунные дуниты	31.87	-	3.90	0.15	7.95	-	0.10	53.38	2.65	-	-	-	-
	30.98	-	0.89	0.20	8.24	-	0.10	58.85	0.74	-	-	-	-
	30.50	-	0.39	0.10	7.83	-	0.10	60.69	0.39	-	-	-	-
Лунные базальты	44.28	1.07	18.69	-	8.97	-	-	14.29	10.73	1.24	0.45	0.28	-
	41.40	0.06	36.93	-	0.94	-	-	1.72	18.35	0.78	0.06	0.06	-
	45.03	1.57	10.83	-	17.53	-	-	13.68	10.66	0.58	0.06	0.06	-
	39.33	8.80	11.32	-	15.93	-	-	11.86	11.86	0.78	0.06	0.06	-

Земли, первичная кора в значительной мере сохранилась и, согласно сейсмическим данным (Галкин, 1988), является более мощной на обратной стороне Луны (80 км), чем на видимой (64 км). В этом усматривается влияние на первичное расслоение Луны гравитационного поля Протоземли, которое определило также и характер последующего обновления лунной коры. Благодаря этому влиянию видимая сторона Луны эволюционировала дальше обратной (рис. 26а). На ней располагается множество огромных (до 1100 км диаметром) вулканических депрессий (“морей”) и устанавливаются протяженные рифтовые структуры (Альпийская долина и др.). На обратной же стороне Луны выявлена в краевой части только одна новообразованная депрессия (“море” Москвы) диаметром около 350 км. Древняя мощная лунная кора (с возрастом 4.6 млрд лет) в структурах обновления заместились новообразованными корами меньшей мощности, возраст которых 4.0-3.2 млрд лет.

Аналогия с материнскими планетами эвкритов и диогенитов, а также с Луной, расслаивание которых происходило на заре планетного развития Солнечной системы (более 4.6 млрд лет тому назад),



**Рис. 26а.** Снимок Луны (диаметр 3480 км) со станции “Аполлон-17”, отражающий принципиальное различие между ее обращенной к Земле и обратной сторонами. Обращенная к Земле сторона содержит множество вулканических депрессий с редкими метеоритными кратерами, тогда как на обратной стороне вулканические депрессии отсутствуют, и она полностью представлена древней формацией (Storetvedt, 1997).

позволяет подойти к представлениям не только о первичной коре Земли, но и о ее ранней деструкции, ведущей к образованию океанических структур. На видимой стороне Луны почти половина первичной коры замещена свойственной вулканическим депрессиям маломощной корой океанического типа, что характеризует грандиозность подобного рода процессов в эволюции планет земной группы. На Марсе они получили еще больший размах, как можно судить по огромным размерам марсианских вулканических депрессий (диаметры в км): 2000 (Эллада), 1400 (Исида), 1200 (Аргир), 470 (СиAPERелли) и громадным рифтовым долинам (Нергаль и др.).

Главным механизмом грандиозной коровой эволюции было замещение первичной коры ультраосновным веществом верхней мантии. Мантия под первичными океаническими депрессиями подвергалась плавлению в результате воздействия на нее флюидных потоков, восходящих из расплавных ядер планет, а возникающие при этом расплавы испытывали базит-гипербазитовое расслаивание. Базитовые расплавы образовывали в депрессиях покровные излияния, а гипербазитовые магмы внедрялись в первичную кору, что и определяло сокращение ее мощности.

Визуальное изучение поверхности Марса представляет доказательства того, что на планетах земной группы осуществлялось, как и на Луне, замещение мощной диогенит-эвкритовой первичной коры маломощными базальтовыми корами вулканических депрессий (“морей”).

Можно полагать, что и на Земле тонкая базальтовая кора формировалась в результате сходных процессов. Однако, в отличие от Луны и Марса, на Земле, как более массивной планете, это сопровождалось образованием атмосферы и гидросферы, формирующей ее первичный океан. В работе (Ozima, 1987) геохимически было показано, что Земля в ходе ее поверхностной дегазации под воздействием солнечного ветра полностью потеряла первичную флюидную оболочку, так что ее атмосфера и гидросфера полностью сформировались в результате дегазации недр. Восстановленные компоненты в восходящих флюидных потоках ( $H_2$ ,  $CO$ ), доминировавшие на “лунной стадии”, во все большей мере уступали место окисленным компонентам ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ). Главными механизмами этой эволюции были селективная миграция водорода – наиболее подвижного компонента флюидов, и развитие во флюидах реакций диспропорционирования ( $H_2+CO=C+H_2O$ ,  $H_2+3CO=2C+CO_2+H_2O$  и др.), непосредственно генерирующих в них водный и углекислый компоненты.

Термодинамические расчеты (табл. 8) показывают, что этим реакциям особенно способствовало охлаждение флюидов, так что исходящие из расплав-

**Таблица 8. Водородно-углеродные реакции диспропорционирования компонентов в восходящих водородных флюидных потоках.**

Реакции	$\Delta H_{298}^0$ , кДж	$\Delta G_{298}^0$ , кДж	$\Delta G_{1200}^0$ , кДж
$H_2 + CO = C + H_2O$	-131,3	-91,4	+36,4
$3H_2 + CO = CH_4 + H_2O$	-206,1	-142,1	+78,0
$H_2 + 3CO = 2C + CO_2 + H_2O$	-303,7	-211,4	+75,9
$5H_2 + 3CO = 2CH_4 + CO_2 + H_2O$	-453,4	-312,8	+159,2
$2H_2 + 2CO = CH_4 + CO_2$	-247,3	-170,7	+81,2

Примечание. Термодинамические характеристики  $\Delta H_{298}^0$  и  $\Delta G_T^0$  отражают смещение реакций вправо при охлаждении.

ного ядра Земли водородные флюиды в ходе подъема трансформировались в водные и углекисло-водные флюиды. С реакциями связывается и развитие магмагенерирующей способности восходящих флюидных потоков, которой способствует повышение во флюидах содержания водного компонента, эффективно понижающего температуру плавления вещества коры и мантии Земли.

Механизм, сходный с обновлением лунной коры, работал и на Земле в далеком прошлом, когда происходило замещение мощной первичной эвкритовой коры новообразованной маломощной океанической земной корой. Морфологически это начиналось с образования огромных вулканических депрессий, подобных лунным или марсианским “морям”, но, в отличие от них, это были реальные моря, заполненные водой и кладущие начало формированию гидросферы Земли. Они сливались друг с другом, контролируя в своем распространении рифтовыми долинами, образующими глобальную систему, в общих чертах сходную с современной системой рифтогенных срединно-океанических хребтов. Ее зарождение было связано с самым катастрофическим периодом в жизни Земли на переходе от протопланетной к собственно планетной стадии развития. Переход породил первый и самый мощный взрывообразный импульс дегазации расплавленного земного ядра.

В результате силикатная оболочка Земли распалась на блоки, соответствующие на поверхности океаническим литосферным плитам, которые развивались в дальнейшем уже более или менее автономно. В блоках, разделявшихся в Мировом океане системой рифтовых структур, должны были какое-то время сохраниться обширные поднятия суши, представленные фрагментами эвкритовой коры. Они были подобны древнейшим формациям Луны и Марса, усеянным метеоритными кратерами. В дальнейшем реликтовые континентальные структуры, не обладавшие складчатым строением, вытеснялись тонкой океанической корой, распространявшейся в стороны от глобальной рифтовой системы.

В результате базальтовая кора стала безраздельно господствовать в Мировом океане, разделяясь на литосферные плиты спрединговыми структу-

рами растяжения, образующими глобальную рифтовую систему. В океанических плитах осуществлялся режим сжатия и создавались благоприятные условия для образования континентальной складчатой коры, которая начала зарождаться около 3.8 млрд лет назад, образуя древнейшие ядра почти всех континентов. Промежуточным звеном на этом пути было формирование в Мировом океане островных архипелагов со свойственным им утолщением океанической коры и развитием щелочного уклона в магматизме.

Щелочной уклон в магматизме, сопровождающий развитие островных поднятий в океанах, обычно завершает магматические циклы, тогда как их начало характеризуется извержениями толеитовых базальтов в предшествующих поднятиям рифтогенных прогибах. Это свидетельствует о том, что островные поднятия относятся к типу инверсионных структур, развитие которых начинается с рифтогенного прогибания океанического дна в результате растяжения коры. Инверсия обусловлена переходом к режиму сжатия и утолщения коры. Петрологически она фокусируется сменой толеитбазальтового вулканизма, после существенного перерыва в магматизме, щелочно-базальтовым, что сопровождается радикальным изменением характера вулканизма, который становится более взрывоопасным.

С появлением в магматизме щелочного уклона в лавах неизменно появляются нодулы дунитов и перидотитов, что отражает развитие на глубине магматического замещения ультраосновного субстрата, вмещающего магматические очаги (с захватом магмами останцов от его замещения в виде нодул).

С магматическим замещением ультраосновного субстрата и связывается развитие щелочного уклона в основном магматизме (Маракушев, 1992), обусловленного кислотно-основным взаимодействием компонентов (Кропоткин, Ефремов, Макеев, 1987), в результате которого усиливается переход щелочных металлов из трансмагматических флюидов в расплавы с одновременным флюидным выносом из них кремнезема. Вследствие этого над магматическими очагами развивалась пироксенизация ультраосновной мантии, ведущая к увеличению мощности коры за счет формирования пироксенито-

вого слоя в ее основании. Это и приводило к нарушению изостазии и воздыманию океанических островов, неизменно сопровождающему развитие очагов щелочного магматизма, локализованных в верхней мантии.

Как и в рассмотренных выше марсианских структурах развития щелочного вулканизма, в океанах Земли концентрация радиоактивных элементов в щелочных базальтах островных архипелагов (мас. %  $\times 10^{-6}$ ): U-0.3-2.4; Th-1.6-4.2, служит их характерным отличием от толеитовых базальтов океанического дна: U-0.1-0.2; Th-0.2-0.6 (Магматические горные породы, 1985). Гавайский архипелаг в Тихом океане с характерным для него щелочным вулканизмом аналогичным образом испытывает воздымание, обусловленное утолщением океанической коры, достигающей в его пределах мощности порядка 25 км (при мощности нормальной океанической коры 8-10 км).

Гавайские вулканы развились в сложной обстановке на пересечениях рифтовых структур различного направления, например, юго-западной и восточной (вулкан Килауэа). С рифтогенной обстановкой связывается развитие толеитовых базальтов нормальной щелочности с широким диапазоном содержания  $\text{SiO}_2$  (45-55 мас. %). После существенного перерыва в вулканизме они сменялись более эксплозивными извержениями лав щелочной серии с более низким содержанием кремнезема (41-48 %) и высоким – щелочных металлов. Чем длительнее перерыв в вулканизме, тем более щелочной характер приобретает вулканизм: “Ранние и главные стадии развития всех вулканов проявились в последовательных излияниях потоков килауэйского типа (базальтов нормальной щелочности). На более поздних этапах жизни в тех же местах извергались более щелочные лавы. После длительного периода покоя и эрозии произошла еще одна вспышка вулканической деятельности (особенно вблизи Гонолулу), сопровождавшаяся излиянием сильно щелочных нефелинсодержащих лав” (Ферхуген, Тернер, Вейс, 1974, с.231).

Перерывы в вулканизме отражают переход от режима рифтогенеза к режиму сжатия и повышению флюидного давления в магматических очагах. Перерывы отвечали этапам их разрастания путем магматического замещения вмещающего гипербазитового субстрата с захватом магмами его останцов в виде нодулей, с одновременным развитием щелочного уклона в магматизме. В щелочных гавайских лавах гипербазитовые нодули представлены в изобилии и найден также нодуль гранатового клинопироксенинта (вблизи Гонолулу), свидетельствующего о большой глубине залегания очагов, питающих вулканы. С развитием щелочного магматизма коррелируется воздымание Гавайских островов, которые возвыша-

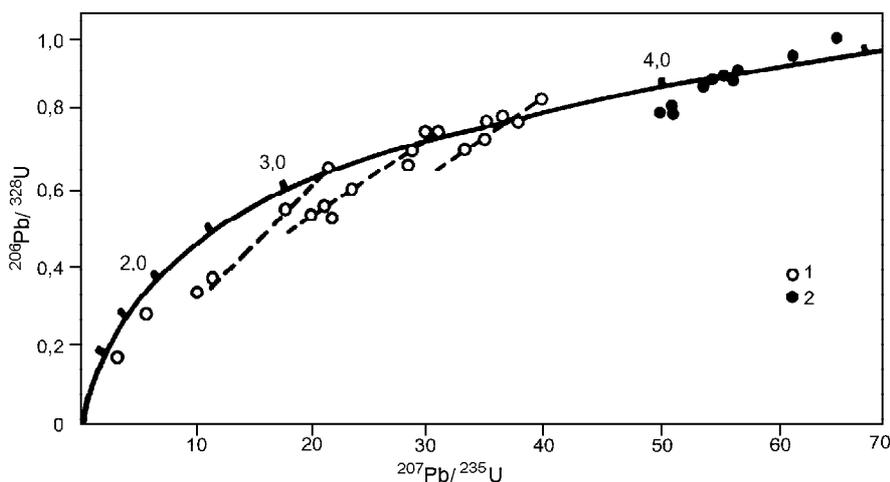
ются над океанической абиссальной равниной более чем на 10 км и являются одной из самых выдающихся на Земле форм рельефа.

В прошлом, если исходить из аналогии с Марсом (Сидоров, Золотов, 1989), подобные островные поднятия океанической коры проявлялись более грандиозно. В специфической обстановке Земли с ее атмосферой и гидросферой они могли разрушаться и служить областями сноса терригенного материала в сопряженные с поднятиями рифтогенные прогибы океанического дна, давая начало эмбриональному геосинклинальному процессу.

Продолжая аналогию с Марсом, можно полагать, что они формировались в доспрединговый период развития ложа Мирового океана, благодаря чему и смогли развиваться так грандиозно (наблюдаемые в настоящее время островные поднятия в океанах ограничены узкими возрастными рамками его обновленного ложа). Приуроченность гигантских островных поднятий к раннему периоду эволюции Мирового океана определила и удивительную синхронность заложения складчатых метаморфических комплексов всех континентов, имеющих возраст около 3.8 млрд лет. Выявление в древнейших метаморфических комплексах первично морских отложений является прямым свидетельством древности Мирового океана, который первоначально безраздельно господствовал на Земле.

В метапелитовых гнейсах и кварцитах Канадского щита (Акаста) и Австралии (Маунт-Наррьер), содержащих свойственный им циркон с возрастом до 3.8 млрд лет, находятся зерна богатого ураном циркона значительно более древнего возраста (4.2 млрд лет) (Йорк, 1993), (рис. 27), связанного своим происхождением с породами областей сноса терригенного материала в первичные геосинклинальные прогибы океанического дна. Высокое содержание в цирконах урана и тория определенно свидетельствует об их связи со щелочными породами древнейших архипелагов.

Складчатые эмбрионы всех континентов, синхронно формировавшиеся в первичном Мировом океане около 3.8 млрд лет назад, принципиально отличались от предшествовавших им островных вулканических поднятий, не обладавших складчатым строением. Однако в аспекте общего геоструктурного развития земной коры те и другие обладали рядом сходных особенностей, являясь, прежде всего, инверсионными структурами ее утолщения, воздымания и поверхностной эрозии. С эмбриональных складчатых структур началось развитие на Земле континентов, формирующих складчатые обрамления первичных океанов, область распространения которых вследствие этого последовательно сокращалась.

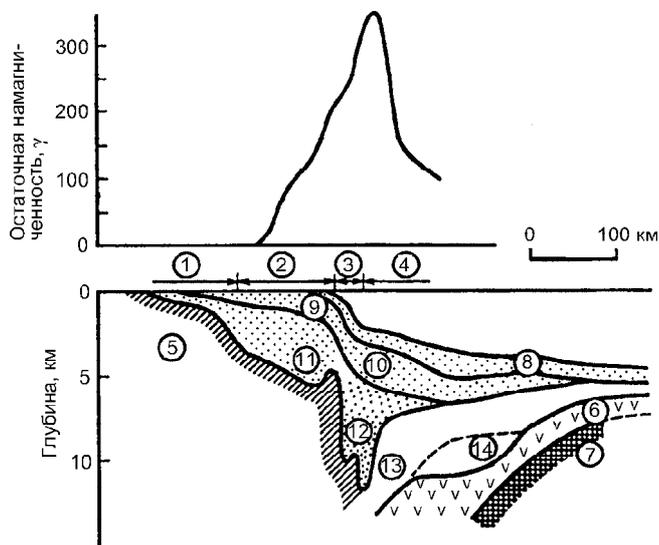


**Рис. 27.** Два типа цирконов в древнейшем кварцито-гнейсовом комплексе Австралии (Маунт-Наррьер) на кривой согласованных значений абсолютного возраста (конкордии) (Йорк, 1993).

1 - цирконы с возрастом 3,1-3,75 млрд лет (отвечают времени метаморфизма складчатого комплекса); 2 - более древние цирконы (4,1-4,2 млрд лет) из пород области сноса терригенного материала.

Процесс формирования складчатой континентальной коры на Земле отличался большой сложностью и был далеко не однозначным. Фазы складчатости и орогенеза, создающие новые складчатые пояса на континентальных окраинах, сменялись деструкцией и разрушением континентальных окраин, их "океанизацией", связанной с развитием вторичной океанической коры, трапповых формаций на континентах и накоплением геосинклинальных отложений на континентальных окраинах. Это развитие геосинклинального процесса на пассивных континентальных окраинах может быть очень длительным, как по периферии Атлантического океана (Изох, 1991), где он охватывает мезозойско-кайнозойское время и продолжается до сих пор, благодаря пассивному состоянию (низкой спрединговой активности) срединно-океанического хребта. Погружение океанической плиты под Американский континент полностью компенсируется в этой обстановке осадконакоплением. Вулканогенно-осадочные и осадочные геосинклинальные отложения на пассивных континентальных окраинах создают предпосылки последующего образования на их месте складчатых поясов, возникающих при усилении спрединговой активности океанов с соответствующим превращением пассивных континентальных окраин в активные.

Формирование складчатых поясов представляется следующим образом. Океаническая кора образует с частью подстилающей ее мантии литосферные плиты мощностью около 50 км. С возрастанием спрединговой активности океанов усиливается горизонтальное раздвижение литосферных плит в стороны от главных рифтогенных структур океанов – срединно-океанических хребтов. Литосферные плиты при этом интенсивно воздействуют на вулканогенно-осадочные толщи, накапливающиеся по периферии океанов (рис. 28), оказывая боковое давление и превращая их в новообразованные складчатые по-



**Рис. 28.** Геолого-геофизический разрез западной окраины Атлантического океана (шт. Нью-Джерси) (Джедс, Уоткинс, 1970; Дрейк, 1970).

Цифры в кружках: 1-4 - структурные зоны (1 - континент, 2 - шельф, 3 - континентальный склон, 4 - континентальное подножие); 5-14 - типы пород с различной скоростью прохождения сейсмических волн (в км/с): 5 - складчатая континентальная кора домезозойского возраста (5,4-6,0), 6 - океаническая базальтовая кора (7,0-7,3), 7 - ультраосновная мантия (8,0), 8 - океанические рыхлые отложения (1,6-1,9), 9 - шельфовые рыхлые отложения (1,6-1,7), 10 - осадочные породы континентального подножия (2,2-2,7), 11 - карбонатно-терригенные породы шельфа (2,0-4,3), 12 - карбонатно-терригенные породы континентального склона (4,1-4,5), 13,14 - гипербазитовые формации (офиолиты): 13 - с преобладанием осадочного материала (5,0-5,5), 14 - вулканогенные (6,3).

яса, что является главным механизмом разрастания континентальных массивов и сокращения на Земле площади первичного океана.

Складчатость вулканогенно-осадочных отложений как в архейскую, так и в последующие эпохи

возникла под боковым давлением литосферных океанических плит (Маракушев, 1988). В архейскую эпоху складчатость была большей частью купольной, приобретая затем линейный (поясовый) характер. В результате древнейшие ядра континентов облекались все более молодыми складчатыми формациями, которые развивались нередко дискордантно, так как каждая новая геосинклинальная система закладывалась по собственному структурному плану с замещением (“океанизацией”) ранее образованных складчатых поясов.

Новообразованные складчатые пояса испытывали орогенное воздымание с развитием гранитного магматизма в глубинных зонах, эксплозивного андезитового вулканизма и сейсмической активности, свойственных активным континентальным обрамлениям океанов. Формирование континентов сопровождалось радикальным преобразованием мантии, уплотняющейся на глубинах 400-650 км (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Кропоткин, Ефремов, Макеев, 1987; Jordan, 1979). В целом континентальные сегменты Земли являются жесткими стабильными структурами с доминирующим состоянием сжатия. Ступени разрастания за счет океанических впадин фиксируются глубоководными желобами, представляющими собой выход на океаническое дно плоскостей раздела континентальной коры и океанических литосферных плит на каждом данном этапе формирования складчатых поясов, как было выявлено при развитии Алеутской геосинклинальной системы (рис. 29). Поверхности раздела падают под конти-

ненты и контролируют размещение очагов землетрясений и магматических очагов, питающих вулканы. Такое строение характерно для активных континентальных окраин, на которых продолжается орогенное развитие складчатых поясов, обусловленное высокой спрединговой активностью океанов. Однако активность ядра непостоянна и варьирует во времени, в связи с чем в развитии каждого океана различаются стадии его высокой спрединговой активности, чередующиеся с периодами пассивного состояния.

С понижением спрединговой активности океанов их континентальные окраины приходят в пассивное состояние, в развитии океанической коры усиливаются процессы магматического замещения, распространяющиеся затем на континентальные обрамления, в которых формируется вторичная океаническая кора и развиваются трапповые формации на платформах – характерные образования, сопровождающие заложение каждой новой геосинклинальной системы.

По геологическому положению это образования “тыла геосинклиналей, широко распространенные и лучше сохранившиеся на платформах” (Макаренко, 1995, с. 61). Благодаря хорошей сохранности трапповые формации играют роль реперов, фиксирующих импульсы распространения океанизации континентальных массивов и образования вторичных океанов, свойственных геосинклинальным периодам развития земной коры. В мезозое и кайнозое трапповые формации распространялись на рубежах неогена и палеогена (P/N), палеогена и мела (K/P),

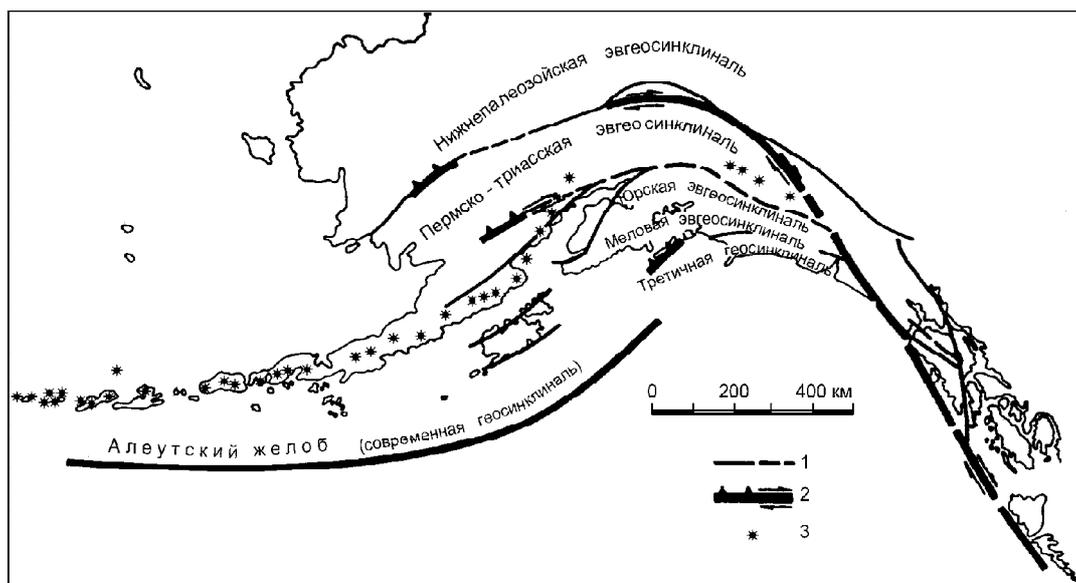


Рис. 29. Схема развития Алеутской геосинклинальной системы (Stoneley, 1971).

1 - разломы; 2 - современные и реликтовые границы раздела континентальной и океанической типов кор (фокальные поверхности очагов землетрясений), совпадающие на выходе с глубоководными желобами; 3 - андезитовые вулканы.

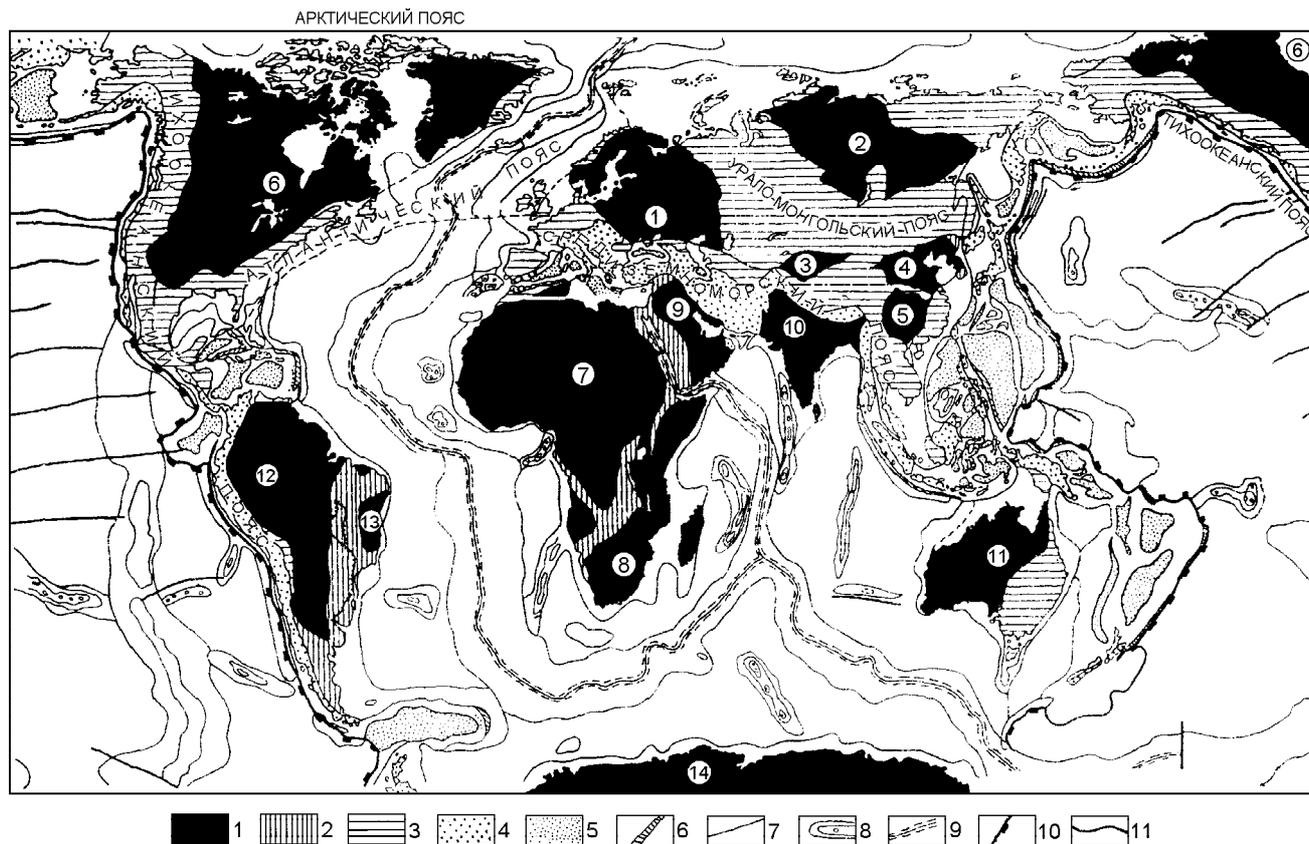
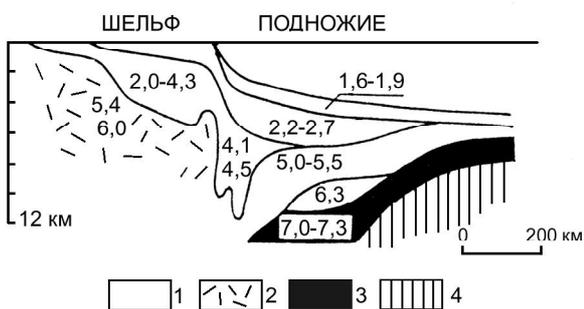


Рис. 30. Главнейшие структурные элементы материков (по М.В.Муратову и Л.И. Шаболину, 1999).

1 - древние платформы (1 - Восточно-Европейская, 2 - Сибирская, 3 - Таримская, 4 - Северо-Китайская, 5 - Южно-Китайская, 6 - Северо-Американская, 7 - Северо-Африканская, 8 - Южно-Африканская, 9 - Аравийская, 10 - Индостанская, 11 - Австралийская, 12 - Южно-Американская, 13 - Бразильская, 14 - Антарктическая); 2-4 - геосинклинальные складчатые пояса: 2 - позднепротерозойские складчатые области Малых поясов, подвергшиеся складчатости и гранитизации в эпоху дальсандской, гренвилльской (1200-900 млн лет) и байкальской, катангской, бразильской, кадомской, виндийской (700-500 млн лет) эпох; 3 - площади Больших складчатых поясов, превратившиеся в молодые платформы (эпибайкальские, эпигерцинские, эпимезозойские); 4 - части Больших геосинклинальных складчатых поясов, сохранившие подвижность и являющиеся кайнозойскими и современными геосинклинальными областями; 5 - котловины внутриматериковых и окраинных морей в пределах геосинклинальных областей; 6 - глубоководные желоба; 7-9 - элементы структуры океанского дна: 7 - границы глубоких частей дна океанов, 8 - океанские валы, 9 - срединно-океанические хребты; 10 - границы впадины Тихого океана (андезитовая "линия"); 11 - главнейшие разломы.

мела и юры (J/K), юры и триаса (T/J), триаса и перми (P/T), фиксируя гипербазификацию и базификацию континентальной коры с превращением ее в кору океаническую в периоды, предшествующие диастрофизму и образованию новых складчатых поясов. Все это отражает сложные взаимоотношения континентальных и океанических структур коры. В работе (Маракушев, 1996) было обосновано представление о первичном Мировом океане со стабильной океанической, постоянно обновляющейся корой, и вторичных океанах, родственных окраинным морям, океаническая кора которых замещала континентальную складчатую кору и содержит ее останцы. Эволюция земной коры в общем направлена в сторону последовательного сокращения площади Мирового океана в результате импульсного образования складчатых

поясов, разрастающихся со времени 3.8 млрд лет континентальных массивов (рис. 30). Однако все рубежи геологических веков характеризовались экстенсивной гипербазификацией и базификацией складчатой сиалической континентальной коры с образованием вторичных океанов, окраинных морей и траптовых формаций на континентах. Все эти процессы "океанизации" континентальной коры сопрягались с заложением эвгеосинклиналей и непосредственно предшествовали воцарению миогеосинклинального режима, свойственного пассивным континентальным окраинам. По периферии центральной части Атлантического океана геосинклинальный режим прослеживается с триасово-юрского рубежа (T/J), которому было свойственно широкомасштабное замещение континентальной коры океанической и



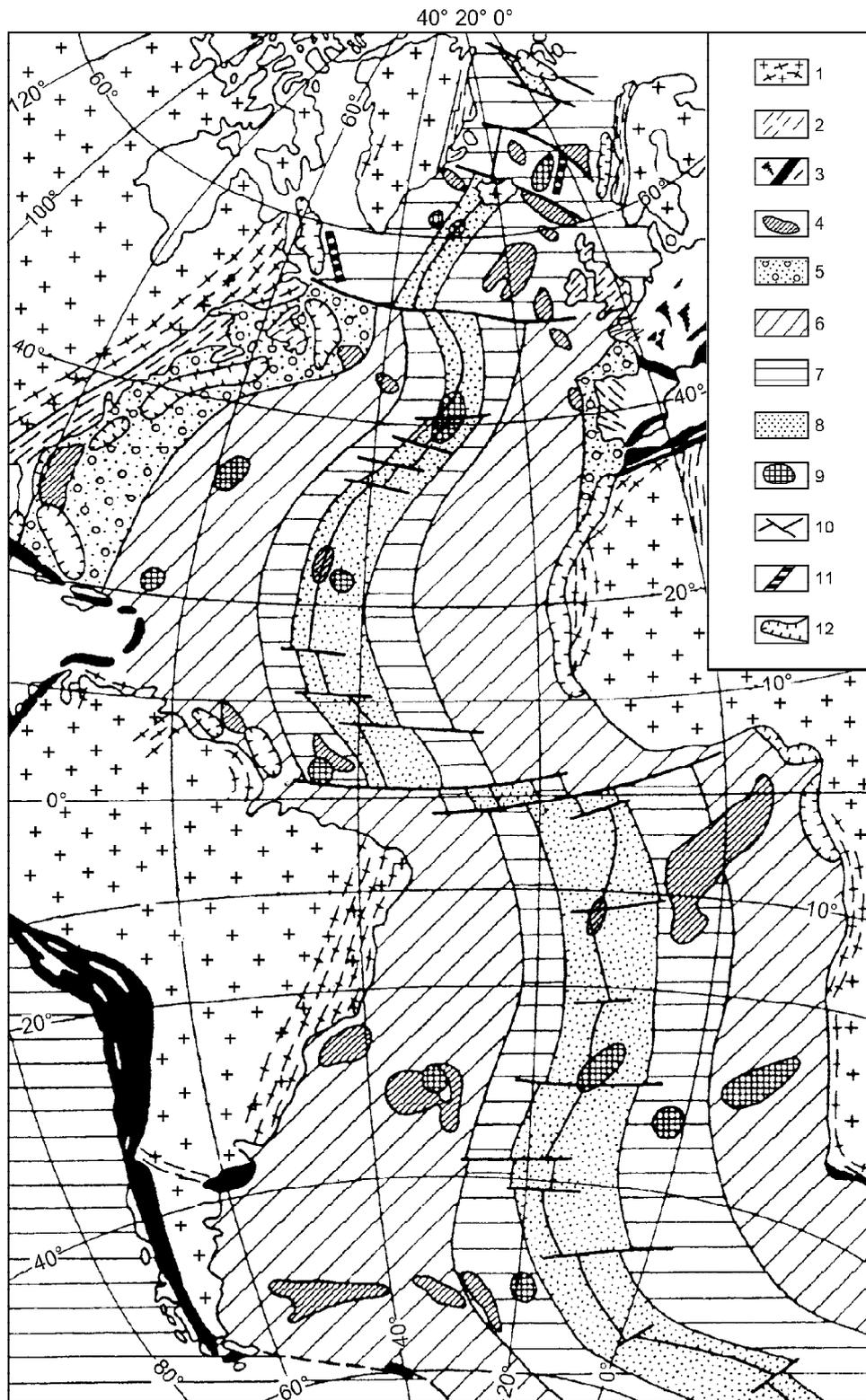
**Рис. 31.** Распределение мощностей (в км) осадков мезозоя и кайнозоя на Атлантической подводной окраине Северо-Американского материка (по Дж.Ф.Дьюи и Дж.М.Берду, 1972).

1 - осадки (на профиле); 2 - гранитный слой континентальной коры; 3 - океаническая кора; 4 - мантия. Цифры на профиле отвечают скоростям продольных сейсмических волн (в м/с).

развитие офиолитовой формации с последующим установлением устойчивого накопления карбонатно-терригенных отложений (рис. 31), продолжающегося и в настоящее время. Для южной и северной частей Атлантического океана переломными рубежами были границы юры и мела (J/K) и мела и палеогена (K/P) соответственно. Разновозрастные структуры Атлантики позволяют рассматривать ее как совокупность трех океанов, разделяющихся, согласно Ю.М.Пушаровскому (1995), демаркационными разломными зонами Романш и Чарли Гиббс. Характерно, что во всех трех структурных зонах широко распространена вторичная океаническая кора, образовавшаяся в результате гипербазитового и базитового магматического замещения складчатой сиалической коры палеозойского и докембрийского возраста. Об этом можно судить по обилию останцов этой коры, распространенной не только по периферии, но и в центральной части Атлантического океана, в том числе и в пределах его срединного хребта (рис. 32).

По данным (Трухалев и др., 2000) блоки древних докембрийских (преобладающих) и фанерозойских образований выявлены и в пределах Срединно-Атлантического хребта (САХ) на значительных его отрезках: 23-26° с.ш. и 14-15° ю.ш. Наиболее точные датировки получены по цирконам из троктолитов в скважинах 922А и 923А Pb-Pb-изохронным и U-Pb-методами: 1623-1722 млн лет и 301-330 млн лет. Возраст гранито-гнейса из района 26° с.ш. составляет 1653-1687 млн лет, а возраст его протолита - 2.6 млрд лет (U-Pb и Sm-Nd методы). Докембрийские цифры возраста получены также по породам, драгированным в районе 11-14° ю.ш. - 2.5-2.6 млрд лет и 1.8-1.9 млрд лет (Pb-Pb определения по цирконам). Докембрийские породы подверглись неоднократным наложенным метаморфическим преобразованиям в интервалах возрастов 490-650, 260-330, 150-170 и 110-125 млн лет. Все эти находки свидетельствуют об образовании Атлантического океана в значительной мере путем замещения древнего складчатого поднятия, интродуцированного базитами и гипербазитами. Аналогичные представления высказывались многими авторами (Пейве, 1975; Долгинов, 1979; Беляцкий и др., 1997).

Огромные реликтовые блоки складчатой континентальной коры выявляются в океаническом ложе на самом юге Атлантики в районе Фолклендских островов и на южных окраинах океанов Индийского (о.Кергелен) и Тихого (о.Чатам). Все они создают аномальное строение океанической коры, нормальная мощность которой, равная 8-10 км, возрастает в их пределах до 20-30 км. Они относятся к реликтовым структурам, унаследованным вторичными океанами от замещенной ими океанической коры. Однако утолщения океанической коры могут



**Рис. 32.** Схема геологического строения ложа Атлантического океана и его континентального складчатого обрамления. Составлена с использованием данных (Макаренко, 1993, 1995; Пушаровский, 1994).

1-4 - складчатая континентальная кора: 1 - докембрийская с направлениями простираия складчатых структур, 2 - палеозойская, 3 - мезозойская, 4 - реликтовые фрагменты континентальной коры в океаническом ложе (реликты островных дуг); 5-8 - толеитовые базальты и долериты океанического ложа: 5 - юрские, 6 - меловые, 7 - палеогеновые, 8 - неогеновые; 9 - щелочные базальты тех же возрастов; 10 - срединно-океаническая спрединговая структура и трансформные разломы; 11 - отмершие спрединговые структуры; 12 - геосинклинальные котловины.

быть и новообразованными, генетически обусловленными наложенным на океанические плиты вулканизмом, развитие щелочного уклона которого неизменно сопровождается утолщением коры и воздыманием ее поверхности с образованием подводных хребтов, островных архипелагов и куполовидных поднятий, например в структурах Гавайского и Императорского хребтов. В структурном районировании океанического ложа и те, и другие, по существу противоположные, образования объединяются общим термином “асейсмичные плато” (поднятия с утолщенной корой), сводка которых приводится на рис. 33. Он охватывает эти поднятия далеко не полно, но вполне отражает сложность строения ложа Мирового океана, маломощная кора которого (8-10 км) на огромных пространствах осложняется поднятиями с аномально утолщенной корой. Обзор этих поднятий с приведением данных по мощности в них коры приводится в работах В.В.Ревердатто и В.В.Хлестова. В Арктическом (Северном Ледовитом) океане мощности 15-30 км установлены на Чукотском поднятии и в подводных хребтах Менделеева и Ломоносова. В Атлантическом океане к фрагментам континентальной коры с мощностью около 40 км относятся Исландия, значительные мощности коры свойственны поднятиям Рокколл, Бермудской зоны,

Азорского плато, зоны о-вов Зеленого Мыса, Антильской, Рио-Гранде, Мальвинской и Китового хребта. В Индийском океане повышенные мощности земной коры (до 20-30 км) отмечаются к северо-востоку от Мадагаскара, вблизи южной окраины Африки, в Маскаренском хребте (Сейшельские острова), в южной части Западно-Австралийской котловины и в районе острова Кергелен. В Тихом океане нормальная океаническая кора распространена только в восточном секторе, в котором располагается Восточно-Тихоокеанский хребет, тогда как весь его обширный Западно-Тихоокеанский регион характеризуется корой, мощность которой больше 11 км. В нем выделяется множество поднятий с аномально утолщенной (15-25 км) корой (поднятия Шатского, Хесса, Магеллана, Манихики, Онтонг-Джава и др.). Аналогичны поднятия вдоль Американского побережья Тихого океана: Чилийское, Наска и др. К востоку от Австралии простираются Фиджийское и Новозеландское плато, которые в той или иной мере могут охватываться океанизацией и представлять особый тип фрагментов континентальной коры в океанах – платобазальтовые покровы, погребенные в океанические пучины. К таким относятся базальтовые лавы плато Рокколл (Rockall) на севере Атлантики, Кергелен на юге Индийского океана, Карибское плато.

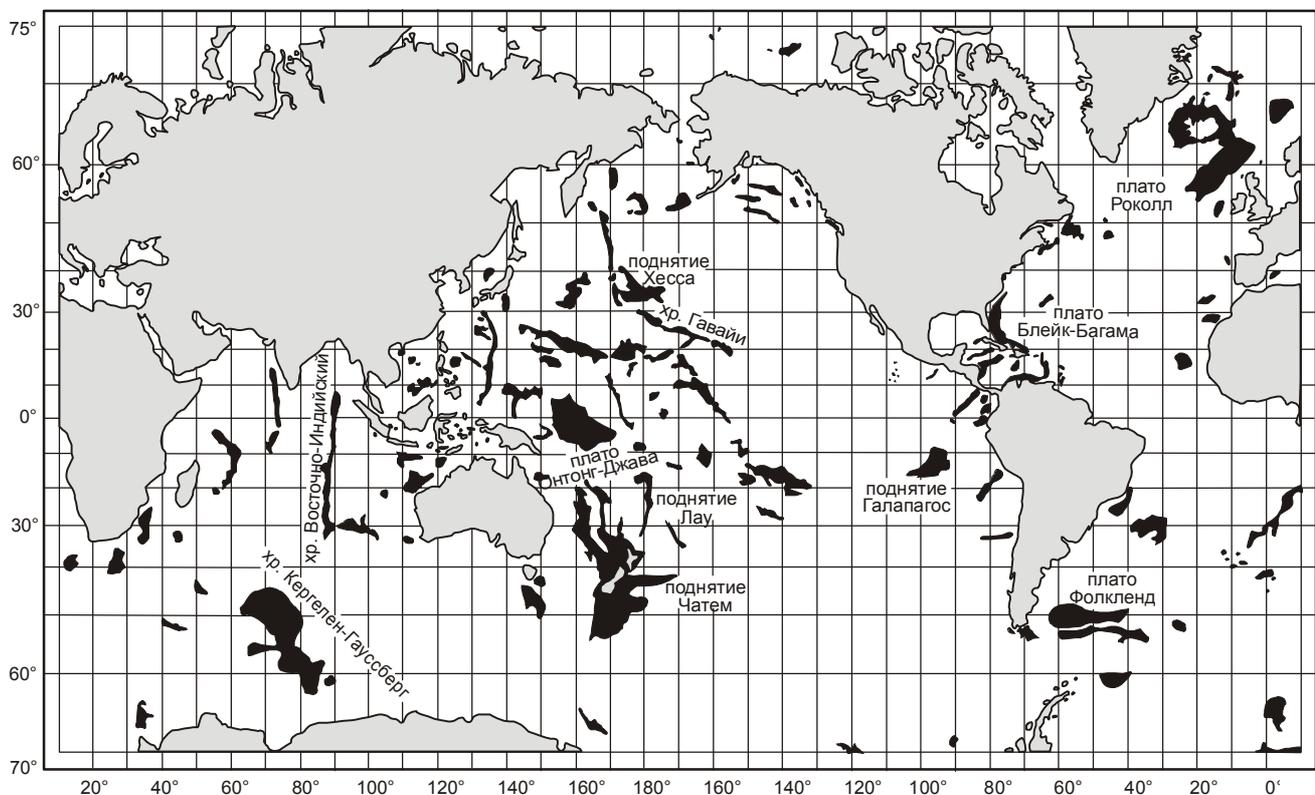
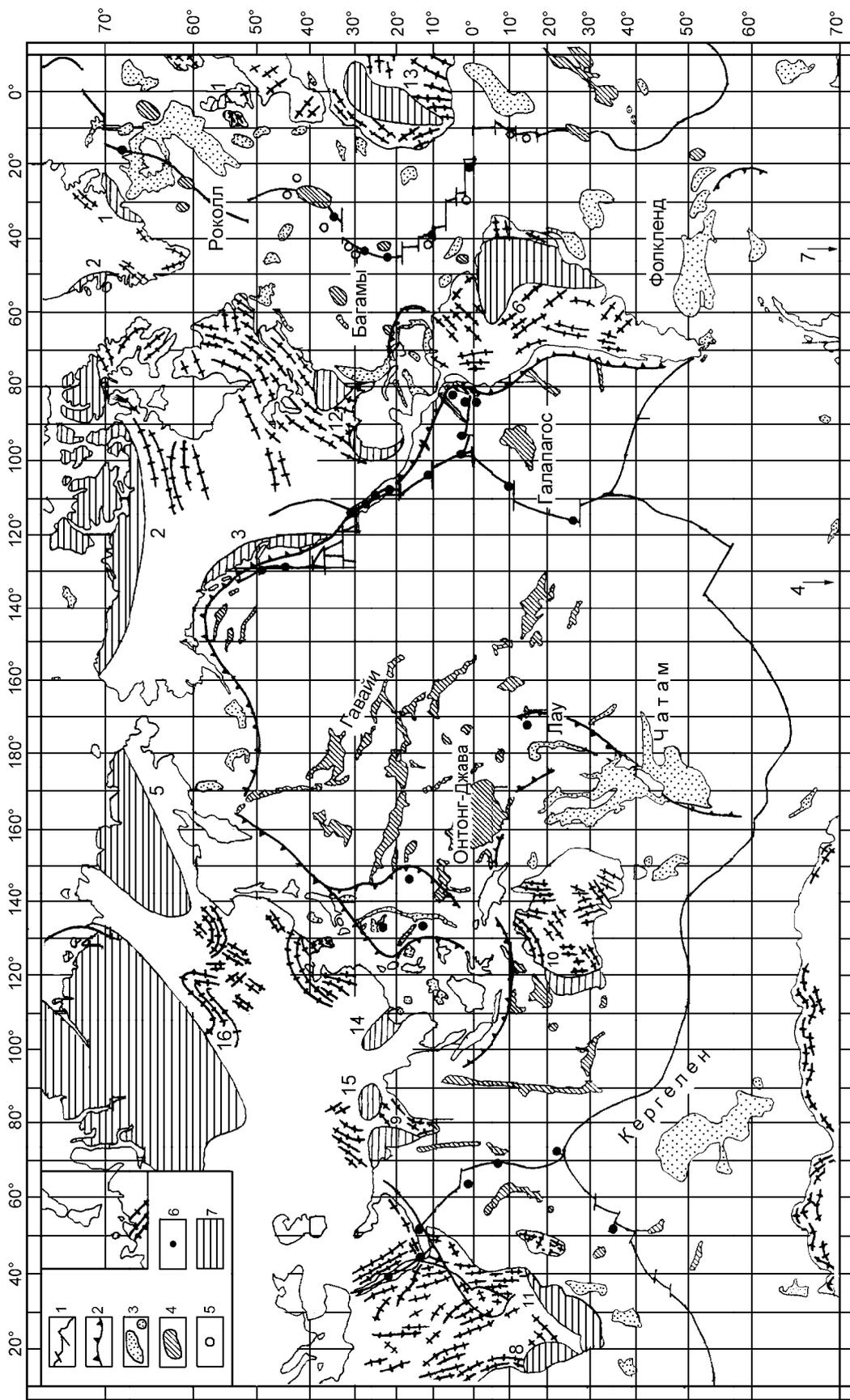


Рис. 33. Распространение асейсмичных плато (черное) в океанах (Storetvedt, 1997).

Платобазальты, как определенный тип базальтов, отличающийся от базальтов срединно-океанических хребтов, характеризуется повышенной железистостью, наличием вкрапленников плагиоклаза, авгита, пижонита и оливина, пористой текстурой, свидетельствующей о трещинных излияниях на земную поверхность или в мелководье, и обогащенностью K, Rb, Ba, Sr, Cs, U, Th. Наличие их в океанах в сочетании с реликтами континентальной коры является прямым свидетельством распространения океанизации на континентальные трапповые формации. Однако базальты, сходные петрографически с платобазальтами, могут возникать и в развитии океанического магматизма в режиме воздымающихся подводных хребтов и островных архипелагов. Поэтому только петрографической диагностики “океанических платобазальтов” недостаточно для таких категорических утверждений как “все платобазальты, известные в океане, были сформированы на суше или на мелководье и испытали интенсивное погружение до 3-4 км” (Фролова, Бурикова, 2000, с. 220). Соответственно нельзя согласиться с распространением цитируемыми авторами представлений о первично континентальном происхождении таких океанических поднятий, в которых реликты континентальной коры надежно не установлены: “поднятия Атульяс, Шатского, Онтонг-Джава, хребты Маскаренский, Наска, 90° и др.” (Фролова, Бурикова, 2000, с. 219). Базальтовые покровы этих поднятий вполне могут представлять океанический магматизм, наложенный на плиты, сформировавшиеся в предшествующие (спрединговые) стадии формирования океанического ложа. В пользу этого заключения может использоваться и отчетливо устанавливаемый в них щелочной уклон магматизма, неизменно сопровождающий формирование асейсмичных вулканических поднятий в океанах. На схеме (рис. 34) предлагается вариант разделения асейсмичных поднятий ложа Мирового океана на реликтовые (апоконтинентальные) и новообразованные. Реликтовые поднятия обусловлены наличием в коре вторичных океанов фрагментов континентальной коры, в том числе и перекрытых платобазальтами. В противоположность им новообразованные поднятия связаны своим происхождением с вулканической активизацией океанических литосферных плит, которая начинается образованием в них рифтогенных прогибов с трещинными излияниями толеитовых базальтов, которые затем подвергаются инверсии и воздыманию, сопровождающим развитие щелочного уклона в магматизме. Эти циклы могут повторяться и приводить к возникновению обширных поднятий океанического ложа, характеризующихся утолщенной корой. На схеме видно, что реликтовых фрагментов континентальной коры в океанах значительно больше, чем новообра-

зованных поднятий, которые ограничены большей частью только Тихим океаном. Объясняется это тем, что Тихий океан длительно сохранял активное состояние в продолжение мезозоя и палеогена, формируя свое складчатое обрамление. Только в неогене в совмещении с продолжением орогенного развития началось разрушение его складчатого обрамления, причем весьма ограниченно, с образованием окраинных морей в северной и западной окраинах. В отличие от Тихого океана активное развитие всех других океанов (Атлантического, Индийского и Антарктического) большей частью завершилось в палеозое, давая начало экстенсивной океанизации континентальной коры в ходе формирования их пассивных континентальных окраин. На схеме наглядно выражено характерное для этих окраин срезание океаническими границами складчатых структур континентов, продолжение которых часто прослеживается в реликтовых останках континентальной коры во вторичных океанах. В отличие от них на активных континентальных окраинах прослеживается большей частью согласное залегание складчатых структур континентов с границами океанов, их краевыми валами и глубоководными желобами, что отражает отсутствие океанизации континентальной коры на этих границах.

Как отмечалось, эволюция земной коры началась около 3.8 млрд лет тому назад с формирования в Мировом океане первичных складчатых ядер континентов, которые затем импульсивно разрастались с образованием все более молодых складчатых поясов. Складчатые пояса закладывались большей частью дискордантно по отношению к ранее образованным структурам, что отражает экстенсивное разрушение ранее образованной континентальной коры и замещение ее корой вторичных океанов и трапповыми формациями, фиксирующими дискордантное заложение каждой новой эвгеосинклинали на пассивных континентальных окраинах. Последующее длительное миогеосинклинальное развитие континентальных окраин сопрягалось со слабой спрединговой активностью океанов. Спрединговое расширение океанического ложа в геосинклинальные периоды компенсировалось углублением геосинклинальных трогов, компенсируемых отложением карбонатно-терригенных осадков, сносимых с континентов. Ситуация резко изменялась с переходом к импульсам диастрофизма, усиления спрединговой активности океанов и стремительным движением океанических плит, сминающих в складки осадки, накопившиеся в геосинклинальных котловинах на пассивных континентальных окраинах. В результате подобного рода циклов с глубокого докембрия в земной коре периодически формировались складчатые пояса, с образованием которых пассивные континентальные окраины превращались в орогенные, эндогенно активные



**Рис. 34.** Схема размещения асейсмичных поднятий в Мировом океане и трапповых формаций на континентах, составлена с использованием монографии (Stoerwede, 1997, Макаренко, 1993).

1 - срединно-океанические хребты (современная рифтовая система океанов); 2 - глубоководные желоба, отделяющие орогенные структуры континентов от океанической коры; 3 и 4 - асейсмичные поднятия в океанах: реликтовые континентальные блоки (3) и воздымания неясного генезиса - объекты настоящего исследования (4); 5 и 6 - сульфидные рудопроявления с повышенным содержанием никеля (5) и нормальные колчеданные цинково-медные (6); 7 - трапповые формации на континентах, перечисленные в последовательности повышения геологического возраста (цифры на чертеже): 1 - Брито-Арктическая (Великобритания, Гренландия, Шпицберген), 2 - Канадская, 3 - Колумбийская, 4 - Западной Антарктиды, 5 - Верхоянья, 6 - Паранская, 7 - Восточной Антарктиды, 8 - Каоко, 9 - Западно-Индостанская, 10 - Австралийская, 11 - Карру, 12 - Аппалачей и Мексиканского залива, 13 - Таудени, 14 - Китайская, 15 - Северо-Индостанская, 16 - Сибирская. На континентах показаны главные направления складчатых структур по Е.А.Долгинову и В.Е.Хайну.

с высокой сейсмичностью и эксплозивным андезитовым вулканизмом. Восточная, северная и западная окраины Тихого океана еще сохранили активное состояние, тогда как на его южной окраине и на окраинах всех других континентов воцарился пассивный миогеосинклинальный режим накопления карбонатно-терригенных отложений. Процесс охватил и активные окраины Тихого океана (северную и западную). В тылу их орогенных поясов (на континентальном обрамлении) развивались окраинные моря (Берингово, Охотское, Японское, Филиппинское, Коралловое и др.), в результате чего активные вулканические пояса оказались на островных дугах, характеризующихся сокращенной мощностью коры. В окраинных морях представлены все стадии замещения континентальной коры вторичной океанической.

Структуры окраинных морей, где наиболее наглядно выражены процессы ее формирования, развились на основе рифтогенных расколов континентальной коры в тылу (на континентальной стороне) поясов орогенного воздымания, сопровождаемого эксплозивным андезитовым вулканизмом. При образовании окраинных морей реликты складчатых поясов образуют островные дуги, вулканы которых сопрягаются с поясами очагов землетрясений умеренной глубины.

Расколы имеют рифтовую природу и трансформируются в своем развитии в спрединговые зоны конвективной природы, по которым происходит раздвижение и замещение складчатой коры мантийными расплавами, что сопровождается уменьшением ее мощности (воздыманием мантии). Этот процесс сходен с образованием лунных и марсианских морей, сопровождаясь образованием вулканических депрессий, но осуществляется не в первично коровом субстрате, а в складчатой коре континентов.

Спрединговые зоны окраинных морей, как и в структурах обновления океанической коры, имеют

комплексную природу. Их спрединговый характер проявляется отодвиганием от континентов островных дуг, которые приобретают вследствие этого свойственный им изгиб в сторону океанов. Горизонтальное смещение доказывается методом интерферометрии, определяющей движение островных дуг в сторону океанов с небольшой скоростью порядка 2 см/год (Картер, Робертсон, 1987). Однако ведущим процессом образования окраинных морей неизменно является "океанизация" складчатой континентальной коры путем магматического замещения при внедрении в нее основных и ультраосновных расплавов.

На этой основе рядом исследователей развивается концепция мантийного диапира, внедряющегося в земную кору, и подчеркивается антидромным характером связанного с ним магматизма (Перчук, 1987; Фролова, Перчук, Бурикова, 1989), начинающегося с излияния кислых лав, что отличает его от магматизма, с которым связано обновление океанической коры в срединных океанических хребтах. Однако тот и другой типы магматизма сходны как в своем апогее (максимуме прогибания морского дна) при внедрении гипербазитов и образовании офиолитовой формации, так и в завершении, сопровождаемом щелочным уклоном магматизма.

Офиолитовая формация срединных хребтов в океанах остается эмбриональной, не имеющей продолжения в развитии эвгеосинклинального процесса, так как эти структуры удалены от континентальных областей сноса терригенного материала. В отличие от них офиолитовые формации окраинных морей дают начало накоплению геосинклинальных толщ, свойственных пассивным континентальным окраинам. Вулканизм окраинных морей, обладающий чертами сходства с трапповыми формациями и корой вторичных океанов, принципиально отличен как от андезитового вулканизма орогенных поясов, так и от магматизма океанического ложа.

## ГЛАВА III

## СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ТИХОГО ОКЕАНА И ВУЛКАНИЗМ ОРОГЕННЫХ ПОДНЯТИЙ И ВПАДИН ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

На рис. 35 показаны основные черты строения Тихого океана и его складчатого обрамления. В пределах океанического ложа отражен возраст базальтов литосферных плит (без осложнений их наложенными вулканическими структурами). Это базальтовое ложе образует как бы фон разнообразного океанического вулканизма, рассматриваемого в дальнейшем. Показаны также полосовые магнитные аномалии, которые несмотря на фрагментарность отражают срединный характер развития тихоокеанской структуры. Они в общем согласны с простираниями складчатых структур, обрамляющих океаническое ложе. Это отражает вовлеченность литосферных океанических плит в образование складчатых поясов, периодически формировавшихся под их боковым давлением на континентальных окраинах.

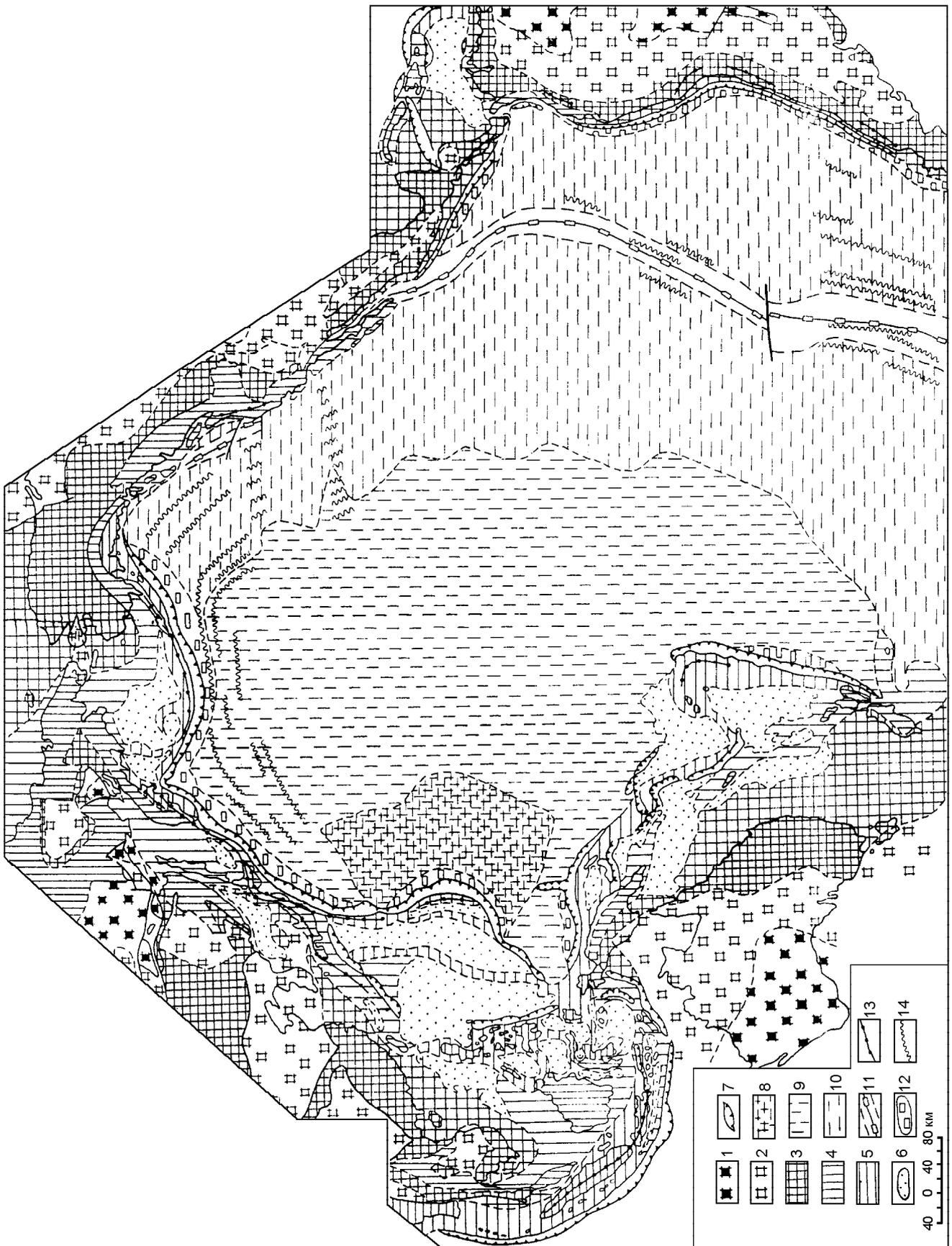
В геологической истории Земли, начало которой датируется возрастом 3.8 млрд лет, континентальные окраины периодически становились областями накопления мощных геосинклинальных отложений и обычно разделялись на две зоны – внутреннюю (периконтинентальную) и внешнюю (периокеаническую). Во внутренней зоне преобладало накопление карбонатно-терригенных отложений, а во внешней (эвгеосинклинальной) зоне на ранних этапах ее развития доминировали вулканогенные глубоководные отложения с кремнисто-глинистым и граувакковым материалом. Характерно различие этих двух зон также по составу глинистых отложений, которые во внутренних зонах отличаются от отложений внешних зон более высоким калий-натриевым отношением. Вулканогенные отложения эвгеосинклинальных зон инъецировались базитами и гипербазитами, образующими большей частью согласные залежи. Гипербазиты, входящие в их состав, разделяются на плагиоклазовые, хромшпинелевые и пироповые, в зависимости от глубинности питающих их мантийных магматических очагов. С этими очагами связаны и потоки трансмагматических флюидов, поднимающихся вдоль глубинных разломов и

вызывающих ранний метаморфизм эвгеосинклинальных комплексов: серпентинизацию гипербазитов, зеленокаменный (хлоритовый) и глаукофановый метаморфизм.

Складчатость геосинклинальных отложений возникает под боковым давлением литосферных океанических плит. Поэтому ее развитие начинается с периокеанических эвгеосинклинальных зон, распространяясь затем на карбонатно-терригенные зоны, находящиеся ближе к континентам. В этой же последовательности осуществляется и дальнейший переход к орогенному этапу эволюции складчатых поясов. В отличие от ранних этапов горизонтальных дислокаций, орогенезу свойственны вертикальные восходящие движения. Вулканизм приобретает андезитовый характер, а в глубинных зонах развивается гранитный плутонизм, сопровождаемый широкими метаморфическими преобразованиями пород. Все эти свойственные орогенезу процессы получают развитие во внутренней (периконтинентальной) складчатой зоне, а во внешней эвгеосинклинальной зоне сохраняется режим ранней стадии и прослеживается только ограниченное по масштабу, но относительно раннее по времени развития наложение гранитного магматизма. Правда при экстенсивном развитии гранитизации различие внешней и внутренней зон может существенно затушевываться. В общем же случае оно сохраняется и прослеживается на различных уровнях эрозионного среза складчатых поясов. В наибольшем выражении это различие прослеживается в Тихоокеанском подвижном поясе. В слабо эродированных структурах этого пояса внутренние собственно орогенные зоны представлены молодыми субвулканическими гранитами и современным андезитовым вулканизмом. Они четко отделяются от внешних эвгеосинклинальных зон, как например, в Алеутской островной дуге. Внешняя сланцево-граувакковая сложнодислоцированная офиолитовая зона в этой структуре содержит интрузивы перидотитов (п-ов Кенай, о-ва Санак) и габбро. Интрузивы плагиогранитов палеогенового (эоцен-олигоценного) возраста описаны в ней на островах Кадьяк, Семиды, Шумагина и др. В отличие от них во внутренней зоне интрузивы представлены гранитами нормального ряда и более молодого неогенового (миоцен-плиоценного) возраста.

**Рис. 35.** Схема размещения разновозрастных геоструктурных зон Тихого океана и его складчатого обрамления (по М.А.Мишкину).

1-5 - складчатые комплексы: 1 - архейские, 2 - протерозойские, 3 - палеозойские, 4 - мезозойские, 5 - кайнозойские; 6 - геосинклинальные котловины с базальтовым основанием; 7 - глубоководные желоба; 8-11 - базальты океанического ложа: 8 - юрские, 9 - меловые, 10 - кайнозойские, 11 - срединно-океанические хребты (зоны плиоценного и современного подводного базальтового вулканизма); 12 - краевые валы; 13 - зоны современного наземного андезитового и андезибазальтового вулканизма; 14 - направления полосовых магнитных аномалий. Штриховка палеозойских и мезозойских складчатых поясов на континентах несколько сгущена относительно окружающих их морей.



та (мыс Хуглас, бухты Уайд-Бей, Куюнта, Бельковского и др.). Андезитовый вулканизм этой зоны отражает ее современную орогенную активность.

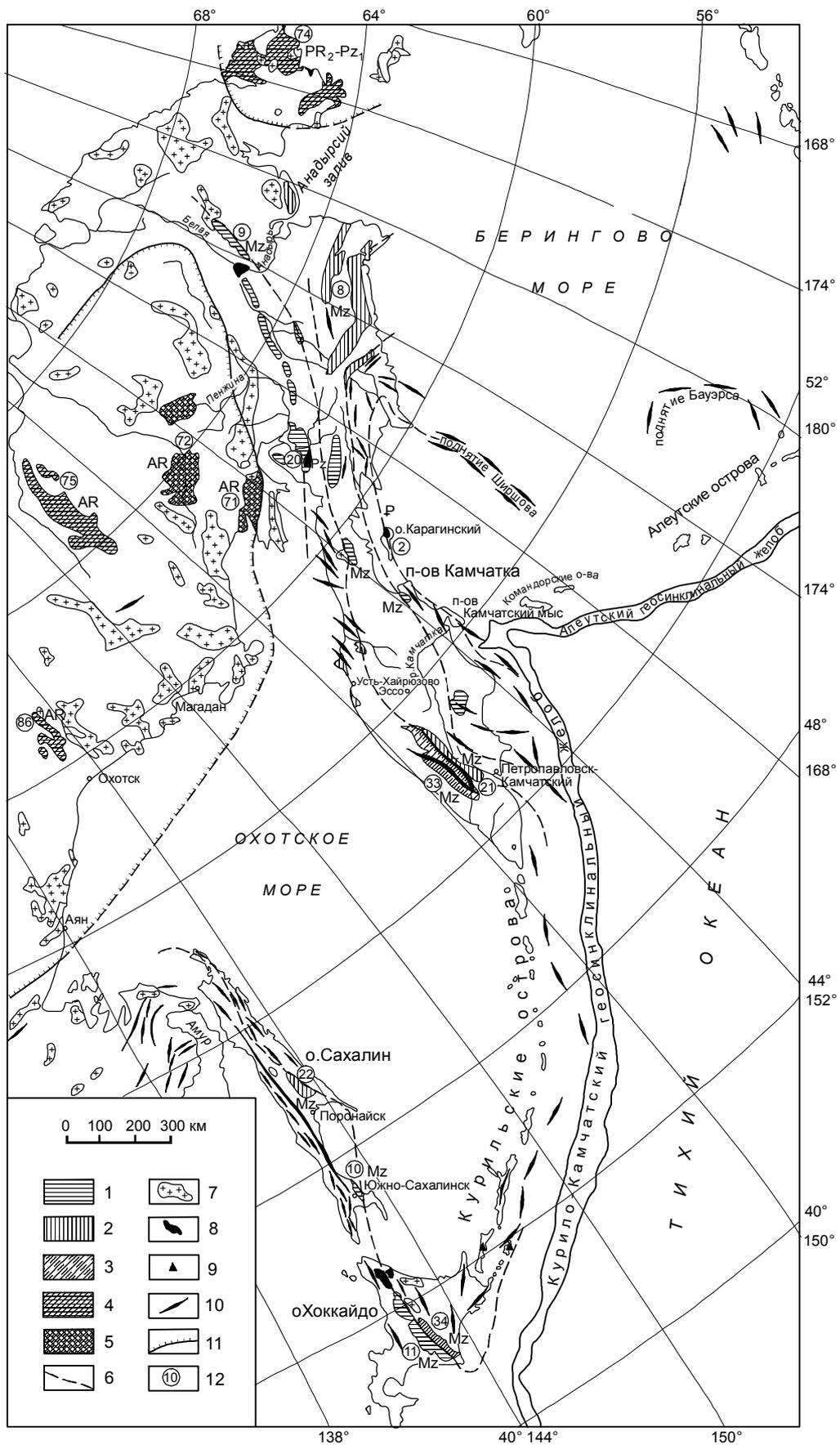
Рассмотренное строение Алеутской дуги типично для геологической позиции современного андезитового вулканизма Тихоокеанского пояса, структуры которого отделены от глубоководных желобов офиолитовыми формациями внешних зон. С увеличением глубины эрозионного среза в мезозойских, палеозойских и более древних складчатых поясах, обрамляющих Тихий океан, зоны андезитового вулканизма сменяются гранитными батолитами и затем гранито-гнейсовыми метаморфическими комплексами. Параллельно с этим во внешних зонах получают распространение метаморфические производные офиолитовых формаций - зеленые и голубые сланцы и плагиогнейсово-амфиболитовые комплексы. В совокупности внутренняя и внешняя зоны образуют так называемые парные метаморфические пояса (Miyashiro, 1973), представляющие характерную особенность геологического строения складчатого обрамления Тихого океана. Примером глубоко метаморфизованного офиолитового комплекса служит францисканская формация, представляющая внутреннюю зону парного пояса, отделенная разломом, падающим под континент, от внешней зоны, представленной огромным гранитным батолитом, прорывающим терригенные отложения. Терригенно-вулканогенные отложения францисканской формации инъецированы перидотитами, гранатовыми пироксенитами и эклогитами, которые совместно с ними сложно дислоцированы, метаморфизованы и отчасти замещены метаморфическими производными, среди которых характерными являются альмандиновые глаукофановые (голубые) сланцы. Глаукофан-сланцевый метаморфизм является типичным для офиолитовых формаций эклогит-перидотитового типа (Маракушев и др., 2000), развивавшимся в обрамлении Тихого океана в составе парных метаморфических поясов в широком возрастном диапазоне (рис. 36). Ими фиксируются этапы последовательного разрастания складчатого обрамления Тихого океана за счет его океанической впадины.

Высокой спрединговой активностью океанов создавались не только складчатость с образованием подвижных поясов по их периферии, но и их орогенное воздымание, завершающее фазы диастрофизма и сопровождаемое андезитовым вулканизмом и интрузивным гранитным магматизмом. Быстрое движение океанических литосферных плит в сторону континентов происходит в Тихом океане и в настоящее время, определяя орогенное развитие его континентальных окраин, сопровождаемое эксплозивным андезитовым вулканизмом и развитием гранитов в глубинных зонах.

В эволюции континентальных окраин формирование складчатых поясов и их орогенное воздымание приходят на смену рифтогенному режиму эвгеосинклиналей, сходному с океаническим по его возможности относительно легкой миграции водородных флюидов, восходящих из жидкого ядра Земли (Маракушев, 1999). Орогенный режим противоположен рифтогенному. Ему свойственна обстановка сжатия, возникающая на континентальных окраинах под давлением океанических литосферных плит. Эта обстановка затрудняет флюидную миграцию, способствует скоплению в глубинных зонах восстановленных флюидов, которые при метастабильной аккумуляции в них энергоемких соединений, мигрирующих из жидкого земного ядра, порождают взрывы огромной мощности, представляющие собой очаги землетрясений. К энергоемким веществам относятся соединения углерода, азота, характеризующиеся положительной энтальпией образования ( $\Delta H_{298}^0$ , кДж):  $\text{CH}_2$  (3765),  $\text{CH}$  (142),  $\text{CH}_3$  (32),  $\text{NO}$  (902),  $\text{CCl}$  (132),  $\text{CF}$  (74),  $\text{CN}$  (109),  $\text{CHN}$  (31) и др. (Карапетьянц, Карапетьянц, 1968). Реакции диспропорционирования компонентов с участием подобных соединений сопровождаются освобождением огромной энергии (в кДж):  $2\text{CH}_2 = \text{CH}_4 + \text{C}$ ,  $\Delta H_{298}^0 = -7605$ ;  $\text{CH}_2 + \text{N}_2 = \text{CH}_4$ ,  $\Delta H_{298}^0 = -3840$ . Взрывная природа землетрясений предполагалась многими авторами (Семененко, 1990; Шаров, 1992; Маракушев, Богатырев и др., 1993; Zubkov, Карпов, 1993). Взрывной характер восходящих флюидных струй может возникать вероят-

**Рис. 36.** Схема размещения метаморфических зон северо-западной части Тихого океана и его континентально-го обрамления..

1 - метаморфические зоны ранней (догранитной) стадии развития складчатых комплексов; 2 - метаморфические зоны ранней стадии развития складчатых комплексов с наложенным гранитоидным магматизмом и метаморфизмом; 3 - метаморфические зоны стадии становления гранитоидов; 4 - докембрийские метаморфические зоны калиевого ряда; 5 - докембрийские метаморфические зоны калий-натриевого ряда; 6 - предполагаемое продолжение метаморфических зон; 7 - гранитоиды; 8 - ультраосновные породы; 9 - места находок галек гнейсов в пределах Курильских островов; 10 - направление простираения основных структур; 11 - граница докембрийского континентального обрамления (пунктир - предполагаемое продолжение); 12 - номера метаморфических зон (соответствуют номерам зон на рис.11 (Маракушев и др., 1971): 2 - Карагинская, 8 - Хатырская, 9 - Пекульнейская, 10 - Сусунайская, 11 - Камуикотан, 20 - Пенжинская, 21 - Ганальская, 22 - Восточно-Сахалинская, 33 - Срединная, 34 - Хидака, 71 - Тайгоноская, 72 - Омолонская, 74 - Чукотская, 75 - Колымская, 86 - Охотская.



нее всего в динамике метастабильного накопления тяжелых углеводородов, устойчивых, по-видимому, только в условиях грандиозных температуры и давления, свойственных жидкому земному ядру.

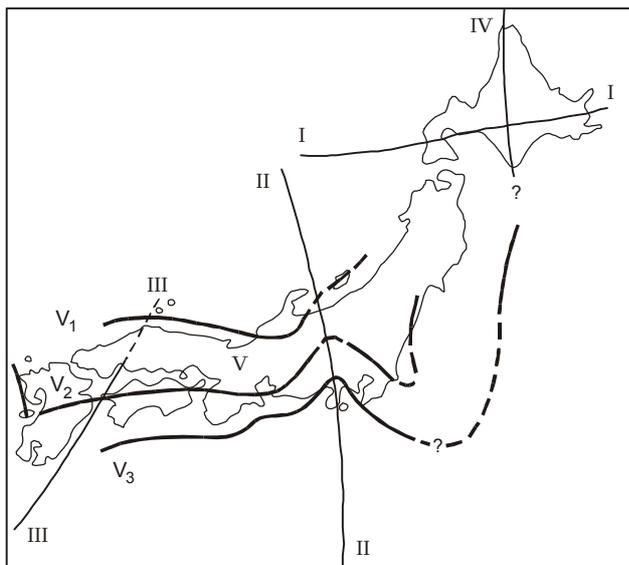
Согласно термодинамическим расчетам (Карпов и др., 1998, с. 754) “энергетическая емкость тяжелых углеводородов сопоставима с тринитратололом”. Их метастабильные скопления могут сопровождаться взрывами в изохорических условиях с “высвобождением энергии, равной  $10^{18}$ - $10^{22}$  эрг”. В восходящих из ядра водородных флюидных струях тяжелые углеводороды должны вытесняться метаном. Однако нельзя исключить метастабильную восходящую миграцию тяжелых углеводородов из земного ядра и даже метастабильное образование их во флюидах в результате эндотермических реакций, стимулированных снижением давления и селективной потерей флюидами водорода  $\text{CH}_4 \rightarrow \text{CH}_2 + \text{H}_2$ . Во всяком случае, мощная эксплозивность восходящих из ядра флюидных потоков кажется наиболее вероятной причиной глубинных землетрясений, очаги которых охватывают всю тектоносферу Земли, распространяясь до глубины 700 км. Самые глубинные землетрясения сопряжены с апогеем орогенного воздымания складчатых поясов, максимальным утолщением земной коры, которое в Центральных Андах достигает 70 км. В результате образуются так называемые корни гор, глубоко вдающиеся в ультраосновную плотную мантию. Это нарушало изостазию и было причиной вертикального (орогенного) воздымания складчатых поясов. Причиной утолщения коры помимо тектонического сжатия, сопровождавшего складчатость слоистых отложений, были экстенсивная гранитизация глубинных зон коры и дебазификация подстилающей ее мантии на большую глубину. Природа этих грандиозных преобразований земной коры и мантии раскрывается в сопряженности их с развитием очагов глубинных землетрясений, отражающих вовлеченность в эти процессы по существу всей тектоносферы Земли до глубины порядка 700 км. Гигантские флюидные скопления в тектоносфере, не имеющие выходов на поверхность, свойственных рифтогенной обстановке, в условиях орогенного сжатия попадали в режим последовательного возрастания флюидного давления. Флюидные компоненты этих глубинных очагов образовывали восходящие потоки (медленно фильтрующиеся колонны). Они просачивались через мантийный субстрат, используя для этого межзерновые пространства. Это создавало обстановку, благоприятную для селективной миграции из флюидных потоков водорода, как наиболее подвижного компонента. В результате во флюидах усиливалась роль углекислотных компонентов:  $\text{H}_2 + 3\text{CO} = 2\text{C} + \text{H}_2\text{CO}_3$ , что стимулировало эк-

стракцию из мантийного субстрата металлов, образующих стабильные углекислотные компоненты. Эта тенденция ярко выражена у урана, который легко образует углекислые  $[\text{UO}(\text{CO}_3)_3]^{2-}$  и углекислохлоридные  $[\text{UO}(\text{CO}_3)\text{Cl}_2]^{2-}$  комплексы, а также соединения их с калием  $\text{K}_2[\text{UO}(\text{CO}_3)_3]$ , хорошо растворимые в воде. Обогащение флюидов углекислотой и калием повышало их экстракционную способность в отношении кремния и алюминия, способствуя тем самым развитию широкомасштабного деплетирования перидотитовой континентальной мантии, ее дунитизации.

Уплотненный в результате этого грандиозного процесса мантийный субстрат, образующий дунитовые корни континентов, геофизически прослеживается до глубин 400-650 км (Gordan, 1979). Его отражением служит широкомасштабная гранитизация складчатых поясов на орогенной стадии их развития, определившая в конечном итоге двухслойное строение континентальной земной коры, а также грандиозное увеличение ее мощности с образованием “корней” гор, обусловленное дебазификацией подстилающей мантии. И тем не менее, они обладают примерно одинаковым тепловым потоком, близким к среднему для земной коры ( $1.44 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек). Это тепло, генерируемое главным образом ураном, торием и калием, теряется Землей путем теплопроводности совместно с радиогенными газами. Из этого следует важный вывод о том, что исходящие из ядра водородные флюидные потоки, под воздействием которых происходили разнообразные преобразования в мантии и земной коре на континентах и в океанах, в глобальном аспекте осуществляли только перенос урана, тория и калия из мантии в складчатую континентальную земную кору, в значительной части сложенную гранитным слоем с высокой концентрацией в нем радиоактивных элементов (мас. %):  $\text{K}=3.34$ ,  $\text{Th}=1.8 \cdot 10^{-3}$ ,  $\text{U}=3.5 \cdot 10^{-4}$ .

В нижнем слое континентальной коры и в тонкой океанической коре, которые представлены основными породами, радиоактивных элементов значительно меньше ( $\text{K}=0.83$ ,  $\text{Th}=3 \cdot 10^{-4}$ ,  $\text{U}=5 \cdot 10^{-5}$ ). Еще меньше их и в мантийных ультраосновных породах ( $\text{K}=3 \cdot 10^{-2}$ ,  $\text{Th}=5 \cdot 10^{-7}$ ,  $\text{U}=3 \cdot 10^{-7}$ ). Именно из ультраосновной мантии радиоактивные элементы привносились глубинными флюидами при формировании гранито-гнейсового слоя континентальной земной коры в складчатых поясах ее орогенного развития. Равенство континентального и океанического тепловых потоков является прямым свидетельством отсутствия привноса U, Th, K при концентрации радиоактивных элементов в региональных процессах гранитизации складчатой континентальной коры.

В центральных Андах вулканические проявления представлены полностью андезитами и земная



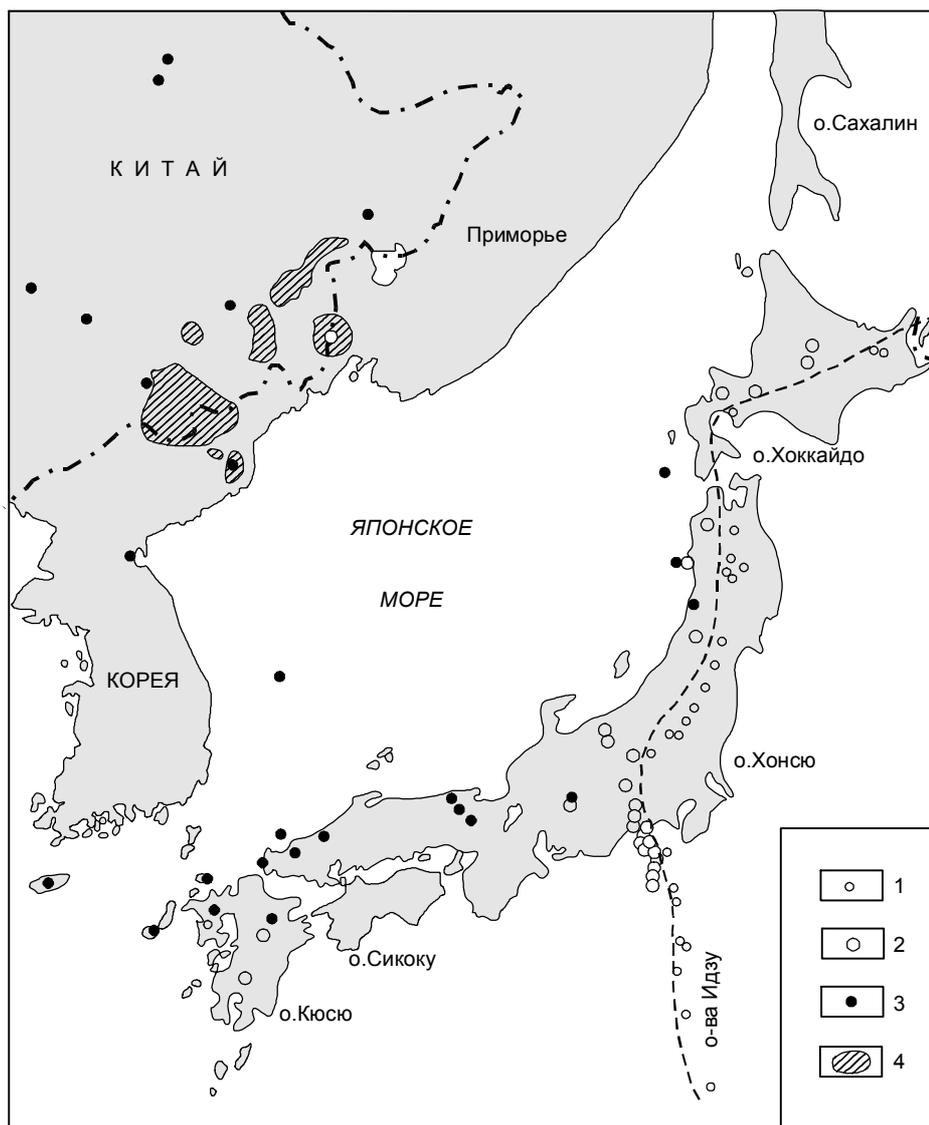
**Рис. 37.** Оси островных дуг в районе Японских островов и схема геосинклинального развития дуги Хонсю (М.Исикава, 1972).

Дуги: I - Курильская, II - Идзу-Бонинская, III - Рюкю, IV - Хидака-Сахалинская, V - Хонсю ( $V_1$  - ось древнейшего орогенеза Акиоши,  $V_2$  - ось орогенеза Сакава,  $V_3$  - ось новейшего горообразования).

кора имеет максимальную мощность. На всех других континентальных окраинах андезитовый вулканизм вытесняется базальтовым, что коррелируется с уменьшением мощности земной коры, обусловленным ее так называемой "глубинной эрозией". Вытеснение на глубине орогенного магматизма рифтогенным с развитием гипербазитового замещения земной коры происходит в результате ослабления воздействия океанических плит на континентальные окраины, начиная с глубинных зон. Об этом можно судить по снижению глубины очагов землетрясений, так как развитие глубинного рифтогенеза снижает глубину образования эксплозивных флюидных скоплений, намечая фокальную очаговую сейсмическую зону, типичную для активных континентальных окраин. Характерным проявлением рифтогенеза служит образование окраинных морей, отделяющих от континентов континентальные окраины в виде островных дуг. Орогенные пояса на них становятся реликтовыми образованиями, вытесняемыми рифтогенезом с характерной для него направленностью в сторону превращения активных континентальных окраин в пассивные. На наиболее крупных фрагментах континентальных окраин Тихого океана, таких как дуга Хонсю (рис. 37), прослеживается как история развития древних орогенных этапов, смещающихся со временем в сторону океанической впадины, так и дис-

кордантное наложение на них структур новейших орогенных поднятий, фиксируемых такими островными дугами, как Курильская, Идзу-Бонинская, Рюкю, Хидака-Сахалинская, Хонсю. Характерно, что на древней дуге Хонсю область самой периферической складчатости (новейшего горообразования) гармонично вписывается в систему неогеновой складчатости и орогенеза, представленных в Курильской и Идзу-Бонинской островных дугах, охваченных четвертичным рифтогенезом. Этой сопряженностью древних и молодых складчатых систем, отчасти сохраняющихся в островных дугах, определяется как характер современного вулканизма западной окраины Тихого океана (рис. 38), так и специфика ее сейсмичности (рис. 39), определяемая сочетанием землетрясений - глубокофокусных (300-650 км) и умеренной глубинности (60-300 км).

В системах островных дуг особенно наглядно выражено вытеснение в Тихоокеанском поясе орогенного режима активного развития сиалической континентальной коры ее рифтогенной деструкцией и базит-гипербазитовым замещением, в ходе которого базальтовый магматизм приобретает щелочной уклон с характерным возрастанием в базальтах калий-натриевого отношения. При этом закономерно меняются все главнейшие характеристики островных дуг - глубина желобов, окаймляющих их со стороны океана, и очагов связанных с ними землетрясений, а также специфики вулканизма, по которому островные дуги подразделяются на три типа (рис. 40, табл. 9). Отчетливо выраженный щелочной уклон рифтогенного магматизма отражает взаимодействие его с ультраосновным веществом мантии, магматическое замещение которого смещает базальтовую эвтектику на температурный минимум щелочного базальта (Маракушев, 1987, 1988) с повышением в расплавах калий-натриевого отношения. Это наглядно выражено на диаграмме (рис. 41), отражающей принципиальное отличие рифтогенного (мантийного) магматизма от орогенного (корового) магматизма, определяемое температурными минимумами - андезитовым (в вулканической фации) и гранитным (в плутонической фации). Это различие температурных минимумов связано с неодинаковым флюидным давлением, свойственным вулканической и плутонической фациям. Его возрастание расширяет поля кристаллизации полевых шпатов с соответствующим смещением андезитового температурного минимума (60%  $\text{SiO}_2$ ) на гранитный (72%  $\text{SiO}_2$ ). Поэтому плутоническими аналогами андезитов в орогенных поясах (Центральные Анды и др.) являются не диориты или кварцевые диориты (их петрохимические аналоги), а граниты, экстенсивно развивающиеся в их глубинах с селективным усвоением силикатного материала земной коры.



**Рис. 38.** Размещение главных типов базальтов четвертичного и современного вулканизма в Японии, Китае и Корее (Х.Куно, 1968).

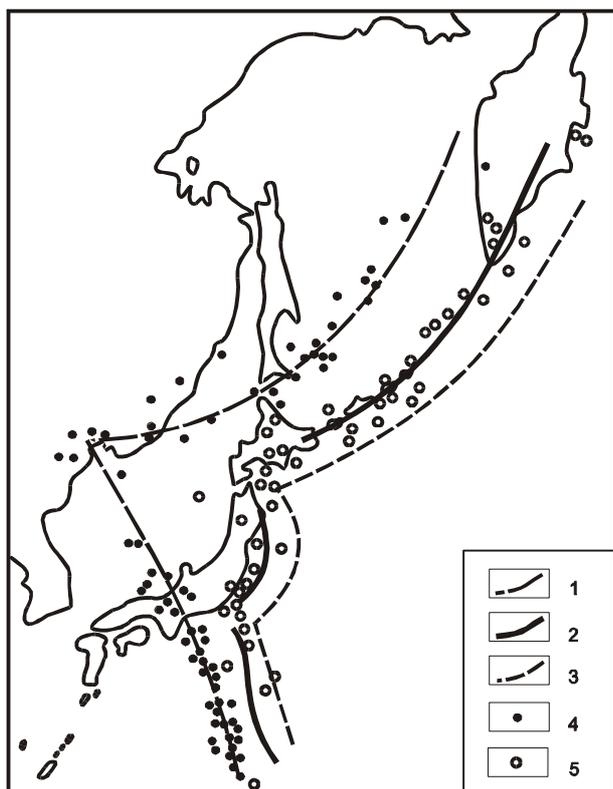
1 - толеитовые базальты; 2 - глиноземистые базальты; 3 - щелочные оливиновые базальты; 4 - третичные щелочные оливиновые платобазальты.

Наиболее флюидными в рифтогенном ряду пород, связанных своим происхождением с магматическим замещением гипербазитов, являются кимберлиты, отвечающие на диаграмме самой низкотемпературной эвтектике, и их более щелочные аналоги - лампроиты.

Лампроиты и кимберлиты закономерно вписываются в общую систему развития щелочного магматизма на платформах, представляя фацию наиболее высокого флюидного давления, с ростом которого щелочной магматизм приобретает все более калиевый характер. В противоположность им, развитие щелочных магм в режиме сравнительно низкого флюидного давления прослеживается в трубообразных кольцевых пироксенит-дунитовых интрузивах, например, на Сибирской платформе (интрузивы Кондер, Одихинча и др.), в которых дунитовые ядра в различной мере замещены подщелоченными и ще-

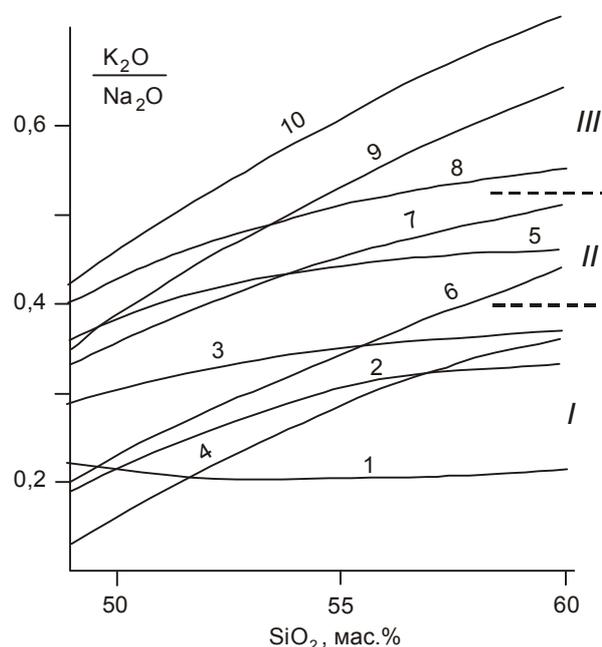
лочными породами. Степень замещения прямо отражает возрастание щелочности пород, обычно содержащих останцы замещаемых дунитов и оливинитов.

Включения ультраосновных пород неизменно появляются в эволюции вулканизма на переходе от толеитовых базальтов к их субщелочным и щелочным типам. Это служит прямым доказательством связи щелочного уклона в магматизме с магматическим замещением ультраосновного субстрата. В складчатом обрамлении Тихого океана щелочной уклон магматизма ярко проявляется во впадинах окраинных морей, в которых с вытеснением толеитобазальтового магматизма связываются воздымания морского ложа. Впадины окраинных морей представляют собой миниатюрные модели формирования вторичных океанов, подобных Атлантическому океану, заместившему, по существу, всю южную конти-



**Рис. 39.** Эпицентры землетрясений, связанных с отделением от континента Курильской и Марианской островных дуг (Кропоткин, Ефремов, Макеев, 1987).

1-2 - зоны землетрясений: глубокофокусных (1) и умеренной глубины (2); 3 - глубоководный желоб; 4-5 - фокусы землетрясений на глубинах 300-650 км (4) и 60-300 км (5).



**Рис. 40.** Вулканические серии геодинамических типов островных дуг (I, II, III), намеченные по калий-натровому отношению в породах с содержанием кремнезема 60%.

Названия дуг: 1 - Идзу-Бонинская, 2 - Тонга, 3 - Курилы и Камчатка, 4 - Северная Япония, 5 - Рюкю, 6 - Алеутская, 7 - Индонезийская, 8 - Эгейская, 9 - Сицилийская (Калабрия), 10 - Маккуори.

**Таблица 9.** Отношение  $K_2O/Na_2O$  (мас.%) в вулканических породах островных дуг различного типа в сопоставлении с глубиной их океанических желобов, максимальной глубиной очагов связанных с ними землетрясений и предполагаемой скоростью конвергенции литосферных плит (Miyashiro, 1972).

Номер на рис. 40	Дуги	Глубина, км		Содержание $SiO_2$ , мас.%					Типы островных дуг
		желоба	очагов землетрясений	50	52	55	58	60	
1	Идзу-Бонинская	11	600	0.215	0.210	0.205	0.210	0.217	I
2	Тонга	11	700	0.215	0.256	0.305	0.325	0.330	
3	Курильская	10	600	0.300	0.323	0.345	0.360	0.370	
4	Японская	11	600	0.160	0.215	0.287	0.340	0.360	
5	Рюкю	7	300	0.380	0.412	0.440	0.455	0.460	II
6	Алеутская	8	300	0.227	0.276	0.340	0.400	0.440	
7	Индонезийская	7	-	0.356	0.400	0.447	0.485	0.510	
8	Эгейская	4	200	0.427	0.466	0.510	0.535	0.547	III
9	Сицилийская	-	300	0.384	0.445	0.527	0.597	0.640	
10	Маккуори	-	100	0.455	0.520	0.602	0.675	0.720	

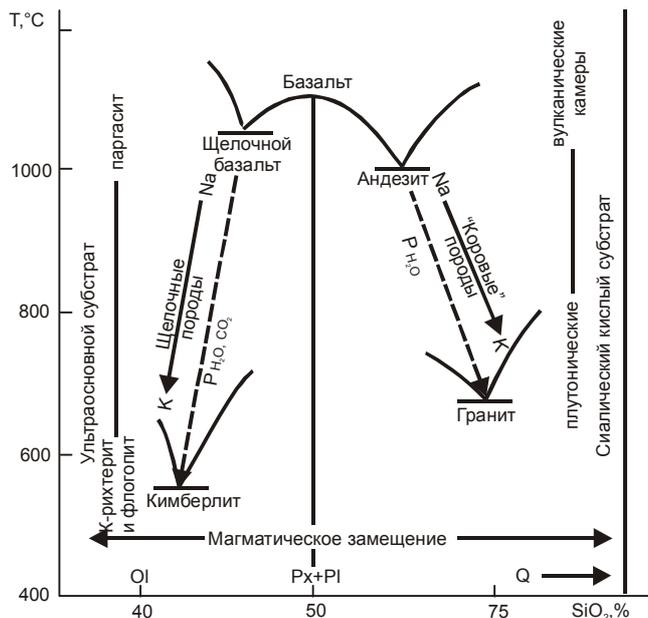


Рис. 41. Температурные минимумы, реализующиеся при магматическом замещении основной магмой ультраосновного и кислого субстратов.

Штриховыми стрелками показано возрастание флюидного давления с переходом от субвулканических к плутоническим очагам.

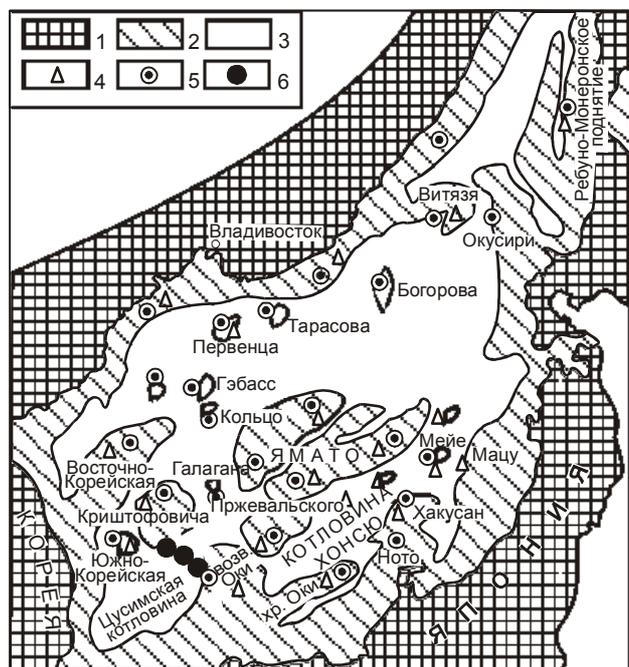


Рис. 42. Схема расположения структур с различным типом земной коры впадины Японского моря (по Т.И.Фроловой, Ю.И.Коновалову, 1985).

1-2 - континентальная кора обрамления (1), ее блоки в пределах моря (2); 3 - океаническая кора; 4-6 - вулканические серии: нормальной щелочности (4), субщелочные (5), щелочные (6).

нентальную окраину Тихого океана. Противоположная (северная) окраина Тихого океана в значительной мере вытеснена морем Беринга, непосредственно смыкающимся с Арктическим (Северным Ледовитым) океаном. На западе Тихий океан отделяется от Азиатского континента островными дугами и окраинными морями, представляющими большое разнообразие по степени "океанизации" континентальной коры. Охотское море характеризуется хорошей сохранностью значительно утоненной складчатой континентальной коры, которая полностью заместилась океанической только в зоне, непосредственно примыкающей к Курильской островной дуге, где образовалась глубокая геосинклинальная котловина. В Японском море (рис. 42) развитие океанической коры продвинулось значительно дальше, и континентальный субстрат сохранился только по периферии впадины и в отдельных изолированных блоках (поднятия Ямато, Криштофовича, Пржевальского и др.), разделенных геосинклинальными котловинами с океаническим основанием (Хонсю, Цусимская, Центральная). Характерную специфику вулканизма Японского моря представляет его антидромность (Фролова и др., 1989), обусловленная развитием в начале вулканических циклов кислых и средних пород, сменяющихся затем базальтами, за которыми после некоторого перерыва в вулканизме следуют субщелочные и щелочные лавы, обычно с нодулями гипербазитов. Такая последовательность, по-видимому, типична для вулканизма, сопровождающего деструкцию континентальной складчатой сиалической коры в результате ее гипербазитового и базитового магматического замещения (Перчук, 1987). Флюидный вынос сиалических компонентов континентальной земной коры, свойственный этим процессам, проявляется их расплавной миграцией, представленной кислыми и средними лавами, за излияниями которых следуют базальты, сходные с базальтами траппов по несколько повышенному содержанию калия и связанным с ним химическим элементам. Определенный рубеж в виде перерыва в вулканизме окраинных морей отделяет излияния базальтов от щелочного вулканизма, отличающегося повышенной эксплозивностью. Он хорошо выражен в щелочно-базитовой вулканической провинции моря Беринга (Белый, 1995), в которой базальты с повышенным содержанием калия и субщелочные оливиновые базальты составляют 95-97% объема вулканических извержений. За ними следуют излияния базанитов, тефритов и нефелинитов с характерными для щелочных пород включениями гипербазитов. Во включениях в базанитах и нефелинитах преобладают лерцолиты при подчиненном значении дунитов, расслоенных габбро, мегакритов анортоклаза, глиноземистого клинопироксена, керсутита. В

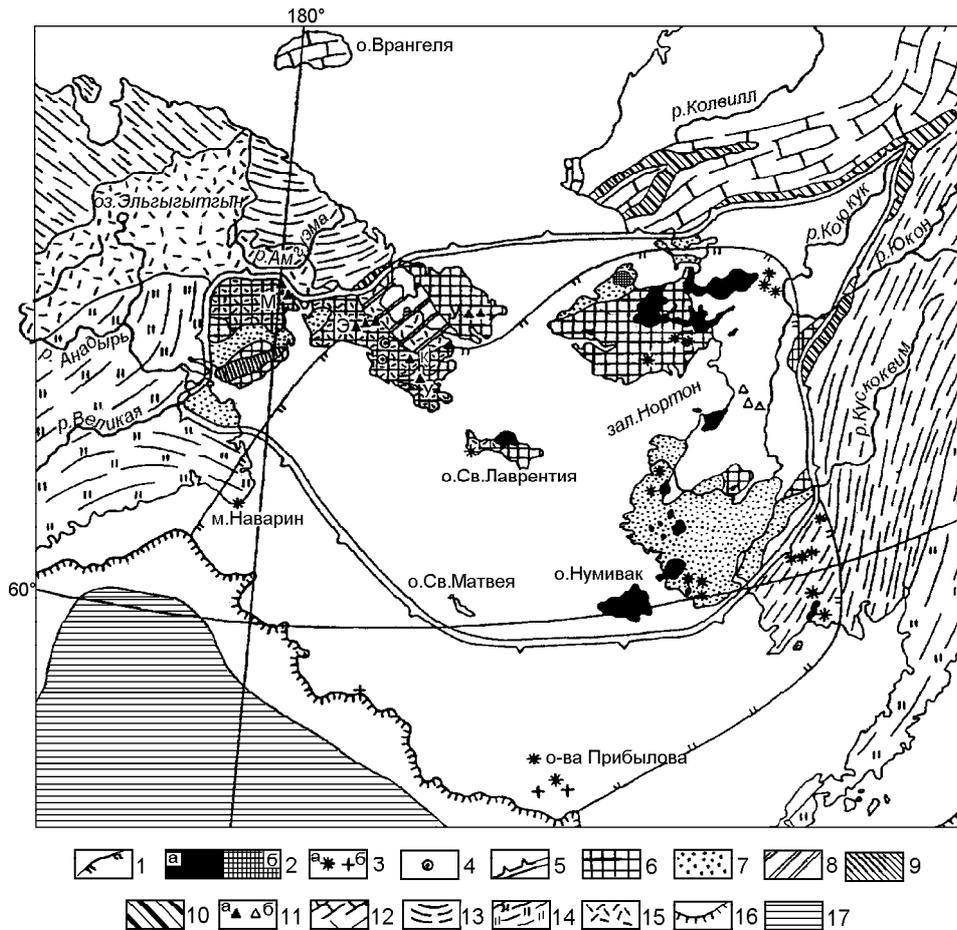


Рис. 43. Берингийская вулканическая провинция (схема составлена В.Ф.Белым с использованием работ Geologic map of Alaska, 1980; Latest Cretaceous ..., 1994; Patton, 1973; Patton et al., 1989).

1-4 - Берингийская вулканическая провинция: 1 - граница провинции; 2,3 - толеиты, щелочные базальты и базаниты (2а - крупные лавовые поля, 2б - поле фреатического вулканизма; 3а - отдельные вулканы и мелкие лавовые поля, 3б - местоположение поднятых драгой образцов); 4 - ультраосновные фойдиты Чукотского полуострова; 5-9 - Эскимосский срединный массив: 5 - предмезозойская граница срединного массива, 6 - поднятия дорифейского кристаллического фундамента, частично или полностью перекрытого деформированными палеозойскими отложениями, 7 - кайнозойские отложения впадин на массиве, 8 - раннемезозойская Мечегменская рифтовая зона, 9 - позднемезозойская Золотогорская рифтовая зона; 10 - позднепалеозойские-раннемезозойские краевые и внутренние (?) офиолитовые зоны; 11 - ультрамафитовые интрузивы: а - ранне- и среднемиловые на Чукотском полуострове (У - усхэтвеемский, М - матачингайский, К - куоватхыргынский, Э - эргувеемский комплексы), б - мезозойские (без уточнения); 12-14 - складчатые системы палеозой (12), мезозой (13), кайнозой (14); 15 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 16 - граница континентального шельфа по изобате 1000 м; 17 - позднемиловая-кайнозойская океаническая кора Алеутской котловины.

лейцит-оливиновых меланефелинитах наряду с преобладающими во включениях лерцолитами (85%) содержатся гипербазиты, дуниты, шпинелевые клинопироксениты и множество обломков гигантских кристаллов (клинопироксен, ильменит, ортопироксен, биотит, керсутит) и гигантозернистых пород (пироксенитов, лерцолитов, оливиновых пироксенитов, глиммеритов и др.). Все эти щелочные вулканические породы, содержащие глубинные включения, относятся к поздним стадиям вулканического процесса с характерной для них высокой эксплозивностью. Однако имеются спокойные излияния оливиновых ме-

ланефелинитов, не содержащих глубинных включений. Изменение магматизма с возрастанием флюидного давления в сторону ультраосновного состава, наглядно выраженное на рассмотренной выше диаграмме, в Беринговоморской провинции (рис.43) проявилось в образовании богатых оливином ультраосновных фойдитов (тефритов, меланефелинитов), в том числе их лейцитовых разновидностей (мас. %):  $\text{SiO}_2$ -41.15,  $\text{TiO}_2$ -4.23,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -12.16,  $(\text{FeO}+0.9\text{Fe}_2\text{O}_3)$ -13.06,  $\text{MnO}$ -0.16,  $\text{MgO}$ -12.37,  $\text{CaO}$ -8.92,  $\text{Na}_2\text{O}$ -3.71,  $\text{K}_2\text{O}$ -3.42,  $\text{P}_2\text{O}_5$ -0.76,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -0.03,  $\text{NiO}$ -0.03 (Белый, 1995, с. 56). Они представлены преимущественно на

Чукотском полуострове. Их состав относительно близок к кимберлитам и лампроитам, которые однако же принципиально отличны от них по глубинным включениям. В рассматриваемых фойдитах включения представлены шпинелевыми перидотитами и габбро, а в кимберлитах и лампроитах - хромит-пироповыми перидотитами и эклогитами, в том числе и алмазонасными.

Алмазонасный магматизм (Маракушев, 1985) связан с очагами большой глубинности, в алмазонасной мантии, порождавшими интрузии пироповых перидотитов, гранатовых пироксенитов и эклогитов. Алмаз и его спутники в перечисленных породах относятся к интрателлурической минерализации, возникавшей в этих очагах до внедрения алмазонасных магм на более высокие уровни верхней мантии и в земную кору, где происходила их окончательная консолидация с образованием первичных алмазонасных интрузивов. Поэтому первичные алмазонасные породы являются полифациальными, в них сочетаются минеральные парагенезисы, сформировавшиеся в необычайно широком диапазоне глубинности. Интрузивы алмазонасных пироповых перидотитов, пироксенитов и эклогитов, внедренные в основание платформ, представляли субстрат для очагов вторичных флюидных лампроитовых и кимберлитовых магм, развивающихся путем их замещения с унаследованием алмазной минерализации. Эти вторичные алмазонасные породы внедрялись затем в платформы с образованием трубок взрыва. Зарождение глубинных очагов происходило только в докембрийское время, как можно судить по очень древнему абсолютному возрасту минеральных включений в алмазе, тогда как импульсы развития кимберлитового и лампроитового магматизма периодически возоб-

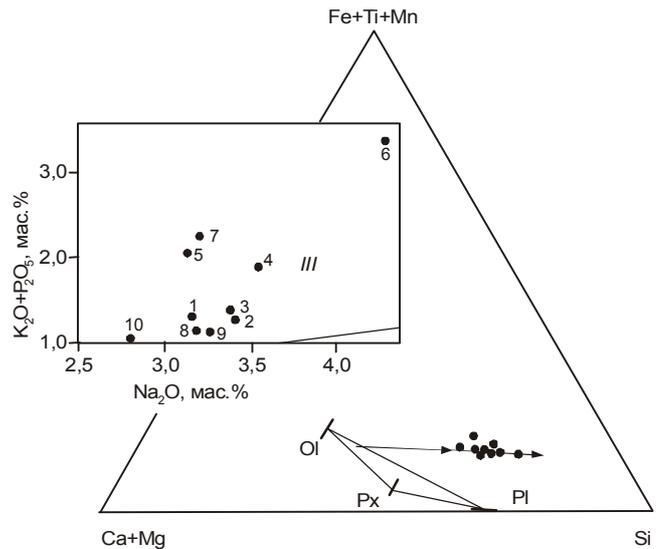


Рис. 44. Петрохимические диаграммы средних составов главных типов базальтов трапповых формаций Дальнего Востока (1-7) и окраинно-континентальных рифтовых структур (8-10) (табл. 10) с характерным для них повышенным содержанием калия и сиалическим трендом дифференциации.

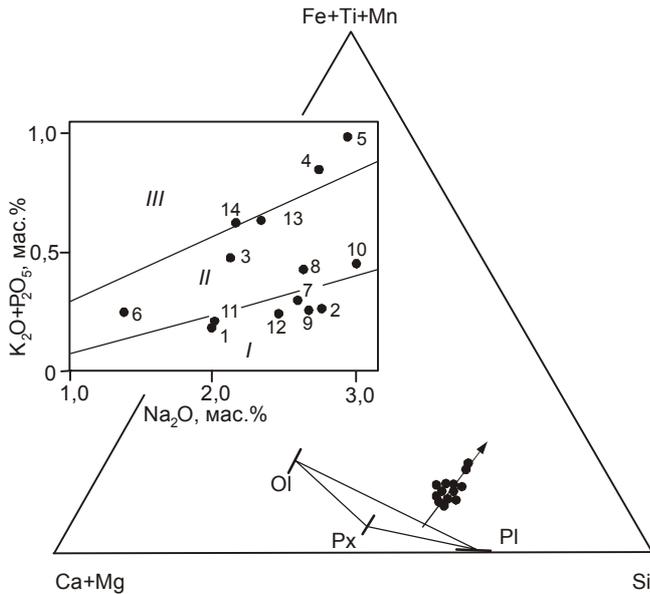
новлялись с охватом огромного диапазона геологического времени, иногда совмещаясь на одной территории. Например, в обрамлении древнего массива Кимберли в Западной Австралии возраст кимберлитовых и лампроитовых трубок варьирует от 1,8 млрд лет до 20 млн лет. Внедрение гипербазитов в земную кору, как из алмазной фации глубинности, так и из малоглубинных магматических очагов, происходит путем магматического замещения с выносом транс-

Таблица 10. Химический состав выделенных групп (таксонов) базальтов окраинно-континентальных рифтов Земли и платобазальтов Дальнего Востока (по Э.Д. Голубевой).

	1 (30)	2 (42)	3 (11)	4 (10)	5 (45)	6 (12)	7 (15)	8 (121)	9 (98)	10 (131)
SiO <sub>2</sub>	50.09	51.23	50.83	48.69	47.97	51.16	47.18	48.06	50.15	47.93
TiO <sub>2</sub>	1.53	1.80	1.61	1.91	1.95	1.87	1.92	2.24	1.62	2.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.47	15.88	17.89	16.89	16.27	17.05	14.44	15.44	15.98	13.64
FeO	11.41	10.19	10.11	11.48	10.93	9.84	11.39	10.84	10.21	13.06
MnO	0.17	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.19	0.19	0.19	0.19
MgO	7.23	6.91	5.60	6.11	7.97	4.48	9.82	7.05	7.07	6.06
CaO	8.04	7.73	7.97	7.17	8.04	6.32	8.18	9.02	8.72	10.24
Na <sub>2</sub> O	3.16	3.41	3.37	3.53	3.12	4.27	3.18	3.17	3.26	2.81
K <sub>2</sub> O	0.94	0.93	0.97	1.41	1.57	2.67	1.63	1.14	1.11	1.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.36	0.43	0.50	0.51	0.76	0.62	0.62	0.62	0.62
Сумма	98.40	98.59	98.94	97.85	98.74	98.58	98.55	97.50	98.12	97.74
f	41.1	44.1	50.3	51.3	43.4	55.1	39.4	46.3	44.4	54.7

Примечание. 1-7 - средние значения состава групп платобазальтов Дальнего Востока; 8-10 - средние значения состава групп базальтов окраинно-континентальных рифтов Земли (по данным А.Ф.Грачева, 1987).

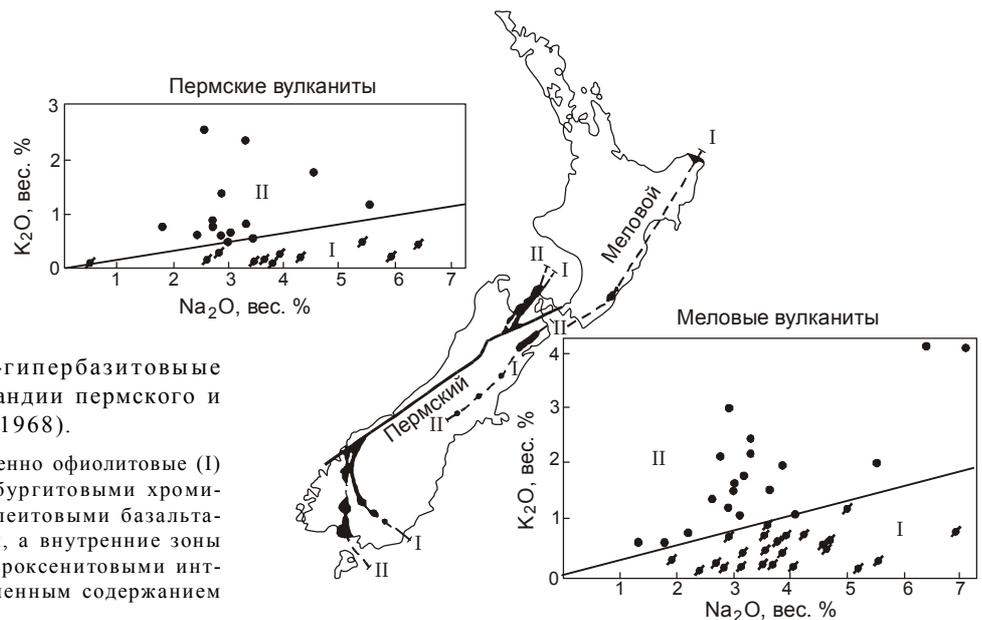
магматическими флюидами огромной массы сиалического материала земной коры с соответствующим сокращением ее мощности, что служит причиной образования вулканических депрессий трапповых формаций и окраинных морей, сопровождаемого воздыманием поверхности Мохоровичича. В результате в окраинных морях возникают депрессии с полным вытеснением сиалической континентальной коры новообразованной океанической корой.



**Рис. 45.** Петрохимическая диаграмма базальтов Мирового океана с характерным для них ферробазальтовым трендом дифференциации.

Аналогия рифтогенных окраинных морей с трапповыми формациями наглядно прослеживается по средним составам базальтов, сопоставление которых приводится на диаграммах (рис. 44) и в табл. 10. Их повышенная калийная щелочность характеризуется высоким содержанием (выше 1 мас. %)  $K_2O+P_2O_5$ , а на треугольной диаграмме отчетливо выражен тренд дифференциации базальтов этого типа, обусловленный фракционированием оливина. Этот тренд дифференциации можно назвать сиалическим, так как он ведет к образованию средних и кислых вулканических пород. В петрографической литературе он часто называется боуэнским (по фамилии его первооткрывателя).

Специфика этого типа базальтов подчеркивалась В.В. Белым (1995) при изучении щелочно-базальтовой Берингийской провинции на основе сопоставления ее с океанической щелочно-базальтовой провинцией Гавайских островов: “среди лав Берингийской провинции отсутствуют типичные для Гавайских вулканов толеитовые базальты ( $SiO_2=47-52\%$ ,  $Na_2O+K_2O=3.0-4.7\%$ ) (Белый, 1995, с. 55) с содержанием  $K_2O$  ниже 0.5%”. И действительно, обобщение данных по базальтам Мирового океана, представленное в табл. 11 и на петрохимических диаграммах (рис. 45), выявляет их принципиально иной тип, как по низкому (0.0-1.0 мас.%) содержанию суммы  $K_2O+P_2O_5$ , так и по главному тренду кристаллизационной дифференциации, связанному преимущественно с фракционированием плагноклаза, который можно назвать ферробазальтовым. По фамилии его первооткрывателя он называется феннеровским. Относительная близость его рассмотренному выше тренду лунных магматических пород позволяет рас-



**Рис. 46.** Парные базальт-гипербазитовые складчатые пояса Новой Зеландии пермского и мелового возрастов (Challis, 1968).

В каждом поясе внешние, собственно офиолитовые (I) зоны представлены дунит-гарцбургитовыми хромитосодержащими гипербазитами и толеитовыми базальтами с низким содержанием калия, а внутренние зоны (II) — дунит (оливинит)-клинопироксенитовыми интрузивами и базальтами с повышенным содержанием калия.



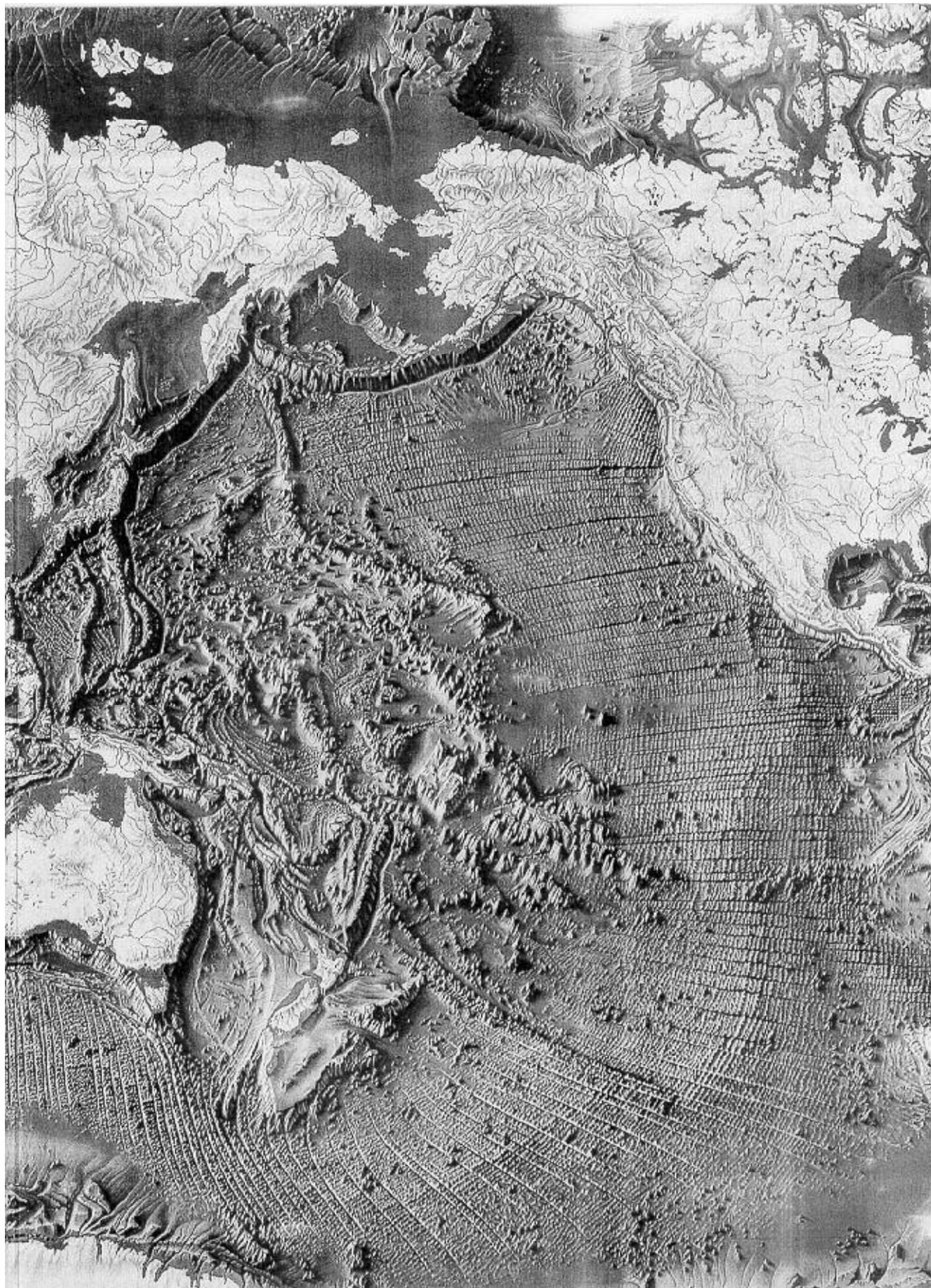
смагивать ферробазальтовый тренд как более примитивный, свойственный базальтам низкой щелочности. Наметившееся различие базальтов двух типов по содержанию калия прослеживается и в базальт-гипербазитовых складчатых поясах, что отражает генетические связи базальтов с определенными типами гипербазитов.

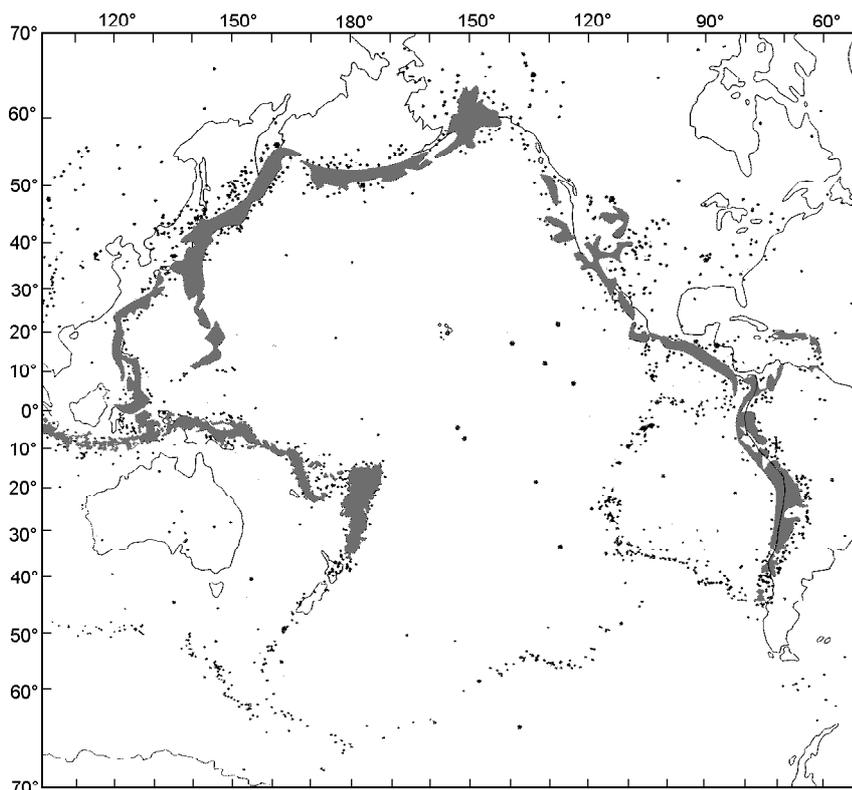
Проблема разделения гипербазитов на хромитоносные, характеризующиеся хромит-шпинелевым трендом аксессуарных минералов, и платиноносные с типичным для них хромшпинель-магнетитовым трендом (Маракушев и др., 1992) имеет общегеологическое значение, выявленное при изучении офиолитовых формаций в обрамлении Тихого океана. В этом обрамлении широко распространены разновозрастные, так называемые парные складчатые гипербазитовые пояса, отражающие этапы разрастания континентального обрамления за счет океанической впадины: с уменьшением геологического возраста прослеживается их смещение в сторону океана. Пример подобного рода парных поясов палеозойского и мезозойского возрастов описан в Новой Зеландии (Challis, 1968) (рис. 46). Внешнюю (фронтальную океаническую) позицию занимают в них дунит-гарцбургитовые хромитоносные гипербазиты (I) с характерным для них залеганием в складчатых поясах, содержащих бедные калием толеитовые базальты, а тыловые зоны представлены дунит-клинопироксенитовыми платиноносными комплексами (II) с базальтами повышенной щелочности, более богатыми калием. Характеризуемая этим примером прямая корреляция щелочности гипербазитов и базальтов в парных поясах на каждом рубеже геологической истории подчеркивает океаническую природу хромитоносных гипербазитовых формаций и континентальную природу их платиноносных типов. Режим растяжения, свойственный океаническим структурам и фиксируемый толеитбазальтовым и дунит-гарцбургитовым магматизмом, сменялся с переходом к структурам сжатия щелочнобазальтовым и дунит-клинопироксенитовым магматизмом с радикальным изменением их металлогенической специализации. Эти соотношения отражают ощелачивание мантийных магматических очагов до их базит-гипербазитового расчленения в связи с возрастанием в них флюидного давления, стимулировавшего магматическое замещение мантийного субстрата со свойственным ему эффектом повышения щелочности (Коржинский, 1959; Маракушев, 1987). Обогащение ультрамафитовых магм щелочами и сильными основаниями (CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O), порождает особые тренды дифференциации, сопровождаемой концентрацией в магмах железа, не связанного в структурах силикатов (свободного). Это связано с расширением в магмах стабильности клинопироксена, вытесняющего орто-

пироксен, отличающийся более высокой железистостью. В несколько утрированном виде этот процесс характеризуется реакцией  $MgFeSi_2O_6 + CaO = CaMgSi_2O_6 + FeO$ . В клинопироксене концентрируются не только кальций, но и натрий, образующий эгириновый компонент, например, в дунитах Кондерского массива, в ассоциации с ферроплатиной (Рудащевский и др., 1982).

Таким образом, гипербазиты образуют ряд повышения их основности (щелочности) в последовательности уменьшения роли ромбического пироксена (энстатита), вытесняемого клинопироксеном (диопсидом и эгирин-диопсидом): гарцбургиты - лерцолиты - верлиты (ассоциация дунитов и клинопироксенитов). Соответственно с этим изменяется и состав базитов в направлении понижения магнезиальности, содержания хрома, никеля и возрастания железистости, щелочности (особенно в части содержания калия), фосфора, редкоземельных металлов.

Различие двух ветвей калиевых и натриевых базальтов имеет, следовательно, глубокие корни, коррелируясь с формационным разделением гипербазитов на платиноносный и хромитоносный типы в прямом отношении к разделу земной коры на континентальный и океанический типы. Действительно, калиевые базальты, представленные наземными мелководными излияниями типичны для трапповых формаций на платформах, инъецированных платиноносными дунит-клинопироксенитовыми кольцевыми интрузивами. В противоположность им, базальты натриевой ветви входят в состав офиолитовых хромитоносных дунит-гарцбургитовых эвгеосинклинальных поясов, находясь в них в ассоциации с мелководными отложениями (яшмами и др.). Натриевая специфика базальтов этого типа усиливается специфической для офиолитовых поясов спилитизацией базальтов, зеленокаменным и глаукофановым метаморфизмом. Во многих работах подчеркивалась аналогия эвгеосинклинальных трогов на континентальных окраинах со срединно-океаническими рифтовыми структурами, в которых, по определению Х. Хесса, развиваются эмбриональные офиолитовые формации (Hess, 1965) с утоненной океанической корой. Удаленность от областей сноса терригенного материала препятствовала превращению их в нормальные геосинклинали, создающие складчатые пояса, но им также свойственны сложные дислокации, образование метаморфических пород, обладающих сланцевыми текстурами, и инверсионные явления, превращающие глубокие трюги в поднятия и подводные хребты (рис. 47). О периодической смене господствующего в срединных хребтах режима растяжения коры (спрединга) режимом сжатия свидетельствует их высокая сейсмичность, выражающаяся приуроченностью к ним очагов землетрясений (рис. 48).





**Рис. 48.** Эпицентры землетрясений Тихоокеанского региона за период 1961-1967 гг. (Storetvedt, 1997), фиксирующие продолжающуюся активность воздымающихся орогенных поясов (соответствуют андезитовой линии) и воздымания океанических хребтов.

Все сказанное относится, по-видимому, ко всем другим подводным хребтам, куполовидным поднятиям и островным архипелагам Тихого океана, судя по характеру их инициального толеитбазальтового магматизма. Однако они эволюционировали значительно дальше срединно-океанических хребтов в результате развития щелочного магматизма и превратились, по-существу, в противоположные асейсмичные структуры с нередко утолщенной вдвое океанической корой. Такого типа утолщение океанической коры представлено, например, в Гавайском архипелаге в Тихом океане. Выяснение природы асейсмичных платообразных поднятий, подводных хребтов и островных архипелагов этой грандиозной структуры Земли составляло главную задачу настоящих исследований. В качестве показателей этой природы ниже используется специфика вулканизма в части возрастных соотношений вулканических извержений, типизации базальтов по содержанию в них калия и фосфора, трендам магматической дифференциации, гомодромной или антидромной ее последовательности.

### Метаморфические зоны Тихого океана

Метаморфические проявления в ложе океана приурочены к подводным океаническим хребтам и

поднятиям (Маракушев и др., 1971; Силантьев, 1995). Эти проявления связаны с зонами спрединга, характеризуются регрессивным трендом метаморфизма и обусловлены деятельностью восходящих и нисходящих флюидных потоков, среди которых преобладает нагретая морская вода. Это эмбриональные офиолитовые формации (серпентинизированные перидотиты, спилиты, кремнистые радиоляриевые сланцы, спилитизированные дайки и силлы диабазов, габбро, анортозиты). В результате метаморфизма местами возникают плагиоклаз-амфиболовые породы типа амфиболитов, актинолит-эпидот-хлорит-альбитовые сланцы, отделенные зонами зеленокаменных пород с цеолитами от базальтов и их туфов, альбит-хлоритовые сланцы и спилиты. Метаморфизм имеет натриевый характер, что устанавливается петрохимическими исследованиями во многих случаях. Метаморфические породы обнажаются на океаническом дне, по-видимому, в “эрозионных окнах”, образовавшихся при воздымании хребтов вдоль бортов рифтовых зон (срединных долин), сложенных молодыми базальтовыми потоками. Но глубина эрозии едва ли превышала первые сотни метров. Метаморфизм носит малоглубинный (низкобарный) характер (граница зеленосланцевой и цео-

**Рис. 47.** Фрагмент рельефной карты дна Тихого океана (Photo Hachette "GuidesBleus", Paris, from "Carte du fond des oceans" by Tangué de Remur).

литовой фаций), и при его интерпретации необходимо учитывать давление водяного столба высотой в несколько километров. Метаморфизм по времени, по-видимому, совпадал с периодом растяжений, сопровождавшихся образованием восходящих флюидных потоков и магматическими внедрениями. В периоды воздымания хребтов вследствие коробления океанической коры метаморфические породы подвергались интенсивному сжатию и приобретали отчетливую сланцеватость. Метаморфизм, связанный с океаническими рифтовыми долинами, несомненно, не ограничивается верхними частями коры, распространяясь далеко в глубины Земли, с чем связано разуплотнение под этими структурами не только коры, но и мантии (скорость прохождения сейсмических волн в мантии снижается с 8.1 до 7.5 км/сек). Возможно, большую роль при этом играет серпентинизация перидотитов мантии, как предполагалось Х. Хессом, а также их оталькование, хлоритизация и амфиболитизация.

Неравновесность и локальность процессов океанического метаморфизма коренным образом отличает метаморфические породы дна океана от регионально метаморфизованных пород континентальных структур и островных дуг, минеральные преобразования которых происходят полностью и по всему объему. Наличие среди продуктов изменения пород океанической коры различных фаций метаморфизма, подчеркнутое многими исследователями, свидетельствует о зональном характере метаморфизма, но в отличие от континентальных блоков возрастание метаморфизма происходит в основном вглубь по ненарушенному разрезу океанической коры. Прекрасным примером смены условий изменения базальтов океана является скв. 504В в Коста-Риканском рифте (Kawahata et al., 1987). В интервале от 274.5 м до забоя скважины установлено 4 зоны изменения базальтов. В I-II зонах (274.5-890 м) базальты испытали низкотемпературные (0-60°C) преобразования. Зоны III-IV (890-1350 м) отвечают условиям зеленосланцевой фации; в базальтах этих зон широко развиты вторичные минералы: актинолит, хлорит, альбит, кварц и пирит.

Однако в океанической коре редко обнаруживаются метаморфические породы, формирующиеся при повышенном давлении. Исключение составляют глубоководные желоба островодужных систем, где в результате субдукционного метаморфизма, обусловленного поддвигом океанической плиты, формируются метаморфические комплексы глаукофансланцевой и эклогит-глаукофансланцевой фаций ( $T=250-500^{\circ}\text{C}$ ;  $P=8-15$  кбар). Высокобарный метаморфизм характерен также для зон трансформных разломов, где он связан с процессами скупивания океанической коры или перемещения коровых и мантийных бло-

ков по пологопадающим надвигам. Примером метаморфических парагенезисов повышенного давления в зонах трансформных разломов могут служить метаморфические породы, драгированные совместно с офиолитовыми образованиями со склонов подводной возвышенности на северо-западном продолжении зоны разломов Элтанин (Тарарин, 1997). Здесь были подняты хлорит-эпидот-амфиболовые сланцы, феррогаббродиориты, плагиограниты, диабазы, метабазалты и базальты, сопоставимые с верхами офиолитовых разрезов. В составе хлорит-эпидот-амфиболовых сланцев преобладает кислый плагиоклаз (от  $An_{4-7}$  до  $An_{15-17}$  и реже  $An_{29-40}$ ) и амфибол актинолитового и ферроактинолитового составов, образующийся при замещении первичных пироксенов. Хлорит и эпидот имеют подчиненное значение. Кристаллы актинолита и ферроактинолита обрастают и пятнисто замещаются густо-сине-зеленым амфиболом феррочермакитового и, реже, ферропаргаситового состава. Эти данные свидетельствуют, что метаморфические преобразования сланцев осуществлялись в два этапа. Ранняя ассоциация альбита, актинолита (или ферроактинолита), эпидота и хлорита образовалась при 340-380°C и  $P < 1$  кбар, а высокоглиноземистые феррочермакитовые и ферропаргаситовые амфиболы возникают в течение второго этапа метаморфизма при 520-570°C и давлении 3.9-4.8 кбар. Подобная смена условий метаморфизма связана с резким изменением геодинамического режима низкотемпературного океанического метаморфизма на режим тектонического коробления и скупивания океанической коры или перемещения различных блоков океанической коры по наклонным пологопадающим надвигам, что ведет к увеличению мощности коры и вызывает метаморфизм повышенного давления. В зоне разломов Элтанин скупивание океанической коры и высокобарный метаморфизм пород обусловлены ее движением на северо-запад от Восточно-Тихоокеанского поднятия, что подтверждается удревнением возраста магматических пород вдоль хребта Луисвилл, располагающегося на продолжении зоны разломов Элтанин (Lonsdale, 1988).

*Метаморфизм в глубоководных желобах* связан с зонами субдукции океанической коры под континентальные плиты и осуществляется в условиях очень низкого геотермического градиента - 8-15 град/км (Кориковский, 1995), что обуславливает появление здесь низкотемпературных парагенезисов среднего и высокого давления, достигающего по некоторым оценкам до 8-15 кбар (Кориковский, 1995; Добрецов, 1995).

Обширный комплекс метаморфических пород был выявлен драгированием в пределах Идзу-Бонинской и Марианской островодужных систем, сформировавшихся при субдукции Тихоокеанской плиты

под Филиппинскую плиту, начиная с эоцена и до настоящего времени (Fryer, 1992).

Большая часть пород, драгированных на внутреннем склоне Идзу-Бонинского желоба, в той или иной степени охвачена процессами вторичного изменения. Обычно реликты магматических структур и минеральных ассоциаций позволяют надежно реставрировать исходные породы, и только в редких случаях глубокие метаморфические преобразования затрудняют или делают невозможной эту диагностику. Подобные породы сравнительно редко встречаются в Идзу-Бонинском желобе, несмотря на многочисленное драгирование и глубоководное бурение, в результате которых был открыт широкий спектр плутонических и вулканических пород, испытавших зеленокаменный метаморфизм ( $T=330-400^{\circ}\text{C}$ ;  $P<1$  кбар). К северу от палеосуши Огасавара совместно с измененными в условиях цеолитовой фации бонинитами и офиолитовыми образованиями, претерпевшими метаморфизм зеленосланцевой фации, поднято значительное количество мелких уплощенных обломков пород более высоких ступеней метаморфизма, обладающих сланцеватым и реже массивным сложением (Тарарин, 1994). Среди метаморфических пород преобладают эпидот-амфиболовые и слюдисто-эпидот-амфиболовые сланцы, различающиеся присутствием в последних заметных (до 20-30% объема) количеств биотита и светлой слюды (фенгита). Значительно реже встречаются гранатсодержащие кварциты, амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы.

Эпидот-амфиболовые и слюдисто-эпидот-амфиболовые сланцы - полосчатые породы, состоящие из агрегата эпидота, амфибола и кислого плагиоклаза  $\text{An}_{17-25}$ , к которым в варьирующих количествах присоединяются фенгит, биотит, хлорит, кварц, титаномagnetит, сфен, апатит и иногда калиевый полевой шпат. Амфиболы сланцев отвечают составам магнезиальной, чермакитовой и, реже, эденитовой роговой обманки, содержащей мелкие выделения кальциево-натриевого и натриевого амфибола, замещающего ее с краев и по тончайшим прожилкам, приуроченным к зонкам дислокаций. Состав новообразованного амфибола соответствует винчиту, барруазиту и магнезиорибекиту (Тарарин, 1994). Образование кальциево-натриевых амфиболов происходило в условиях низких температур ( $250-300^{\circ}\text{C}$ ) и повышенного давления (4-5 кбар), накладываясь на более высокотемпературные ранние парагенезисы сланцев, возникшие в условиях нижних частей амфиболитовой фации ( $T=500-600^{\circ}\text{C}$ ;  $P=3-5.5$  кбар) и испытавших ретроградные преобразования в условиях фации зеленых сланцев.

Метаморфические породы амфиболитовой фации имеют, вероятно, поздне меловой возраст,

представляя измененные фрагменты океанической плиты, "захороненной" в пределах преддуговой области, интенсивно тектонизированной и интродуцированной продуктами островодужного магматизма. Правомочность подобных предположений подтверждается обнаружением меловых осадочных пород и metabазальтов, поднятых драгированием более чем в 50 км к западу от оси Марианского желоба (Johnson, Fryer, 1990), и драгированием поздне меловых карбонатных пород, перекрывающих в Идзу-Бонинском желобе офиолитовые образования.

Метаморфические породы с парагенезисами глаукофансланцевой фации в глубоководных желобах Западной Пацифики впервые были описаны в Марианском желобе (Геология дна..., 1980; Maekawa et al., 1992). Метавулканиты с глаукофансланцевой минерализацией обнаружены драгированием, а затем и в керне скв. 778А, пробуренной в конусообразной подводной горе в преддуговой области Марианского желоба. Исходными породами служили афировые базальты и их вулканокластические разности, преобразованные при зеленосланцевом диафорезе в агрегат актинолитовой роговой обманки, эпидота, хлорита, альбита и сфена. Низкотемпературные минералы глаукофансланцевой фации - лавсонит, пумпеллит, арагонит и иногда винчит наблюдаются в виде прожилков и продуктов выполнения пор в metabазальтах, накладываясь на более ранние минеральные ассоциации.

Изучение показало, что в метавулканитах отмечаются минеральные парагенезисы двух стадий метаморфизма: океанического и субдукционного. Приблизительные физико-химические условия метаморфизма были определены, используя экспериментальные данные. Они свидетельствуют, что метаморфические преобразования вулканитов Марианского желоба субдукционного этапа происходили при температуре  $150-250^{\circ}\text{C}$  и давлении 4.5-6 кбар, накладываясь на минеральные парагенезисы океанического метаморфизма зеленосланцевой фации. Предполагается (Maekawa et al., 1992), что субдукция Тихоокеанской плиты под Филиппинскую обуславливает процессы серпентинизации перидотитов мантийного клина над зоной субдукции, что ведет к уменьшению их плотности и подъему к поверхности серпентинитового материала, захватывающего и транспортирующего обломки метаморфических пород. По мнению этих исследователей, флюиды, преобразующие перидотиты в серпентиниты, являются главным фактором серпентинитового диапиризма преддуговой области Марианского желоба и формирования здесь на поверхности морского дна многочисленных серпентинитовых подводных гор (Maekawa et al., 1992).

На внутреннем склоне желоба Кермадек основная часть метаморфических пород обнаружена в

составе вулканических брекчий на ст. Н17-23. Метаморфизованные габбро, долериты и метабазалты составляют около 25% объема обломков брекчий. Вторичные изменения пород сводятся к замещению клинопироксена хлоритом, амфиболом, эпидотом и развитию прожилков цеолитов и карбоната.

Палеогеновый метаморфизм ранних стадий развития разнообразно представлен также в юго-западной части Тихоокеанского пояса. Зоны этого возраста связаны с Австралийским континентом, представляя как бы внешний (океанический) пояс его разрастания. Этот пояс смыкается на западе (в районе Индонезии и Андаманских островов) с Бирманской зоной, входящей уже в систему гималайских структур. В направлении с востока на запад в поясе выделяются следующие метаморфические зоны, начиная от предполагаемого его заложения вдоль глубоководных желобов Кермадек и Тонга: Меланезийская, Филиппинская, Восточная Сулавеси, Индонезийская и Бирманская.

Меланезийская метаморфическая зона охватывает внешнюю (океаническую) часть архипелагов Вануату, Соломоновы острова и Новая Гвинея. Наиболее детальные данные имеются по Соломоновым островам, где обоснован (Richards et al., 1966) возраст метаморфических образований. Вмещающая толща основных андезитов, базальтов и осадочных пород имеет здесь позднемеловой-эоценовый возраст. Метаморфические породы представлены в основном амфиболовыми сланцами, определение абсолютного возраста которых К-Аг методом по амфиболу и плагиоклазу дало цифры 32-51 млн лет (Richards et al., 1966). Согласно П.Колеману (Coleman, 1966), система Соломоновых островов заложилась в мелу и к настоящему времени сформировались три структурные зоны - вулканическая (южная), сложенная молодыми, в том числе и современными, преимущественно андезитовыми вулканитами, Центральная и Тихоокеанская (северная), в которой найдены наиболее древние раннемеловые лавы подводного происхождения. Центральная провинция содержит дислоцированный комплекс вулканогенных и вулканогено-осадочных пород, прорванный интрузиями гипербазитов и габброидов, неравномерно метаморфизованный в нижнем эоцене с образованием хлоритовых и амфиболовых сланцев.

Филиппинская зона представляется как северное окончание палеогенового пояса метаморфизма системы зон, связанных с Австралийским континентом. Она состоит из двух метаморфических поясов - по восточной окраине Филиппинского архипелага и вдоль его западной окраины. Поскольку к северу от Филиппинских островов метаморфическая зона не прослеживается (на о. Тайвань метаморфизм является более древним), можно предполагать к северу от

архипелага смыкание двух рассматриваемых полос метаморфизма. В пользу такой структурной увязки свидетельствует наличие двух глубоководных желобов - восточного (Филиппинского) и западного (к западу от островов Лусон и Миндоро), которые простираются субмеридионально и подчеркивают симметричное геологическое строение Филиппинского архипелага.

Типичный разрез метаморфической зоны Филиппинских островов описан на о. Балабак (южнее о. Палаван), на котором метаморфическая зона обнажается вдоль его восточного побережья (John, 1963). Вулканогенно-осадочные толщи метаморфической зоны относятся к кремнисто-спилитовой формации позднемелового-раннеэоценового возраста. Они прорваны интрузивным комплексом перидотитов, габбро, анортозитов и пироксенитов. В базальтах развиваются альбит, хлорит, кальцит, клиноцоизит, и они превращаются в спилиты, в хлоритовые и эпидот-хлоритовые сланцы.

Продолжение структуры о. Палаван прослеживается в северных и восточных районах о. Калимантан - кремнисто-спилитовая формация мел-палеогенового возраста. Она прорвана интрузивами ультраосновного состава и неравномерно метаморфизована.

Дальнейшее продолжение зоны палеогенового метаморфизма фиксируется на о. Сулавеси. Геологическая история и строение этого острова исключительно сложны. Многие исследователи выделяют в пределах его восточной части остатки древней структуры, объединявшей в домеловое время острова Сулавеси, Серам, Тимор. Но в общем Сулавеси, несомненно, относится к области палеогеновой складчатости и метаморфизма. Отложения верхнего мела и палеогена представлены на нем граувакками, основными эффузивами и их туфами, глинистыми сланцами и известняками. Остров Сулавеси морфологически выглядит как сдвоенная дуга, обращенная вогнутой стороной к Тихому океану. К внутренней (океанической) дуге приурочен рассматриваемый пояс метаморфических пород, в котором обнажаются мощные интрузии основных и ультраосновных пород, с которыми ассоциируют глаукофановые сланцы и жадеитсодержащие породы (Miyashiro, 1961). Согласно исследованиям, в восточной части центрального Сулавеси распространены амфиболовые, гранат-амфибол-биотитовые сланцы, пьезонитовые кварциты, гранат-эпидот-хлорит-мусковитовые сланцы эпидот-амфиболитовой фации. Западнее, в районе оз. Посо, выделяется зона глаукофанового метаморфизма, к которой приурочены глаукофановые, лавсонитовые, пумпеллиитовые, хлоритовые, антигорит-серпентиновые сланцы, жадеитовые, эгирин-жадеитовые и альбитовые породы.

Индонезийская метаморфическая зона прослеживается вдоль южной окраины о. Суматра. Предполагается, что на о. Ява она перекрыта молодыми вулканитами. Метаморфические проявления сопровождаются здесь цепь интрузий основных и ультраосновных пород, которая через Никабарские и Андаманские острова прослеживается в Бирму, где метаморфическая зона приурочена к цепочке альпийно-типовых интрузивов гипербазитов, прорывающих базальные горизонты эоцена. В этой метаморфической зоне описаны измененные дуниты, роговообманковые перидотиты, серпентиниты с хлоритом (Slegg, 1941). Тела ультраосновных пород содержат жилы жадеититов и сопровождаются слюдистыми, глаукофановыми и хлоритовыми сланцами.

До недавнего времени к среднемиоценовому возрасту (Храмов и др., 1968) относилась метаморфическая зона о. Карагинского. Но последующие работы показали, что метаморфизм является более древним (метаморфические породы отнесены к доверхнемеловому комплексу).

*Мезозойские метаморфические зоны:* Карагинская, п-ова Озерного, Хавывенская, Хатырская, Пекульнейская, Сусунайская, Камуикотан, Самбагава, Тайваньская, Восточно-Калимантанская, Тиморская, Ново-Каледонская, Восточно-Новозеландская, Антильская, Францисканская.

В аккреционной структуре о. Карагинского (2, рис. 36) тектонически совмещены различные по составу, возрасту и происхождению структурно-вещественные комплексы. Они формируют ряд пластин, соприкасающихся друг с другом по крупным надвигам, наклоненным на северо-запад. Наиболее высокое положение занимают тектонические пластины позднесенонских островодужных отложений, ниже которых расположены сложно дислоцированные офиолитовые чешуи и серпентинитовый меланж. Наиболее низкое структурное положение занимают пластины интенсивно дислоцированных палеогеновых терригенных пород и осадочного меланжа (Геология западной..., 1990; Кравченко-Бережной, 1989; Тарарин и др., 1993, 1997; Чехович и др., 1989; Kravchenko-Berezhnoy, Nazimova, 1991).

Метаморфические породы о. Карагинского образуют крупные (до 1.5 км) вытянутые блоки, обрамляющие выходы офиолитов в центральной части острова, залегающие в их основании, и множество глыб и более крупных тел среди серпентинитового меланжа. Возраст метаморфических пород точно не установлен. Находки альб-сеноманских и кампан-маастрихтских радиолярий в породах кремнисто-вулканогенного комплекса (Брагин и др., 1986), перекрывающего офиолитовые образования, свидетельствуют о допозднемеловом возрасте протолита метаморфических пород. Радиоизотопные К-Аг определения, варьирую-

щие от  $30 \pm 5$  млн лет до  $70 \pm 2$  млн лет (Геология западной..., 1990; Кравченко-Бережной, 1989; Чехович и др., 1989; Тарарин и др., 1997), отвечают процессам динамотермального метаморфизма, связанного с отрывом и перемещением нагретых офиолитовых пластин.

Метаморфические породы - полосчатые метабазитовые сланцы, образовавшиеся за счет исходных алевритовых и алевро-пелитовых туфов основного и реже среднего состава, содержащих тонкие прослои туфосилицитов и согласные тела долеритов, габбро-долеритов и реже - тоналитов. Преобладающие среди метабазитов эпидот-плагиоклаз-амфиболовые сланцы - порфиробластические породы, в составе которых главная роль принадлежит зеленой роговой обманке, плагиоклазу  $An_{18-25}$  и эпидоту. В подчиненных количествах отмечаются биотит, хлорит, кварц, ильменит и сульфиды (пирит, пирротин и халькопирит). Роговая обманка сланцев оптически зональна. Центральные ее зоны и узкие краевые каймы сложены актинолитом, а вся остальная часть кристаллов отвечает чермакитовой, феррочермакитовой и магнезиальной роговой обманке. Характер зональности минералов сланцев свидетельствует, что метаморфизм имеет полиметаморфическую природу и осуществлялся в несколько этапов (Тарарин и др., 1993).

Наиболее ранний метаморфизм океанической природы фиксируется по реликтам актинолита зональных кристаллов амфибола и отвечает условиям фации зеленых сланцев ( $T=305-365^\circ C$ ;  $P < 1$  кбар). Этот метаморфизм осуществлялся при активном участии нагретой морской воды, о чем свидетельствует неравномерная спилитизация исходных пород. Главный этап метаморфизма метабазитов связан с процессами перемещения в конце позднего мела нагретых габбро-гипербазитовых пластин офиолитового комплекса. Параметры этого метаморфизма снижаются с удалением от контактов с основанием офиолитовых тел от нижних частей амфиболитовой фации ( $T=520-560^\circ C$ ;  $P=3.7-5.1$  кбар) до зеленосланцевой фации ( $T=450-490^\circ C$ ;  $P=3-3.2$  кбар). Локально в метаморфических породах проявлен диафторез зеленосланцевой фации ( $T=330-350^\circ C$ ;  $P < 1$  кбар), одновременный с зеленокаменным изменением островодужных вулканитов позднего мела.

Данные по содержанию редкоземельных элементов и распределению изотопов Rb, Sr, Sm и Nd в метаморфических породах позволили дать надежное обоснование выделению двух геохимических групп исходных пород, намеченных ранее (Тарарин и др., 1993). Породы I группы обладают повышенными содержаниями высокозарядных элементов при пониженных концентрациях крупноионных литофильных элементов. Деплетированный спектр распределения РЗЭ в этих породах с отчетливым дефицитом легких

лантаноидов и содержание в породах изотопов Nd аналогичны содержаниям в нормальных толеитовых базальтах срединно-океанических хребтов (Тарарин, 1999; Тарарин, Бадрединов, 1997). Породы II группы характеризуются пониженными концентрациями высокозарядных элементов и высокими содержаниями крупноионных литофильных элементов. Содержания петрогенных и рассеянных компонентов, спектры распределения РЗЭ и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения в этих породах аналогичны таковым в островодужных толеитовых базальтах. Предполагается, что метаморфические породы о. Карагинского возникли в пределах Вывенско-Ватынской островодужной системы Восточной Камчатки, содержащей в пределах активной островной дуги “захороненные” реликты древней океанической коры. Термально-дислокационный метаморфизм этих отложений обусловлен отрывом и обдукционным перемещением в позднем мелу (около 70 млн лет назад) молодой океанической коры, образовавшейся в окраинном бассейне этой системы (Тарарин, 1999).

Продолжение Карагинской зоны на юге прослеживается через п-ов Озерной на мыс Камчатский. На юго-восточном побережье п-ова Озерного в подошве гипербазитовых пластин в виде тектонических блоков наблюдаются более высокотемпературные метаморфические образования. Разрез метаморфических пород представлен чередованием меланократовых амфиболитов, гранатовых амфиболитов и кварцитов, среди которых преобладают меланократовые амфиболиты. В нижней части разреза по руч. Хавыв меланократовые амфиболиты сильно мигматизированы и содержат маломощные жилки плагиогранитного состава. Использование минеральных геотермометров показывает, что минеральные парагенезисы амфиболитов, гранатовых амфиболитов и кварцитов п-ова Озерного сформированы при температуре 530-630°C и давлении 5-7 кбар (Бадрединов и др., 1989).

Хатырская и Пекульнейская метаморфические зоны представляют собой две полосы натриевых метаморфических проявлений мезозойского возраста, связанных с формациями вулканогенно-кремнистых пород, интродуцированных гипербазитами. Восточная полоса включает в себя Хатырскую зону на севере, Хавывенскую зону (в западной части п-ова Озерного) и южное проявление этой полосы - Валагинскую зону. Наиболее детально исследованы метаморфические породы Хавывенской возвышенности. Возвышенность сложена метаморфическими породами хавывенской серии мощностью около 1200 м, относимыми большинством исследователей к образованиям доверхнемелового фундамента Восточной Камчатки. Разрез метаморфических пород включает две самостоятельные толщи: нижнюю - лейкократовых

кристаллических сланцев мощностью около 500 м и верхнюю - основных сланцев и кварцитов видимой мощностью около 750 м. Породы интенсивно рассланцованы, смяты в узкие изоклиналильные, часто наклоненные и опрокинутые складки со следами волочения.

Возраст метаморфических пород серии проблематичен. Геологические наблюдения свидетельствуют, что отложения серии несогласно перекрываются верхнемеловыми вулканитами и метаморфизованы в допозднемеловое время, на что указывают единичные К-Ar радиоизотопные определения (122 и 90 млн лет).

Среди метаморфических пород нижней толщи преобладают полосчатые лейкократовые эпидот-двуслюдяные ( $\pm$ гранат), амфибол-двуслюдяные ( $\pm$ гранат) и гранат-амфибол-двуслюдяные ( $\pm$ эпидот) кристаллические сланцы, состоящие из порфиробластов альбита, калиевого полевого шпата, граната, амфибола и биотита среди мелкозернистой основной массы из альбита, кварца и нередко калиевого полевого шпата, к которым в различных сочетаниях присоединяются биотит, фенгит, эпидот и амфибол эденит-ферроэденитового состава. Микрозондовое исследование минералов кристаллических сланцев показывает, что гранаты, как и другие темноцветные минералы, характеризуются чрезвычайно высокой железистостью. Характер зональности этих минералов свидетельствует, что их формирование происходило на фоне повышения температуры при прогрессивном метаморфизме (Бадрединов и др., 1989).

Верхняя толща хавывенской серии приурочена к крыльям куполовидной структуры, ядро которой сложено отложениями нижней толщи. По особенностям литологического состава верхняя толща разделена на две пачки: нижнюю - основных сланцев и верхнюю - кварцевую. В составе сланцев преобладают альбит и сине-зеленый амфибол, к которым в различных количественных соотношениях присоединяются эпидот, хлорит, фенгит и Fe-Ti оксиды.

По всему разрезу верхней толщи отмечаются линзовидные и пластообразные тела апогарцбургитовых серпентинитов, дунитов и метагаббро, интенсивно тектонизированных, рассланцованных и смятых в узкие изоклиналильные складки волочения совместно с вмещающими их породами. Мощность тел колеблется от первых метров до 60-100 м. На контакте с серпентинитами зеленые сланцы и метагаббро превращены в родингиты мощностью до 1-4 м. Здесь же иногда отмечаются эгиринавит-кроссит-альбитовые и кроссит-альбитовые щелочные натриевые метасоматиты.

Амфибол эпидот-амфиболовых и эпидот-хлорит-амфиболовых зеленых сланцев отвечает составу

актинолита или актинолитовой роговой обманки, реликты которых сохраняются только в центральных частях кристаллов амфибола. Основная же часть его кристаллов имеет состав винчита и баррузита, замещающих кальциевые амфиболы. Еще более щелочные амфиболы натриевого ряда характерны для натриевых метасоматитов, ассоциирующихся с родингитами. Обычно ядра их кристаллов представлены винчитом и реже - актинолитом, а краевые зоны сложены кросситом, ферроглаукофаном и магнезиорибекитом (Тарарин и др., 1997).

Геохимические данные свидетельствуют, что кристаллические сланцы нижней толщи принадлежат к метаморфизованным вулканогенным образованиям субщелочной серии, сходным с вулканидами латит-трахидацитового ряда окраинно-континентальных вулканических поясов, а зеленые сланцы верхней толщи геохимически аналогичны толеитовым базальтам задуговых бассейнов. Тесная пространственная ассоциация толеитовых метабазальтов с кварцитами, серпентинитами и метагаббро в составе верхней толщи позволяет объединить их в офиолитовый комплекс. Предполагается, что совместное нахождение генетически разнородных комплексов пород - континентального и офиолитового - в единой структуре обусловлено процессами тектонического скупивания в период формирования аккреционных призм Олюторско-Камчатского террейна.

Хатырская метаморфическая зона (8, рис. 36) изучена очень слабо. Комплекс вмещающих ее пород, обнажающийся в тектонических окнах, относили раньше к докембрию и палеозою, но в последние годы появились данные о раннемезозойском его возрасте (Гнибиденко, 1979), хотя вопрос все еще остается дискуссионным. В составе метаморфического комплекса преобладают зеленые сланцы. Ему подчинены небольшие тела гипербазитов и габброидов. В связи с гипербазитами встречаются жадеитовые породы.

Западная метаморфическая зона, близкая по возрасту к восточной, объединяет Пекульнейскую зону на севере и Ганальскую зону на юге рядом мелких проявлений. Вариант увязки этих зон, представленный на рис. 36, является предположительным. Неясна и структурная связь Хатырской и Пекульнейской зон. Возможно, они смыкаются друг с другом, образуя единую структуру, относящуюся к системе обрамления Чукотского континентального выступа. Возможно, это независимые метаморфические пояса, и западный пояс является несколько более древним по отношению к восточному.

Собственно Пекульнейская зона (9, рис. 36) приурочена к верхнеюрским-валанжинским отложениям (Добрецов, Курода, 1969). Сложно дислоцированная осадочно-вулканогенная толща, содержащая

прослой кремнистых пород, прорвана здесь интрузивами дунит-верлитовой формации и габбро. В ассоциации с гипербазитами находятся эпидот-глаукофановые сланцы и эклогиты.

Аналогами западной (Пекульнейской) мезозойской метаморфической полосы на юге Охотского структурного региона является Сусунайская зона Сахалина (10, рис. 36) и Камуикотан на Хоккайдо (11, рис. 36). В зоне Камуикотан метаморфизованы юрские и нижнемеловые отложения с образованием глаукофановых сланцев.

Время накопления исходных вулканогенно-осадочных отложений Сусунайской зоны по комплексу фораминифер устанавливается позднепалеозойским-раннемезозойским; абсолютный возраст ультраосновных пород - 206 млн лет, зеленокаменных пород с альбитом и кросситом - 178 млн лет, что соответствует границе триаса и юры (Добрецов и др., 1968). Имеются определения и более молодого возраста. Развитие складчатости и метаморфизма в зоне, по-видимому, эволюционировало во времени, смещаясь с севера на юг.

Среди метаморфических пород Сусунайской зоны преобладают зеленые сланцы. Они состоят из альбита, клиноцоизита, эпидота, пумпеллиита, хлорита, стильпномелана, актинолита, амфиболов глаукофан-кросситового ряда, кальцита, кварца и сфена в широко меняющихся количественных соотношениях.

Интрузивные образования среди метаморфических комплексов представлены преимущественно согласными телами серпентинитов и горнблендитов, образовавшихся в результате метаморфизма дунитов, гарцбургитов и, в меньшей мере, пород габброидного ряда. Последние обычно превращены в амфиболиты и глаукофаносодержащие зеленые сланцы.

В верхних частях метаморфического разреза Сусунайской зоны встречаются зеленые сланцы, в которых содержатся натриевый актинолит, субглаукофан, кроссит, лавсонит, глаукофан, эгирин- и жадеитсодержащие пироксены. В виде узких полос мощностью 10-25 м глаукофановые сланцы залегают в эпидот-хлоритовых сланцах вблизи тел серпентинитов и приурочены к зонам тектонических нарушений.

Натриевый характер метаморфизма выражен в Сусунайской зоне очень ярко. Наличие лавсонита с кварцем и отсутствие ломонтита свидетельствуют о низкой температуре завершающих стадий метаморфизма в условиях повышенного давления.

Метаморфический пояс Камуикотан приурочен к зоне приподнятого по разломам антиклинория, ядро которого сложено отложениями от раннего мела до раннего палеогена (Banno, 1986; Komatsu et al., 1992). В осевой зоне пояса имеет место тесная ассоциация метаморфических пород и ультраосновных интрузивов, некоторые из которых имеют огромные

размеры. Весь этот комплекс перемещен к западу и надвинут на складчатые толщи меловых отложений. Метаморфический комплекс включает кристаллические сланцы, образовавшиеся при низких температурах и повышенном давлении, а в серпентинитовом меланже присутствуют блоки более высокотемпературных образований вплоть до пород гранулитовой фации. Степень метаморфического преобразования исходных пород и возраст метаморфизма значительно варьируют от 130-140 млн лет для глаукофансодержащих пород до 110-50 млн лет для слабо измененных филлитов и сланцев (Ohta et al., 1991). Метаморфические породы представлены глинисто-кремнистыми, известковыми и зелеными сланцами. В узких зонах более интенсивного метаморфизма развивается серия минералов, очень богатых натрием - глаукофан, рибекит, эгирин-авгит, кроссит, эгирин, жадеит.

Приморско-Японская структурная область окаймлялась в мезозое метаморфической зоной Самбагава. Эта зона наиболее типична в центральной части о. Сикоку, где ширина ее достигает 30 км. Вероятным представляется огибание этой зоной плато Абакума с юга и смыкание с зоной глаукофанового метаморфизма на севере о. Хонсю, известной под названием Матсугамира-Мотай.

Породы, слагающие пояс, представлены зеленокаменными породами, кристаллическими сланцами, возникшими за счет вулканических брекчий и лав основного состава, граувакк, глинистых отложений и песчаников, возраст которых варьирует от юры до раннего мела (Banno, 1986; Nureki et al., 1992). В эпоху метаморфизма и складчатости, датируемыми от 82 до 120 млн лет (Геологическое развитие..., 1968; Nureki et al., 1992), в зону Самбагава внедрялись тела ультраосновных пород, представленных в настоящее время серпентинитами, габбро, метагаббро и метадолеритами.

Типичными метаморфическими породами зоны являются сланцы с порфиробластами альбита, заключенными в альбит-хлорит-серицит-кварцевую сланцеватую массу, иногда с эпидотом, актинолитом. Нередко они перемежаются с кремнистыми сланцами, содержащими серицит, хлорит, альбит, пьомонит и гематит. Более локально в сланцах распространены глаукофан, эгирин-авгит, жадеитсодержащий пироксен, пумпеллиит, лавсонит и натриевый актинолит.

Степень метаморфизма пород в зоне Самбагава отчетливо снижается в направлении с юго-запада на северо-восток. Прослеживаются переходы от зон глаукофанового метаморфизма к зонам зеленосланцевого метаморфизма пренит-актинолитовой и пренит-пумпеллиитовой минеральных субфаций. Эти соотношения типичны для поясов глау-

кофанового метаморфизма, связанного с глубинными разломами, контролирующими поступление натриевых флюидов.

Тайваньская метаморфическая зона прослеживается вдоль восточного побережья острова. Она охватывает нижнемезозойскую офиолитовую толщу в восточной части Центрального хребта о. Тайвань, сложенную зелеными сланцами и спилитами. В ней отмечаются зоны глаукофанового метаморфизма с лавсонитом и крокидолитом. Время метаморфизма датируется как мезозойское (Ho, 1966). С запада зона ограничивается дислоцированным метаморфическим комплексом сланцев, гранито-гнейсов и мигматитов.

Мезозойские метаморфические проявления на о. Калимантан приурочены к гипербазитовым поясам в центральной антиклинории и антиклинории Мератус (на юге острова). Эти пояса, по всей вероятности, структурно связаны. О восточном продолжении метаморфического пояса ничего не известно. Вероятно, он прослеживается на север о. Суматра, где перекрыт молодыми вулканами, и далее распространяется в Бирму.

Метаморфические зоны Тиморская, Новокаледонская и Восточно-Новозеландская относятся к структуре островных дуг, связанных с Австралийским континентом.

Верхнепалеозойские отложения о. Тимор, представленные терригенно-вулканогенными формациями с фауной фузулинид, обнажаются в ядрах антиклинальных структур. Предполагалось, что они были дислоцированы и метаморфизованы в эпоху герцинской складчатости. Но в западной половине острова пермские и мезозойские отложения дислоцированы совместно, без значительных несогласий между ними.

Метаморфические зоны о. Тимор занимают секучее положение по отношению к напластованию пород. Наивысшая степень метаморфизма фиксируется зоной гранатовых амфиболитов, от которой последовательно происходит снижение степени метаморфизма от амфиболитов с эпидотом и иногда гранатом до альбит-эпидотовых амфиболитов и далее альбит-эпидот-актинолитовых зеленых сланцев.

Складчатая область Новой Каледонии интродуцирована громадными массивами серпентинитов и перидотитов, относимых предположительно к палеогену. Но метаморфизм глаукофансланцевого типа считается более древним. Возможно, ранние стадии метаморфизма на Новой Каледонии относятся к герцинской эпохе, но главная эпоха складчатости и метаморфизма отвечает границе юры и раннего мела. Зонам глаукофанового метаморфизма подчинены линзы сильно измененных эклогитов (Coleman et al., 1965), характеризующихся высокой железисто-

стью граната и низкотемпературным распределением железа и магния между гранатом и пироксеном. Но, даже учитывая сравнительно низкую температуру, давление, необходимое для образования этих пород, остается значительным, что приводит к представлениям о большой глубине погружения толщ в эпоху раннего метаморфизма. Это допущение не всегда хорошо согласуется с геологическими представлениями, что дает основание предполагать более глубинное происхождение эклогитовых пород, линзы которых введены в метаморфические серии тектоническими процессами. Пояса глаукофанового метаморфизма обычно очень интенсивно дислоцированы, а эклогиты интенсивно диафторированы, так что это предположение имеет основания.

Продолжение Новокаледонской метаморфической зоны прослеживается на островах Новой Зеландии, где метаморфические формации образованы в результате проявления палеозойских и мезозойских этапов метаморфизма.

Позднепалеозойско-мезозойская история развития Новой Зеландии характеризуется чертами, сходными с историей Новой Каледонии. В позднем палеозое - раннем мезозое существовала единая геосинклиналь, охватывающая территории Новой Каледонии, островов Северного и Южного Новой Зеландии и поднятие Чатам. Отложение граувакк, кремнисто-вулканогенных пород, глинистых сланцев и песчаников завершается мощными дислокациями на границе юры и мела, внедрением небольших массивов ультрабазитов и габбро и метаморфизмом, варьирующим от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Хлоритовым и амфиболовым сланцам подчинены локальные зоны интенсивного натриевого метаморфизма, которые фиксируются образованием эгирина, рибекита и других щелочных минералов.

К востоку от Новой Зеландии метаморфические породы прослеживаются на поднятии Чатам, в северной части которого из-под молодых лав и туфов выходят метаморфизованные сланцы и известняки позднего палеозоя - раннего мезозоя.

На Американском континенте мезозойские метаморфические зоны пользуются широким распространением. Они известны в Южно-Антильской островной дуге, в Венесуэле, Кубе, Гватемале, Калифорнии, на Аляске.

В пределах Венесуэлы метаморфические образования входят в систему карибских Анд. Они обнажаются в пределах Берегового хребта, где выделяется два метаморфических комплекса. Комплекс гнейсов, слюдяных сланцев и амфиболитов (группа Каракас) с интрузиями перидотитов и наложенными мигматитами и гранитами обнажается на северных склонах карибских Анд, обращенных к Карибскому морю, продолжаясь по простиранию на о. Маргари-

та и северных хребтах Тринидада (Кропоткин, Шахаров, 1965). Более молодой комплекс (группа Паракотос - зеленые сланцы с прослоями амфиболитов, кварциты, магнезиальные мраморы и неметаморфизованные породы: аркозы, конгломераты, порфириды, базальты) обнажается на южном склоне Берегового хребта. Этот комплекс несогласно перекрывается верхнемеловыми и палеогеновыми слабо метаморфизованными отложениями.

Комплексу Каракас подчинены тела серпентинитов и проявления щелочного метаморфизма - амфиболиты с натриевыми пироксенами и амфиболами, которые ассоциируют с гранатовыми амфиболитами. Амфиболиты местами находятся в ассоциации с мигматитовыми гнейсами, кварц-мусковитовыми сланцами и мраморами. Некоторые тела щелочных амфиболитов и эклогитов содержатся в виде будин в сланцевых толщах.

К югу от Каракаса развит более молодой комплекс (формация Паракотос), в состав которой входят метаграувакки, филлиты и кремнистые сланцы с прослоями карбонатных пород и туфов, интродуцированные телами перидотитов. В метаграувакковой зоне метаморфизма содержатся зоны хлоритовых филлитов и сланцев с гранатом, цоизитом и турмалином.

Широтный пояс верхнепалеозойских и нижне-мезозойских пород Гватемалы, которому подчинены метаморфические образования и громадные интрузии ультраосновных пород, описаны во многих работах. Древнейшие метаморфические породы представлены слюдяными сланцами, гнейсами, амфиболитами (местами с гранатом) и мраморами, содержат интрузии ультраосновных пород, нередко приуроченных к разломам, с которыми связана натриевая минерализация. В зоне мощных дислокаций глубинного заложения фиксируется цепочка серпентинитов, содержащих включения жадеита. В этой зоне обнаружены омфацит-гранатовые эклогиты, глаукофан-лавсонит-омфацит-гранатовые и жадеитовые породы. Эклогитовые образования этой зоны - типичные эклогиты поясов глаукофанового метаморфизма с низкотемпературным распределением компонентов между гранатом и пироксеном.

Францисканская метаморфическая зона в Калифорнии детально описана в литературе (Bailey et al., 1964 и др.). В области ее распространения, охватывающей Береговые хребты и Большую Долину, распространены два комплекса - западный, францисканский, и восточный, комплекс Большой Долины. Первичные породы францисканского комплекса юрско-раннемелового возраста представлены граувакками, сланцами, основными эффузивами, кремнистыми сланцами и известняками. Он интенсивно дислоцирован, прорван многочисленными телами сер-

пентинитов и неравномерно метаморфизован. Восточный комплекс Большой Долины в нижней части стратиграфического разреза, вскрытого в западных районах, имеет сходный состав - основные эффузивы и кремнистые сланцы перемежаются с серпентинитами, отличаясь только меньшим развитием граувакк. На востоке в верхних частях разреза он существенно отличается, будучи сложен терригенными толщами глинистых сланцев и граувакк, образующими пологие складки, прорванными гранитами, в контакте с которыми они неравномерно метаморфизованы. Структурные взаимоотношения двух комплексов осложнены наличием пологих надвигов, по которым комплекс Большой Долины надвинут на францисканский.

Исключительная сложность взаимоотношений метаморфических пород Францисканской зоны, охватывающих широкий диапазон температур - 500-100°C, обусловлена полиметаморфическим характером зоны и наложением друг на друга по меньшей мере трех стадий метаморфизма, охватывающего громадный период геологического времени - 150-77 млн лет (Бейли, Блейк, 1969). Наиболее ранние этапы метаморфизма соответствуют максимальному погружению францисканской формации, ранним этапам складчатости и внедрения гипербазитов и подъему натриевых флюидов. С этим периодом связано образование эклогитов и части гранат-глаукофановых пород и жадеитовых метаграувакк. Давление, при котором происходил метаморфизм, оценивается величинами порядка 6 кбар, что соответствует глубине эрозионного среза около 20 км. По геологическим данным (Бейли, Блейк, 1969), мощность францисканской формации оценивается в 15 км, и, если допустить, что в эпоху максимального ее прогибания она была перекрыта терригенными отложениями Большой Долины (мощность их около 15 км), предположение о значительной эрозии может быть вполне оправданным. Но, возможно, эклогиты и гранат-глаукофановые сланцы формировались ниже глубины эрозионного среза. В метаморфической зональности они не занимают определенного места, встречаясь в виде ксенолитов и тектонических блоков в слабо измененных граувакках и сланцах. Размеры тектонических блоков изменяются от нескольких метров до первых сотен метров, но обычно их длина не превышает 50 м.

Последовательность метаморфических явлений во Францисканской зоне особенно ярко свидетельствует о том, что метаморфизм продолжался в период восходящих движений отдельных блоков, ограниченных разломами глубинного заложения, и связанных с ними пологих надвигов, контролирующими размещение метаморфических фаций, как и во всех других зонах Тихоокеанского пояса. При этом

одновременно со снижением давления падала температура метаморфизма. Глаукофан-лавсонитовая и лавсонитовая стадии метаморфизма отчетливо накладываются на продукты более раннего метаморфизма и на неметаморфизованные граувакки. Глаукофановые и лавсонитовые сланцы особенно широко распространены в восточных районах вдоль разломов, отделяющих францисканский комплекс от разреза Большой Долины и от образований гор Кламат. Кроме того, глаукофановые сланцы прослеживаются далеко к западу в виде узких полос вдоль разломов. Лавсонитовая стадия метаморфизма непосредственно сменяется ломонитовой (цеолитовой) с образованием промежуточных пород, характеризующихся ассоциацией этих минералов, но возможно, что эти стадии разделяются пумпеллиит-кварц-альбит-хлоритовой стадией. Взаимоотношения лавсонитовой, пумпеллиитовой, пренитовой и ломонитовой минерализации очень сложны и нередко противоречивы, что, очевидно, свидетельствует о близости физико-химических условий их возникновения. Но в общем степень метаморфизма нарастает с запада на восток по направлению к разломам, и в этой последовательности ломонитовая и пренитовая минерализация сменяются альбит-пумпеллиитовой и, затем, глаукофан-лавсонитовой.

Севернее мезозойские зоны типа Францисканской известны на п-ове Олимпик в штате Вашингтон, в пределах гор Чугач, п-ова Кенай и о. Кадьяк (Кинг, 1969). Древнейшие интенсивно дислоцированные породы триасово-мелового возраста представлены здесь спилитами, граувакками и глинистыми сланцами. Им подчинены железистые, марганцевые кремнистые образования типа яшм. Метаморфизм пород, как правило, слабый.

Выделение *палеозойских метаморфических зон* очень сложно, так как палеозойские зоны интенсивно переработаны последующим метаморфизмом, связанным с гранитоидным магматизмом (зоны Сангун, Хасанская, Брисбен, Центрально-Новозеландская и др.).

Во многих описанных выше зонах метаморфизма выделяются позднепалеозойские стадии их развития (например, в зонах Самбагава, Матсугадамира-Мотай, Джоетсу и Краевой Хида) (Кано, Курода, 1969).

Представителем зон, в которых палеозойский метаморфизм ранних этапов хорошо сохранился, не будучи затушеван последующими наложениями мезозойского метаморфизма и гранитизации, может служить Пенжинская зона (20, рис. 36), обнажающаяся в ядре Понтонейских гор (Добрецов, Пономарева, 1965). Палеозойский возраст зоны доказывается определениями абсолютного возраста метаморфических пород и минералов. Наиболее древние обра-

зования имеют возраст 330-430 млн лет. Близкие цифры получены для массивов гипербазитов - 315-368 млн лет. Фазы наложенного метаморфизма датируются возрастом 180-235 млн лет.

Метаморфическая толща Пенжинского хребта перекрывается слабо метаморфизованной (спилитизированной) девонской эффузивной толщей. На границе этих толщ располагается интрузия габбро. В составе метаморфической толщи различаются слабо метаморфизованные метаэффузивы, глаукофанизированные метаэффузивы, глаукофановые и зеленые сланцы.

Натриевый глаукофановый метаморфизм распространяется сравнительно локально на фоне более широкого зеленокаменного изменения пород, в значительной мере контролируясь, по-видимому, разломами глубинного заложения. В глаукофановых сланцах содержатся лавсонит, фенгит, пумпеллиит, пренит, хлормеланит, жадеитовый пироксен и др.

Как и в других поясах глаукофанового метаморфизма, в Пенжинской зоне имеет место размещение метаморфических пород, контролируемое разломами глубинного заложения. С удалением от разломов намечаются зоны: глаукофановая (глаукофан, альбит, эгирин, рибекит, лавсонит, хлорит, эпидот, кальцит и др.), хлормеланитовая (глаукофан-кроссит, субглаукофан, хлормеланит, альбит, актинолит, лавсонит, хлорит, эпидот, эгирин, фенгит, стильпномелан, кальцит и др.), зеленосланцевая (субглаукофан, актинолит, эпидот, пумпеллиит, альбит, хлорит, кварц, стильпномелан и др.) (Добрецов, Пономарева, 1965). Переход от зеленосланцевой зоны к глаукофановой сопровождается последовательным возрастанием щелочности амфиболов и вытеснением глаукофаном парагенезиса хлорита с альбитом, типичного для зеленосланцевой зоны.

## ГЛАВА IV

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ  
ТИХОГО ОКЕАНА

Рассматривая Землю с точки зрения глубинной тектоники с использованием последних достижений геологии и геофизики, особенно геофизической томографии, можно убедиться, что она отличается структурной асимметрией, выражением которой является деление Земли на два тектонических сегмента - Тихоокеанский и Индо-Атлантический, со всеми вытекающими особенностями (Пушаровский и др., 2000).

Для Тихоокеанского сегмента характерны его древность и длительность развития сиалической коры, отсутствие в составе литосферы континентальных блоков, а крупные поднятия (Западная часть Пацифики) с утолщенной корой основного состава составляют ее специфику.

Вокруг Тихого океана располагается подвижный тектонический пояс, в который входят складчатые сооружения различного возраста, блоки с дорифейской корой и офиолитовые пояса с возрастом в 1 млрд лет. Омоложение офиолитовых поясов наблюдается от структур континентального обрамления к более молодым океаническим образованиям. Таким образом, можно отметить, что океаны уже существовали до начала рифея или еще ранее.

Ю.М.Пушаровским и его коллегами (Пушаровский и др., 2000) предложена новая модель сочленения Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли. На западе - это Алеутско-Меланезийский ряд тектонических зон, имеющих микроплитное строение и сложную геодинамику, охватывающих в той или иной мере подвижные пояса Восточной Азии, в пределах которых присутствовали древние офиолитовые пояса по окраинам океана как на западе (Guo et al., 1984; и др.), так и восточном побережье Америки (Bourgeois et al., 1987; и др.). Омоложение офиолитовых поясов в обрамлении Тихого океана в сторону океана говорит об экспансии Индо-Атлантического сегмента в отношении Тихоокеанского, и это, как считает Ю.М. Пушаровский, показывает общую закономерность в тектонической эволюции Земли.

Рассматривая Тихоокеанский сегмент Земли, исследователи отметили асимметрию его строения, которая свойственна не только Пацифике, но и его континентальному обрамлению. Асимметрия выражается не только в особенностях геологического и геоморфологического строения, но и, как показывают океанические, геофизические и томографические данные о глубинных геосферах, отражает первичную неоднородность в строении Земли.

Проведенные в последние десятилетия комплексные геолого-геофизические исследования Тихого океана и его окраин выявили новые данные о структуре и вещественном составе пород океанического ложа и его структурных элементов: океанических хребтов и поднятий, вулканических цепей, отдельных вулканических архипелагов и островов, окраинных морей и островных дуг. Накопленный материал по геологии, магматизму и особенностям состава главных океанических структур позволяет подойти к выяснению эволюции и строения не только морфоструктур, но и в целом всей впадины Тихого океана и его глубинных геосфер.

В пределах Тихого океана можно выделить несколько крупных суперпровинций, различающихся между собой как геолого-геофизическими, так и петролого-геохимическими параметрами. Будучи связанными с глубинными процессами, они отражают разные уровни генерации магм и их состав, т.е. неоднородность субстрата, из которого они вытекались, и влияние различных литосферных, астеносферных факторов и флюидов, возможно поднимающихся в виде плюмажей от раздела внешнего ядра и нижней мантии. Существование таких струй подтверждается геофизическими исследованиями в местах существования современных горячих точек (плюмов) на Гавайях, в Исландии (Wolfe et al., 1997, 1998; Helmberger et al., 1998; Russell et al., 1998; и др.).

Область Тихого океана по линии Главного геораздела (Императорский разлом, Гавайский хребет и далее на юг вдоль разломной зоны западнее поднятия Центральной котловины, вдоль цепи Маркизских островов, далее с поворотом по разлому Истер и хребту Сала-и-Гомес до побережья Южной Америки) делится на две огромные суперпровинции - Восточную и Западную. Каждая суперпровинция включает несколько петрохимических структурных провинций. Суперпровинциям свойственны определенные характеристики строения, состава и структурно-морфологические элементы (Пушаровский, 1984; Строение дна ..., 1984; Горов и др., 1996; и др.).

Восточная суперпровинция, состоящая из нескольких более мелких провинций - Северо-Восточной, Экваториальной, Перуанской и других, характеризуется в целом единством морфологических типов: глубоководные котловины со слабо выраженным рельефом дна, на котором выделяются многочисленные, расположенные неравномерно вулканические горы. По геофизическим данным мощность литосферы для Северо-Восточной провинции (котловины) не превышает 60 км, возраст осадков не древнее 80-90 млн лет на юго-востоке. В северо-западной части литосфера, возможно, более древняя

(90-100 млн лет) с омоложением в восточном направлении к оси Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) (рис. 47). Мощность коры здесь 5,5-7 км, при этом неуплотненные осадки, которые наблюдаются не везде, слагают толщу не мощнее 150-300 м. Мощность второго слоя - 1,5-2 км ( $V_c = 5,2-5,5$  км/с), третьего - 4-80 км ( $V_c = 6,6-6,9$  км/с). В зоне ВТП наблюдается уменьшение мощности второго и третьего слоев и подъем низкоскоростной мантии ( $V_c = 7,6-7,8$  км/с).

Для этого региона уникальными являются широтные (трансформные) разломы большой протяженности, расчлняющие дно океана. Драгирование в их пределах позволило получить данные о строении и составе абиссальных плит (Строение ..., 1984; Петрологические ..., 1996; Твердая кора ..., 1987; Hilde et al., 1976; и др.).

Трансформные разломы обычно ограничивают крупные блоки, которые могут рассматриваться как петрографические провинции с определенными особенностями строения и состава. Именно здесь впервые было отмечено широкое разнообразие петрохимических типов абиссальных толеитов: нормативных толеитов (MORB), ферробазальтов, толеитов переходного типа, свойственных главным образом для ВТП. Для абиссальных котловин, а также возвышенностей разломных зон восточных провинций (Перуанской, Хуан-де-Фука, разлома Эксплорер, Сованьо и др.) характерно большое разнообразие петрохимических типов: от нормативных (N-MORB) толеитов, ферротолеитов и близких им магнезиально-железистых толеитов до аномальнотитанистых ферротолеитов, пикротолеитов и т.д. (Говоров и др., 1996; Cousens et al., 1984; Kay et al., 1970; и др.).

Но наиболее необычным разнообразием составов отличаются базальты Галапагосского и Коста-Риканского рифтов, где известны толеиты типа MORB, ферротолеиты, ультратитанистые ферротолеиты, калиевые ферротолеиты (скв. 424, 425, 506, 510, 504 И, 157, 158; Claque et al., 1981; Auto, Rhodes, 1983; Петрологические ..., 1996; и др.). Именно для этой части провинции известны сульфидные рудопроявления с высокими содержаниями золота, платины в пирите и марказите (Hekinian et al., 1980; Батулин и др., 1986; Говоров и др., 1993; и др.).

Для этого региона характерно полосовое магнитное поле: линейные магнитные аномалии выдержаны на значительных расстояниях, а их происхождение, возможно, связано с процессами спрединга.

Западная суперпровинция (рис. 47) располагается к западу от Главного Тихоокеанского раздела, вплоть до системы островных дуг: от Курило-Камчатской - на севере, до Тонга-Кермадек - на юге. Она состоит из отдельных провинций - Северо-Западной, Центральной, Каролинской, Южной и др., разделен-

ных как крупными разломами, так и системой вулканических поясов и поднятий. Эта субпровинция отличается большим разнообразием морфологических и структурных форм, строением и составом слагающих ее магматических пород, мощностью коры и глубинным строением мантии. Здесь выделяются котловины с различными граничными скоростями, глубинами залегания поверхности Мохоровичича и астеносферных слоев в мантии. Так, для Северо-Западной котловины характерны  $V_{гр.} = 8,6$  км/с и глубокое залегание астеносферной мантии, а для Восточно-Марианской -  $V_{гр.} = 8,2 \div 8,4$  км/с с быстрым затуханием на глубине, что интерпретируется как наличие на глубине волновода. В южной котловине граничные скорости в верхней части мантии и на глубине 18-20 км различны (8,4-9 км/с), что свидетельствует о ее слоистости и латеральной изменчивости.

В пределах Западной суперпровинции выделяется серия океанических поднятий с утолщенной корой (от 11-14 до 25-40 км): Шатского, Хесса, Манихики, Магеллана, Онтонг-Джава, Мид-Пацифик и др. - со слоистым строением разреза и наиболее древними осадочными и вулканогенными образованиями. Объем извергнутых лав в этих океанических плато огромен, во много раз превышает объем таких известных континентальных платобазальтов, как деканские и др. (Larson, 1991). Океаническая кора центральной части Западной провинции в возрастном промежутке 120-180 млн лет, соответствующая этапу длительной меловой магнитной аномалии, продуцирована интенсивным вулканизмом, особенно в среднем мелу (апт-альб, более  $35 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup>/млн лет); несколько меньше - в позднем мелу, согласно реконструкциям, проведенным Р. Ларсоном и его коллегами (Larson, et al., 1985; Larson, 1991).

Наиболее древними океаническими плато являются Магелланово поднятие (140-150 млн лет), объем вулканических пород которого (по данным скважин глубоководного бурения) составляет  $3,64 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup> (Larsen, 1991: DSDP 167). Возраст (млн лет) и объем ( $10^6$  км<sup>3</sup>) вулканитов других плато следующие: поднятия Шатского - 130-150 млн лет, объем - 9,86 (DSDP 49,50,306); Мид-Пацифик - 75-130 млн лет, объем - 42,9 (DSDP 313, 463, 171); плато Онтонг-Джава - 100-125 млн лет, объем - 101 (DSDP 288, 289; ODP 803, 807); горы Маркус-Уайт - 90-115 млн лет, объем - 30,85 (Sager and Pringle, 1988). Значительно меньший объем вулканических пород имеют поднятия Манихики (115-125 млн лет) и острова Лайн (75-85 млн лет).

Как предполагает Р. Ларсон (Larson, 1991), этот этап вулканизма - результат активного суперплюма. Общий объем извергнутого вулканического материала составляет около  $220 \times 10^6$  км<sup>3</sup>. Как следу-

ет из приведенных данных, пик активности связан с формированием плато Онтонг-Джава в период апт-альба. Но наиболее древние породы в основании океанических плато были получены в скважинах, пробуренных на поднятиях Шатского и Магеллановом (140-150 млн лет, DSDP скв. 167, 49, 50, 306 ).

Большинство исследователей предполагают, что среднемиловая вулканическая активность привела к поступлению в океан и в атмосферу Земли огромного количества газов, особенно двуокси углерода, что способствовало продуцированию биомассы. Именно с этим пиком (Irving et al., 1974; Tissot, 1979; Larson, 1991) связывают отложения огромной массы органических остатков и продуцирование нефти и газа, составляющих основную массу мировых запасов, связанных с отложениями апт-сантонского возрастного промежутка.

Помимо океанических поднятий в Западной суперпровинции существуют крупные бассейны: Центральный, Науру и др. Центральный бассейн расположен между Маршалловыми островами на западе, горами Мид-Пацифик - на севере и поднятием островов Лайн - на востоке. Он разбурен скважинами DSDP: 169, 170, 167, 166 и др., которые вскрыли на различных уровнях вулканические породы: покровные базальты, силлы базальтов, экструзии, вулканические породы со скелетными обломками рифтовых построек, вулканические пеплы, базальты с петрохимическими характеристиками, свойственными островным толеитам, океанические хребтовые базальты (MORB) и щелочные базальты.

Анализ петрохимических особенностей будет сделан ниже. Здесь же следует подчеркнуть некоторые взаимоотношения таких структурных элементов, как бассейна Науру и плато Онтонг-Джава, расположенных по соседству, но имеющих свои особенности развития. Как отмечалось выше, основание бассейна Науру лежит на плите с возрастом более 148 млн лет. Наиболее древние породы, встреченные в скважинах 288, 289 DSDP и 803 ODP, определены как апт-альбские (100-125 млн лет). Но, тем не менее, принимается, что в основании лежит океаническая плита с возрастом около 150 млн лет. Исследования вулканизма Центральной Пацифики (Larson, Schlanger, 1981) от бассейна Науру к Маршалловым островам и далее к островам Лайн на востоке, включая горы Мид-Пацифик (на севере), показывают, что регион может иметь поднятие, ассоциирующее с интрузиями, и формирование подводных гор - как срединно-плитовое явление. Это региональное вулканотермальное проявление началось еще в барреме с экструзии (скв. 462), продолжилось в апте ( $\approx$ 110 млн лет назад) внедрением силлов с характеристиками островных океанических толеитов (Мид-Пацифик) и продолжалось в позднемиловое время (70 млн лет на-

зад) в Маршалловых островах. По такой интерпретации, эволюция этого района подобна эволюции поднятия Дарвина, описанной Менардом (1966).

Возможно, бассейн Науру также был вовлечен в позднемиловое поднятие. Актуален вопрос о величине вертикального подъема бассейна. Батиметрические исследования, проведенные в пределах его западного склона в месте сочленения с плато Онтонг-Джава, показывают что системы водотоков, были направлены в сторону басс. Науру от поднятия Онтонг-Джава, как и в настоящее время.

Внутриплитный вулканизм Центральной Пацифики, который охватил площади более  $10^6$  км<sup>2</sup>, проявился в басс. Науру, на островах Лайн и восточнее в Мид-Пацифике и продолжался более 40 млн лет - от баррема до позднего мела, что, как полагают исследователи, вполне согласуется с представлениями Вильсона-Моргана о модели горячей точки. Хотя имеются противники этой модели (Jackson and Schlanger, 1976).

Помимо среднемиловых вулканических плато в Западной суперпровинции существует огромное количество более молодых вулканических поднятий, которые по отношению к структурам ложа океана имеют "наложенный" характер. Здесь и линейные вулканические цепи, и овальные, и сложные по очертаниям архипелаги и системы (Маркус-Неккер, острова Общества, Маркизские, Каролинские и др.). Кроме того, существует большая группа отдельных самостоятельных вулканов и вулканических групп.

Отражением разнообразия структур, характера форм и глубинного строения является магматизм, который отличается наибольшей пестротой состава и петрохимической спецификой, по которой в последние годы проведено огромное количество исследований, особенно по части изотопно-геохимической систематики. Выделены типы и даны их основные характеристики (Hofmann, 1988, 1997; Hart, 1983; Hawkesworth et al., 1990; Tatsumoto et al., 1992; и др.).

Рассмотрение и анализ этих данных, наряду с томографическими исследованиями глубин океанов вплоть до внешнего ядра, показывают, что это разнообразие имеет определенное объяснение, прежде всего с позиции плюмового вулканизма (Fukao, 1992; Hot-Spotting, 1997; Wolfe et al., 1997; Wolfe, 1998; Helmberger et al., 1998; Russel et al., 1998; и др.).

Детальные петрогеохимические исследования вулканических районов "горячих точек" (Таити, Самоа, Тубуаи и др.) показали, что породы обладают рядом особенностей по минеральному составу, отличаются высокими концентрациями элементов редкоземельной группы, по соотношениям изотопов свинца, неодима, стронция, гелия и др., что позволило выделить изотопно-геохимические аномалии и про-

вести систематику, сопоставить с наиболее глубинными породами и на этом основании выделить большемасштабную изотопную аномалию южной полушария Тихого океана (Hart, 1984; Hofmann, 1997; Sun, McDonough, 1989; Saunders et al., 1987; и др.). Эти данные и результаты геофизической томографии различных уровней верхней, средней, нижней мантии и внешнего ядра позволяют предполагать связь “горячих точек” и базальтоидного вулканизма в океанах с активизацией на границе внешнего ядра и нижней мантии в форме прорывов высокоэнергетических газов (водорода) в виде струй (плюмажей) в мантию и прохождение разогретых расплавов вплоть до поверхности Земли (Haggerty, 1994; и др.). Характер взаимодействия разогретых газовых струй с породами мантии и процессы, возникающие в мантии или астеносфере, остаются пока в области предположений, но геофизические данные, особенно в рифтовых зонах, там, где астеносфера наиболее близка к поверхности, показывают, что над этими участками, как правило, активно проявлен вулканизм (Байкальский рифт, рифт Таньлу и впадина Сунляо, Африканские рифты и т.д.). Таким образом, взаимосвязь активных процессов на поверхности внешнего ядра в слое  $D''$  и последующих активных магматических явлений на поверхности Земли установлена с помощью геофизических наблюдений в “горячих точках” (Wolfe, 1998; Helmberger et al., 1998; Fukao, 1992; и др.) на примере Исландии, Таити и Гаваев.

Рассматривая особенности Западной суперпровинции (по В.Г. Сахно, Мартынову, 1990), или многочисленных Западных провинций (по И.Н. Говорову и др., 1996), еще раз следует подчеркнуть определенные отличия от Восточной суперпровинции (см. рис. 47) не только в характере геоморфологии дна, но и в истории развития.

Следующей суперпровинцией является система окраинных морей, обрамляющих с запада ложе Тихого океана и в большей степени подчеркивающих неоднородность и асимметричность его строения. Их гетерогенность хорошо выявляется из сравнения структурных особенностей, магматизма и глубинного строения наиболее изученных Японского и Филиппинского морей.

Особой петрографической суперпровинцией является Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП). Несмотря на структурно-морфологическое единство на большом протяжении, оно характеризуется неоднородным строением коры и гетерогенным субстратом в различных его частях. Это проявляется прежде всего различиями глубин и скоростей волн в верхней мантии как вдоль хребта, так и на отдельных отрезках поперек его оси. Глубина залегания поверхности Мохоровичича значительно изменяется - от 8-9 до

10-13 км, а граничная скорость  $V_{гр.} = 7,5 \div 8,1$  км/с увеличивается до 8,3 км/с по мере удаления от оси. В верхней части мантии вдоль поднятия фиксируется волновод (~ 9-10 км), соответствующий, по-видимому, магматическому очагу.

Данные по составу магматических пород различных блоков хребта, особенно по распределению редких и редкоземельных элементов и по изотопии, в еще большей степени противоречат представлениям об однородности условий генерации магм и субстрата, из которого они выплавлялись. Другими словами, для ВТП, так же как и для других структурных элементов океана, характерна вещественная неоднородность, определяемая латеральной и глубинной неоднородностью мантии.

Таким образом, в пределах Тихоокеанского блока Земли выделяются четыре крупные суперпровинции с характерными чертами строения, развития и состава магматических пород. Их наличие подчеркивает структурную неоднородность высшего порядка. В пределах каждой суперпровинции выделяются провинции - подразделения более мелкого порядка, характеризующие отдельные океанические блоки, имеющие сходные черты. На фоне сходства выявляются различия внутреннего строения и эволюции магматизма. Особенности состава магматических пород, занимающих различное структурно-морфологическое положение как в отдельных провинциях, так и внутри них, будут рассмотрены ниже.

Одной из наиболее интересных структур для решения вопроса однородности базальтов, условий их происхождения и механизма формирования является ВТП - структура, согласно тектонике плит, генерирующая породы второго слоя океанической коры. Многочисленные данные, полученные в последние годы при бурении, показывают, что базальты срединно-океанических хребтов неоднородны по характеру распределения как петрогенных компонентов, так и особенно микроэлементов - Sr, Zr, Ba, Rb и РЗЭ. На характер распределения этих элементов, безусловно, оказывают влияние процессы кристаллизационной дифференциации и частичного плавления. В зависимости от интенсивности этих процессов формируются определенные региональные петрогеохимические провинции.

Согласно современным экспериментальным данным и петрологическим исследованиям магматических пород, ведущая роль в процессах плавления принадлежит летучим компонентам глубинного происхождения. Их роль определяется не только влиянием на температуру плавления и состав выплавки, но и способностью эффективно осуществлять транспортировку многих элементов.

Важно, что флюидный режим и петрогеохимические региональные черты взаимосвязаны, взаимо-

обусловлены и отражают, видимо, глубинность этого явления, а также гетерогенность мантии (Моисеенко, Сахно, 1982; Welham, Graig, 1979). Ниже для сравнения будут подробно рассмотрены серии магматических пород ВТП (в основании центральной части), магматические комплексы структурных элементов дна океанического ложа, вулканических и иных поднятий Центральной котловины Западной суперпровинции и магматические образования Японского и Филиппинского морей.

Перечисленные области представляют собой наиболее типичные магматические провинции субширотного латерального ряда: от структур, характеризующихся процессами образования океанической коры (ВТП), к структурам более древнего заложения и длительного развития с наложенными вулканическим поясами вплоть до окраинных морей Востока Азии, происхождение которых в той или иной степе-

ни связано с деструкцией блоков континентальной коры или ее наращиванием. Здесь представлены все структурно-морфологические элементы Тихого океана, наиболее детально описанные и исследованные на данном этапе. Обширная литература по северо-западной части океана, детальные работы, проведенные в последние годы российскими научно-исследовательскими судами, а также данные DSDP (рейсы 55, 62 и др.) позволили получить новый материал по Северо-Западной и Северо-Восточной котловинам, по поднятиям Шатского и Хесса, разломам Императорскому, Клариион и др., по Гавайской и Императорской вулканическим цепям (Пушаровский, 1982, 1984; Пушаровский и др., 1984; Рудник и др., 1984; Строение дна ..., 1984). В следующих разделах приводится подробный анализ магматизма и особенностей петрохимического и геохимического состава пород, слагающих эти структуры.

## ГЛАВА V

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Грандиозная впадина Тихого океана, четко очерченная на западе и востоке андезитовой линией и сопряженными с ней глубоководными желобами, на юге имеет неопределенную границу с Антарктическим океаном. Она условно проводится по крупному разлому Элтанин. К югу от него сформировался Антарктический океан, заместивший южное складчатое обрамление Тихого океана и часть Антарктического континента. Толеитовые базальты представляют преобладающий тип вулканических пород Тихого океана (табл. 11). В ассоциации с ними входят, с одной стороны, разнообразные типы щелочных горных пород, пользующиеся в океанических структурах достаточно большим распространением (исландиты, риолиты и др.), с другой стороны - более кислые породы. Обзор вулканических пород Тихого океана с охватом громадного объема оригинальных публикаций по ним приводится в монографиях (Голубева, 1990; Петрологические провинции..., 1996), в которых показано, что разнообразные вулканические породы, входящие в ассоциацию с толеитовыми базальтами, играют, как правило, подчиненную роль, во многом определяя, тем не менее, специфику выделяемых цитируемыми авторами петрологических провинций. На основе этих работ составлена петрографическая карта Тихого океана, представленная на рис. 49 на тектонической основе (Пушаровский и др., 1995). Восточная краевая часть Тихого океана характеризуется сравнительно маломощной корой, не превышающей 10 км, обусловленной развитием здесь множества рифтовых структур, связанных с Восточно-Тихоокеанским срединным хребтом. По результатам драгирования в зоне этого хребта в работе (Петрологические провинции..., 1996) выделяется Восточно-Тихоокеанская провинция (1, рис. 49) толеитовых базальтов, бедных щелочными металлами и фосфором, которая охватывает протяженную более чем на 13 тыс. км территорию от разлома Мендосино на севере до разлома Элтанин, в общем совпадая с пролеганием рифтогенного поднятия. Срединно-океанический хребет состоит из осевого внутреннего рифта (или рифтовой долины) шириной до 2.5-3 км и обрамляющих его сбросово-грабенных структур. Хребет характеризуется тремя типами тектонических структур: 1) осевая экстрезивная зона - осевое поднятие высотой до 150 м и шириной до 1 км; 2) горст-грабенная зона, распространяющаяся на расстояние до 2 км от оси хребта; 3) тектонически активная зона, сложенная большими наклонными блоками, ограниченными сбросовыми уступами в сторону осевой зоны.

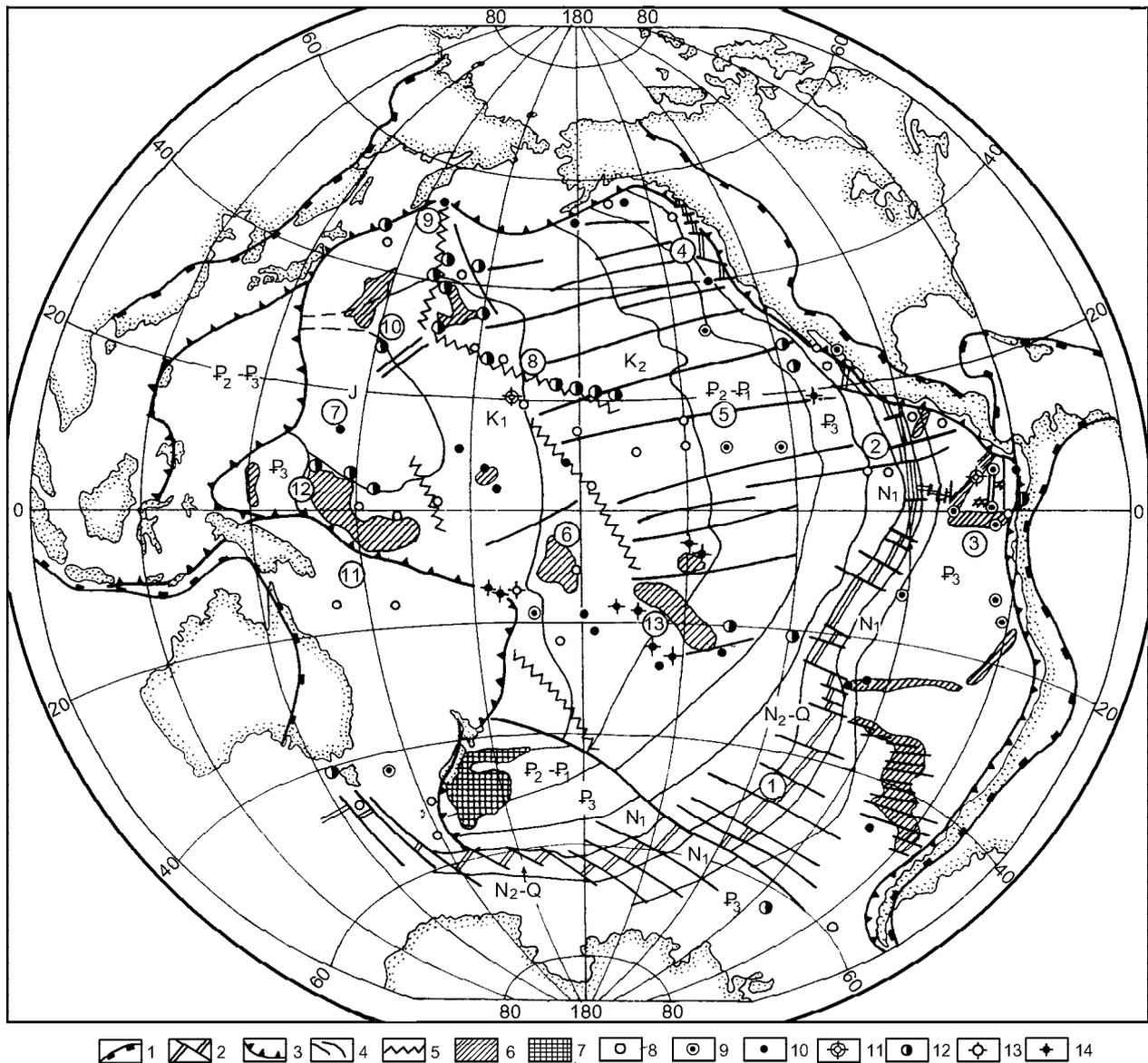
Осевая экстрезивная зона сложена лавовыми озерами с причудливыми пустотелыми колоннами.

С этой структурой ассоциируют очень свежие стекловатые оливиновые базальты, содержащие вкрапленники пироксена. Кроме того, базальты содержат менее 5% вкрапленников оливина ( $Fo_{86-89}$ ) и плагиоклаза ( $An_{73-82}$ ); в стекловатой основной массе присутствуют лейсты плагиоклаза, оливина и редкие кристаллы хромшпинели.

Фланги рифтовой структуры сложены в основном более раскристаллизованными разностями базальтов. Подавляющее большинство пород (87% всех изученных образцов) представлено фракционированными плагиоклаз-оливин-пироксеновыми базальтами различной степени раскристаллизованности. Количество вкрапленников в этих базальтах составляет 5-7% объема породы; фенокристы пироксена соответствуют авгиту ( $Wo_{38-42}En_{49-51}Fs_{9-10}$ ), а плагиоклаза - лабрадору ( $An_{65-73}$ ).

На петрогенетической диаграмме (рис. 50, табл. 12) отражен эффект фракционирования этих минералов с явным преимуществом отделения плагиоклаза, которое обусловило ферробазальтовый тренд магматической дифференциации. Он достигал области магматической несмесимости, как можно судить об этом по обнаружению в породах кислых стекол, составы которых на петрохимической диаграмме находятся в стороне от главного тренда кристаллизационной дифференциации. Щелочной уклон магматизма выражен слабым повышением в породах содержания калия, фосфора и титана. Характерно закономерное различие толеитовых, субщелочных и щелочных базальтов по составу фенокристаллов. Состав плагиоклаза в толеитовых базальтах -  $An_{51-88}$ , а в щелочных -  $An_{54-86}$ . Состав оливина в толеитовых базальтах колеблется от  $Fo_{78.7}$  до  $Fo_{88.4}$ , а в щелочных - от  $Fo_{81.7}$  до  $Fo_{87.0}$ . Состав клинопироксена в толеитовых базальтах представлен  $Wo_{42.4}En_{48.7}Fs_{8.9}$ , а в щелочных -  $Wo_{46.3-46.4}En_{48.5-50.5}Fs_{3.0-5.2}$ . Субщелочные и щелочные базальты, как правило, слагают невысокие конусообразные постройки, прорывающие покровы толеитовых базальтов с возрастом более 3 млн лет, их излияния являются заметно более поздними. Этот разрыв во времени между излияниями толеитбазальтовых и щелочных лав отражает импульс сжатия структуры и соответствующего возрастания флюидного давления в магматических очагах. Оно стимулировало их разрастание путем магматического замещения ультраосновного мантийного субстрата, сопровождаемого эффектом флюидного ощелачивания расплавов. Петрохимический и геохимический тренды этого процесса прослеживаются при сопоставлении химических анализов пород в табл. 13.

Интересны результаты пересечения скважинами глубоководного бурения "Гломаром Челленджером" Восточно-Тихоокеанского поднятия (2, рис. 49)



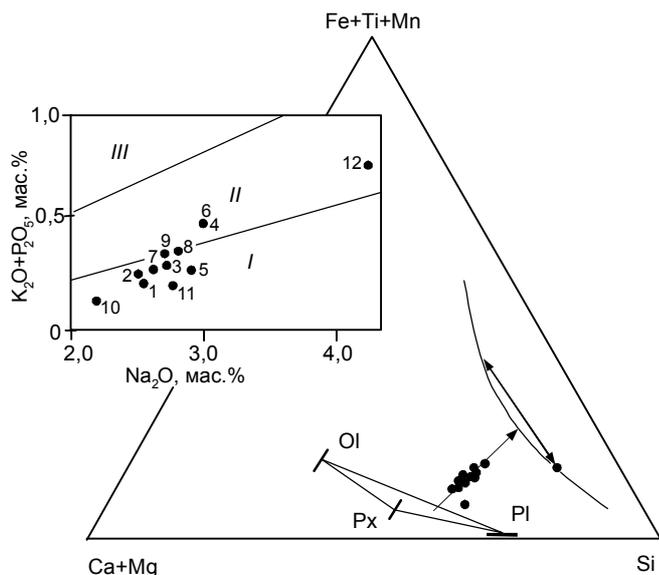
**Рис. 49.** Главные типы горных пород на тектонической карте Тихого океана (по результатам бурения, драгирования и островным отложениям) с возрастной характеристикой базальтового ложа (составлена с использованием работ (Пушаровский и др., 1995; Говоров и др., 1996; Белый, 1998).

1 - граница Тихоокеанского сегмента земли; 2 - рифтовая система; 3 - глубоководные желоба; 4 - разломы; 5 - наложенные вулканические гряды; 6 - крупные поднятия с утолщенной океанической корой; 7 - наиболее крупный реликтовый фрагмент континентальной складчатой коры; 8-11 - горные породы: толеитовые базальты (8), ферробазальты (9), субщелочные базальты (10), щелочные базальты (11), в том числе нефелиновые базальты и базаниты, таититы, нефелиниты; 12-14 - ассоциации горных пород: толеитовых и субщелочных базальтов (12), толеитовых и щелочных пород (13), субщелочных базальтов и щелочных пород (14). Цифрами в кружках обозначены петрографические провинции: 1 - Восточно-Тихоокеанская (драгирование в зоне хребта), 2 - Восточно-Тихоокеанская (глубоководное бурение), 3 - Галапагосская, 4 - Хуан-де-Фука, 5 - Восточно-Тихоокеанская (драгирование в трансформных разломах), 6 - Манихики-Нова, 7 - Восточно-Марианская, 8 - Гавайских островов, 9 - Императорского хребта, 10 - Северо-Западная, 11 - Меланезийская, 12 - Каролинская, 13 - Французской Полинезии.

в районе 8-9° с.ш. и 104-107° з.д. (скв. 421-429), в которых с приближением к оси поднятия возраст пород меняется от 4.3 до 1.2 млн лет. Базальты этих скважин - плотные породы с разной степенью раскристаллизованности. По соотношению минералов-

вкрапленников выделяются плагиоклаз-пироксен-оливиновые и плагиоклаз-пироксеновые базальты различной железистости (Hekinian, Morel, 1977).

Фенокристы плагиоклаза в порфировых базальтах часто зональны и имеют состав  $An_{67-83}$ , состав



**Рис. 50.** Схема формирования инициальной серии толеитовых базальтов, ферробазальтов и ферроандезитовых (исландитовых) стекол в Восточно-Тихоокеанской провинции (по табл. 12).

вкрапленников клинопироксена  $Wo_{30-42}En_{43-58}Fs_{9-15}$ , иногда присутствуют оливин  $Fo_{80-87}$  и хромшпинель. В скв. 422, 428 и 427 подняты также крупнокристаллические породы с фенокристами плагиоклаза  $An_{69-79}$ , оливина  $Fo_{84-67}$  и клинопироксена  $Wo_{31-45}En_{46-56}Fs_{8-13}$ . В суммарной выборке (n=131) базальты этих скважин образуют характерный для Восточно-Тихоокеанского поднятия ферробазальтовый тренд и незначительный уклон в сторону субщелочных и щелочных базальтов (табл. 14, рис. 51). Ферробазальтовый тренд, связанный с фракционированием плагиоклаза, наглядно выражен и в лавах рифтогенной структуры Галапагосской провинции (рис. 52), осложняясь, однако, здесь трендом исландитов и более кремнекислых образований и калиевой направленностью щелочных дифференциатов (рис. 53, табл. 15). Галапагосская провинция охватывает систему широтных хребтов и неглубоких впадин, протягивающихся к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 52). Эта система накладывается на более древнее асейсмичное глыбовое поднятие, представленное хребтами Кокос (на севере) и Карнеги (на юге) с платообразными вершинами на глубинах около 2 км. Отдельные вершины этих хребтов поднимаются над

**Таблица 12.** Химический состав пород, драгированных в зоне хребта Восточно-Тихоокеанской провинции (Голубева, 1990).

	1 (11)	2 (21)	3 (14)	4 (5)	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	48.96	49.78	50.05	50.74	50.64	49.98	50.51	50.27	50.39	48.53	49.64	59.00
TiO <sub>2</sub>	1.21	1.37	1.49	1.84	1.85	3.16	1.40	2.18	1.86	0.76	1.37	1.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.38	15.09	14.52	14.55	13.89	12.96	14.76	13.66	14.34	22.30	16.19	12.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							1.55	2.09	1.55	0.69	1.35	1.74
FeO	8.94	9.54	10.15	10.34	10.26	11.82	8.49	10.54	9.55	4.82	7.85	10.14
MnO	0.17	0.18	0.19	0.14	0.20	0.23	0.18	0.21	0.19	0.16	0.18	0.19
MgO	8.61	8.30	7.84	7.26	7.11	5.70	7.73	6.61	7.59	7.14	8.37	1.70
CaO	12.01	12.13	11.84	11.26	10.78	9.69	12.33	11.00	11.05	12.86	12.01	5.60
Na <sub>2</sub> O	2.54	2.51	2.73	3.01	2.91	3.00	2.63	2.80	2.71	2.18	2.75	4.25
K <sub>2</sub> O	0.07	0.10	0.12	0.11	0.12	0.18	0.17	0.17	0.17	0.06	0.11	0.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.16	0.18	0.38	0.15	0.31	0.11	0.20	0.18	0.07	0.09	0.12
П.п.п.					0.47	0.57	0.38	0.57	0.46	0.39	0.31	0.78
Сумма	99.03	99.16	99.11	99.63	100.20	100.20	100.20	100.30	100.04	99.96	100.22	99.33
f	36.8	39.2	42.1	44.4	48.4	58.2	41.8	51.3	44.7	30.0	37.8	79.8
Ba	9.1	9.1	24.2							21	6	
Sr	110	100	127		100	96	116	111	110	120	110	
Zr	82	94	102		122	252	83	141	140	44	78	
Ni	127	84	89		82	57	79	61	120	130	110	
Co					50	44	45	48	43	28	34	
Cr	321	286	305		146	98	222	122	241	350	420	
V	251	310	301									
[La/Sm] <sub>n</sub>					0.55	0.60	0.71	0.65	0.56			0.87

Примечание. 1-4 - базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТОП), драгирование, 21° с.ш. (Juteau et al., 1980; Hekinian, Walker, 1987): 1 - оливиновые, 2-3 - плагиоклаз-оливин-пироксеновые, 4 - ферробазальты; 5-11 - базальтовые стекла станций драгирования ВТОП (Puchelt, Emmerman, 1983): 5-6 - 20° ю.ш. (5 - ферробазальт, пр. 12а, 6 - титанистый ферробазальт, пр. 10а), 7 - 13° ю. ш., базальт (пр. 16а), 8 - 11° ю.ш., ферробазальт MOR, 9 - 47° ю.ш., ферробазальт MOR, 10 - 7°41' ю.ш., 108° з.д., базальт, 11 - 18°52' ю.ш., 113°19' з.д., толеит MOR, 12 - 5°32' ю.ш., 106°46' з.д., ферроандезитовое (исландитовое) стекло (Engel et al., 1965). В скобках - количество анализов.

**Таблица 13. Средний состав толеитовых, субщелочных и щелочных базальтов возвышенностей вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия (Голубева, 1990).**

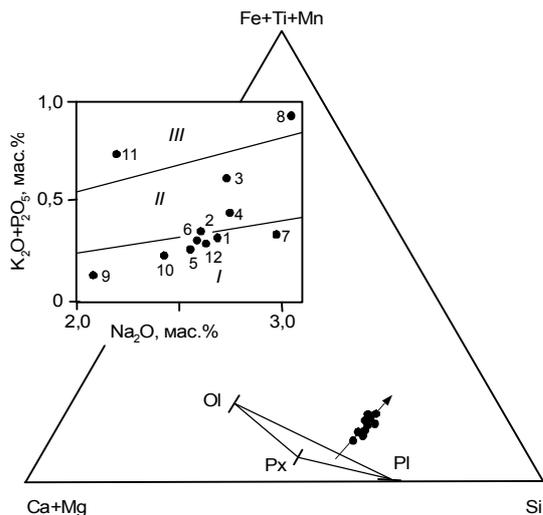
	1 (11)	2 (14)	3 (2)	4 (57)	5 (8)	6 (6)	7 (5)	8 (5)
SiO <sub>2</sub>	50.27	48.81	49.69	50.08	50.43	42.12	50.33	48.16
TiO <sub>2</sub>	1.40	0.95	0.93	1.41	2.05	1.79	2.39	1.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.71	17.31	18.49	16.01	14.54	18.29	17.60	17.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			1.28	1.61	2.81	1.06	1.10	1.60
FeO	10.40	8.53	6.42	9.12	8.71	7.01	6.97	7.04
MnO			0.13				0.14	0.16
MgO	7.40	9.32	7.22	7.71	5.82	6.93	4.61	7.43
CaO	12.49	12.65	13.18	11.94	10.81	10.08	8.56	11.27
Na <sub>2</sub> O	2.72	2.33	3.19	2.86	3.48	3.51	4.43	2.96
K <sub>2</sub> O	0.08	0.04	0.07	0.18	0.35	0.95	2.08	0.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.11	0.06	0.15	0.25	0.41	0.70	0.26
П.п.п.			1.60	0.41	1.02	0.62	1.70	0.84
Сумма	99.61	100.41	101.26	101.48	100.25	99.77	100.61	99.25
f	31.9	33.9	37.0	43.5	52.0	39.2	49.2	39.0
Rb				5.1	6.8	18	28	9.8
Sr			83	125	198	345	396	252
Ba				35	58	186	292	86
Zr	31	38	47	96	136	211	263	136
Ni	69	159	63	131	76	120	108	97
Cr	280	363	346	322	221	178	119	249
[La/Sm] <sub>n</sub>	0.40	0.30	0.51	0.80	1.03	2.46	2.97	1.5

Примечание. 1-5 - толеитовые базальты и ферробазальты (Fornari et al., 1988), 6-8 - субщелочные и щелочные базальты (Batiza, Vanko, 1984; Batiza et al., 1982).

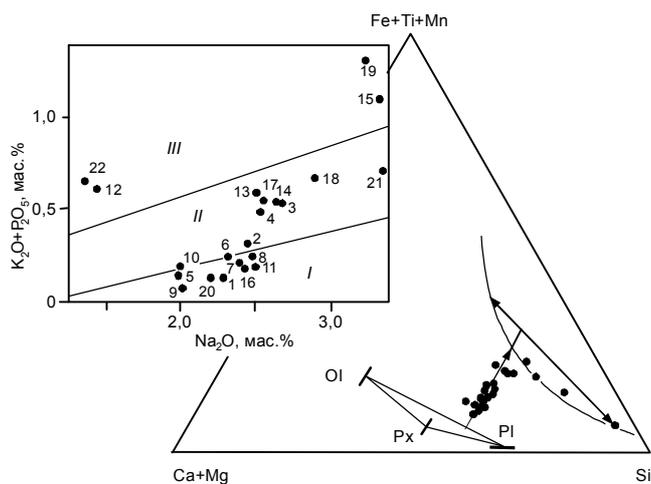
**Таблица 14. Химический состав базальтов скважин глубоководного бурения Восточно-Тихоокеанского поднятия (Голубева, 1990).**

	1 (10)	2 (53)	3 (36)	4 (18)	5 (13)	6 (3)	7 (28)	8 (4)	9 (13)	10 (42)	11 (20)	12 (7)
SiO <sub>2</sub>	49.47	50.43	50.51	49.89	49.91	49.44	48.99	47.65	49.53	50.08	49.46	50.07
TiO <sub>2</sub>	1.34	1.53	1.99	2.47	1.64	1.19	1.92	2.00	0.89	1.32	1.23	1.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.63	14.53	13.76	13.37	14.30	14.81	14.00	13.03	16.17	14.56	14.68	13.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.84	2.62	4.24	3.11	11.61	2.78	3.76	7.08	9.29	11.18	11.67	13.18
FeO	5.96	7.28	7.22	9.69		6.96	7.57	6.21				
MnO	0.18	0.19	0.19	0.20	0.20	0.19	0.20	0.23	0.15	0.17	0.17	0.20
MgO	8.13	7.59	6.80	6.54	7.30	7.70	7.00	6.69	8.65	7.54	6.86	6.99
CaO	11.82	11.74	10.93	10.10	11.72	12.59	11.05	10.64	13.16	11.90	12.13	11.00
Na <sub>2</sub> O	2.68	2.60	2.72	2.73	2.55	2.58	2.97	3.04	2.07	2.42	2.19	2.61
K <sub>2</sub> O	0.18	0.17	0.37	0.18	0.14	0.16	0.22	0.57	0.04	0.10	0.61	0.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.17	0.23	0.25	0.11	0.14	0.21	0.36	0.09	0.12	0.12	0.14
П.п.п.	0.94	0.63	0.87	0.61		1.48	1.86	1.88	0.69	0.30	0.78	0.19
Сумма	99.31	99.48	99.83	99.14	99.49	100.02	99.75	99.38	100.73	99.69	99.18	99.70
f	37.0	41.6	47.7	51.7	44.5	40.8	46.7	51.3	35.2	42.8	46.4	48.8
Rb	1.1	1.7	3.5	1.2		4.2	4.1	15	2.3	2.5	17	3.6
Sr	166	138	124	121	122	117	134	155	80	85	92	84
Ba	33	15	19	26		30	18	21				
Zr	97	104	149	182	111	101	134	123	54	80	77	90
Ni	127	73	67	61	73	121	92	74	119	81	78	55
Cr	352	71	173	114	237	268	206	136	418	205	263	99
[La/Sm] <sub>n</sub>	0.58	0.73	0.77	0.75		0.36	0.54	0.56	0.66	0.65	0.69	0.78

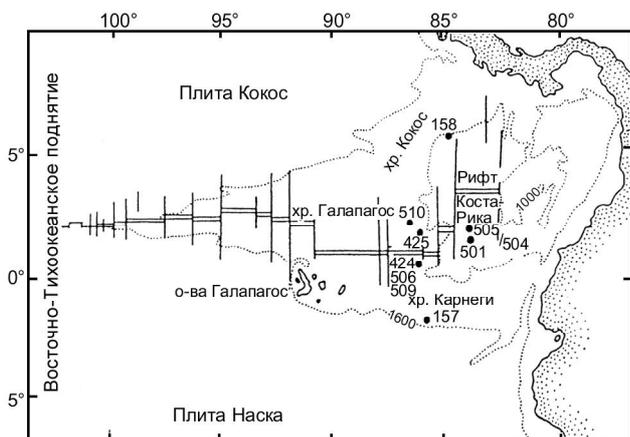
Примечание. 1-4 - базальты скв. 421-423, 427-429: 1-2 - толеиты MOR, N-тип, 3 - калиевые ферротолиты, 4 - ферротолиты MOR; 5 - скв. 864-A, ферротолиты MOR, N-тип; 6-8 - скв. 319A: 6 - толеиты MOR, N-тип, 7 - ферротолиты MOR, Na-тип, 8 - калиевые ферротолиты MOR; 9-11 - скв. 597: 9 - толеиты MOR, D-тип, 10 - толеиты MOR, N-тип, 11 - калиевые ферротолиты MOR, 12 - ферротолиты MOR. Средние содержания рассчитаны по данным (Init. Repts DSDP, v. 54, 1980; v. 92, 1987; v. 142, 1992) и материалам авторов.



**Рис. 51.** Петрохимические диаграммы базальтов в пересечении скважинами Восточно-Тихоокеанского поднятия по координатам 8-9° с.ш. и 104-107° з.д. (по табл. 14).



**Рис. 53.** Схема кристаллизационной дифференциации толеитовых базальтов Галапагосской провинции (табл. 15): ферробазальтовый тренд, обусловленный фракционированием плагиоклаза (Pl) и пироксена (Px). Область несмесимости обозначена по ферробазальтовым вариолитам.



**Рис. 52.** Схематическая карта морфоструктур Галапагосской провинции (Ballard et al., 1984) с дополнениями.

уровнем океана, образуя Галапагосские острова на западных отрогах хребта Карнеги и остров Кокос.

*Рифтовая структура Галапагос* (3, рис. 49) изучена скважинами глубоководного бурения (рис. 52): на севере - 425 и 510 и на юге - 424 и 506-509 (Init. Repts. DSDP, v. 54, 1980; v. 70, 1983), а также драгированием (Clague et al., 1981; Puchelt, Emmerman, 1983; Perfit, 1983). Сква. 425 вскрыла 28,5 м океанического базальтового фундамента имеющего возраст до 1,8 млн лет. Базальты представлены тремя перемежающимися по разрезу скважины петрографическими типами пород, отличающимися степенью раскристаллизации и минералами-вкрапленниками (Emmerman et al., 1983): плагиоклаз-пироксеновыми афировыми и порфиоровыми, а также плагиоклаз-пироксен-оливиновыми разностями; оливин в после-

дних присутствует в виде микровкрапленников. Скважина 510 вскрыла около 21 м пород фундамента, сложенного базальтами, сходными с таковыми скв. 425. Афировые и порфиоровые базальты содержат вкрапленники плагиоклаза и оливина, а основная масса характеризуется гиалопилитовой до вариолитовой структурами и состоит из лейст плагиоклаза, кристаллов оливина, клинопироксена, магнетита, ильменита в стекловатом базисе.

Южнее рифта Галапагос скважинами 424 (А-С), располагающимися на расстоянии от 18 до 32 км от оси рифта, вскрыты афировые толеитовые базальты с редкими микровкрапленниками плагиоклаза (возраст 0,62 млн лет), со стекловатой основной массой, содержащей микролиты плагиоклаза, клинопироксена и зерна титаномагнетита. Базальтам скв. 424 аналогичны породы, пробуренные скв. 506-508, в которых вскрыто от 3 до 10 м базальтового фундамента.

На южном склоне хребта Кокос скв. 158 пробурены плагиоклаз-клинопироксеновые порфиоровые базальты, а в скв. 157 хр. Карнеги получены плагиоклаз-авгитовые толеитовые базальты, содержащие вкрапленники плагиоклаза  $An_{69-73}$  и микровкрапленники серпентинизированного оливина, располагающиеся в основной массе с диабазовой структурой.

В целом, с учетом материалов драгирования, магматизм Галапагосского рифта характеризуется широкой вариацией вулканических пород, изменяющихся по составу от базальтов до риолитов. Вулканиды, драгированные в пределах рифтовой зоны, представлены свежими афировыми и порфиоровыми

**Таблица 15. Химический состав базальтов Галапагосской провинции (1-13 и 20-23), включая Галапагосские острова (14-19) (Петрологические..., 1996).**

	1 (5)	2 (6)	3 (2)	4(7)	5 (12)	6 (38)	7 (9)	8 (4)	9 (28)	10 (28)	11(4)
SiO <sub>2</sub>	50.48	51.10	52.15	49.90	50.48	50.56	50.56	50.70	50.33	50.40	50.40
TiO <sub>2</sub>	1.08	1.95	2.49	3.48	1.00	1.89	1.45	1.80	0.76	0.92	1.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.99	13.54	12.47	11.54	15.61	12.94	13.77	13.47	15.58	15.80	15.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							2.30	2.93	1.61	9.86	9.95
FeO	8.93	13.07	15.84	17.65	9.22	13.30	9.76	10.27	6.94	-	-
MnO	0.17	0.22	0.24	0.25	0.16	0.21	0.20	0.21	0.16	0.16	0.18
MgO	8.28	6.98	4.62	4.42	7.79	6.41	7.16	6.42	8.29	8.26	8.17
CaO	12.43	10.57	9.05	9.33	12.62	10.40	11.60	10.45	13.74	12.80	12.50
Na <sub>2</sub> O	2.28	2.45	2.68	2.52	1.99	2.32	2.40	2.48	2.01	2.00	2.50
K <sub>2</sub> O	0.06	0.13	0.32	0.18	0.07	0.09	0.09	0.11	0.03	0.12	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.18	0.22	0.31	0.07	0.16	0.12	0.14	0.05	0.07	0.13
п.п.п.					0.72	0.94	0.44	0.36	0.30	-	-
Сумма	99.78	100.19	100.08	99.58	99.01	99.22	99.85	99.34	100.10	100.39	100.56
f	37.7	51.2	65.8	69.1	39.9	53.8	48.1	53.0	36.2	40.1	40.6
Rb					25.4	30.0	25.1	31.1	23.2		
Sr	93	72	82	54	57	57	70	72	57	65	105
Ba											
Zr	68	149	187	235	60	120	84	100	36	47	104
Ni	162	79	26	30	94	62	63	54	82	115	97
Co											
Cr	512	186	34	58	407	101	158	111	445	386	257
V	230	364	430	620	248		387	450	275	276	310
La/Sm	0.44	0.86	0.86	0.66	0.32	0.41	0.47	0.48	0.30	0.32	0.66
Yb	14.4	24.8	35.1	56.4	16.0	29.7	26.4	32.7	14.3	16.9	18.8

	12 (1)	13 (1)	14 (1)	15 (1)	16 (8)	17 (1)	18 (3)	19 (3)	20	21	22	23
SiO <sub>2</sub>	48.82	48.30	47.98	47.92	46.75	47.85	47.97	46.63	50.13	56.28	51.09	70.05
TiO <sub>2</sub>	2.47	2.25	1.95	3.53	1.43	1.78	2.71	4.40	1.03	2.46	3.34	0.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.26	14.13	17.51	13.32	16.43	15.79	14.66	11.93	16.24	11.70	10.53	12.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.19	6.39	2.53	3.77	2.58	6.13	2.73	5.57	-	-	-	-
FeO	66.50	4.72	7.93	11.09	7.82	5.05	10.20	10.66	9.02	15.26	17.13	7.53
MnO	0.22	0.14	0.16	0.22	0.18	0.19	0.21	0.25	-	0.26	0.16	-
MgO	7.65	7.96	6.21	4.63	9.58	7.86	6.44	4.70	8.43	2.68	2.55	0.24
CaO	10.60	8.46	11.59	8.66	12.19	11.37	10.91	9.97	12.50	7.43	7.34	2.63
Na <sub>2</sub> O	1.43	2.50	2.64	3.32	2.42	2.56	2.90	3.23	2.20	3.36	1.36	4.30
K <sub>2</sub> O	0.31	0.24	0.32	0.63	0.07	0.27	0.40	0.81	0.06	0.32	0.29	1.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	0.35	0.22	0.47	0.10	0.28	0.28	0.50	0.07	0.40	0.37	0.06
п.п.п.	2.63	4.07	0.34	0.42	0.17	0.23	0.29	0.48	-	-	-	-
Сумма	99.44	99.51	99.58	97.88	99.75	99.34	99.70	99.12	99.68	100.15	94.15	-
f	45.0	42.5	48.0	63.7	37.3	43.0	52.4	65.2				
Rb						5	7.8	12				
Sr	216	240	322	290		276	318	273				
Ba	47	64	55	136				160				
Zr	117	111				128	171	294				
Ni	110	120	142	23		160	70					
Co			52	62		47	47	45				
Cr	180	65	229	26		292	70	35				
V	320	420										
La/Sm						1.37	1.51	1.42				
Yb						11.5	16.5	26.8				

Примечание: 1-4 - Галапагосский рифт (Clague et al., 1981): 1 - толеитовые базальты, 2-3 - ферротоллеитовые базальты, 4 - ультратитанистые ферротоллеитовые базальты; 5-6 - скв. 424, 425: 5 - толеитовые базальты, 6 - ферротоллеитовые базальты; 7 - скв. 506, толеитовые базальты; 8 - скв. 507, ферротоллеитовые базальты; 9 - скв. 510, толеитовые базальты; 10 -11 - скв. 504 В, Коста-Риканский рифт (Auto, Rhodes, 1983), толеитовые базальты; 12 - скв. 157, калиевые ферротоллеитовые базальты; 13 - калиевые ферротоллеитовые базальты; 14-15 - о-в Изабелла, вулкан Алькедо (McBirney et al., 1985): 14 - ферротоллеитовые базальты, 15 - ультратитанистые ферробазальты; 16 - о-в Сантьяго, толеитовые базальты (Swanson et al., 1974); 17 - ферротоллеитовые базальты; 18 - ферротоллеитовые базальты, 19 - ультратитанистые ферробазальты; 20-23 - породы в ассоциации с колчеданными рудопроявлениями (по Byerly et al., 1976; Perfit, Fornary, 1983). Местоположение скважин показано на рис. 52.

плагиоклаз-оливиновыми базальтами шаровых лав со стекловатыми корками закаливания. В железистых стекловатых базальтах в стекловатом базисе наблюдаются лейсты плагиоклаза и микролиты пироксена и титаномагнетита.

Общей особенностью химического состава толеитовых базальтов Галапагосской провинции является широкое распространение наряду с магнезиальными и железистыми базальтами высокожелезистых и высокотитанистых разновидностей пород. Низкокалиевые ферротолеитовые базальты слагают kern скв. 506, а в скв. 157 и 158, пробуренных на склонах хребтов Карнеги и Кокос, распространены калиевые ферротолеиты с повышенным содержанием  $K_2O$  (0.31 и 0.24 %) и высоким (более 2%) содержанием титана.

*Галапагосские острова*, расположенные в южной части провинции, представлены вулканическими постройками на Галапагосском поднятии. К западному блоку этого поднятия приурочены острова преимущественно толеитовых базальтов (острова Фернандина и Изабелла) (McBirney et al., 1985), к центральному (острова Рабида, Сантьяго и Пинзон) – дифференцированных серий пород (Baitis, Lindstrom, 1980).

На острове Пинзон изменение состава пород носит циклический антидромный характер; магматический цикл начинается с появления потоков исландитов, сменяющихся эксплозиями дацитовых туфов и затем извержениями железистых оливиновых и толеитовых базальтов. Оливиновые базальты содержат вкрапленники оливина  $Fo_{83-85}$ , плагиоклаза  $An_{55-65}$  и клинопироксена  $Wo_{43}En_{47}Fs_{10}$  в интергранулярной основной массе, содержащей лейсты плагиоклаза, клинопироксена и оливина. В толеитовых базальтах вкрапленники составляют около 30% объема и представлены зональным плагиоклазом  $An_{45-70}$ , оливином  $Fo_{68-74}$  и клинопироксена  $Wo_{38-42}En_{44-42}Fs_{20-15}$ . Редкопорфировые ферробазальты содержат вкрапленники зонального плагиоклаза  $An_{52-62}$  (ядра) и  $An_{4-45}$  (края кристаллов), оливина  $Fo_{57-66}$  и клинопироксена  $Wo_{40}En_{41}Fs_{19}$ . Стекловатая основная масса содержит лейсты плагиоклаза и редкие зерна оливина и клинопироксена. Остров Рабида, являющийся вершиной большого щитовидного вулкана, представляет собой скопление шлаковых конусов и лавовых потоков. На острове прослеживается антидромная направленность вулканизма - высокожелезистые базальты сменяются более меланократовыми оливиновыми базальтами (Swanson et al., 1974). Щелочными оливиновыми базальтами и андезибазальтами сложен крупный остров Сантьяго в центральной зоне Галапагосского архипелага, а молодые базальтовые потоки острова представлены низкокалиевыми толеитами MOR (Baitis, Swanson, 1976). Химический со-

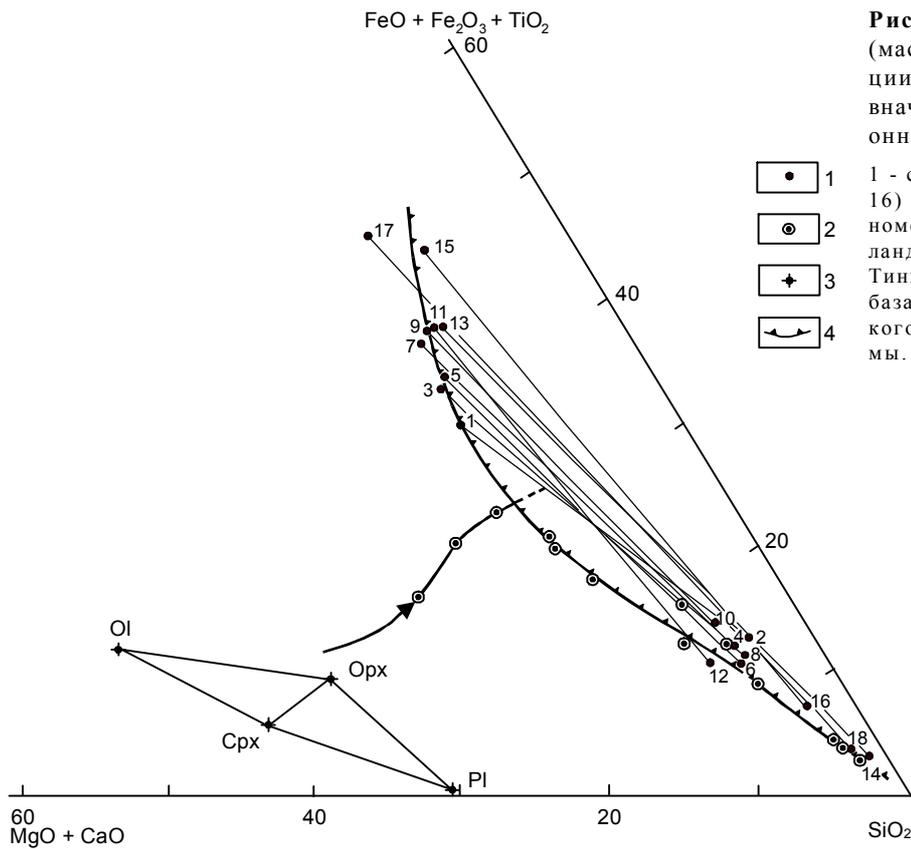
став базальтов Галапагосских островов является собой широкие вариации от магнезиальных толеитов (о-в Сантьяго) и ферробазальтов (о-ва Изабелла и Пинзон) до калиевых, богатых железом и титаном ферротолеитов.

В общем, Галапагосские острова характеризуются высокожелезистой серией пород преимущественно толеитового состава. Так, на острове Изабелла развита бимодальная серия вулканитов, состоящая из толеитов и натриевых риолитов, причем толеиты имеют состав оливиновых базальтов и ферробазальтов.

Асейсмичное поднятие, охватываемое хребтами Кокос, Карнеги и островами Галапагос, на которое наложился Галапагосский рифт, относится, следовательно, к реликту Американского континента, замещаемого в этом регионе вторичным океаном. Свидетельством этого служит антидромный характер магматических циклов, устанавливаемых на островах Рабида, Пинзон и др., сближающий галапагосский магматизм с магматизмом окраинных морей. Показательно также наличие базальтов с повышенным содержанием калия (хребты Карнеги, Кокос), сходных с базальтами трапповых формаций. Выявление исландит-риолитового тренда магматической дифференциации сближает галапагосский магматизм с рифтогенным магматизмом Исландии (вулкан Тингмули), представляющей собой самый крупный фрагмент континентальной коры в Атлантическом океане.

Таким образом, впервые устанавливается апо-континентальное поднятие на восточной окраине Тихого океана на внутренней (океанической) стороне глубоководного желоба. До этого подобные структуры были известны только на западном обрамлении Тихого океана. К ним относятся поднятие Чатам к востоку от Новой Зеландии и Марианская структура восточнее Японского глубоководного желоба.

На рис. 54 представлен вариант генетической интерпретации этого тренда (вулкан Тингмули в Исландии) в развитии магматизма (Маракушев, 1988) на основе обобщения данных по ферробазальтовым вариолитам (табл. 16). С подобным процессом, по-видимому, связывается и так называемое “кислое завершение” вулканических ферробазальтовых циклов при щелочном уклоне ферробазальтового магматизма. Примером может служить остров Пасхи, расположенный вблизи Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса на его восточном пересечении с трансформным разломом Пасхи, где изучено проявление дифференцированного гавайит-трахитового вулканизма с кислым завершением. Формирование острова в период 4-1 млн лет назад происходило аналогично Галапагосской рифтовой зоне, как зоны молодого спрединга. В пользу этого факта свидетельствуют



**Рис. 54.** Петрохимическая диаграмма (мас. %) магматической дифференциации базальтов - кристаллизационной вначале (показана стрелкой) и ликвационной на заключительном этапе.

- 1 - составы вариолей (четные номера в табл. 16) и включающей их матрицы (нечетные номера);
- 2 - базальты, ферробазальты, исландиты, ферродацииты и риолиты вулкана Тингмули в Исландии;
- 3 - фенокристаллы в базальтах;
- 4 - контур области магматического расщепления ферробазальтовой магмы.

**Таблица 16.** Составы вариолей (четные номера) и матрицы (нечетные номера) богатых железом и титаном вариолитов и расщепленных остаточных стекол в базальтах (мас. %).

№ на рис. 54	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	47.59	4.04	7.34	21.65	0.46	2.89	10.02	2.14	0.62	3.25
2	70.29	1.01	10.73	9.46	0.09	0.67	3.06	2.94	1.48	0.27
3	45.67	7.66	7.39	20.90	0.90	1.95	10.87	1.63	0.12	2.91
4	70.79	2.75	10.59	7.28	0.15	0.82	4.11	2.19	0.80	0.52
5	43.40	4.08	7.30	24.11	0.36	2.23	9.39	1.83	0.77	6.53
6	68.75	2.01	11.73	6.54	0.15	0.92	4.28	2.86	1.06	1.70
7	40.13	3.49	6.13	26.29	0.51	2.51	11.42	1.57	0.20	7.75
8	70.66	1.18	10.92	7.92	0.19	0.66	3.92	2.08	1.56	0.91
9	43.44	4.37	6.74	28.40	0.59	2.17	9.76	2.11	0.25	2.17
10	66.90	1.49	11.03	10.00	0.23	0.98	4.03	3.18	0.97	1.19
11	36.36	-	19.54	27.41	0.22	3.23	6.30	4.10	2.84	-
12	64.75	-	13.54	8.34	-	1.59	4.63	5.39	1.76	-
13	44.86	3.22	7.96	30.76	-	0.30	10.09	2.32	0.49	-
14	75.61	0.29	13.11	2.02	-	0.19	0.51	4.34	3.93	-
15	44.06	3.97	3.36	37.61	0.61	0.81	8.77	0.41	0.10	0.30
16	73.76	0.62	12.81	5.00	-	-	2.50	4.06	1.25	-
17	39.80	4.24	2.46	37.65	0.33	0.56	11.28	-	0.33	3.35
18	78.49	0.21	12.74	2.78	-	-	1.50	3.21	0.96	0.11

Примечание: Анализы пересчитаны на безводное вещество.

высокие железистость и титанистость пород острова Пасхи, характерные и для вулканитов Галапагосской провинции.

Остров Пасхи (Baker et al., 1974; Bonatti et al., 1977; Кренделев, 1976) имеет форму правильного треугольника, сформированного тремя щитовыми вулканами Рано-Као, Пу-Акатики и Тереакава. Кроме этих крупных щитовых вулканов на острове выделяются цепочки более мелких вулканических построек. Вулканы сложены преобладающими гавайитами, в подчиненном количестве встречаются толеитовые, субщелочные и щелочные базальты и в незначительном объеме обнаруживаются вулканиты дифференцированных серий: муджиериты, бенморейты, трахиты, риолиты и комендиты. Все лавы острова характеризуются большим разнообразием структур от афировых до плагиопорфировых. В оливиновых толеитах преобладают вкрапленники плагиоклаза  $An_{70-60}$ , а в основной массе присутствуют микро-вкрапленники оливина  $Fo_{78-65}$ , клинопироксена (авгита), плагиоклаза  $An_{70}$  и Fe-Ti-оксидов. Гавайитовые лавы содержат зональный плагиоклаз  $An_{60-50}$ , авгит  $Wo_{47}En_{31}Fs_{22}$  и Fe-Ti-оксиды в стекловатом базисе. В редких случаях в гавайитах обнаруживаются микрофеннокристаллы оливина  $Fo_{70-53}$ .

Достижение в эволюции магматизма “вариолитовой” области расщепления остаточных расплавов ведет к расслоению магматических очагов и образованию расплавов, таких богатых железом, титаном, марганцем, фосфором, которые не образуются в ходе кристаллизационной дифференциации даже крайне ферробазальтового тренда, как это было показано выше при характеристике лунного магматизма. Характерно, что этот тип расщепления расплавов может достигаться в ходе развития не только ферробазальтового (феннеровского) тренда кристаллизационной дифференциации, но и в ходе сиалического (боуновского) тренда, связанного с преимущественным фракционированием оливина. Для примера рассмотрим вулканизм северного окончания Восточно-Тихоокеанской рифтовой системы, с которым связано развитие петрологической провинции Хуан-де-Фука.

Провинция Хуан-де-Фука (4, рис. 49) расположена в северной приконтинентальной части Тихого океана между трансформными разломами Мендосино и Королевы Шарлотты (рис. 55). Здесь прослеживается система хребтов и трогов меридионального простирания, образующих цепочку современных рифтовых хребтов Эксплорер, Хуан-де-Фука и Горда, по среднему, наиболее протяженному из которых дано название всей провинции.

Тектоническая зона Эксплорер, имеющая сложное геологическое строение, представляет собой сочетание хребтов, отдельных возвышенностей, риф-

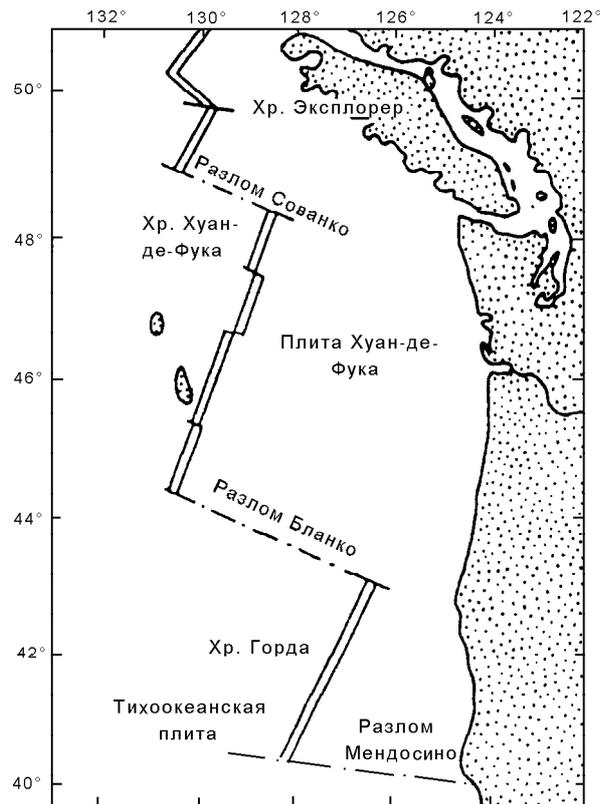


Рис. 55. Схематическая карта провинции Хуан-де-Фука (Dixon et al., 1986).

товых структур и впадин. Почти перпендикулярно направлению хребта Эксплорер протягивается хребет Паул Ревер, приуроченный к разломной зоне. В северном окончании отрога хребта Эксплорер выявлена рифтовая структура и впадина глубиной около 400 м. Хребет Хуан-де-Фука представляет собой цепочку хребтов, трассирующих ось современного спрединга со скоростью раздвига около 3 см в год. В центральной осевой зоне располагается рифтовая долина глубиной около 100 м и шириной 1 км (Dixon et al., 1986; Barr, Chase, 1974). Сравнительно невысокие холмы и валы, вытягивающиеся в цепочку длиной около 300 км, образуют хребет Горда, состоящий из трех сегментов, разделенных разломами. Северная часть хребта имеет скорость спрединга около 5.5 см в год, а южная - 2.3 см в год (Davis, Clauge, 1987; Kay et al., 1970).

Базальты провинции представлены в основном свежими стекловатыми фрагментами лавовых потоков и шаровых лав. В хребтах Хуан-де-Фука и Горда драгированы также массивные голокристаллические базальтовые блоки. В различных тектонических элементах зоны Эксплорер подняты стекловатые базальты, содержащие менее 10% вкрапленников оливина и плагиоклаза, располагающихся в основ-

ной гиалопилитовой и гиалоофитовой основной массе, состоящей из плагиоклаза, оливина и, реже, клинопироксена в стекловатом матриксе.

Породы базальтовых потоков, драгированные в осевой долине хребта Хуан-де-Фука, аналогично базальтам хребта Эксплорер, представлены слабо-раскристаллизованными разностями, содержащими до 10% вкрапленников плагиоклаза, авгита и оливина. Шаровые лавы базальтов склонов хребта Хуан-де-Фука содержат порфировые вкрапленники авгита  $Wo_{39.4-40.1}En_{50.6-50.8}Fs_{9.1-10}$  и зонального плагиоклаза  $An_{70-84}$ , составляющих около 50% объема пород. В стекловатой основной массе отмечаются микровкрапленники оливина  $Fo_{80-83}$ , авгита  $Wo_{36-40}En_{49-53}Fs_{10-12}$ , лейсты плагиоклаза, микролиты пироксена и зерна шпинели. Меньшей кристалличностью обладают шаровые лавы голокристаллических базальтов хребтов Хуан-де-Фука и Горда. Они содержат до 20% вкрапленников плагиоклаза, реже - оливина и клинопироксена в стекловатой основной массе (Barr, Chase, 1974; Kay et al., 1970; Davis, Clague, 1987).

Состав пород различных тектонических зон провинции Хуан-де-Фука отличается большим разнообразием. Главной петрохимической особенностью зоны Эксплорер является распространение здесь как разностей толеитовых базальтов с низким содержанием титана, так и сильно титанистых ферротолейтов. Последние широко распространены также в хребтах Хуан-де-Фука и Горда. Развитие магматической серии в провинции Хуан-де-Фука (рис. 56, табл. 17) охватывает широкий диапазон состава пород сравнительно низкой железистости и контрастных по отношению к ним ферробазальтов с крайне высоким содержанием титана. В отдельных образцах этих пород содержание титана (12.94 мас. %  $TiO_2$ ) достигает значений, свойственных высокотитанистым лунным базальтам.

Завершая обзор вулканизма восточной рифтовой системы Тихого океана, остановимся на общей специфике океанических рифтов, обусловленной пересечением их густой сетью поперечных трансформных разломов, например, Клиппертон и Сикейрос (5, рис. 49). Эти разломы являются специфическими образованиями океанической коры и подстилающей ее мантии, не прослеживаясь за их пределы на складчатое континентальное обрамление океанов. Они отражают дифференцированность по блокам развития спрединга, свойственного рифтовым структурам. Магматизм трансформных разломов значительно более разнообразен по сравнению с магматизмом рифтогенных океанических хребтов. В них драгированы пикритовые базальты, подщелоченные толейты и ферротолейты (Т-тип), а также породы интрузивного комплекса - метагаббро, серпентинизированные перидотиты и др. (Schrader et al., 1979; Hebert

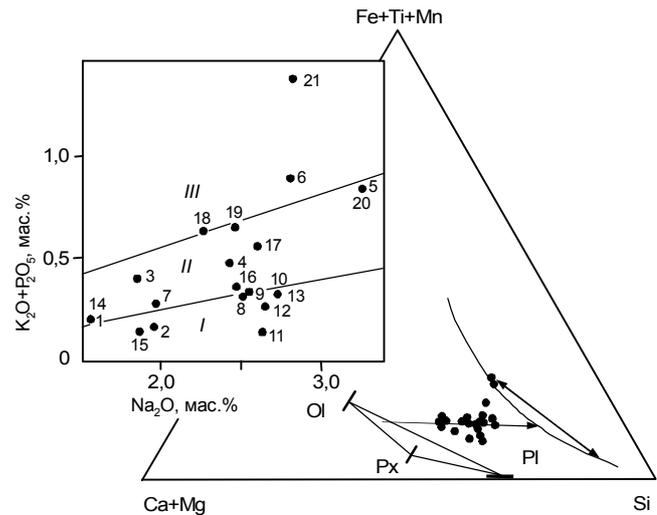


Рис. 56. Вулканизм рифтогенной структуры Хуан-де-Фука, характеризующийся сиалическим трендом дифференциации базальтов, завершившейся несмесимостью расплавов с образованием ферробазальтов, богатых титаном, и щелочным уклоном магматизма.

et al., 1983). Наиболее интересны разломы с проявлениями в них гипербазитового магматизма. В зоне разлома Гаррет описан разнообразный спектр ультрамафических пород - от троктолитов до гарцбургитов и дунитов (Hebert et al., 1983). Ультрамафиты драгированы и изучены также в трансформных разломах Кларин и Элтанин (Лазыко, 1987).

В разломе Гаррет драгированы афировые базальты, пикриты и пикритовые базальты (Hebert et al., 1980; Eissen et al., 1981). Афировые толеитовые базальты разлома Гаррет содержат микролиты оливина  $Fo_{84-85}$ , плагиоклаза  $An_{67-71}$  и клинопироксена  $Wo_{41-42}En_{50.2-49.8}Fs_{8.8-8.2}$  в стекловатом матриксе. В пикритовых базальтах мегакристы оливина  $Fo_{88-91}$  и плагиоклаза  $An_{87-89}$  заключены в стекловатой основной массе гломеропорфировой структуры. Кроме микролитов оливина  $Fo_{85-86}$  и плагиоклаза  $An_{66.2-69}$  в основной массе пикритов присутствуют микролиты клинопироксена и редко - хромита  $Cr/(Cr+Al)=0.39-0.43$ . Пикриты, драгированные в разломе Гаррет, содержат более 10% ксенокристов плагиоклаза  $An_{70-80}$  и оливина  $Fo_{90}$ , кристаллы шпинели ( $Cr/(Cr+Al)=0.35-0.40$ ), редкие мегакристы клинопироксена  $Wo_{35}En_{57}Fs_{15}$  и ортопироксена  $Wo_3En_{80}Fs_{15}$ . Микрофенокристы ортопироксена  $Wo_7En_{73}Fs_{20}$  описаны также в пикритах разлома Квебрада (Eissen et al., 1981).

В разломной зоне Сикейрос (9° с.ш.) Р.Батизой с соавторами (Batiza et al., 1977) описаны порфировые базальты, содержащие порфировые вкрапленники плагиоклаза  $An_{58-75}$ , оливина  $Fo_{68-86}$  и авгита  $Wo_{34}En_{50}Fs_{16}$  в различных сочетаниях: плагиоклаз,

Таблица 17. Химический состав базальтов провинции Хуан-де-Фука (Голубева, 1990).

	1 (1)	2 (7)	3 (2)	4 (22)	5 (1)	6 (1)	7 (5)	8 (?)	9 (21)	10 (2)
SiO <sub>2</sub>	45.43	46.15	47.93	48.69	51.25	48.24	48.00	49.09	49.82	48.95
TiO <sub>2</sub>	0.86	1.07	1.27	1.74	2.33	3.53	0.84	1.11	1.89	2.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.38	15.42	15.25	13.55	15.60	10.69	18.92	15.67	13.83	13.15
FeO*	12.96	12.16	9.50	11.35	10.47	19.33	7.42	8.47	11.99	14.35
MnO	0.24	0.19	0.18	0.21	0.16	0.33	0.11	0.08	0.21	0.19
MgO	14.34	11.72	10.11	8.68	5.00	5.44	6.54	7.46	6.80	6.23
CaO	8.74	11.98	13.02	11.71	11.95	8.38	12.32	11.50	11.16	10.10
Na <sub>2</sub> O	1.54	1.97	1.84	2.41	3.24	2.79	1.96	2.50	2.54	2.72
K <sub>2</sub> O	0.09	0.08	0.27	0.30	0.58	0.53	0.10	0.14	0.16	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.08	0.13	0.18	0.28	0.39	0.17	0.18	0.17	0.20
п.п.п.	2.49	0.28	0.25	0.46	0.84	1.47				
Сумма	101.47	101.10	99.75	99.26	101.7	101.12	96.38	96.20	98.57	98.67
f	33.6	36.8	34.5	42.3	54.0	66.6	38.9	38.9	49.7	56.2
Rb	2	3	7	7	7	10			1.6	2.0
Sr	100	145	151	140	345	133			78	100
Ba		8	44	47		21			18	20
Zr		72	84	116	164	280			163	
Ni		464	177	93	66	147			50	33
Cr	790	432	576	323	177	171			104	
V		183	229	276		400			388	
La/Sm										
Yb										
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr		0.70232	0.70246	0.70261	0.70285					

	11(4)	12 (45)	13(7)	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	50.03	50.31	50.67	45.43	46.03	48.33	49.06	49.11	49.39	51.25	48.23
TiO <sub>2</sub>	1.01	1.52	1.89	0.86	1.09	1.69	1.77	1.75	1.76	2.33	3.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.47	15.24	14.56	14.38	15.19	13.33	13.35	13.44	15.10	15.60	10.69
FeO*	8.11	9.62	10.69	11.66	11.04	11.30	10.93	11.04	10.39	9.42	17.40
MnO	0.45	0.17	0.19	0.24	0.19	0.20	0.19	0.19	0.20	0.16	0.30
MgO	8.93	7.92	7.20	14.34	12.20	9.02	8.33	8.95	7.87	5.00	5.44
CaO	12.03	11.45	11.03	8.74	12.00	12.34	11.81	11.29	11.43	11.95	8.38
Na <sub>2</sub> O	2.62	2.64	2.71	1.54	1.87	2.47	2.58	2.24	2.44	3.24	2.79
K <sub>2</sub> O	0.05	0.13	0.17	0.09	0.06	0.21	0.38	0.43	0.45	0.58	0.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.14	0.17	0.10	0.08	0.16	0.19	0.20	0.21	0.28	0.89
п.п.п.	0.10	0.11	0.12								
Сумма	99.58	99.25	99.40	97,38	99,75	99,05	98,59	98,64	99,24	100,08	98,18
f	33.8	40.5	45.4	31.3	33.7	41.2	42.4	40.9	42.7	51.4	64.2
Rb											
Sr	103	114	142								
Ba											
Zr	60	109	113								
Ni	180	134	134		270	65	55	136	163	66	147
Cr	378	322	325	750	500	436	260	393	334	177	171
V											
La/Sm				0.54	0.54	1.02	1.23	1.85	1.40	1.35	0.96
Yb				13.3	14.5	18.8	20.6	21.2	22.4	18.8	47.2
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.70246	0.70248	0.70254								

Примечание: 1-6 - зона Эксплорер (Cousens et al., 1983; Kay et al., 1970): 1 - ферромагнезиальный пикритовый базальт, 2 - пикробазальты, 3 - пикробазальты MOR и E-типа, 4-5 - ферротолиты, 6 - аномальные титанистые ферротолиты; 7-10 - хребет Хуан-де-Фука и разлом Сованко (Barr, Chase, 1974, Dixon et al., 1986): 7-8 - толиты, 9 - ферротолиты, 10 - ферробазальты; 11-13 - хребет Горда (Kay et al., 1970; Davis, Clague, 1987): 11-12 - толиты, 13 - ферротолиты; 14-20 - дифференцированная серия толитов зоны Эксплорер: 14-15 - ферротолиты, 16-20 - толиты. FeO\* - общее содержание железа в виде FeO.

плагиоклаз+оливин и плагиоклаз+авгит+оливин. Вблизи разлома в основании прилегающей к нему возвышенности драгированы афировые толеитовые базальты Т-типа. Микрофенокристы, составляющие не менее 30%, представлены в основном оливином Fo<sub>85</sub> в стекловатой основной массе с редкими зернами шпинели (Johnson, 1979). Пикриты, драгированные в разломной зоне Сикейрос, содержат 20-25% вкрапленников оливина Fo<sub>86-89</sub> и 1-2% шпинели в гилопилитовой основной массе (Schrader et al., 1979).

Базальты трансформных разломов характеризуются невысокой щелочностью и трендом дифференциации, обусловленным фракционированием оливина (рис. 57, табл. 18).

В отличие от рассмотренной восточной рифтогенной области Тихого океана, центральная и западная его части характеризуются повышенной мощностью океанической коры (более 12 км) и множеством асейсмичных платообразных поднятий с наложенными зонами рифтогенного вулканизма, отличающегося от вулканизма восточной области. По трендам магматической дифференциации различаются провинции с ферробазальтовым вулканизмом, но преобладающими трендами являются сиалические, не сопровождающиеся интенсивным накоплением в лавах железа. Примером доминирующего ферроба-

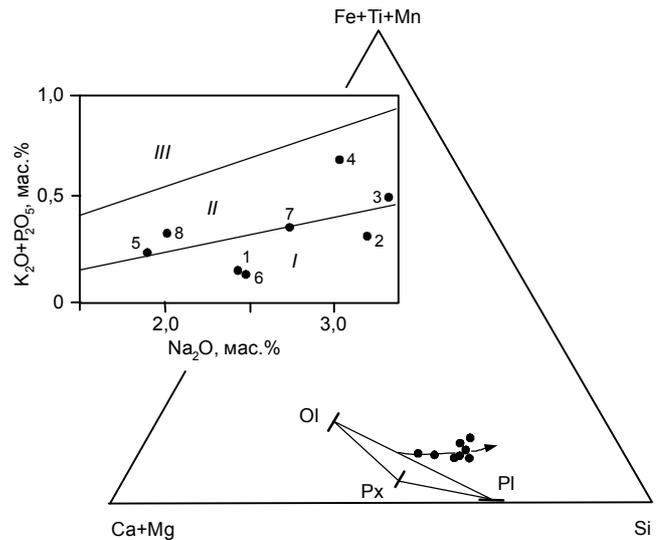


Рис. 57. Схема вариаций состава толеитовых базальтов трансформных разломов Восточно-Тихоокеанского хребта (по табл. 18).

Таблица 18. Химический состав базальтов, драгированных в трансформных разломах Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического хребта (Голубева, 1990).

	1 (11)	2 (7)	3 (9)	4 (4)	5 (3)	6 (6)	7 (1)	8 (1)
SiO <sub>2</sub>	49.52	49.40	49.19	49.08	47.60	51.33	49.06	46.90
TiO <sub>2</sub>	0.95	1.27	2.24	1.88	1.12	1.17	1.45	1.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.95	14.73	14.83	16.40	14.48	15.49	15.10	12.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.48	1.98	2.25	2.89	0.94	1.20	1.40	1.40
FeO	7.24	6.88	9.30	6.45	8.69	7.25	9.80	8.90
MnO	0.15	0.18	0.20	0.16	0.15	0.16	0.19	0.18
MgO	9.25	8.80	7.70	8.53	13.26	8.40	8.30	16.40
CaO	12.50	12.33	10.55	10.73	10.99	11.78	12.20	10.30
Na <sub>2</sub> O	2.43	3.19	3.33	3.03	1.89	2.48	2.74	2.00
K <sub>2</sub> O	0.05	0.13	0.25	0.50	0.07	0.04	0.20	0.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.19	0.25	0.29	0.16	0.09	0.15	0.12
Сумма	99.62	99.08	100.09	99.65	99.35	99.39	100.53	100.13
f	34.2	35.6	45.2	41.8	28.7	35.8	42.8	25.8
Rb	0.4		6.2					
Sr	114	102	163	183	132			
Ba	90		25	85				
Zr	42	117	220	220				
Ni	150	95	137	137	210			
Cr	486	375	343	316	807			
La/Sm	0.42		1.29					
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.70270		0.70300	0.70287				

Примечание: 1-4 - базальты, разлом Сикейрос (Batiza et al., 1977; Johnson, 1979): 1 - толеит MOR, D-тип, 2 - толеит MOR, N-тип, 3 - ферротолеит MOR, T-тип, 4 - толеит MOR, T-тип; 5 - пикриты, разлом Сикейрос (Schrader et al., 1979, 1980); 6 - стекло толеитовое, D-тип, разлом Квебрада (Batiza et al., 1977); 7-8 - разлом Гаррет: 7 - толеит MOR, N-тип (Hebert et al., 1983), 8 - пикрит (Eissen et al., 1981).

зальтового тренда дифференциации служит вулканизм провинции Манихики-Нова (6, рис. 49). Она называется по одноименному поднятию, расположенному в южной части центральной котловины Тихого океана, и находящейся в северной части разломной зоны Нова (рис. 58, табл. 19). Мощность земной коры поднятия Манихики составляет 22.5-23.5 км при толщине осадочного слоя около 1 км. Рельеф дна поднятия сложный, здесь выделяется три фрагмента плато (Высокое, Западное и Северное), разделенные системой разломных зон или впадин (Hussong et al., 1979).

Глубоководная скважина 317А, расположенная в Высоком (восточном) плато, прошла более 33 м базальтового фундамента, состоящего из 10 потоков, четыре из которых переслаиваются с тонкими литифицированными пачками вулканокластических алевролитов (Init. Repts., v. 33, 1976). Породы этой скважины чрезвычайно пористые, причем количество пор и миндалин уменьшается с глубиной. Это свидетельствует о малоглубинных или субаэральных условиях их излияний, что согласуется с предположением о погружении плато на глубины 3.0-3.5 км за последние 110-120 млн лет (Jackson et al., 1976). Темно-серые, иногда измененные толеитовые базальты скважины 317А очень однородны как по минерало-

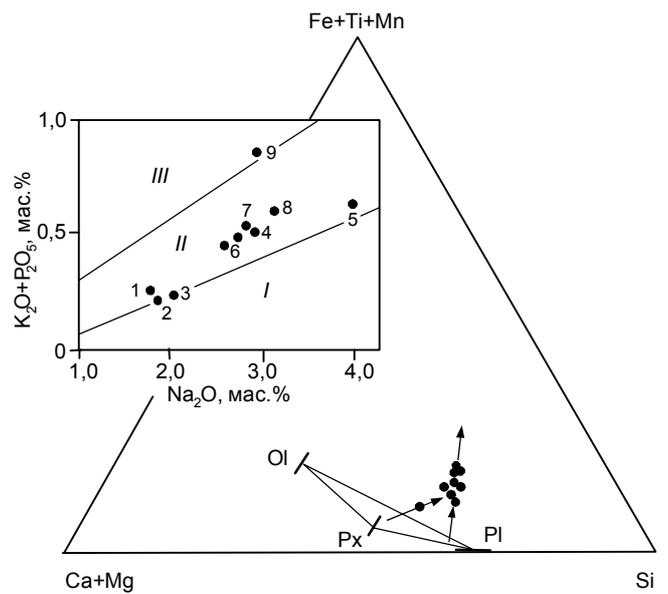


Рис. 58. Диаграммы, иллюстрирующие ферробазальтовый тренд и калиевую специфику базальтов провинции Манихики-Нова (по табл. 19).

Таблица 19. Химический состав базальтов провинции Манихики-Нова.

	1 (4)	2 (2)	3 (1)	4 (3)	5 (1)	6 (2)	7 (5)	8 (1)	9 (1)
SiO <sub>2</sub>	48,97	50,97	52,84	48,51	48,49	48,06	47,47	47,31	49,80
TiO <sub>2</sub>	0,96	0,48	0,72	2,40	2,07	2,03	2,62	2,50	1,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,26	12,11	14,01	13,00	12,09	14,06	13,16	13,63	14,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,41	1,63	1,65	5,32	3,76	4,61	5,92	6,63	1,45
FeO	5,92	8,16	8,21	8,53	8,19	6,67	8,05	6,86	9,66
MnO	0,23	0,15	0,14	0,23	0,18	0,24	0,23	0,21	0,24
MgO	8,15	14,24	8,27	6,24	7,70	7,42	7,21	7,58	6,64
CaO	10,74	10,21	11,37	10,42	9,94	12,15	9,67	9,34	10,80
Na <sub>2</sub> O	1,76	1,84	2,01	2,91	3,94	2,56	2,79	3,12	2,89
K <sub>2</sub> O	0,12	0,18	0,23	0,32	0,43	0,28	0,31	0,37	0,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,02	0,03	0,23	0,20	0,18	0,23	0,22	0,15
п.п.п.	4,80			1,50	2,60	1,75	2,62	2,41	
Сумма	100,45	100	100	99,61	99,59	100,01	100,31	100,32	98,69
f	40,5	27,6	39,7	54,5	55,4	50,2	51,0	48,7	48,1
Rb	1,7	< 1	2						12
Sr	100	40	40	143	160	140	118	140	110
Ba	26	15	32	14	12	13	15	14	26
Zr	72	< 20	< 20	160	170	115	170	140	101
Ni	92	495	20						61
Cr	296	2250	1100	355	180	285	244	240	290
V	235	278	315						
La/Sm				0,65	0,70	0,66	0,68	0,62	0,53

Примечание: 1 - скв. 317 А, толеитовые базальты (Init. Rep..., 1976, v. 33 и данные авторов); 2-3 - драгировки разломной зоны о-ва Дэнджер (Clague, 1976), пикротолейты (2) и толеит (3); 4-8 - драгировки разлома Нова (Меланхолина и др., 1990): 4-5 - ст. 1503, ферротолейты (4), субщелочной базальт (5); 6-8 - ст. 2506 - толеитовые долериты (6), ферротолейтовые долериты (7), субщелочной ферробазальт (8); 9 - скв. 595 В, толеитовый базальт с повышенным содержанием калия (Init. Rep..., 1986, v. 89).

гическому, так и по химическому составу. Вкрапленники базальтов представлены микрофенокристами лабрадор-битовнита и клинопироксена. Основная масса пород, характеризующаяся диабазовой или интерсертальной структурой, сложена лейстами плагиоклаза и скоплениями зерен пироксена при подчиненном содержании ильменита и магнетита. Близкие по составу пироксены микрофенокристов и основной массы, представленные авгитом в верхних (2-й поток) и нижних (7-й поток) горизонтах скв. 317А, в центральных (5-й поток) имеют повышенную железистость и содержат ферроавгит.

Свежие обломки оливин-толеитовых и толеитовых базальтов были извлечены при драгировании разломных зон, разделяющих Западное и Высокое плато поднятия Манихики вблизи острова Дэнджер (Clague, 1976). Пикртолеитовые (оливин-толеитовые) базальты содержат около 20% крупных порфировых вкрапленников оливина и микрофенокристы красно-коричневой шпинели. В стекловатой основной массе базальта, кроме кристаллов резорбированного оливина и шпинели, присутствуют клинопироксен (пижонит), а редкие миндалины выполнены кальцитом и халцедоном. Толеитовые базальты характеризуются значительно меньшим содержанием вкрапленников и шпинели, а также появлением редких микрофенокристов плагиоклаза и пижонита. Повышенное содержание калия и высокая пористость базальтов сближает их с типом трапповых базальтов, что не позволяет исключить генетическую трактовку поднятия Манихики, кора которого отличается от океанической более чем вдвое большей мощностью, в качестве фрагмента континентальной коры (трапповой формации), погружившейся на океаническое дно в меловое время.

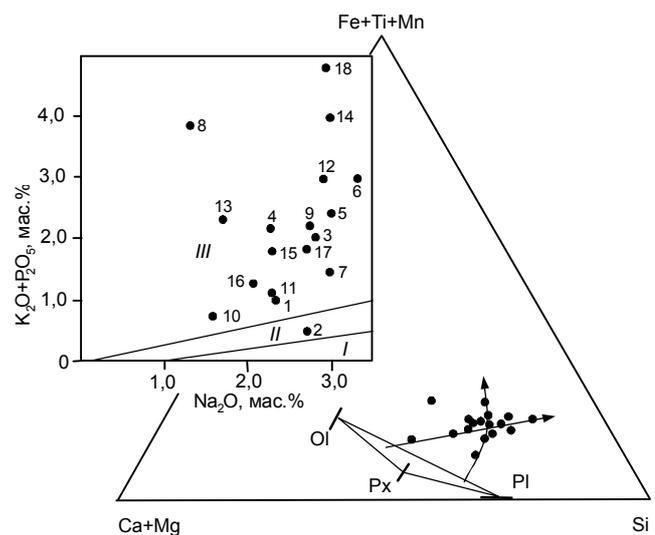
Провинции, в базальтах которых прослеживается сочетание ферробазальтового и сиалического трендов (рис. 59, табл. 20), выделяются под названиями Восточно-Марианской и Лайн (7, рис. 49). Они охватывают Магеллановы горы и Маршалловы острова, восточные гайоты плато Огасавара, поднятие Гейш и острова Лайн, которые протягиваются через центр Тихого океана к экватору на расстоянии 3 тыс. км.

Оливиновые базальты, драгированные на восточной окраине плато Огасавара с гайотов Поллукс и Кастор, представлены темно-серыми породами с массивной текстурой; структура базальтов порфировая, реже - афировая. Главные минералы-вкрапленники - плагиоклаз, клинопироксен (татанавгит), оливин и рудные, присутствует также множество вторичных минералов. Субщелочные базальты представлены пористыми породами с крупными вкрапленниками клинопироксена и оливина, замещенного смектитом, и мелкими вкрапленниками оливина и

плагиоклаза; основная масса пилотакситовой структуры сложена лейстами плагиоклаза в небольшом количестве стекла. Для мелкопористых базальтов, драгированных с нижней части банки Рамапо, также характерны вкрапленники клинопироксена и оливина, часто образующие гломеропорфировые сростки; в стекловатой основной массе беспорядочно распределены лейсты и микролиты плагиоклаза, призматические кристаллы клинопироксена и зерна измененного оливина.

Базальты *Магеллановых гор* оливин-толеитового состава по геохимическим признакам близки пикритам, а субщелочного - развитым здесь анкармитам. Результаты изучения западных гайотов плато Огасавара и хребта Уэда показали, что толеитовые базальты отличаются от базальтов Императорского хребта, имеющих обычно умеренную железистость, повышенной железистостью, а также повышенной глиноземистостью. Кроме того, базальты плато Огасавара имеют повышенные концентрации калия и рубидия и пониженные - титана. На плато Огасавара выделяются железистые базальты с пониженным содержанием титана, умеренно-железистые толеиты с повышенным его содержанием и субщелочные базальты с умеренным содержанием титана.

Система Лайн представляет собой сложную структуру, состоящую из протягивающихся в несколько рядов параллельных эшелонированных цепочек островов, подводных возвышенностей и коралловых атоллов. В своей северной части система Лайн представлена коралловым атоллом Джонстон;



**Рис. 59.** Сложный характер дифференциации субщелочных и щелочных калиевых базальтов Восточно-Марианской провинции и островов Лайн, характеризующихся высоким содержанием калия и фосфора (по табл. 20).

Таблица 20. Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов Восточно-Марьянской провинции и островной системы Лайн.

	1 (3)	2 (10)	3 (3)	4 (1)	5(5)	6(12)	7 (6)	8 (1)	9 (1)	10 (6)	11 (5)	12 (4)	13 (2)	14 (1)	15 (7)	16 (6)	17 (7)	18(16)
SiO <sub>2</sub>	49.40	45.03	46.81	44.16	47.41	45.28	46.85	37.82	45.38	42.30	44.22	43.06	41.63	46.75	45.50	44.00	44.71	46.33
TiO <sub>2</sub>	1.31	2.62	2.46	2.66	2.32	2.84	1.59	3.32	5.07	1.47	1.62	2.71	1.96	2.63	1.32	1.98	1.16	1.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.13	14.74	19.37	14.96	14.87	17.22	16.93	10.63	13.71	10.50	14.10	16.80	18.85	17.46	17.03	15.85	17.78	16.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.17	12.05	9.65	10.92	4.94	8.97	5.69	14.69	10.14	7.70	9.20	11.52	7.49	9.39	11.16	9.43	13.11	12.18
FeO	0.14	0.21	0.19	0.19	5.35	2.77	4.66	3.20	5.58	4.41	3.30	1.98	5.09	2.86	2.50	3.13	1.45	0.81
MnO	7.41	6.25	3.00	6.82	7.72	3.77	6.30	9.43	4.37	18.17	10.41	3.97	5.01	2.40	5.46	7.17	4.11	2.43
MgO	10.97	10.36	8.64	9.46	5.75	8.35	8.99	10.04	9.54	6.52	8.40	9.39	9.05	5.58	8.25	9.45	6.47	5.59
CaO	2.34	2.71	2.77	2.27	3.01	3.31	2.96	1.32	2.75	1.56	2.30	2.89	1.71	3.00	2.32	2.06	2.71	2.96
Na <sub>2</sub> O	0.58	0.21	1.55	1.28	1.71	1.51	1.09	1.52	1.38	0.42	0.76	1.35	1.17	2.39	1.34	0.92	1.31	3.23
K <sub>2</sub> O	0.39	0.23	0.45	0.84	0.67	1.41	0.42	2.35	0.80	0.29	0.29	1.56	1.11	1.56	0.38	0.34	0.46	1.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3.26	6.04	4.31	3.80	5.98	6.24	4.34	5.47	1.24	6.32	4.90	4.34	6.76	5.93	4.80	5.41	6.37	6.18
п.п.п.	99.10	100.45	99.20	99.96	100.16	99.88	99.95	99.69	100.06	99.89	99.75	99.96	100.00	100.06	100.12	99.89	99.84	99.92
Сумма	35.2	52.0	64.3	50.7	41.6	61.7	46.5	49.4	65.4	25.9	38.4	63.6	52.2	62.4	56.3	47.6	65.1	73.1
f	6	12	29	32	501	28	3	635	458	3	2.5	22	14	31	17	12	33	42
Rb	198	117	420	561	397	486	318	480	298	106	143	410	702	476	198	207	200	375
Sr	32	249	251	169	216	218	112	286	320	89	87	180	173	157	63	100	61	153
Ba	93	190	34	370	144	94	208	426	6	1022	548	214	24	62	254	182	239	98
Zr	124	205	51	470	303	136	355	190	188	188	224	234	96	230	151	190	150	127
Ni	210	235	196	220	114	198	190	190	190	190	190	190	190	190	190	190	190	190
Cr	197	235	196	220	114	198	190	190	190	190	190	190	190	190	190	190	190	190
V	197	235	196	220	114	198	190	190	190	190	190	190	190	190	190	190	190	190

Примечание: 1-3 - островная система Лайн: скв. 164, толеитовый базальт, Т-типа (1) (Init. Rep..., 1973, в. 17), скв. 315А, толеитовый базальт (2) (Init. Rep..., 1976, в. 33), драгированные породы: субщелочные базальты (3) (Мартьянов и др., 1993); 4-7 - Магеллановы горы, драгированные толеитовые базальты (4) и субщелочные базальты (оливиновые - 5, кварцнормативные - 6), базальт (7); 8-9 - Маршалловы о-ва (Hein et al., 1988): оливиновый ферроителит (8), субщелочной базальт (9); 10-12 - хребет Михельсона (гайоты Поллукс и Кастор): пикриты (10), оливиновые толеиты (11), субщелочные базальты (12); 13-14 - банка Рамапо: титанистые толеиты гавайского типа (13), субщелочной базальт (14); 15-16 - плато Огасавара, гайоты Центральный и Смуг: ферроителиты с нормальным содержанием титана (15), ферроителиты и толеиты с повышенным содержанием титана (16); 17-18 - поднятие Уэда: ферроителиты (17), субщелочные базальты (18). 4-7, 10-18 - (Говоров и др., 1996).

южнее расположены острова Пальмира, Вашингтон, Фаннинг, Рождества Молден, Каролайн и Флинт (Wunterer, 1976). Главная цепочка островных хребтов Лайн, имеющая субмеридиональное простира-ние и расположенная в довольно широкой зоне (между 5 и 15° с.ш.), пересекается серией островных хребтов, протянувшихся в запад-северо-западном на-правлении. Изученная Дж. Натландом (Natland, 1976) эта серия хребтов названа им Кросс-Лайн (Cross Line). Островные цепочки Кросс-Лайн также представлены широким поясом хребтов и трогов. Многочисленные возрастные данные, полученные К-Аг и Аг-Аг методами, а также в результате изуче-ния фораминифер в осадках, лежащих на базальтах, подтверждают мнение этих авторов о сложности процессов формирования островных хребтов Лайн. Суммируя данные, опубликованные в работе (Summary of radiometric ages..., 1987), в развитии вул-канизма хребтов Лайн выделяются по крайней мере три этапа, охватывающие диапазон геологического времени от 90 до 2 млн лет. Глубоководным бурени-ем и драгированием было установлено сочетание в вулканизме базальтовых ветвей - калиевой, сообща-ющей провинции сходство с формациями Восточно-Марианской и Манихики, и натриевой, по которой прослеживается сходство с вулканизмом Гавайского и Императорского хребтов. Это двойственное поло-жение провинции прослеживается и по сочетанию на петрохимической диаграмме ферробазальтового тренда с доминирующим трендом сиалической на-правленности, характерным для гавайских лав, рас-сматриваемых ниже.

На океаническую абиссальную плиту и асейс-мичные поднятия на северо-западе Тихого океана накладывается молодая (кайнозойская) вулканичес-кая цепь (рис. 60) - Гавайско-Императорская, протя-гивающаяся на расстояние около 6 тыс. км, образуя Гавайский и Императорский хребты, и состоящая более чем из 100 щитовых вулканических построек. Вулканы Гавайско-Императорской цепи сложены на 95-99% комплексом титанистых толеитовых базаль-тов и только 1-5% их объема составляют породы дифференцированной субщелочной (анкарамиты, гавайиты, муджиериты, бенморейты, трахиты) и ще-лочно-базальтовой (нефелиновые базальты и база-ниты, нефелениты) серий (Macdonald, Katsura, 1964; Clague, Dalrymple, 1987).

Формирование Гавайско-Императорской вул-канической цепи длится около 65 млн лет - от грани-цы мела и палеогена до настоящего времени - с по-следовательным уменьшением возраста вулканичес-ких построек в юго-восточном направлении. Соот-ветственно Гавайско-Императорская цепь подразде-ляется по возрасту на две провинции - Гавайских ос-тровов (8, рис. 49) (олигоцен-голоценовую) и Импе-раторскую (9, рис. 49) (палеогеновую).

Гавайская провинция охватывает острова и подводные горы одноименного хребта, протягиваю-щиеся на расстояние около 3 тыс. км (рис. 60). Сред-няя ширина хребта по изобате 4 тыс. м, оконтурива-ющей его наиболее крупные звенья, - 100-200 км. Са-мые высокие горы Гавайского архипелага поднима-ются на 3-4 км над уровнем океана и более чем на 10 км над дном океанического дна. Прогибы шириной

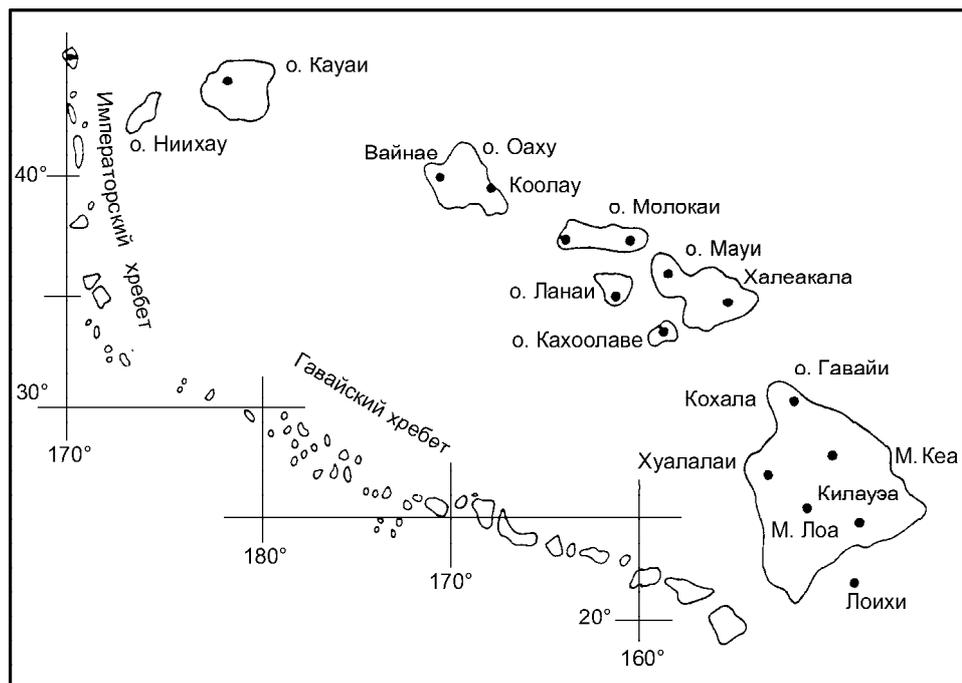


Рис. 60. Схематическая карта морфоструктур Гавайско-Императорского хребта. Точками отмечены вулканы.

до 80 км, по обе стороны от хребта, обрамляются широкими пологими поднятиями, называемыми Гавайским валом (Вуллард, 1970; Головинский, 1985).

Наибольший из Гавайских островов - Гавайи или Большой, диаметром более 100 км, состоит из пяти сомкнувшихся действующих вулканов, другие острова также состоят из двух и более потухших вулканов. С юго-востока на северо-запад выделяется три группы островов. К первой группе относятся главные острова с хорошо выраженными вулканическими постройками - Гавайи, Мауи, Оаху, Кауаи, Молокаи, Ланаи, Ниихау и Каулау. Невысокие острова, являющиеся остатками разрушенных вулканов, иногда с построенными на них коралловыми рифами, относятся к островам второй группы: острова Нихоа, Неккер и Гарднер. Третья группа островов - коралловые атоллы без видимых над поверхностью древних вулканов. При этом информация по вулканизму Гавайского хребта дополняется работами, посвященными описанию подводного вулкана Лоихи, находящегося в 30 км к юго-востоку от Гавайских островов (Moore et al., 1982; Hawkins, Melchior, 1983).

Толщина земной коры на островах меняется от 12-14 км на о-ве Ланаи до 18-21 км на островах Оаху, Мауи и Гавайи. В общем происходит увеличение мощности земной коры Гавайского архипелага в направлении, в котором происходит снижение возраста вулканических образований. Повышенная мощность земной коры под Гавайским хребтом по сравнению с окружающими абиссальными равнинами, а также пониженные значения аномалий в редукции Буге, сравнимые с известными на поднятии Шатского, позволяют предполагать существование в цоколе хребта относительно древнего поднятия, на которое наложилась позднекайнозойская вулканическая зона (Меланхолина, 1988). Время формирования поднятия можно считать меловым, так как базальтоиды мелового возраста отмечены в составе драгированных образцов к югу и северу от Гаваев (Clague, Dalrymple, 1975).

Изучение Гавайского архипелага показало закономерное изменение состава пород в процессе развития и старения вулканов, подразделяющихся на ряд стадий. Со времени работ Дж. Макдональда (Macdonald, Karsuga, 1964; Macdonald, 1968) было принято выделять в этом процессе четыре стадии формирования гавайских вулканов: 1 - образование щитовой вулканической постройки в результате излияния жидких толеитовых лав; 2 - заполнение кальдеры излияниями как толеитовых, так и субщелочных базальтовых лав, сопровождавшихся большим количеством газовых эманаций; 3 - посткальдерная стадия, во время которой на вершине щита формировалась тонкая лавовая шапка, состоящая из пород дифференцированной субщелочной ассоциации; 4 -

постэрозионная стадия, представленная извержениями преимущественно щелочных нефелиновых базальтов. В последнее время эта схема была дополнена Д. Клейком и Дж. Далримплом (Clague, Dalrymple, 1987), выделявшими предщитовую (начальную) стадию, проявившуюся при заложении вулкана Лоихи и представленную базанитами, щелочными и субщелочными базальтами. Петрогенетические диаграммы представлены на рис. 61 (табл. 21, 22). Толейты Гавайских островов меняются от афанитовых плотных разностей до порфировых пузыристых лав. Оливиновые толейты часто порфировые и содержат значительное количество вкрапленников оливина  $Fo_{84-87}$ , располагающихся в субкристаллическом стекловатом матриксе с микролитами плагиоклаза  $An_{60-65}$ , авгита  $Wo_{31-41}En_{47-49}Fs_{10-22}$  и рудного вещества. Кварцевые толейты содержат вкрапленники плагиоклаза  $An_{60-43}$ , небольшое количество гиперстена, часто окаймленного пижонитом, и зонального субкальциевого авгита  $Wo_{20-30}En_{39-58}Fs_{22-31}$  (Йодер, Тилли, 1965). Для гавайских базальтов характерна высокая степень дифференциации магмы: они образуют непрерывную серию от пикритов (19-21% MgO) до пересыщенных (кварцнормативных) толеитов (6.5-7% MgO), причем состав пород этой серии остается стабильным на всем протяжении периода ее формирования от начала палеогена в Императорском хребте до настоящего времени на о-ве Гавайи. Детальное петрохимическое изучение серии по образцам из лавовых потоков Гавайских островов, проведенное Б.М.Ганном (Gunn, 1971) и Л.С.Бородиным (1981), показало, что главным процессом, обусловившим образование гавайской серии, явилась кристаллизационная дифференциация исходной оливин-толеитовой магмы (наиболее характерный тип пород с 9-13% MgO) посредством фракционирования оливина, реже - плагиоклаза и клинопироксена.

*Императорская провинция* охватывает гайоты и подводные горы Императорского хребта, протяженностью более 3 тыс. км при ширине около 150 км. Здесь сосредоточено более сорока вулканических построек, возвышающихся над абиссальными равнинами на 3 и более км, диаметр основания вулканических построек варьирует от 35 до 170 км. Мощность земной коры Императорского хребта в отличие от Гавайского мало отличается от мощности окружающих абиссальных равнин (Меланхолина, 1988).

На петрохимических диаграммах вулканических пород Императорского хребта (рис. 62, табл. 23) четко видно обособленное положение пикритов, бимодальность их гипербазит-базитовой серии, отражающую несмесимость исходной магмы.

Щелочные базальты скв. 434С содержат 5-15% вкрапленников измененного оливина  $Fo_{50-85}$ , зонального плагиоклаза  $An_{55-80}$ , клинопироксена

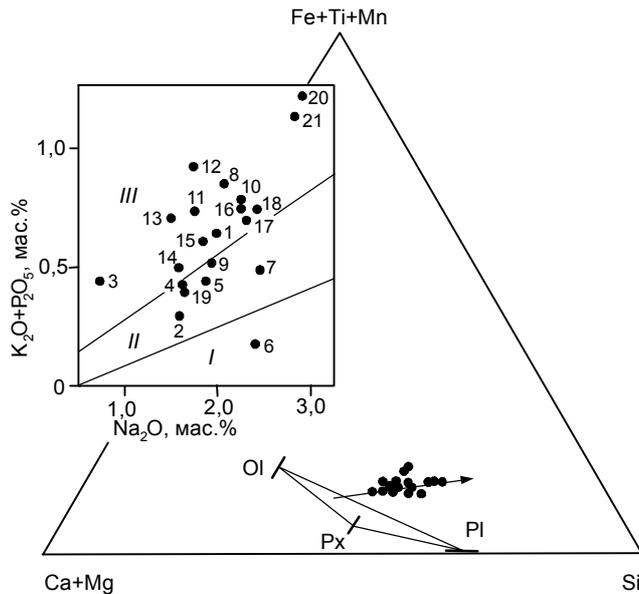


Рис. 61. Схема дифференциации толеитовых и субщелочных базальтов Гавайской вулканической провинции (по табл. 21, 22).

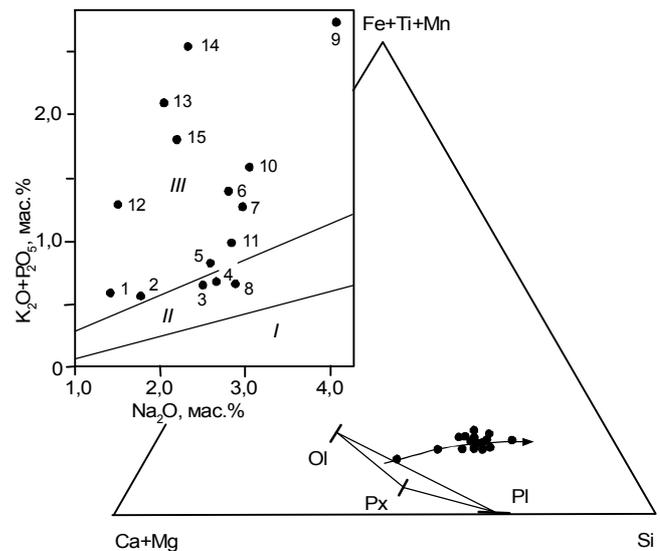


Рис. 62. Схема дифференциации толеитовых и субщелочных базальтов Императорского хребта (по табл. 23).

Таблица 21. Средний химический состав (приведенный к 100%) и абсолютный возраст материнских оливиновых толеитов Гавайских островов.

№ на рис.61	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	48.9	48.2	49.7	47.3	46.4	49.2	51.5	46.9	48.4	48.4	47.4	47.2	47.5
TiO <sub>2</sub>	2.34	1.93	2.01	2.14	2.22	2.08	1.68	2.46	2.06	2.49	2.59	2.47	2.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.1	13.5	13.2	12.6	12.9	11.8	13.2	13.4	12.5	12.1	11.5	11.1	11.7
FeO*	11.4	11.8	10.9	12.2	12.4	11.9	10.4	11.9	11.9	12.1	12.4	12.4	11.8
MnO	0.17	0.17	0.18	0.17	0.18	0.19	0.15	0.15	0.17	0.16	0.15	0.15	0.20
MgO	12.7	13.1	12.1	13.7	13.8	13.2	11.7	13.2	13.3	12.6	13.8	13.8	13.1
CaO	9.7	9.4	9.6	9.8	9.7	8.9	8.3	9.1	9.2	8.1	9.4	9.4	10.7
Na <sub>2</sub> O	1.99	1.62	0.76	1.66	1.89	2.42	2.47	2.07	1.93	2.28	1.77	1.77	1.62
K <sub>2</sub> O	0.44	0.10	0.33	0.23	0.20	0.18	0.27	0.53	0.30	0.49	0.26	0.26	0.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.20	0.13	0.20	0.25	0.25	0.22	0.35	0.23	0.31	0.70	0.70	0.34
K-Ar возраст, млн лет	0	0,40	0,86	1,32	1,52	1,89	2,6	3,7	5,8	5,5	7,2	7,2	12,0

Примечание: Вулканы: 1 - Килауэа, 2 - Кохала, 3 - Халеакала, 4 - Западное Мауи, 5 - Восточное Молокаи, 6 - Западное Молокаи, 7 - Кулау, 8 - Вайнае, 9 - Кауаи, 10 - Нихау, 11 - Нихоа, 12 - Неккер, 13 - Лаперуз (Kirkpatrick et al., 1980; Dalrymple et al., 1980).

Wo<sub>38-45</sub>En<sub>38-46</sub>Fs<sub>16-17</sub>, ильменита, титаномагнетита и хромистой шпинели. Основная масса содержит полевые шпаты An<sub>61</sub>Or<sub>1</sub>-An<sub>5</sub>Or<sub>35</sub>, ильменит, титаномагнетит и апатит. В незначительных количествах присутствуют пирит и халькопирит, появление которых отмечено в породах нижней части потоков. Примерно такой же минеральный состав имеют щелочные базальты скв. 433А, 433В и 432.

Скважина 430, пробуренная в зоне атолла Оджин, достигла базальтового фундамента на глубине 59-118 м под дном океана (154-1660 м ниже уровня

океана). Скважиной подсечено пять лавовых потоков, из которых четыре верхних сложены гавайитами, а нижний - толеитами. Гавайиты-афировые и редкопорфировые породы, содержащие вкрапленники оливина Fo<sub>59-61</sub> и зонального плагиоклаза, варьирующего по составу от андезина An<sub>48</sub>Or<sub>3</sub> до щелочного олигоклаза An<sub>11</sub>Or<sub>27</sub>. Микровкрапленники клинопироксена Wo<sub>42</sub>En<sub>37-40</sub>Fs<sub>18-23</sub> наблюдаются в основной массе из микролитов клинопироксена Wo<sub>43-44</sub>En<sub>35-39</sub>Fs<sub>18-20</sub>, ильменита, титаномагнетита,

Таблица 22. Химический состав вулканических пород Гавайских островов.

№ на рис. 61	14 (1)	15 (7)	16 (3)	17 (10)	18 (12)	19 (1)	20 (1)	21 (1)
SiO <sub>2</sub>	47.65	48.54	49.80	51.00	51.02	48.05	44.04	44.51
TiO <sub>2</sub>	1.75	2.15	2.63	2.50	2.52	1.83	3.12	2.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.93	11.37	13.46	13.59	13.81	9.89	14.28	14.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.88	5.10	3.10	3.77	4.81	13.44	15.38	15.43
FeO	8.63	7.33	8.60	8.33	7.27			
MnO	0.16	0.17	0.19	0.17	0.18	0.17	0.20	0.20
MgO	18.07	11.94	7.43	7.10	6.75	16.31	8.23	8.89
CaO	8.67	9.56	11.50	10.69	10.75	7.77	11.04	10.61
Na <sub>2</sub> O	1.60	1.87	2.26	2.32	2.42	1.67	2.94	2.86
K <sub>2</sub> O	0.30	0.36	0.47	0.41	0.45	0.26	0.87	0.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.26	0.30	0.30	0.31	0.16	0.39	0.35
п.п.п.	0.23	0.35	0.47	0.17	0.17	0.75	0.41	0.51
Сумма	101.08	99.00	100.21	100.52	101.08	99.55	100.49	101.31
f	27.3	35.9	46.2	48.0	49.1	29.4	48.5	46.7
Rb	13	9.5	15	12	12	4.1	19.9	18.8
Sr						207	616	582
Ba	109	95	134	107	123	57	350	391
Zr	101	125	169	136	163	103	200	166
Ni	790	540	110	100	93	103	109	139
Cr	1123	895	322	332	327	804	167	289
V						205	346	324
La	8.4	10.4	13.5	11.0	12.0	7.1	25.9	23.7
Ce	21.4	25.3	32.6	27.2	29.3	18.8	58.0	50.6
Nd	14.9	13.5	23.0	19.5	20.0	12.3	30.7	26.1
Sm	4.04	4.86	5.77	5.53	5.73	3.73	6.85	6.01
Eu	1.30	1.56	1.90	1.82	1.90	1.39	2.38	2.21
Gd	3.7	5.0	6.60	6.15	6.35			
Tb	0.67	0.78	0.91	0.96	0.97	0.71	1.08	0.97
Tm	0.24	0.26	0.30	0.33	0.33			
Yb	1.61	1.86	2.14	2.22	2.25	1.73	1.92	1.83
Lu	0.24	0.26	0.32	0.28	0.31	0.27	0.27	0.27
La/Sm	1.30	1.35	1.47	1.25	1.32	1.20	2.38	2.48

Примечание: 14-18 - о-в Гавайи, вулкан Килауэа: пикриты (14), оливиновые толеиты (15); 16-18 - толеитовые лавы: доисторические, ≈ 2 млн лет (16), промежуточные (17), современные (18) (Casadevall, Dzurisin, 1987); 19-21 - о-в Мауи, вул. Халеакала (Chen, Frey, 1983): 19 - пикротолеиты (C-122), 20 - субщелочные оливиновые базальты (H65-4), 21 - субщелочные оливиновые базальты (H65-11).

апатита и глинистых минералов, развитых по вулканическому стеклу.

Как видно из приведенного описания, гавайские щелочные базальты не содержат такие характерные минералы как нефелин, щелочные пироксены и амфиболы, типичные для этого типа пород. Нормативный состав пород показывает присутствие нефелина в количестве 0.5-1.5%. На диаграмме SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) точки состава базальтов кальдерного комплекса располагаются вдоль границы субщелочного и щелочного полей, и только составы гавайитов приурочены к полю щелочных базальтов. Следовательно, кальдерный комплекс Гавайских островов в петрографическом отношении является субщелочным. Типично щелочными породами являются образования послезерозионного комплекса, представленного в основном нефелиновыми базанитами и нефелинитами.

Повышенные содержания легких редкоземельных элементов, как и титана, являются наиболее характерным геохимическим признаком толеитов гавайского типа, четко отличающим их от толеитов срединно-океанических хребтов и абиссальных равнин. Эта особенность была подмечена еще в ранней работе Дж.Г. Шиллинга (1973), что позволяет называть толеиты гавайского типа редкоземельно-титанистыми.

В общем, изложенные материалы свидетельствуют, что главным механизмом формирования толеитов постройки вулкана Суйко, как, вероятно, и многих других вулканов Императорских гор, являлась внутрикамерная кристаллизационно-эманационная дифференциация исходной оливин-толеитовой магмы (12-14% MgO) с накоплением пикротолитовых и подкисленных расплавов в ее прикровлевой части. Вскрытие камеры и извержение порций

Таблица 23. Химический состав вулканических пород скважин бурения и гайотов Императорского хребта (Петрологические..., 1996).

	1 (7)	2 (4)	3 (85)	4 (20)	5 (17)	6 (26)	7 (14)	8 (2)	9 (22)	10 (4)	11 (6)	12 (4)	13 (4)	14 (11)	15 (9)
SiO <sub>2</sub>	43.72	45.25	46.55	48.06	45.84	45.89	45.83	48.27	49.09	47.00	48.03	44.64	44.92	42.92	43.45
TiO <sub>2</sub>	1.17	1.71	2.12	2.51	2.34	2.26	2.74	2.77	2.94	2.72	1.75	2.66	2.39	3.12	2.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.29	12.57	13.96	14.59	14.64	14.24	15.15	15.36	15.67	16.24	16.79	12.36	13.73	13.75	13.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.28	4.80	4.94	3.84	7.18	8.79	6.78	3.24	3.26	2.86	7.37	8.19	7.93	10.11	10.61
FeO	10.14	8.48	7.34	8.36	6.35	4.53	6.22	8.96	8.48	9.45	4.96	6.12	5.73	4.29	3.45
MnO	0.17	0.16	0.16	0.15	0.18	0.17	0.15	0.18	0.11	0.15	0.15	0.22	0.21	0.19	0.23
MgO	23.00	14.68	9.45	6.69	7.11	7.86	6.86	5.52	4.41	6.01	4.99	10.20	6.19	5.60	8.32
CaO	5.14	6.55	8.88	10.14	9.68	7.68	9.12	11.01	7.10	9.30	10.46	7.44	10.12	9.58	7.92
Na <sub>2</sub> O	1.43	1.77	2.49	2.68	2.60	2.82	2.99	2.90	4.11	3.06	2.78	1.50	2.06	2.36	2.22
K <sub>2</sub> O	0.45	0.35	0.35	0.39	0.49	1.04	0.88	0.36	1.62	1.02	0.73	0.71	0.60	0.91	0.97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.22	0.31	0.29	0.33	0.35	0.37	0.29	1.10	0.56	0.25	0.57	1.50	1.62	0.82
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.50	4.17	3.71	1.87	2.53	2.75	1.96	1.43	2.01	2.13	0.73	5.19	4.10	5.26	5.42
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>				1.24	0.77	1.16	0.90	1.43	1.02	2.13	0.73	0.06**	0.20**	0.19**	0.10**
CO <sub>2</sub>							0.17		0.07		1.42*				
Сумма	100.20	100.61	100.26	100.81	100.05	99.54	99.95	100.29	100.99	100.50	99.68	99.84	99.60	99.82	99.76
f	22.9	32.9	41.2	49.8	50.3	47.0	50.2	54.7	59.2	52.8	56.5	42.5	55.6	57.2	46.7
Rb	7	6	4	5	9	9	7	2.2	27	14	22	33	41	42	40
Sr	105	163	276	311	330	312	344	392	587	529	180	153	266	408	352
Ba	49	118	66	73	63	62	117	116	365	326	49	44	28	137	190
Zr	58	96	127	159	140	142	180	171	414	182	118	160	145	219	172
Ni	875	385	208	63	87	69	98	59	19	68	78	270	165	158	234
Cr	550	453	281	130	126	114	159	97	21	100	144	412	480	288	408
V	116	189	216	282	187	184	270	305	188	248	246	176	160	170	135
La/Sm			1.42	1.37		1.31	1.35	1.39							

Примечание: Центральная часть хребта (1-10): скв. 433 С - пикрит (1), пикротолит (2), оливиновый толит (3), кварцнормативный толит (4), ферротолит (5), оливиновый толит переходной НТ (6), субщелочной базальт (7); скв. 430 - толит (8), гавайит (9); скв. 432 - субщелочной базальт (10); Северная часть хребта, возв. Обручева - толит (11); Южная часть хребта (12-15): горы Милуоки - нижний комплекс, оливиновый толит (12), кварцнормативный толит (13), субщелочной базальт (14), средне-верхний комплекс, оливиновый толит (15). \* - п.л.п., \*\* - Г.

расплава происходило сверху вниз, причем одновременно камера подпитывалась снизу исходным расплавом за счет селективного выплавления из мантийного ультрабазитового субстрата. При подъеме расплавов в жерле и боковых каналах могла осуществляться дополнительная кристаллизационно-эманационная дифференциация, но она не играла существенной роли. При формировании вулканической постройки вулкана Суйко описанный ритм (цикл) извержений повторялся не менее шести раз, чередуясь с перерывами в извержениях, необходимыми для повторного заполнения магматической камеры расплавом и кристаллизационно-эманационной дифференциацией. Затем последовал длительный перерыв, обусловленный прекращением процесса подпитки магматической камеры, что привело к проседанию ее свода и образованию кальдеры. Позднее отмечаются извержения небольших объемов щелочнобазальтовой магмы, генерируемой, вероятно, мантийным диapiром, служащим источником тепла и трансмагматических флюидов (Голубева, 1993).

Таким образом, процесс формирования вулканических построек типа вулкана Суйко представляется весьма длительным, продолжавшимся, вероятно, в течение нескольких млн лет. Продолжительность вулканической активности вулкана Суйко можно приближенно оценить в 4-5 млн лет.

По данным Дж.Дальримпла с соавторами (Init.Repts DSDP, v. 55, 1980, p. 659-676), абсолютный возраст (Ar-Ar метод) толеитов докальдерного комплекса оценивается в пределах 69.9-65.3 млн лет, щелочных базальтов кальдерного комплекса - 64.3-59.4 млн лет. Наиболее надежными цифрами абсолютного возраста докальдерного комплекса пород принимаются значения 64.7-59.4, а для послекальдерного - 59.6 млн лет (цифра получена по драгированному обломку муджиерита). Возрастными датами для кальдерных комплексов других гайотов Императорского хребта принимаются: Нинтоку - 56.2 млн лет (щелочные базальты скв. 432), Оджин - 55.2 млн лет (гавайиты и толеиты скв. 430).

Следовательно, можно считать, что главные щитовые вулканы Императорской зоны сформировались примерно в одинаковое время, но продолжительность вулканической деятельности каждого вулкана варьировала.

На северном продолжении Императорского хребта располагается обширное поднятие Обручева (рис. 63), к югу от которого находится гайот Суйко, представляющий собой самый северный вулканический центр с надежно датированным возрастом (65 млн лет). Поднятие Обручева представляет собой крупное (600x300 км по изобате 5000 м) сводово-глыбовое сооружение, состоящее из двух блоков - северо-западного (собственно поднятия Обручева) и

юго-восточного (плато Детройт), разделенных седловиной.

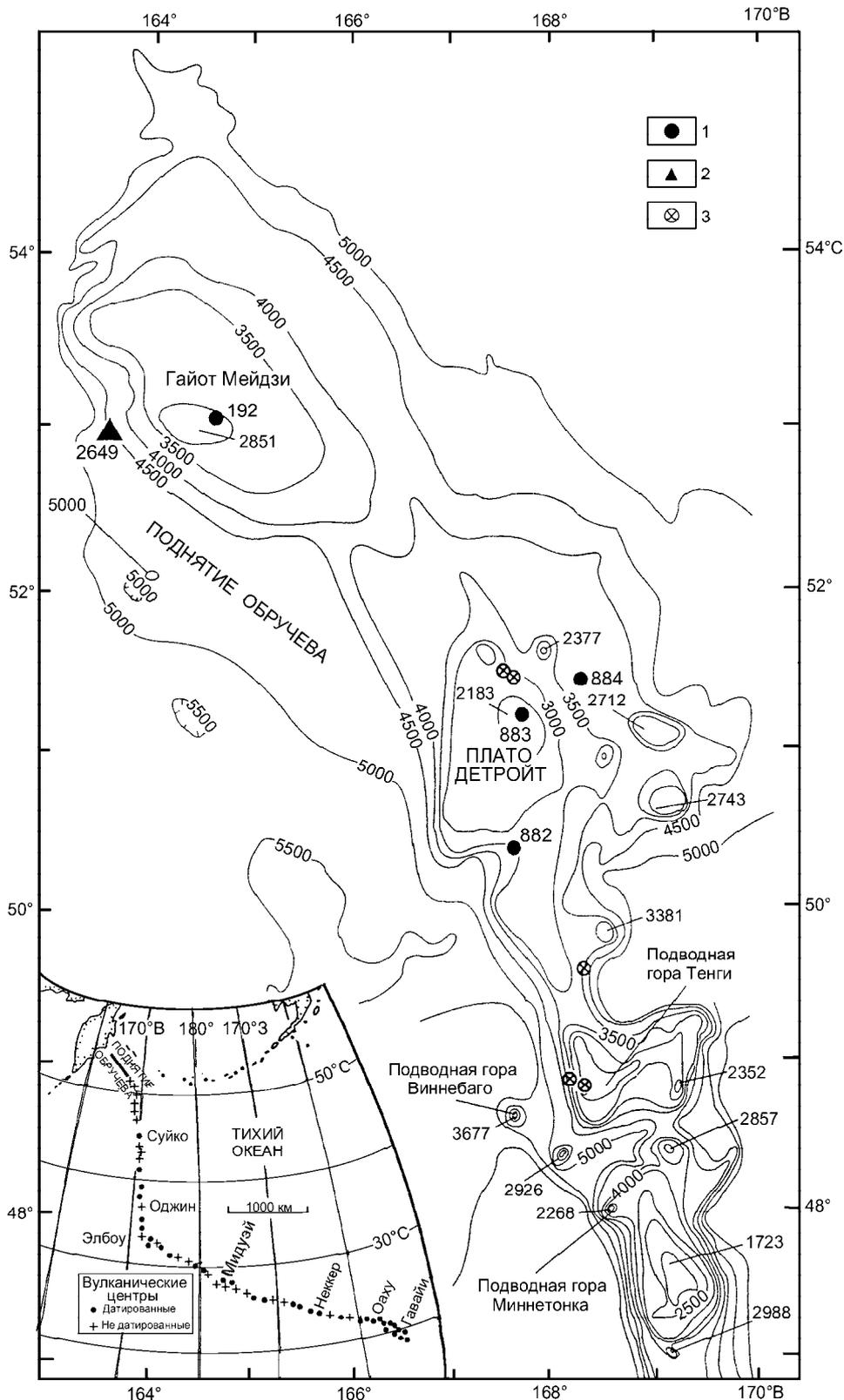
На гайоте Мейдзи в западной части поднятия Обручева скв. 192 вскрыла мощную толщу морских осадочных пород, имеющих возраст от голоцена до маастрихта (Scholl, Creager, 1973). В забое скважины в интервале 1044-1057 м были пройдены пять базальтовых потоков шаровых лав с хорошо выраженной стекловатой коркой закалывания. Базальты характеризуются клинопироксен-плаггиоклазовой ассоциацией вкрапленников и стекловатой основной массой, содержащей многочисленные микролиты оливина, клинопироксена и плаггиоклаза. Породы очень сильно изменены.

Изотопные определения возраста толеитовых базальтов скв. 192, выполненные K-Ar и Ar-Ar методами по валовым пробам пород и калиевому полево-му шпату, дали значительный разброс значений от  $61.9 \pm 5.0$  до  $22.3 \pm 0.7$  млн лет (Dalrymple et al., 1980). Поэтому, учитывая маастрихтский возраст перекрывающих осадочных образований, минимальный возраст формирования базальтов определяется величиной  $61.9 \pm 5.0$  млн лет (Dalrymple et al., 1980).

Базальты ст. 2649 являются фрагментами шаровых лав со стекловатыми корками закалывания. Порфиновые выделения величиной до 1 см представлены лабрадором, меньше - оливином и очень редко - клинопироксеном, располагающимися в интерсертальной основной массе, состоящей из плаггиоклаза, клинопироксена и небольшого количества вулканического стекла (Говоров и др., 1993; Карп и др., 1988). Оливин полностью замещен вторичными продуктами, а плаггиоклаз и клинопироксен относительно свежие. Стекловатый базис преобразован в смектит, филлипсит и гидроокислы железа.

Средний состав базальтов по 7 пробам следующий:  $\text{SiO}_2$ -47.79 мас. %;  $\text{TiO}_2$ -1.88;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -16.62;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -6.69;  $\text{FeO}$ -5.64;  $\text{MnO}$ -0.16;  $\text{MgO}$ -5.43;  $\text{CaO}$ -10.18;  $\text{Na}_2\text{O}$ -2.91;  $\text{K}_2\text{O}$ -0.86;  $\text{P}_2\text{O}_5$ -0.34; П.п.п.-1.43;  $\text{Co}$ -37 г/т;  $\text{Ni}$ -89;  $\text{Cr}$ -147;  $\text{V}$ -227;  $\text{Cu}$ -135 (Карп и др., 1988). По составу драгированные базальты обнаруживают большое сходство с толеитами щитовой стадии, вскрытыми скважинами глубоководного бурения (скв. 430-433) на гайотах центральной группы Императорского хребта.

В 1988 году Скрипсовским институтом океанографии были проведены обширные геологические исследования подводных вулканов северной части Императорского хребта (Lonsdale et al., 1993). Были открыты и изучены драгированием многочисленные побочные вулканические кратеры, приуроченные к вершинным частям гайотов. Оказалось, что конусы побочных кратеров сложены щелочными породами - гавайитами и муджиеритами и реже нефелиновыми мелилититами. По аналогии с хорошо изученными



**Рис. 63.** Батиметрическая карта и расположение скважин глубоководного бурения и станций результативного драгирования коренных пород на поднятии Обручева и плато Детройт (по И.А.Таранину и Б.Я.Карпу).

Батиметрия подводных гор и вулканов Императорского хребта - по ( Jackson et al., 1980). Изобаты в метрах. Проекция карты меркаторская. На врезке показаны главные вулканические центры Гавайско-Императорской вулканической цепи (Lanphere et al., 1980).

1 - скважины глубоководного бурения (скв. 192 (Steward et al., 1973); скв. 882-884 (Shipboard Sci. Party, 1993)); 2 - станция драгирования 2649 НИС "Профессор Богоров", 22 рейс, 1986 г. (Говоров и др., 1993); 3 - станции результативного драгирования побочных кратеров вулканов северной части Императорского хребта (Lonsdale et al., 1993).

вулканами Гавайского хребта щелочные базальтоиды побочных кратеров гайотов северной части Императорского хребта были отнесены к посттитовой стадии формирования вулканов. В нефелиновых ме-

лититах, поднятых в составе лапиллиевых туфов плато Детройт, обнаружен небольшой обломок перидотита, состоящего из форстерита  $Fo_{90-92.5}$ , ортопироксена  $En_{90.1}$ , клинопироксена  $Wo_{47.1}En_{48.5}Fe_{4.4}$  и хро-

мистой шпинели. Составы минералов перидотита сходны с составом аналогичных минералов шпинелевых лерцолитов Гавайских островов (Lonsdale et al., 1993). Нефелиновые мелилититы плато Детройт, по мнению [Lonsdale et al., 1993], принадлежат к более молодой постэрозионной (alkalic rejuvenated stage) стадии вулканизма, формирование пород которой происходит со значительным отрывом от щитовой стадии развития вулканов гавайского типа. Наиболее вероятный возраст щелочного магматизма плато Детройт около 60 млн лет.

Получается, таким образом, что гайот Суйко представляет самый древний (65 млн лет) центр вулканизма рассматриваемой структуры Тихого океана, от которого он раскрывался в северном и южном направлениях. Южная его ветвь продолжает развиваться и в настоящее время, определяясь распространением на юго-восток последовательной инверсии рифтогенного прогиба с характерной для нее сменой толеитбазальтового магматизма щелочным, сопровождаемой утолщением океанической коры более чем вдвое на острове Гавайи (рис. 60). На нем продолжается вулканизм завершающей цикла щелочной фазы, сопровождаемой выносом лавами реликтовых останцов замещаемого на глубине ультраосновного мантийного субстрата. В результате сформировалось новообразованное Гавайское асейсмичное поднятие с утолщенной корой. Развитие следую-

щего в рассматриваемом ряду подводного вулкана Лоихи еще не достигло щелочной инверсионной стадии и не сопровождается утолщением коры, свойственным щелочному магматизму. В Гавайском архипелаге самая мощная кора сопряжена с развитием современного щелочного магматизма (о-в Гавайи). Переход к более древним его проявлениям коррелируется с погружением островов, сменяющихся подводным Императорским хребтом, мощность коры в котором отличается от нормальной океанической коры. В океанах, как и в тафrogenных структурах континентов, погружение коррелируется с утонением коры, обусловленным встречным подъемом поверхности Мохоровичича. Вулканизм Императорского хребта накладывается на древний вулканический комплекс обширной *Северо-Западной провинции* (рис. 64, 65, табл. 24, 25). Она охватывает асейсмичные поднятия Хесса и Шатского (10, рис.49), которые в меловое время представляли единую структуру, а также краевой вал Хоккайдо-Зенкевича. Характерный для этой провинции калиевый уклон субщелочных и щелочных базальтов сочетается с сильной продвинутостью сиалического тренда дифференциации в область кислых составов. Расщепление расплавов порождало ферробазальты, богатые титаном.

Драгирование дна поднятия Хесса и прилегающей котловины показало, что в основании восточ-

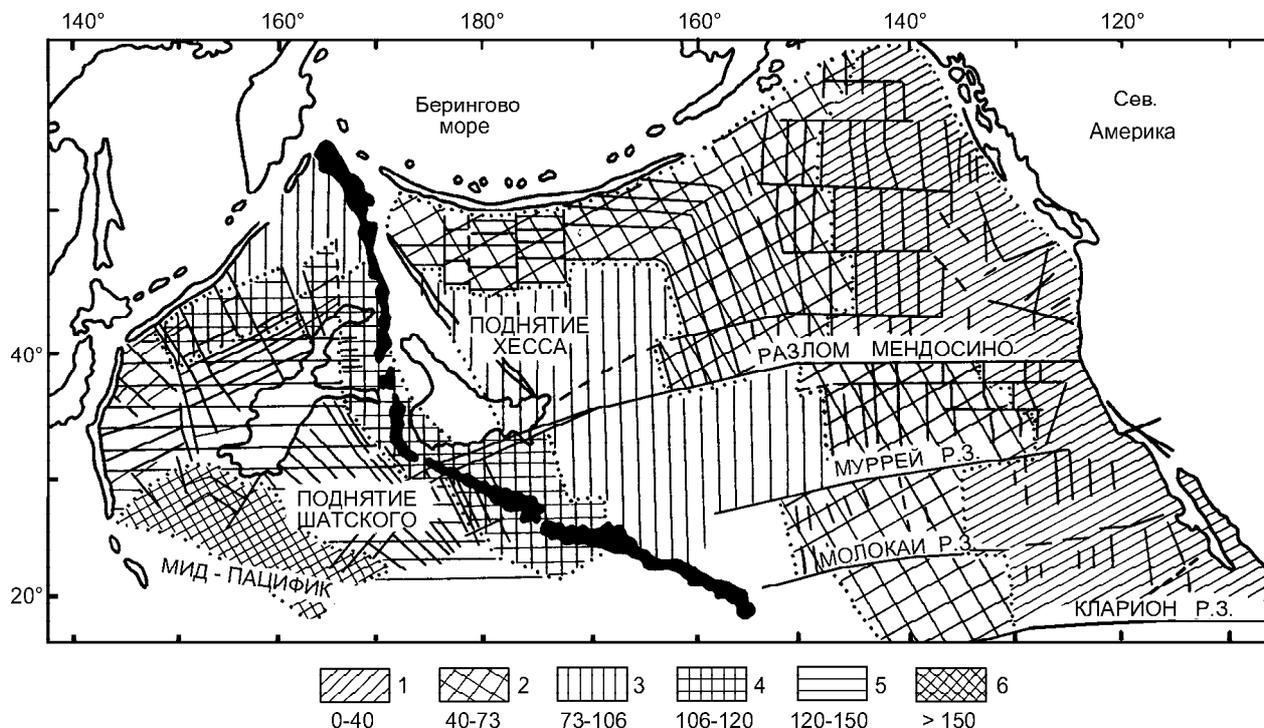


Рис. 64. Схематическая карта океанической коры северо-западной части Тихого океана, по Г.Б.Рудник, Е.Н.Меланхолиной (Строение дна..., 1984). Цифры - возраст базальтоидов в млн лет. Р.З. - разломная зона.

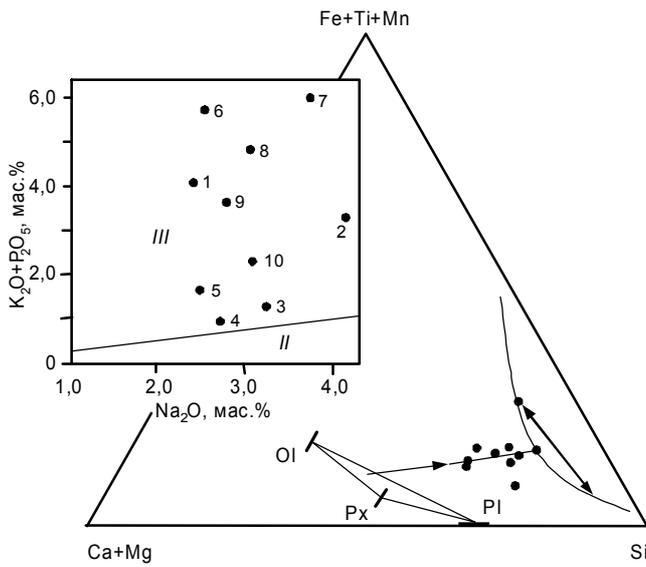


Рис. 65. Схема дифференциации субщелочных и щелочных калиевых базальтов Северо- Западной провинции Тихого океана (по табл. 24).

ного склона поднятия Хесса находятся альбские (около 100 млн лет) толеитовые и субщелочные базальты, имеющие повышенные концентрации калия. В южной части возвышенности драгированы породы дифференцированной серии, а в скважине 464, пробуренной на северном фланге поднятия, выявлены субщелочные базальты.

Породы возвышенности Шатского независимо от их состава обогащены калием (табл. 25). Содержания в них титана варьирует независимо от концентрации железа и щелочей. Базальты представлены порфировыми породами, содержащими 15-20% вкрапленников зонального плагиоклаза и микро-вкрапленников оливина. Состав плагиоклаза варьирует от лабрадор-битовнита в центре кристаллов до андезин-олигоклаза на их краях. Основная масса базальтов характеризуется микрофитовой или пойкилофитовой структурами и состоит из микролитов плагиоклаза и авгита, погруженных в насыщенный рудным веществом мезостазис. Шаровыми лавами оливин-пироксеновых субщелочных стекловатых базальтов сложена наиболее глубокая часть разреза возвышенности Шатского, что установлено драгированием его северо-восточной части. Вкрапленники

Таблица 24. Химический состав толеитовых, субщелочных и щелочных базальтов Северо-Западной провинции.

	1(2)	2 (2)	3(3)	4 (2)	5 (3)	6(2)	7 (7)	8 (3)	9 (15)	10 (7)
SiO <sub>2</sub>	49.38	49.69	46.16	48.51	47.78	50.15	48.83	46.06	47.82	47.89
TiO <sub>2</sub>	1.16	1.47	1.74	1.55	1.38	1.54	1.35	1.90	2.15	2.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.68	17.06	15.95	14.83	16.06	15.72	18.95	15.26	16.82	17.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.84	8.01	6.38	5.18	9.50	11.43	4.32	10.62	8.13	9.63
FeO	1.78	3.64	6.81	5.03	2.50	0.12	1.36	0.02	1.38	1.93
MnO	0.13	0.16	0.27	0.15	0.10	0.10	0.15	0.31	0.18	0.14
MgO	2.08	3.95	7.85	5.55	7.15	1.60	1.98	2.78	3.35	3.41
CaO	4.30	4.62	4.32	11.05	8.21	4.63	9.19	6.54	6.56	8.17
Na <sub>2</sub> O	2.38	4.11	3.23	2.71	2.46	2.50	3.68	3.02	2.75	3.06
K <sub>2</sub> O	3.64	2.68	1.25	0.72	1.47	4.87	2.70	3.30	2.98	1.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.49	0.71	0.09	0.26	0.16	0.95	3.35	1.55	1.72	1.22
п.п.п.	6.82	4.00	5.58	1.06	2.66	4.02	5.95	6.34	3.22	0.29
Сумма	100.20	100.10	99.63	99.37*	99.43	99.85	99.85	99.72	100.18	100.32
f	75.7	62.6	63.	49.5	46.4	78.5	59.8	68.7	59.3	63.5
Rb	20	26					33		20	6
Sr	109	431	167	85	177		847		356	598
Ba	86	63		9			2798		336	594
Zr	64	124	111	50	59		308		168	245
Ni	107	24		50			69		152	104
Cr	330	102		175			59		111	97
V	80	95	1.0**	200			1210		199	315

Примечание: 1,2 - вал Хоккайдо-Зенкевича, толеитовые базальты (1), субщелочные базальты KLAEP (2); 3 - поднятие Хесса, толеиты KLAEP; 4-10 - возвышенность Шатского: толеитовые базальты (4,5), низкотитанистые субщелочные базальты KLAEP (6,7), умереннотитанистые субщелочные базальты KLAEP (8,9), высокотитанистые субщелочные базальты (10). \* - в сумму включено 2,77% CO<sub>2</sub>; \*\* - La/Sm.

**Таблица 25. Химический состав выделенных групп (таксонов) базальтов Восточно-Марианской и Северо-Западной провинций (по Э.Д. Голубевой).**

	1(6)	2 (7)	3 (55)	4 (8)	5 (15)
SiO <sub>2</sub>	50.23	50.49	49.86	46.66	47.27
TiO <sub>2</sub>	1.80	1.41	2.54	3.38	1.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.52	17.07	17.98	15.49	19.24
FeO	10.64	11.09	11.50	13.66	13.49
MnO	0.15	0.13	0.18	0.19	0.18
MgO	7.04	2.58	3.23	6.39	5.23
CaO	8.96	9.66	7.30	9.90	8.52
Na <sub>2</sub> O	2.94	3.05	3.21	2.46	2.42
K <sub>2</sub> O	1.32	3.79	2.58	1.,24	1.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.40	0.73	1.60	0.69	0.70
f	45.9	70.7	66.3	54.6	59.2
Rb	15	26	27	17	24
Sr	405	431	314	283	226
Ba	337	630	374	117	62
Zr	153	124	185	61	62
Ni	141	24	113	182	247
Cr	280	102	158	289	416
V	153	95	212	190	150

Примечание; 1 - субщелочные базальты KLAEP (Магеллановы горы, поднятия Шатского и Хесса); 2 - щелочные низкотитанистые базальты (поднятие Шатского, плато Огасавара); 3-4 - субщелочные высокотитанистые ферробазальты (Маршалловы о-ва, плато Огасавара); 3 - щелочной высокотитанистый оливиновый базальт (поднятие Шатского, плато Огасавара); 5 - субщелочные глиноземистые ферробазальты (банка Рамапо, плато Огасавара). Суммы приведены к 100 %.

оливина, клинопироксена и плагиоклаза этих пород нередко образуют гломеропорфировые скопления, а основная масса имеет интерсертальную, гиалопилитовую или метельчатую структуру, обусловленную присутствием сноповидных агрегатов пироксена и высоким содержанием Fe-Ti-оксидов.

Мощность земной коры возвышенности Шатского достигает 20-25 км. С Северо-Западной котловиной возвышенность сочленяется серией уступов тектонического происхождения, драгирование которых позволило выявить породы фундамента (Кашинцев, Сузюмов, 1981). По мнению Г.Б.Удинцева (1987), изучавшего стратиграфические соотношения в окружающих возвышенности образованиях, возвышенность Шатского существовала как поднятие уже в раннемеловое время, впоследствии она представляла собой крупный остров или мелководье вплоть до миоцена.

Сильный щелочной (калиевый) уклон магматизма в сочетании с высокой пористостью пород, отражающей поверхностный или малоглубинный характер излияний, свидетельствует в пользу первично

континентального происхождения асейсмичных плато Северо-Западной провинции Тихого океана.

*Меланезийская провинция* (рис. 66, табл. 26) протягивается в юго-восточном направлении от Западно-Каролинской впадины вдоль плато Онтонг-Джава и Меланезийской котловины к Центральной котловине Тихого океана (11, рис. 49). На севере и востоке провинция ограничена вулcano-тектоническими структурами поднятия Маршалловых островов и грядой подводных гор и островов Гильберта и Тувалу, на юге - Меланезийской островной дугой, на западе - поднятием Палау. К западу от Меланезийской котловины в северо-западном направлении протягивается вал Капингамаранги, представляющий собой широкое пологое поднятие океанического дна, южная часть которого выделяется как плато Онтонг-Джава.

Своеобразие Меланезийской петрологической провинции заключается в сочетании древних структур плато Онтонг-Джава и Меланезийской котловины (впадина Науру) с позднекайнозойскими структурами (зона Муссау, Каролинское островное поднятие). Базальтовый фундамент Меланезийской и Центральной котловин объединяется в единую рифтогенную структуру Феникс на основании обнаруженной здесь последовательности палеомагнитных аномалий восток-северо-восточного простирания с возрастом от 115 до 150 млн лет (Pitman et al., 1974).

Подводное плато *Онтонг-Джава* западной части экваториальной Пацифики представляет собой обширное поднятие на глубинах около 2 км, а фланги поднятия опущены до глубины 4.5 км. Мощность океанической коры поднятия, покрытого более чем 600 метровой толщей осадков, достигает 40 км. Информация по магматизму плато получена в результате глубоководного бурения (скв. 289, 803 и 807). В скважине 289, пробуренной до глубины 1250 м, под толщей кайнозойских карбонатных осадков встречены верхнемеловые известняки, туфы и относительно свежие базальты, вскрытые в забое скважины. На контакте с осадочными породами базальты характеризуются закалочными структурами, которые вглубь сменяются слабо раскристаллизованными разностями, содержащими до 3% микровкрапленников оливина и плагиоклаза. Ниже вскрываются порфировые базальты, содержащие 10-15% вкрапленников среднего плагиоклаза, авгита, измененного оливина в стекловатом базисе (Init. Repts. DSDP, v. 30, 1975). Химический состав базальтов скв. 289, по мнению Д.Стоесера (Stoeser, 1975), подобен составу толеитов срединно-океанических хребтов.

Пробуренная в северной части плато Онтонг-Джава скв. 807С прошла 149.7 м базальтового слоя при глубине океана 1379.7 м. Наиболее древний слой осадочных пород над базальтами имеет апт-альбский

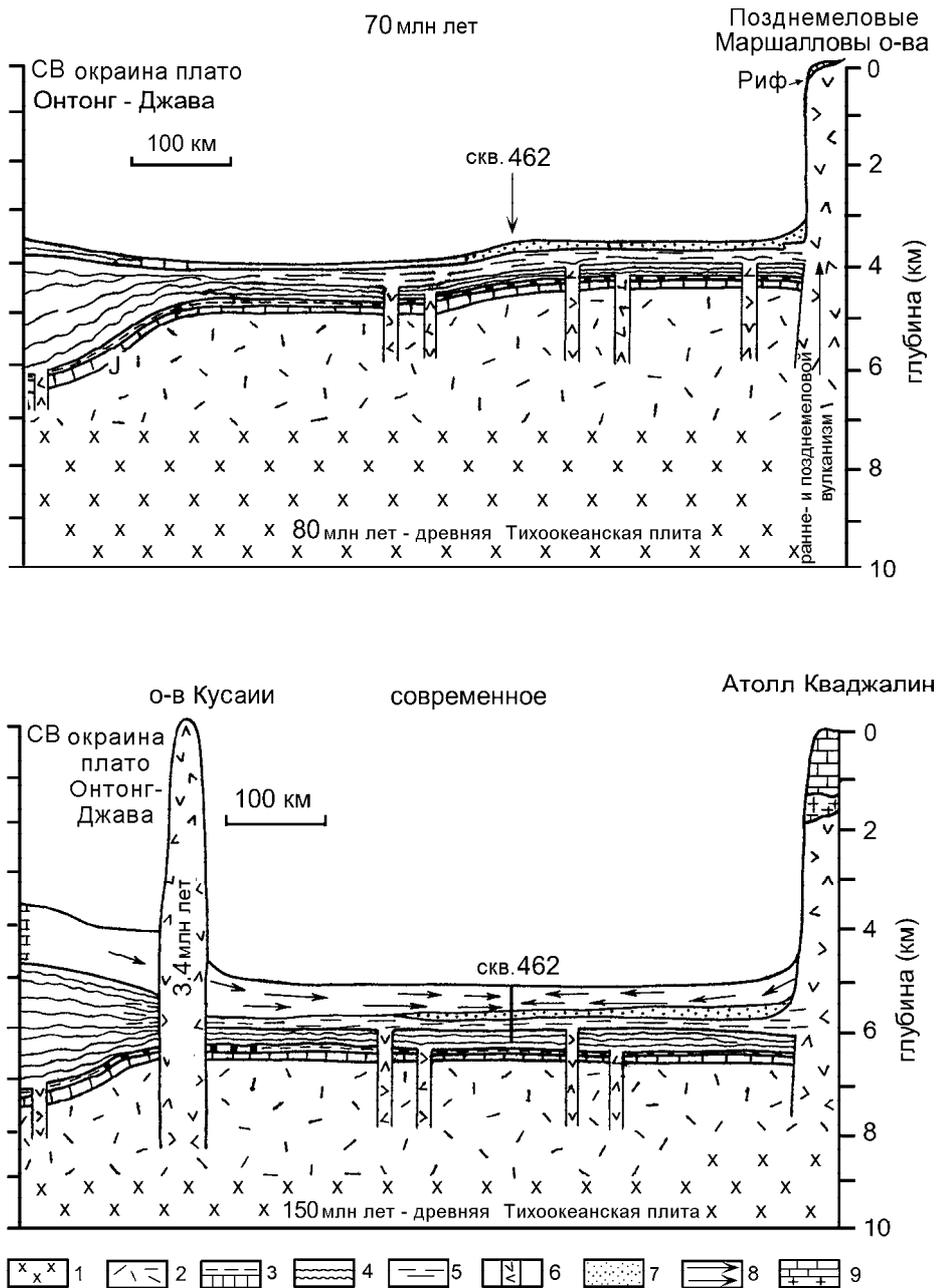


Рис. 66. Геологическая эволюция бассейна Науру. (Larson, Schlauger, DSDP, Leg 61, 1986, p. 857-862).

1 - юрские габбро, 2 - юрские лавовые покровы и дайки, 3 - юрские карбонаты и раннемиеловые кремнистые глины, 4 - меловые лавовые покровы, 5 - меловые осадки и силловый комплекс, 6 - подводящие каналы мелового вулканизма, 7 - кампан-маастрихтские турбидиты, 8 - пост-меловые турбидиты, 9 - карбонаты атолла.

возраст (около 100 млн лет). Базальты, содержащие два прослоя осадочных пород, представлены массивными потоками и шаровыми лавами. В разрезе скважины по минералогическим и морфологическим признакам выделено пять блоков - А, С, Е, F и G (В и D - осадочные породы), сложенных разделенными стекловатыми корками базальтовыми потоками мощностью 2-3 м. Первая группа лавовых потоков (А) мощностью 46 м сложена афировыми базальтами с редки-

ми вкрапленниками плагиоклаза; остальные блоки морфологически подобны блоку А и состоят из свежих оливинных базальтов, вкрапленники оливина которых варьируют по размеру от 0.2 до 1 мм.

В базальтовых потоках скважины 803D и 807C состав пород характеризуется значительными изменениями содержания магния и железа, причем наиболее железистые разновидности базальтов типичны для верхних горизонтов скважин. Заметно сходство со-

Таблица 26. Химический состав толентовых базальтов Меланезийской провинции (плато Онтонг-Джава и впадина Науру) (Петрологические..., 1996).

	1 (7)	2 (13)	3 (19)	4 (16)	5 (3)	6 (33)	7 (36)	8 (75)
SiO <sub>2</sub>	49.17	49.12	49.96	49.92	50.41	48.93	49.11	50.11
TiO <sub>2</sub>	1.60	1.34	1.34	1.32	1.33	1.59	1.01	1.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.42	15.38	15.24	14.24	15.06	14.33	14.37	13.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.43					4.07	1.78	4.08
FeO	7.43	11.24	9.89	11.64	9.52	7.96	9.02	8.82
MnO	0.17	0.17	0.18	0.21	0.21	0.22	0.21	0.22
MgO	7.11	5.27	6.48	7.16	7.85	7.04	8.20	6.83
CaO	10.64	12.66	12.30	12.05	11.92	10.41	11.75	11.37
Na <sub>2</sub> O	2.23	1.95	2.01	2.24	2.32	2.32	2.01	2.46
K <sub>2</sub> O	0.41	0.62	0.60	0.16	0.36	0.15	0.06	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.14	0.15	0.12	0.10	0.23	0.08	0.10
п.п.п.	2.06	2.33	2.37	0.46	0.37	2.83	1.55	1.22
Сумма	99.94	100.22	100.54	99.02	100.05	100.08	99.50	100.48
f	42.3	54.5	46.1	47.7	30.9	48.1	38.2	50.4
Rb	10	13.2	8.9	3.4	7.3	8.0	6.7	4.2
Sr	162	167	160	141	120	110	97	110
Ba	19					23	8.5	13
Zr	88	76	76	80	68	96	75	64
Ni	180	122	109	96	107	106	144	82
Cr	284	247	239	149	159	175	305	149
V	280	290	265	330	347	319	286	
La/Sm						1.0	0.75-0.9	0.8

Примечание. 1-5 - Плато Онтонг-Джава: 1 - скв. 289 (Init. Rep..., 1975, v. 30), толеиты KLAEP; 2,3 - скв. 803 D (Init. Rep..., 1991, v. 130): ферротолиты KLAEP, верхний комплекс (2), нижний комплекс (3); 4,5 - скв. 807 C (Init. Rep..., 1991, v. 130): ферротолиты PIP, верхний комплекс (4), толеиты KLAEP, нижний комплекс (5); 6-8 - впадина Науру, скв. 462 A (Init. Rep..., 1981, v. 69; 1986, v. 89): ферротолиты PIP, верхний комплекс (6), магнотолиты PIP, средний комплекс (7), ферротолиты PIP, нижний комплекс (8).

става железистых базальтов этих скважин с базальтами скв. 239, которое нарушается повышенным содержанием титана, никеля и хрома в породах скв. 239, позволяя отнести их к ферротолитам KLAEP. Более магнезиальные базальты слагают нижние горизонты разреза скв. 803D. Для базальтов верхнего комплекса скв. 807C характерны пониженные концентрации калия, титана, рубидия, что свидетельствует о близости их состава составу описанных ниже внутриплитных толеитов (PIP) нижнего комплекса скв. 462 впадины Науру (табл. 26). Базальты нижнего комплекса скв. 807C в сравнении с базальтами впадины Науру обогащены калием, стронцием и рубидием.

Западная и восточная части почти широтной южной зоны развития наложенного щелочного магматизма представлены в Тихом океане провинциями Каролинских островов и Французской Полинезией.

Каролинская провинция (рис. 67, табл. 27) состоит из Западных и Восточных Каролинских островов (12, рис. 49) миоцен-плиоценового возраста, сформировавшихся на позднеюрском океаническом фунда-

менте (Mattey, 1982). Западные Каролинские острова представлены в основном атоллами. Достаточно хорошо геологически изученные Восточно-Каролинские острова имеют в своем составе три крупных щитовых острова-вулкана - Трук, Понапе и Кусаие (рис. 68).

На острове Трук, отличающемся наиболее разнообразным спектром слагающих его пород, главная магматическая серия, состоит из океанитов, анкармитов, базанитов, гавайитов, муджиеритов и трахитов. Выделена также переходная, менее щелочная серия пород, содержащая субщелочные базальты, отличающиеся от базальтов главной серии пониженным содержанием титана и железа и высокой глиноземистостью. Кроме того, к переходной серии относятся и гавайиты, состав которых близок составу гавайитов главной магматической серии острова. Субщелочной базальт (см. табл. 26, гр.3) описан в переходной серии пород; порода, именуемая океанитом, соответствует по составу пикротолитовому базальту (MgO-12.44%). Характерной особенностью магматизма острова Трук является наличие высоко-

щелочной заключительной серии, проявляющейся в развитии нефелинитов. Возраст нефелинитов составляет 4-5 млн лет, т.е. значительно меньше возраста главной серии острова (12.6 млн лет) (Keating et al., 1984).

Магматизм острова Понапе, в свою очередь, разделен на главную магматическую серию, включающую океаниты, базальты, гавайиты и трахиты, пе-

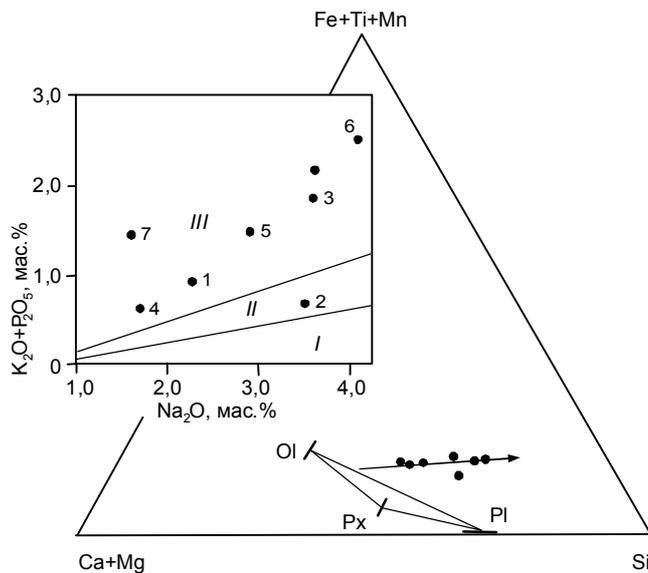


Рис. 67. Схема развития магматизма провинции Каролинских островов (по табл. 27).

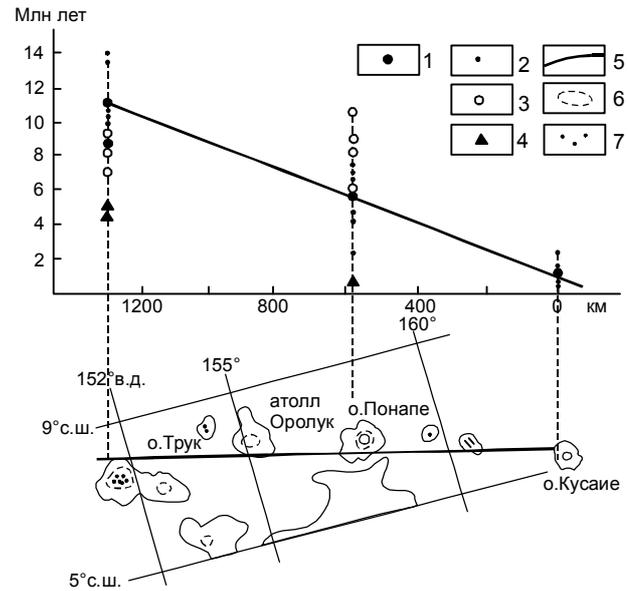


Рис. 68. Диаграмма зависимости возраста пород Каролинских островов от их расстояния до острова Кусаие (современный вулканизм).

1 - среднее значение возраста толеитовых и субщелочных базальтов; 2 - главная магматическая серия пород островов; 3 - переходная серия; 4 - постэрозийная серия; 5 - изобата 2000 м; 6 - кальдеры вулканов; 7 - вулканические конусы внутри лагуны.

Таблица 27. Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов Каролинских островов (Петрологические..., 1996).

	1 (1)	2 (1)	3 (3)	4 (1)	5 (4)	6 (2)	7 (1)
SiO <sub>2</sub>	45.68	48.09	49.94	43.50	46.83	49.40	42.60
TiO <sub>2</sub>	2.64	1.74	3.46	2.35	3.55	3.49	3.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.05	17.14	14.67	9.00	14.40	16.500	14.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.43	10.87	12.48	15.26	13.66	12.31	12.65
MnO	0.17	0.15	0.17	0.19	0.17	0.20	0.18
MgO	12.44	7.64	5.69	15.79	7.07	5.85	10.79
CaO	9.38	10.16	8.18	8.63	10.80	9.61	13.08
Na <sub>2</sub> O	2.29	3.54	3.64	1.73	2.92	4.12	1.63
K <sub>2</sub> O	0.62	0.45	1.22	0.42	0.99	1.63	0.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.20	0.58	0.23	0.47	0.82	1.08
f	38.9	43.3	52.5	32.8	49.4	51.5	37.2
Rb	10	5	25	6	15	34	4
Sr	317	334	533	241	609	1009	1108
Ba	191	112	406	156	373	704	843
Zr	153	110	310	172	280	452	420
Nb	18	10	36	18	40	72	85
Y	22	24	39	21	30	40	37
Ni	157	69	41	936	86	37	313
Cr	437	125	24	1064	300	78	445

Примечание; 1-3 - о-в Трук: пикротолит (1), субщелочной базальт (2), гавайит (3); 4-6 - о-в Понапе: пикрит (4), субщелочной базальт (5), гавайит (6); 7 - о-в Кусаие: субщелочной базальт. Химические анализы приведены к 100% (Mattey, 1982; Keating et al., 1984).

реходную, сложенную океанитами и базальтами, и заключительную серию повышенной щелочности, содержащую базаниты. Океаниты и базальты главной серии близки по составу базальтам переходной и заключительной серий магматизма острова Понапе и представляют собой по составу субщелочные оливиновые базальты. Океаниты, описанные в переходной серии, имеют пикритовый состав ( $Mg - 15.76\%$ ). Базальты острова Понапе характеризуются составом, близким по соотношению кремнекислотности и щелочности к щелочным оливиновым базальтам.

В отличие от острова Трук и Понапе магматизм острова Кусаие характеризуется двумя магматическими сериями. Главная серия представлена океанитами ( $MgO - 8.77\%$ ), базальтами и анкармитами, имеющими состав щелочных оливиновых базальтов. Заключительная магматическая серия острова Кусаие, подобно магматизму острова Трук, характеризуется присутствием высокощелочных, недосыщенных кремнекислотой нефелинитов. Кроме того, в заключительной серии описаны субщелочные и щелочные оливиновые базальты.

Таким образом, преобладающие лавы, слагающие щитовые вулканические постройки Каролинских островов, представляют собой большей частью дифференцированные щелочные серии. Постэрозийные лавы островов резко недосыщены кремнекислотой и обогащены литофильными микроэлементами (базаниты и нефелиниты).

Структуры базальтов Каролинских островов варьируют от плотных афировых до порфирировых. Афировые базальты характеризуются обилием вкрапленников оливина, а порфирировые - главным образом плагиоклаза; в основной массе также находится плагиоклаз и клинопироксен с подчиненным количеством титаномагнетита. Гавайиты, обычно плагиоклазпорфирировые, содержат фенокристы оливина, небольшие количества микрофенокристов клинопироксена и титаномагнетит.

Состав базальтов главных магматических комплексов Каролинских островов, слагающих их щитовые вулканические постройки, в отличие от преимущественно толеитовых гавайских лав, характеризуется повышенной щелочностью. Острова Каролин характеризуются уменьшением возраста базальтов главных вулканических серий пород островов с запада на восток до 1.4 млн лет (о-в Кусаие) от 5.2 млн лет (о-в Понапе) и 10.9 млн лет (о-в Трук).

Ю.М. Пушаровский и Ю.Н. Разницин (1986) считают, что вулканическая цепь Каролинских островов связана с системой разломов океанического фундамента, по которому на этапе, предшествовавшем вулканизму, произошло крупное вертикальное смещение, вызвавшее образование Каролинской оке-

анической ступени. Образование вулканической цепи Каролин, по мнению этих авторов, обусловлено разрастанием в восточном направлении субширотного разлома. В принципе и при этом механизме тектоно-магматического процесса возможно наблюдаемое изменение состава пород вдоль вулканической цепи.

Провинции *Французской Полинезии* (13, рис. 49; рис. 69) охватывают неоген-четвертичный вулканизм, представленный двумя группами: 1 - провинции собственно Полинезийского свода, характеризующиеся натриевым и калиево-натриевым типом щелочно-базальтового магматизма, 2 - провинции, примыкающие к Полинезийскому своду (Маркизская и Самоа), совмещающие щелочной вулканизм калиево-натриевого и калиевого типов.

Магматические породы неоген-четвертичных провинций Полинезийского свода представлены в основном высокощелочными разностями пород; толеитовые и субщелочные базальты присутствуют в незначительных количествах. Для большинства островов островных цепей Полинезийского свода характерны дифференцированные серии пород, состоящие из гавайитов, муджиеритов вплоть до трахитов и фонолитов.

В отличие от провинций натриевого и калиево-натриевого щелочно-базальтового магматизма, приуроченных к Полинезийскому сводово-вулканическому поднятию, примыкающая к нему с северо-востока Маркизская провинция характеризуется пространственным совмещением натриевой и калиевой ветвей щелочно-базальтового магматизма. Такой же тип магматизма имеет находящаяся северо-восточнее от Полинезийского свода провинция Самоа, связанная с центральной частью свода цепью островов Кука.

Радиометрический возраст вулканических пород Маркизских островов (1.3-8.8 млн лет) равномерно увеличивается с юга-востока на северо-запад (Duncan, Clague, 1985). Преобладающими породами Маркизских островов являются оливиновые толеитовые и субщелочные базальты с подчиненным количеством варьирующих по составу дифференциатов, не только натриевой, но и калиевой субсерий. Последняя описана на островах Уа-Пу и Нуку-Хива.

Один из центральных островов Маркизского архипелага Уа-Пу отличается чрезвычайно разнообразными по составу породами дифференцированных серий - от толеитовых, субщелочных и щелочных базальтов до гавайитов, муджиеритов, трахитов или фонолитов.

Линейные островные хребты Французской Полинезии островов Южных-Кука, Общества и Маркизских, подобно Гавайям вытянутые с юга-вос-



Рис. 69. Схематическая карта морфоструктур Французской Полинезии (Duru et al., 1989).

тока на северо-запад, имеют возрастные характеристики, постепенно увеличивающиеся от юго-восточных к северо-западным островам.

В заключение приведем сводные петрохимические диаграммы пород линейных островных хребтов Тихого океана (рис. 70, табл. 28-30). Диаграммы отражают общее сходство пород линейных островных структур и общую тенденцию повышения железистости с ростом кремнекислотности. Островные молодые хребты (Императорско-Гавайский, Лайн и Полинезии) Тихого океана наложились на сложное гетерогенное океаническое ложе, в котором различаются абиссальные плиты (котловины) и аномальные поднятия (блоки).

В Северо-Восточной котловине, представляющей собой абиссальную плиту на флагах спредингового хребта, мощность океанического слоя составляет 4-5 км, при общей мощности земной коры, не превышающей 12 км; возраст коры котловины варьирует от начала позднего мела до эоцена (Cande et al., 1992). Западная часть котловины, сходная практически по всем параметрам со всей котловиной, имеет несколько повышенные значения мощности 3-го слоя - 5.6 км и общую мощность коры - до 13 км.

Аномальные структуры (блоки) с повышенными мощностями коры в 2-3 раза в сравнении со спрединговыми (7-8 км) характерны для океанических поднятий Шатского и Хесса. Мощность коры на поднятии Шатского, по данным разных авторов, составляет от 15 до 26 км, при этом наибольшие увеличения наблюдаются для 3-го слоя. В поднятии Хесса общая мощность коры увеличена до 17 км. Как уже

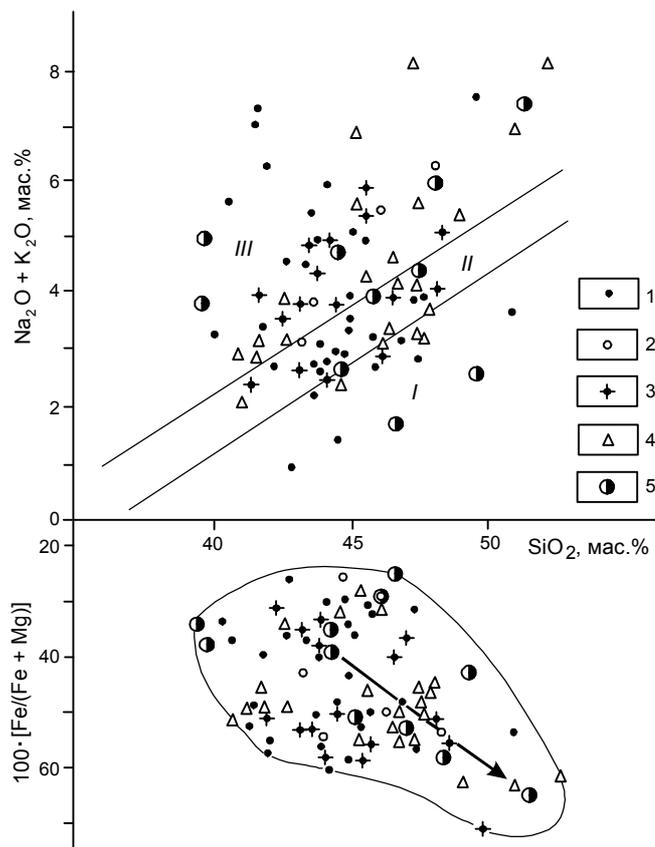


Рис. 70. Петрохимические диаграммы пород линейных островных хребтов Тихого океана.

1 - Южные острова, 2 - острова Кука, 3 - острова Общества, включая Таити, 4 - Маркизские острова, 5 - Гавайские острова. I - толеитовые базальты, II - субщелочные базальты, III - щелочные породы.

Таблица 28. Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов Южных островов (Петрологические..., 1996).

	1 (1)	2 (2)	3 (1)	4 (2)	5 (1)	6 (3)	7 (1)	8 (2)
SiO <sub>2</sub>	45.86	46.97	44.10	44.05	44.86	47.43	42.72	43.71
TiO <sub>2</sub>	2.59	2.43	2.88	3.30	2.13	2.10	1.88	2.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.95	14.35	11.00	12.01	10.27	11.50	7.08	10.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.70	11.88	12.74	12.84	13.34	12.53	13.48	13.53
MnO	0.15	0.16	0.15	0.16	0.16	0.14	0.18	0.19
MgO	13.18	6.38	14.65	12.63	15.73	13.24	19.27	12.79
CaO	11.90	11.59	10.24	9.74	9.98	8.71	12.16	12.40
Na <sub>2</sub> O	2.16	2.69	1.85	2.24	2.20	2.36	0.65	1.79
K <sub>2</sub> O	0.47	0.45	0.87	1.14	0.65	0.58	0.18	0.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.31	0.48	0.66	0.37	0.33	0.26	0.44
п.п.п.	0.64	2.19	0.96	1.24	0.42	0.88	2.12	1.49
Сумма	99.91	99.40	99.92	100.01	100.21	99.80	99.98	99.39
f	30.9	48.5	30.5	33.9	30.0	32.3	26.1	34.8
Rb	6	10	22	8	18	19	5	18
Sr	368	376	548	750	478	463	272	800
Ba	151	135	242	340	249	194	153	262
Zr	150	157	202	266			177	182
Ni	304	88	285	234	437	67	87	242
Cr	770	214	71	64	758	96	1281	773
V	237	255	212	210	234	296	262	263
La/Sm	2.15	2.22	2.62	2.85	3.43	2.51	2.99	3.30

Примечание. 1-8 - Южные о-ва (Dupuy et al., 1989; Liotard et al., 1986; Maury et al., 1978): 1, 2 - о-в Мак-Дональд: пикротолит (1), толеит Е-типа (2); 3,4 - о-в Рапа: пикротолит (3), толеит Е-типа (4); 5,6 - о-в Райваваэ: пикрит (5), толеит Е-типа (6); 7,8 - о-в Табуаи: пикрит (7), толеит Е-типа (8).

Таблица 29. Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов о-вов Кука и Общества (Петрологические..., 1996).

	1(1)	2 (1)	3 (10)	4 (1)	5 (1)	6 (1)	7 (1)
SiO <sub>2</sub>	44.54	43.96	43.99	44.46	42.50	47.00	46.03
TiO <sub>2</sub>	1.74	2.46	2.62	3.55	3.28	3.20	2.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.42	9.63	11.94	11.77	9.80	12.21	10.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.40	12.90	12.63	15.44	14.30	12.34	13.08
MnO	0.19	0.19	0.20	0.17	0.17	0.15	0.17
MgO	19.52	11.73	9.78	9.73	15.72	10.48	16.00
CaO	10.88	14.45	11.65	13.36	10.37	9.15	8.64
Na <sub>2</sub> O	1.13	1.95	2.33	1.56	2.81	2.21	2.00
K <sub>2</sub> O	0.19	0.60	0.70	0.77	0.68	1.81	0.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.39	0.41	0.48	0.51	0.52	0.29
п.п.п.	0.74	1.76	1.78	2.30	0.80	1.69	1.37
Сумма	99.16	100.02	99.50	101.52	100.94	100.64	101.09
f	25.7	35.7	39.5	33.3	31.4	37.2	29.2
Rb	5	15	16	11	11	34	21
Sr	234	429	468	680	640	595	340
Ba	110	228	244	370	335	450	220
Zr	113	200	206	288	250	298	169
La/Sm	2.45	2.91	2.82	2.28	2.13	2.90	2.38

Примечание: 1-3 - о-ва Кука, о-в Мангаи (Dupuy et al., 1989; Fodor et al., 1982): пикрит (1), толеит Е-типа (2), субщелочной базальт (3); 4-7 - о-ва Общества (Brousse, 1984; Dupuy et al., 1989; Leotot, Brousse, 1987; McBirney, Aoki, 1968): о-в Таити, толеит Е-типа (4), о-в Мехегиа, субщелочной базальт (5), о-в Тахаа, субщелочной базальт (6), о-в Бора-Бора, пикрит (7).

Таблица 30. Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов Маркизских островов (Петрологические..., 1996).

	1 (6)	2 (6)	3 (2)	4 (2)	5 (1)	6 (6)
SiO <sub>2</sub>	46.15	46.16	46.53	41.80	44.75	47.65
TiO <sub>2</sub>	2.80	3.57	4.05	4.20	2.66	3.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.43	13.42	13.40	12.04	10.70	13.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				11.08		
FeO	13.11*	13.06*	13.27*	4.10	13.54*	12.52*
MnO	0.18	0.18	0.16	0.19	0.18	0.18
MgO	15.19	7.75	5.98	8.46	14.63	7.47
CaO	8.74	10.75	11.24	11.05	7.85	10.87
Na <sub>2</sub> O	2.00	2.85	2.75	2.30	1.88	2.51
K <sub>2</sub> O	1.08	1.24	0.56	0.81	0.73	0.78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.39	0.70	0.52	0.43	0.43	0.46
п.п.п.	1.41	0.39	0.92	2.42	2.30	0.89
Сумма	100.48	100.07	99.38	98.90	99.65	99.63
f	30.3	48.6	55.5	48.3	31.8	45.8
Rb	24	26	8.0	16	18	16
Sr	385	794	567	685	353	456
Ba	210	250	137	288	205	236
Zr	247	247	367			
Ni	518	518		263	160	167
Cr	901	29		788	63	400
V	273	320		382	248	317
La/Sm		1.74	1.29			1.85

Примечание. 1-6 - Маркизские о-ва (Barszczus, Liotard, 1985; Bishop et al., 1973; Dupuy et al., 1989; Liotard, Barszczus, 1984; Liotard et al., 1986): 1-3 - о-в Фату-Хуку, пикрит (1), субщелочной базальт (2), о-в Уа-Пу, толеит Т-типа (3), о-в Нуку-Хива, субщелочной базальт (4); 5-6 - о-в Эиао, пикротолит (5), толеит Т-типа (6). \* - суммарное железо в виде FeO.

отмечено выше, увеличенная мощность коры поднятия Шатского обусловлена тектоническими процессами, происходившими в участках тройного сочленения спрединговых хребтов, интенсивное сжатие внутри которых вызывало уплотнение и скучивание материала океанической коры, в особенности ее третьего слоя мощностью до 12 км (Меланхолина, 1996).

Еще более значительные аномальные превышения (в 3-5 раз) средних параметров глубинности и в особенности увеличения мощности 3-го океанического слоя (до 25 км) зафиксированы для океанических поднятий Манихики и Онтонг-Джава, что существенно отличает эти поднятия от большинства океанических структур.

Эволюционные ряды океанического магматизма могут быть условно представлены следующими (Голубева, 1997): 1 - поздне триасово-юрско-раннемеловой этап (более 200 до 100 млн лет), в течение которого происходило формирование Тихоокеанской плиты в результате раздвига и интенсивного спрединга в зонах сочленения трех океанических плит (Кула, Фараллон и Феникс). Нарастающие к середи-

не мела извержения толеитовых лав сопровождались также площадными излияниями. В этот этап формировались, а, возможно, и "нарачивались" уже существующие щелочные комплексы океана (отдельные структуры Мид-Пацифик); 2 - поздне меловой-палеоценовый этап (менее 100 до 55 млн лет), в ходе которого, кроме продолжающихся излияний внутриплитных толеитовых базальтов спредингового типа и формирования щелочных комплексов на океанической коре, возникали подобные Императорскому вулканические хребты, приуроченные к субмеридиональным разломным зонам; 3 - эоцен-олигоценый этап (менее 55 до 25 млн лет) - этап, когда наряду с небольшими излияниями площадных толеитовых лав продолжалось начавшееся ранее формирование Императорского хребта, вулканической системы Лайн; 4 - миоцен-голоценовый этап (менее 25-0 млн лет), в этот этап продолжали формироваться современные рифтогенные структуры сводовых поднятий срединно-океанического хребта Тихого океана и прилегающих к нему рифтовых структур. Кроме того, возникали отдельные вулканические структуры и образовывались линейные вулканические хреб-

ты, связанные с горячими точками (Гавайские острова, островные цепи Полинезии, Каролинские острова и др.).

Результаты определения возраста пород океанического фундамента, превышающие верхнюю границу раннего этапа магматизма океана (100 млн лет), относящиеся, в основном, к биостратиграфическим данным, известны для скв. 462 впадины Науру (110-130 млн лет), плато Манихики (115-120 млн лет), Онтонг-Джава (112-120 млн лет), фундамента

островов Лайн (128 млн лет), гор Мид-Пацифик (117-133 млн лет) (Summary of radiometric ages..., 1987, Петрологические провинции..., 1996). Наиболее древний возраст (около 180 млн лет), по Г.Дэвидсону (Davidson, 1992), имеют породы тихоокеанского бассейна Пифагета к востоку от Марианских островов. Позднетриасовый возраст (К-Аг-метод, 215 млн лет) определен для анкарамитов и трахитов, драгированных в основании гайотов западной части Тихого океана (Петрологические провинции..., 1996).

## ГЛАВА VI

ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭВОЛЮЦИИ ФЛЮИДОВ,  
ВУЛКАНИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ

Проблема флюидов Земли является ключевой в решении ряда спорных геологических вопросов, и она давно волнует исследователей. С учетом известных данных и своих анализов нами сделана попытка по составу включений в минералах природных образований качественно реконструировать состав палеофлюидов и проследить характер изменения их при движении к палеоповерхности, а также показать роль флюидов как генераторов и проводников магмы. Изучение состава газовой фазы включений в минералах затруднено тем, что давление и температура действуют на равновесие газовой смеси флюидов диаметрально противоположно. Если с увеличением давления в газовой смеси возрастает доля двуатомных молекул (воды, углекислого газа и др.) и идут процессы окисления водорода и углерода, то с повышением температуры, наоборот, возрастает доля одноатомных молекул (водорода, окиси углерода и др.). Так, к примеру, в алмазах в составе включений нередко фиксируется до 30-40% воды и порядка 25-30% углекислоты от общего количества газовой фазы при значительном содержании азота (Melton, Giardini, 1974, 1975). Таким образом, алмаз, образующийся в очень восстановленных условиях, содержит в вакуолях окисленные формы водорода и углерода. Как отмечено (А.А. Маракушев, 1973), соотношения  $\text{CO}_2$ - $\text{CO}$ - $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{H}_2$  - это «призраки», за которыми не всегда целесообразно гоняться. Более полную информацию дают анализы, представленные как в виде соединений, так и пересчитанные на элементный состав газовой фазы и проверенные расчетами газовых равновесий.

Особенно важно проводить пересчет на элементный состав результаты анализов газовой фазы, полученных хроматографическим методом с термическим вскрытием включений в минералах. При нагревании минерала неизбежно происходят реакции между газами и нарушается соотношение различных соединений, хотя элементный состав включений практически остается неизменным. Изучая по включениям в минералах состав не только постмагматических, но и магматических флюидов, необходимо учитывать наряду с газовой и жидкой фазами также и твердую фазу, определяя различными методами полный компонентный состав включений (табл. 31, 32).

Сравнивая состав палеофлюидов вулканических зон различных элементов глобальной структуры - Тихого океана и его обрамления, необходимо учитывать, что в отличие от кристаллизации минералов на глубине при вулканических явлениях (в приповерхностных условиях) флюиды по отношению к

расплаву являются избыточной фазой, выделившейся при снятии давления при продвижении магмы вверх по колонне.

Данные, прежде всего по газовой фазе, в этом случае только частично могут быть использованы для выяснения их роли в процессе петрогенеза и рудопереноса. Большой информативностью обладают газы, законсервированные в кристаллических фазах в интрателлурический период. Применение современных методик извлечения таких газов с использованием газовой хроматографии позволило установить, что специфика магматизма как в отдельных блоках Земли, так и в вулканических ареалах обусловлена особенностями флюидного режима, который во многом влияет на условия кристаллизации и состав пород (табл. 33).

Это определяется тем, что газовый режим оказывает существенное влияние на температуру генерации магм и последующую эволюцию расплава, на перенос рудных компонентов и их отложение в верхних горизонтах. Анализ данных по составу газов и лав из различных зон Азии дает основание считать, что взаимодействие газовых флюидов и магматических расплавов является одним из факторов, контролирующих эволюцию вулканизма и рудообразования. Влияние флюидов на зарождение и эволюцию магматических расплавов рассматривалось многими советскими и зарубежными учеными (Коржинский, 1973; Маракушев, 1979; Matsuo, 1962).

Анализ газов из включений в минералах пород базальтоидных формаций структурных элементов Тихого океана выявил следующие особенности. В рифтовых зонах в минералах в составе включений среди газов, помимо воды, которая составляет 80-90% общего объема флюидов при высоком содержании углекислого газа, значительную долю составляют восстановленные газы, а среди них преобладает водород. Пределы колебания составов находятся в узком интервале величин (табл. 31). Кроме того, для них характерны очень низкие соотношения  $\text{K}/\text{Na}$  как в расплавах, так и в солевом составе включений в стекле (табл. 32). Щелочные оливиновые базальты, развитые в пределах вулканических островов и океанических вулканических поясов (Гавайская цепь, Императорские горы и др.) по сравнению с рифтовыми отличаются меньшим содержанием водорода. Возможно, это связано с окислением флюидов по мере консолидации структур. Как полагают А.А. Маракушев и Л.Л. Перчук (1977), это может быть обусловлено реакциями окисления следующего типа:  $\text{CH}_4 + 0,5 \text{O}_2 = \text{CO} + 2\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2 + \text{O} = \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO} + 0,5 \text{O}_2 = \text{CO}_2$ .

Колебания состава газов в зависимости от состава пород различных групп островов значительные. Наиболее близки к толеитам рифтовых зон ба-

Таблица 31. Состав газов в лавах базальтовых формаций Тихого океана, зоны перехода азиатской окраины (Моиссенко, Сахно, 1982)

Место взятия, порода	CO <sub>2</sub>		CO		CH <sub>4</sub>		H <sub>2</sub>		N <sub>2</sub>	
	ммоль/кг	экв.%	ммоль/кг	экв.%	ммоль/кг	экв.%	ммоль/кг	экв.%	ммоль/кг	экв.%
<b>Базальты океана</b>										
Базальты океанических рифтов	15.98	68.1	2.16	9.2	0.31	1.3	5.0	21.4	-	-
Оливиновые базальты океанических островов	8.60	68.2	1.51	12.0	2.16	17.1	0.33	2.7	-	-
<b>Базальты континента</b>										
Щелочной оливиновый базальт	8.02	67.6	2.84	23.9	0.27	2.3	0.64	2.3	0.12	1.0
Толеит	13.04	80.9	2.71	16.8	0.14	0.9	0.22	0.4	-	-
<b>Островные дуги</b>										
<i>Малая Курильская</i>										
Щелочной базальт	16.46	61.5	20.1	7.5	0.70	2.6	6.46	24.1	1.15	4.3
Толеит	28.42	77.3	2.87	7.8	3.64	9.9	0.85	2.3	1.00	2.7
<i>Большая Курильская</i>										
Базальт (толеит)	77.14	89.4	5.37	6.2	1.20	1.14	2.56	3.0	сл.	-
<b>Окраинные моря</b>										
<i>Японское</i>										
Базальт	21.87	84.7	2.73	10.6	0.08	0.3	0.12	0.3	0.03	0.1
Щелочной базальт западных островов (Уллындо, Чукто)	48.60	93.7	1.82	3.5	0.35	0.7	0.86	1.6	0.26	0.5
Меймечит	11.19	68.1	0.37	2.3	0.50	3.0	4.38	26.6	-	-

Таблица 32. Солевой состав флюидных включений в вулканических породах Тихоокеанского пояса

Место взятия, порода	K	Na	Ca	Mg	Cl	S
	ммоль/кг	ммоль/кг	ммоль/кг	ммоль/кг	ммоль/кг	ммоль/кг
<b>Рифтовые зоны, базальт</b>	0.01	10.26	3.73	1.27	0.67	0.18
<b>Океанические острова, базальт</b>	0.04	0.92	2.11	1.01	0.22	0.40
<b>Континентальные</b>						
Щелочные базальты	0.12	1.70	3.06	3.92	0.27	-
Толеит	0.08	0.16	1.2	0.71	0.04	-
<b>Дно окраинных морей (Японское), базальт</b>	0.02	1.82	2.6	1.05	0.04	-
<b>Островные дуги</b>						
<i>Большая Курильская</i>						
Базальт (толеит)	-	26.25	2.93	2.72	0.73	-
Трахибазальт	0.20	-	3.33	3.65	0.85	0.10
Андезит	0.01	26.91	2.61	1.49	0.11	-
<i>Малая Курильская</i>						
Трахибазальт	-	-	4.21	1.40	0.43	-
Базальт	-	2.12	3.6	1.49	0.09	-
Андезит	-	0.86	2.09		0.12	-
<b>Континентальные вулканические пояса</b>						
Окраинный, липариты	0.13	-	1.59	2.22	-	-
Внутренняя зона, андезиты	0.11	-	1.69	1.77	0.53	0.34

зальты островов, расположенных у Восточно-Тихоокеанского поднятия или вблизи трансформных разломов (о. Пасхи, Сан-Феликс и др.). Одним из важных в теоретическом отношении является вопрос о соотношении толеитовых и щелочных базальтоидов как в пределах структур Тихого океана, так и вообще в геологии. Существует много критериев, которые позволяют выделять их как самостоятельные об-

разования или как связанные между собой. Изучение флюидного режима пород этих формаций на примере структур Тихого океана показало различие в содержании восстановленных и окисленных газов, что, возможно, связано с уровнями генерации расплавов. Но возможен и эффект подкисления или ощелачивания, связанный с флюидно-магматическим взаимодействием в магматической колонне. Как показали

Таблица 33. Параметры газового режима в вулканических структурах океана и островных дуг.

Комплекс, порода	H <sub>2</sub> O, ммоль/кг	V, см <sup>3</sup> /кг	C/H	C+H/O	CO+H <sub>2</sub> /CH <sub>4</sub>	CO/CO <sub>2</sub>	F/Cl во включениях	F/Cl в остаточных растворах
<b>Океан</b>								
Восточно-Тихоокеанское поднятие								
Толейт	128.0	278.5	1.70	0.84	21.08	0.03	0.05	2.5
Галапагосский рифт								
Толейт	171.0	346.0	2.45	0.75	14.36	0.09	0.11	0.55
Острова Восточно-Тихоокеанского поднятия								
<i>Кокос</i>		913.4	1.59	0.98	7.94	0.30	-	-
<i>Пасхи</i>		753.2	1.67	0.61	6.81	0.18	-	0.40
Толейт	270.1	821.0	2.01	0.64	15.51	0.45	-	0.90
Липарит								
<i>Гавайи</i>		1113.3	3.95	0.79	25.05	0.29	0.99	1.2
Щелочной базальт		2225.0	1.08	0.51	116.1	-	-	-
<i>Таити</i>		1049.0	6.78	0.63	39.17	0.17	0.21	2.0
Базальт		566.2	6.15	0.70	100.1	0.70	0.06	0.6
<i>Самоа</i>								
Щелочной базальт								
<b>Островные дуги</b>								
Малая Курильская								
Толейт		983.6	1.61	0.89	24.88	0.02	0.16	2.0
Трахибазальты		2641.0	-	-	-	-	0.02	1.66
Большая Курильская								
Толейт		1281.0	17.85	0.55	8.55	0.1	0.07	0.4
Известково-щелочной комплекс		4715.9	9.18	0.63	26.54	0.30	0.03	0.7

геофизические работы в пределах зоны гавайских действующих вулканов, такие колонны разогретого вещества уходят на значительные глубины в мантию, где связываются с основными зонами генерации расплавов. Пульсационное внедрение таких расплавов, возможно, приводит к сложным взаимоотношениям щелочных и толейтовых базальтов (например, на вулканах Гавайских островов).

Более сложные взаимоотношения вскрываются в скв. 165 и 169, пробуренных в Центрально-Тихоокеанской котловине, вблизи поднятия Лайн, где отмечаются толейтовые и щелочные разности, часть из которых, возможно, связана с подводным выветриванием. По микроэлементам, особенно по содержаниям Ni, Co и Cr, выделяются щелочные базальты, встреченные в скв. 170, которые, видимо, можно считать мантийными, внедрившимися в базальты второго слоя.

Следует кратко остановиться на характере распределения хлора и фтора. Существуют два уровня их распределения: в глубинных, в условиях ликвидной кристаллизации минералов, и в остаточных

расплавах в близповерхностных камерах. В связи с этим выделяется несколько типов распределения: а) высокий уровень фтора по отношению к хлору от стадии зарождения до извержения толейтовой и субщелочной серий океанических поднятий (Гавайи, Самоа и т.д.); б) резкое накопление фтора к заключительным этапам (Фиджи, Таити, Восточно-Тихоокеанское поднятие); в) хлоридный тип - высокий уровень хлора в первичных и остаточных расплавах (базальты Галапагосского рифта и др.). Островные дуги, развитые по периферии океанического бассейна, на стыке океанической плиты и зоны перехода, характеризуются интенсивным полиформационным вулканизмом. При этом состав базальтов начальных фаз извержения на двойных дугах, таких как Курильская, различен, а направление дифференциации магм Большой и Малой дуг имеет свои особенности. Малокурильский островодужный комплекс дифференцирован от толейтов к щелочным базальтам и трахибазальтам. Эволюция газовой составляющей лав начинается от сильно восстановленных флюидов, в которых доля водорода равна 24%. Толейты

последующей фазы сопровождаются повышением количества окисленных газов ( $\text{CO}_2 = 77\%$ , табл.31), а количество водорода сокращается в несколько раз. Субщелочные базальты этого комплекса по составу газов, законсервированных в минералах, близки к первичным базальтам дна океана. Наиболее щелочные разности и сиениты резко обогащаются окисленными газами и водой, что способствует дифференциации в малоглубинных камерах. Базальты Большой Курильской дуги, относимые к глиноземистым базальтам, отличаются резким увеличением окисленных газов (до 89%). Таким образом, с увеличением мощности коры и ее консолидированности растет доля окисленных газов в составе флюидов.

Заслуживает внимания характер эволюции газов в известково-щелочной и толеитовой сериях Большой Курильской дуги. Породы известково-щелочной серии характеризуются значительно более высоким уровнем общего объема флюидов, среди которых преобладают вода и  $\text{CO}_2$ , что отличает их от более «сухих» толеитовых серий. Как полагают некоторые исследователи, размещение серий прежде всего обуславливается мощностью коры, что, возможно, и определяет более окисленный характер флюидов в известково-щелочной среде. Но данные по островам средней части дуги (о. Симушир), где кора имеет субокеаническую мощность, показывают, что здесь развита серия, для которой характерен состав газов, близкий к таковому известково-щелочной серии. Напрашивается вывод, что проявления известково-щелочной серии прежде всего контролируются составом флюидной фазы и в меньшей степени - мощностью коры.

Распределение фтора и хлора, изученное на примере пород различных фаций и формационной принадлежности, показывает, что на всех уровнях кристаллизации расплавов выдерживается хлоридный тип (преобладание хлора над фтором в 10 раз и более). И лишь в некоторых структурах фтор накапливается в поздних кислых калиевых дифференциатах. Для них характерны типы минерализации оловянная, олово-полиметаллическая и др. Натрово-хлоридная специфика большинства вулканогенных образований определяет медно-сульфидный тип оруденения.

В лавах окраинных морей, образование которых, как было показано выше, связано с процессами разного порядка, намечаются две группы пород по составу газов. В базальтах дна Японского моря газы близки к островодужным, но отличаются низким содержанием водорода. По ряду петрохимических, петрографических и геохимических признаков они также аналогичны базальтам островных дуг. А базаль-

ты бассейна Лау (море Фиджи) близки к примитивным толеитам (Karig, 1971). Состав флюидов щелочных базальтоидов западных островов Японского моря (Уллындо, Чукто) отличается от состава газов, закапсулированных в базальтах дна морей, что, видимо, связано с различным их происхождением (см. табл. 31). На основании геофизических, геологических и петрологических данных была предложена модель формирования коры центральной части дна окраинных морей в результате рифтинга (Karig, 1971; Сахно, Моисеенко, 1982).

Широкое внедрение термобарогеохимических исследований в сочетании с термодинамическими расчетами газовых равновесий и экспериментальным моделированием позволяет восстановить первичный флюид.

Попытки реставрации физико-химических условий кристаллизации минералов с помощью термодинамических расчетов и экспериментальных данных рассмотрены в работах Н.И.Хитарова (1979), А.А. Маракушева и Л.Л. Перчука (1977), Э.Б. Эпельбаума (1980), Н.С. Никольского (1980) и др. При этом созданы приемы расчета равновесных концентраций газов на основе математического моделирования в поликомпонентных системах для заданных температур и давлений (Heald, 1971; Волков, Рузайкин, 1974). И все же результаты этих расчетов в большинстве не удовлетворяют условиям равновесия, исходя из реальных геологических обстановок. Наиболее удовлетворительными являются принципы моделирования равновесных составов поликомпонентных фаз, изложенные в методике Н.С. Никольского (1980). Они позволили проверить аналитические данные по составу газов (полученные при вскрытии включений в интрателлурических минералах с помощью газовой хроматографии) и отобрать те результаты, которые удовлетворяли параметрам равновесия  $P_{\text{общ.}} - t, f\text{O}_2$ . При этом предполагалось, что в магматических расплавах газы находятся в равновесии между собой, а также с жидкими и твердыми фазами. Следовательно, субликвидусная кристаллизация минеральных фаз в магмах проходила в условиях равновесия с флюидной частью, растворенной в расплаве, и, как показывают расчеты, для основных магм, соответствующих полю устойчивости железа. В дальнейшем происходит повышение окислительного потенциала до уровня устойчивости фаялита. Таким образом, о характере флюидных фаз можно судить по расчетам с использованием летучести кислорода, фиксируемой равновесиями с участием минеральных фаз, а также буферными смесями (Никольский, 1980). Основным выводом, полученный на основе термодинамических расчетов, заключается в том, что

глубинные флюиды являются восстановленными, метаново-водородными, а кристаллизация глубинных магматических расплавов происходит в окислительно-восстановительных условиях, соответствующих буферу железа.

На основании этой методики представляется возможным определение параметров равновесия газовых смесей по аналитическим данным, а следовательно, решение многих вопросов магматизма. Анализ такого материала на примере некоторых структур Тихого океана, зоны перехода и континентальной окраины показывает, что роль флюидов в магматизме и эволюции является определяющей и имеет свои отличительные особенности как в каждой из них, так и в отдельных структурах. Прежде всего обратимся к анализу особенностей вулканогенных образований и эволюции магматизма океанических структур. Своеобразны породы дна океанов и океанических островов. В континентальных структурах трудно найти аналоги океанических пород, которые бы полностью повторяли петролого-геохимические характеристики последних. Это выражается в соотношениях петрогенных окислов и малых элементов и поведении редкоземельных элементов, что в какой-то степени подтверждает глобальную асимметрию континентальной и океанической частей планеты. Нечто подобное обнаружено и на Луне, что заставляет предполагать либо изначальную протопланетную асимметрию, либо существенную дифференциацию материала литосферы в начальные периоды развития Земли. Но существует своеобразие составов пород для отдельных структур и блоков внутри океана, что позволяет на фоне общей закономерности океанических магматических пород выявить специфику эволюции, которая зависит от глубины формирования расплавов и участия в этом процессе глубинных флюидов и последующей дифференциации. Один из основных вопросов петрологии вулканических пород океана - соотношение щелочных и толеитовых серий. Этот вопрос затрагивался во многих работах как советских, так и зарубежных геологов (Шейнманн, 1976; Маракушев и др., 1979; Энгель, 1968).

Существуют два взаимоисключающих представления относительно толеитов и щелочных базальтов: 1) щелочные базальты являются самостоятельными и более глубинными; 2) щелочные породы - производные толеитовой магмы. Анализ материалов, полученных при драгировании и бурении дна океана, показывает, что океанические толеиты слагают обширные пространства структур океанического дна и представлены своеобразным типом - низкокальциевыми толеитами. Щелочные базальты извест-

ны только на островных или подводных возвышенностях с более развитой корой. На островах также развиты толеиты, составляющие большую часть фундамента, но в отличие от океанических толеитов они более калиевые и титанистые и характеризуются несколько иным уровнем редких элементов, что позволяет выделить их в группу островных толеитов. Толеиты этой группы по составу значительно варьируют, отличаются прежде всего содержанием калия и титана. Более того, устанавливается корреляционная зависимость между содержанием этих окислов и глубинным строением, особенно мощностью коры (базальтового слоя). Таким образом, среди островных толеитов трудно выделить дискретные группы.

Щелочные базальты слагают самостоятельную серию, отличающуюся от островных и океанических толеитов по составу как петрогенных окислов, так и малых элементов. Особенно это касается поведения таких элементов, как Rb, Cs, Sr, Ba, La, K, Ti, Zr, Nb, V, и характера их накопления в процессе эволюции. Так, неоднократно отмечалось различное поведение Rb, Sr, Ba и других элементов в толеитовых и щелочных базальтах, что особенно проявляется в отношениях K/Rb, Sr/Ba и т.д. (Gast, 1965; Hart, 1971).

Если подойти с позиции самостоятельности толеитовой и щелочной магм как производных разноточных зон генерации, то многие особенности состава и характера распределения этих элементов в толеитовых и щелочных магмах легко объяснить, учитывая влияние потока глубинных флюидов, на роль которых в петрогенезисе магматических расплавов указывали Д.С. Коржинский (1959), А.А. Маракушев (1979) и др. Высокая восстановленность глубинного флюида, состоящего в основном из водорода и углерода, способствует выщелачиванию из пород мантии элементов, обладающих в кислотно-основном ряду согласно принципу кислотно-основного взаимодействия более щелочными свойствами. Глубинные флюиды и расплавы экстрагируют более щелочные элементы и обогащаются ими. В связи с этим при возрастании глубины экстракция таких элементов, как рубидия по отношению к калию, цезия по отношению к рубидию, бария по отношению к стронцию возрастает, что отмечается в щелочных базальтах; в толеитах - обратные соотношения.

В более глубинных породах одновременно возрастает роль тугоплавких элементов (Mn, Cr, Ni, Co), но соотношение тугоплавких и легкоплавких элементов сдвигается в сторону легкоплавких (Ti, V и т.д.). Это соответствует механизму селективного плавления. Согласно нашим данным, на основе термодинамических расчетов устанавливается, что пер-

вичный флюид имел существенно водородно-метановый состав при весьма низкой фугитивности кислорода ( $\lg f_{O_2} = 12-16$ ), высоких температуре ( $t = 1250-1340^\circ\text{C}$ ) и давлении. Объем флюидной фазы в океанических базальтах весьма мал. Объем флюидной фазы в расплаве возрастает в 2 и более раза от толеитов океанического дна к островным толеитам и щелочным базальтам (табл. 33).

Обогащение остаточных расплавов в промежуточных очагах флюидами, среди которых появляется вода в значительных количествах, а также фтор, приводит к ликвационным явлениям. Так, на о. Пасхи кислые обсидианы (комендиты) в экструзивных фациях обогащены фтором и водой, обладают расслоением, а по характеру распределения микроэлементов и тугоплавких окислов ( $MgO = 0,1$ ) они являются «рафинированными» кислыми расплавами - производными первичной толеитовой магмы.

Показателем глубинности магм являются величина связи и положительные корреляционные соотношения  $K/Ti$ ,  $K/Ni$ ,  $K/Co$ ,  $K/Cr$  и другие, для которых с глубиной такие связи усиливаются. Анализ таких данных показывает, что наиболее высокой коррелятивной связью отличаются щелочные лавы о. Таити. В меньшей степени это характерно для щелочных пород Гавайских островов, еще в меньшей степени - для базальтов островов Восточно-Тихоокеанского поднятия, а в рифтовых долинах и океанических толеитах дна океана проявлено весьма слабо.

Резюмируя все изложенное по океаническому вулканизму, можно сделать следующие выводы: а) особенности состава базальтоидов структурных элементов океана определяются глубиной генерации, стимулируемой потоком сквозьмагматических флюидов, которые экстрагируют элементы на различных уровнях в мантии, не свойственные ей (некогерентные:  $K$ ,  $Rb$ ,  $Sr$ ,  $Ba$  и др.), и обогащают расплавы; б) наименее глубинными и более «сухими» являются океанические толеиты (генерация островных толеитов, а тем более щелочных базальтоидов проходила при больших глубинах и флюидном потоке); в) увеличение мощности коры, особенно под островными системами в океанах, сопровождается появлением промежуточных очагов при вулканических процессах, в которых происходит накопление флюидов, их окисление и дифференциация.

Степень дифференцированности находится в прямой зависимости от состава и количества флюидов. Резкое увеличение их к заключительным этапам формирования структур приводит к появлению дифференцированных серий, как на о. Пасхи (оливиновые толеиты - гавайиты - муджиериты - бенмориты - трахиты и риолитовые стекла), или толеитовой серии островов Гавайи (толеитовые базальт-исландит-риодациты), или щелочных - натрового или ка-

лиевого направления (острова Гавайи, Таити, Самоа, Пасхи).

Кислые дифференциаты толеитовой и щелочной серий, как правило, занимают небольшие объемы. С ними связаны зоны изменения и переработки пород гидротермальными растворами. В океанических структурах неизвестны сколько-нибудь заметные рудопроявления, но наличие горячих рудоносных рассолов вдоль активных зон вулканизма, обнаруженных во многих районах дна океана и приуроченных к долгоживущим тектоническим и вулканическим центрам, показывает возможность образования рудных залежей только в тех структурах, для которых характерен длительный и устойчивый вулканический процесс, сопровождаемый устойчивым флюидным потоком и глубокой дифференциацией.

Возможно, что приуроченность скоплений богатых рудными элементами конкреций к трансформным разломам связана с выносом на океаническое дно рудных эманаций гидротермами из магматических резервуаров, сосредоточенных вдоль этих разломов. Но создание рудно-магматических долгоживущих систем в пределах тонкой океанической коры представляется весьма редким явлением. Они возникают там, где существует долгоживущая магматическая система, связанная с зоной разломов, уходящей глубоко в мантию, вдоль которой проходит циркуляция флюидов.

Островодужные системы, представляющие собой границы континентального и океанического блоков, характеризуются иным составом продуктов и интенсивностью вулканических процессов. Прежде всего, резко возрастает газовая фаза при вулканизме, что приводит к катастрофическим извержениям глубинных расплавов. Коэффициент эксплозивности, который отражает степень участия флюидов при извержениях, наглядно иллюстрирует влияние газов при островодужном вулканизме. Если в океанических бассейнах коэффициент эксплозивности не более 3%, в платформенных извержениях около 17%, то в островодужных он возрастает до 95% (Ритман, 1963). В островных дугах эксплозивность возрастает вследствие более высокого флюидного потока, хотя начальные стадии формирования вулканитов, как правило, отличаются небольшой ролью флюидов.

Сравнение островодужных толеитов с океаническими показывает глубокие различия между ними. Для островодужных толеитов характерны низкие уровни сидерофильных элементов, низкие калиево-щелочность, титанистость, высокая глинозема-мистость. Появление известково-щелочной серии, в которой доминируют андезиты, (наряду с петрогеохимическими особенностями, а также флюидным режимом) позволяет предполагать другой механизм их формирования. Однако в составе серии имеются вул-

канинты основного состава, отличающиеся более высокими концентрациями сидерофильных элементов (особенно хрома). Таким образом, можно предполагать, что существуют разные уровни генерации основных расплавов.

Особое место в вопросе о происхождении вулканитов островных дуг занимают андезиты. Для объяснения их генезиса привлекается несколько механизмов: кристаллизационной дифференциации, ассимиляции корового материала, подкорового выплавления (Горшков, 1967; Green, Ringwood, 1968; Kushiro, 1972). Надо отметить, что ни одна из точек зрения удовлетворительно не объясняет геологические и петрогеохимические особенности андезитов островных дуг. Известково-щелочные серии часто имеют сложные взаимоотношения с толеитами, но в отличие от последних они характеризуются повышенным количеством флюидов и высокой explosивностью. Анализ распределения этой серии относительно глубинного строения и мощности коры на примере Курильской, Алеутской и других дуг показывает, что нет определенной взаимосвязи между мощностью коры и развитием известково-щелочной серии в островодужных поясах. Изменяющийся как по составу, так и по объему флюидный поток контролирует толеитовую и известково-щелочную тенденции магматических расплавов. Часто проявляющаяся «толеитовая» направленность дифференциации в известково-щелочных сериях определяется высокой долей восстановленных флюидов. Увеличение количества окисленных газов, и особенно воды, изменяет характер эволюции расплавов. Это отражается и в минеральном составе (появление большого количества пироксеновых разностей с магнетитом).

Концентрация в магнетитах таких микроэлементов, как ванадий и титан, и их соотношения с окислами железа определяются фугитивностью кислорода. Она наибольшая в «обводненных» андезитах и дацитах известково-щелочной серии. Как показали результаты анализа газов в породах островных дуг, состав газов и его объем колеблются в значительных пределах. Это относится к соотношению окисленных и восстановленных газов в минеральных фазах различных стадий кристаллизации. На основе предварительных термодинамических расчетов по малочисленным аналитическим данным можно считать, что основу флюидного потока составляли прежде всего водород, метан и, видимо, сера. Окисление их происходило на различных уровнях, что оказывало существенное влияние на эволюцию расплава.

Сложное динамическое равновесие между флюидом и расплавом, а также пульсационный характер проявления газового режима определили, с одной стороны, сложные взаимоотношения серий, а с другой - общий петрохимический профиль, свой-

ственный островодужным сериям, прежде всего их низкие калиевость и титанистость, являющиеся, видимо, следствием не малоглубинного генезиса, а высокой динамичности первичного флюида и большого потока, вынесшего калий, титан и другие компоненты за пределы магматических резервуаров. Возможно и другое объяснение этого явления: высокая степень окисления первичного флюида (водорода) до воды, которая в данном случае уже является щелочным компонентом, обуславливающим экстракцию из пород фундамента кремнезема. О значительных объемах флюидного потока, сопровождающего андезитовый вулканизм в островных дугах, говорят результаты газового анализа (табл. 33), а также огромные массы пирокластического материала. Появление больших объемов андезитов, видимо, явилось следствием флюидно-магматического взаимодействия, при котором первичный базальтовый расплав обогащался кремнеземом и щелочами, привнесенными флюидами. Кислый вулканизм как самостоятельная фаза в островодужных поясах, как правило, отсутствует или выражен небольшими объемами: экструзиями, пирокластическими потоками, пемзовыми образованиями и игнимбритами «малых объемов». При этом они несут признаки дифференциатов базальтовой магмы, что выражается в петрохимическом, минералогическом составе и характере распределения микроэлементов.

В островодужных поясах, особенно в «зрелых» дугах, формируются магмато-генно-рудные системы, представляющие собой долгоживущие магматические очаги с глубокой дифференциацией и проявлениями экструзивных фаций кислого состава, вдоль которых проходила длительная циркуляция флюидов и гидротерм. В пределах таких систем формируются месторождения. В континентальной окраине наиболее широко проявлена известково-щелочная серия с высокой explosивностью извержений (до 95-99%). Количество флюидов в породах континентальных поясов по сравнению с океаническими и островодужными поясами возрастает на порядок.

Безусловно, проблема происхождения кислых расплавов - одна из самых сложных. Сейчас все больше появляется сторонников более глубинного генезиса кислых магм, однако непосредственное выплавление кислых расплавов из мантии вряд ли возможно. Для этого, согласно данным И. Куширо (1972), необходимо высокое давление воды, что трудно предполагать на основании данных современных экспериментов. По результатам наших исследований включений в минералах ультраосновных пород, содержание воды значительно меньше 1%.

Повышение уровня воды, отмечаемое для некоторых минералов из ксенолитов, очевидно, объяс-

няется заимствованием из вмещающих базальтов при их транспортировке.

Вместе с тем, при переходе от океана к структурам островных дуг и, в большей степени, к окраинным поясам количество флюидной фазы (особенно воды) в породах возрастает в кислых расплавах. Процесс обогащения летучими и водой кислых дифференциатов характерен и для океанических формаций, бедных газовой составляющей. Резкое обогащение их летучими и водой, а также хлором и особенно фтором по сравнению с базальтами приводит к появлению ликвационных структур в экструзиях. Тем не менее, этот процесс является не настолько резким по сравнению с островодужными дифференциатами, где объем их в общем балансе весьма значителен. Еще более резкое обогащение расплавов летучими отмечается для континентальных окраин. Так, в вулканиках окраинно-материковых поясов возрастание флюидной фазы, и особенно воды, имеет скачкообразный характер. Этот фактор резкой перенасыщенности расплавов флюидами отражает появление больших масс кислых расплавов, представляющих собой «флюид-порфиновые» комплексы или игнимбриты «больших объемов». Высокая калиевоность, накопление таких летучих, как фтор и хлор в экструзивных фациях и повышенный уровень некоторых рудных элементов определяют металлогеническую специализацию. Характерно, что и гидротермальный режим наследует общую закономерность магматической стадии эволюции комплекса. На примере некоторых комплексов (богопольского и самаргинского) прослеживается общий характер зональности пояса: в восточных структурах для основных вулкаников характерен более углеродистый и окисленный флюид, для западных - более кремнекислый состав, а отношение С/Н сдвигается к водородному и менее окисленному типу, что определяет толеитовую тенденцию, т.е. наличие более железистых разностей минералов, а также устойчивость муассанита и графита.

Инверсия флюидов в отдельных структурах определяет появление ультракислых и ультракалиевых липаритов с высоким отношением F/Cl, особенно в экструзивных фациях с явлениями ликвационного расслоения. Высокие концентрации фтора и некоторых рудных элементов определяют металлогеническую специализацию этих структур. Как правило, эти комплексы развиты в центральной части сводовых поднятий и куполов, что согласуется с общей тенденцией - приуроченностью к ним высокотемпературных типов рудной минерализации олова (кварцевый тип и т.д.). Следует заметить, что в структурах (например, Шандуйской), в которых флюидный режим не был интенсивным, рудная минерализация отсутствует.

Металлогеническая специализация магматогенных комплексов зависит не только от флюидного режима, но и от геохимической специализации фундамента и мантии.

По данным, основанным на изучении глубинных ксенолитов (Сахно и др., 1971; Моисеенко, Сахно, 2000), установлено, что существует латеральная неоднородность в составе мантии. Это подчеркивается распределением микроэлементов в составе породообразующих минералов. Для пород мантии зоны перехода (в сравнении с общепланетарным кларком) характерны повышенные содержания меди, олова, свинца, цинка, серебра, бора и т.д. Безусловно, существует связь между высокими содержаниями микроэлементов в мантии и магматических породах, слагающих вулканические пояса. Анализ данных по распределению элементов, особенно рудного профиля (Sn, Mo, Pb, Zn, Cu и т.д.), показывает, что почти все вулканогенные формации континентальной окраины Северо-Восточной Азии характеризуются повышенными (против кларкового) содержаниями олова, бора, свинца, серебра, т.е. элементов, являющихся типоморфными для этой части Тихоокеанского пояса. Это свойственно и американской части, что находит подтверждение в виде многочисленных месторождений Северной и Южной Америки в вулканогенных формациях, близких по составу и времени формирования. Для всей структуры в целом вырисовывается определенный металлогенический профиль. Однако даже в пределах отдельных вулканических поясов намечается зависимость содержаний рудных элементов в породах от концентрации в них газов и соотношения щелочей. Таким образом, щелочность магматических пород, содержание в них рудных компонентов и газонасыщенность минералов тесно взаимосвязаны. Следует заметить, что, как отмечают Л.Н. Когарко (1972) и другие исследователи, наиболее высокие содержания воды, хлора, фтора, серы и углекислоты характерны именно для пород повышенной щелочности. Известно, что растворимость воды в силикатных и алюмосиликатных расплавах увеличивается с ростом мольных долей щелочных катионов (Когарко, 1972). Наиболее высокие содержания фтора, хлора и серы характерны для сиенитов и нефелиновых сиенитов, а карбонаты (ультраосновная щелочная формация) концентрируют огромное количество углекислоты. Способность щелочных магм накапливать повышенное количество летучих компонентов и удерживать их до самых поздних стадий дифференциации отмечали многие исследователи (Коржинский, 1968; Маракушев, 1973). В свою очередь, такие летучие, как фтор, хлор, сера, углекислота, способны экстрагировать рудные компоненты из пород. Уже отмечалось, что наблюдаются значительные колебания уровня газо-

вых фаз от структуры к структуре, что приводит к появлению более высокотемпературных комплексов в отдельных структурах.

Анализ размещения рудных месторождений в вулканических поясах американской и азиатской частей Тихоокеанского пояса показывает, что большинство из них сосредоточено в купольных и сводовых структурах, где долгий период сохранялись условия «закрытости» флюидно-магматической системы, способствующей глубокой «проработке и пропарке» всей магматической колонны. Это создает оптимальные условия для экстракции рудных элементов, переноса и отложения их в верхних горизонтах.

Условия открытой системы вызывают эксплозивный, скоротечный вулканизм, часто сопровождаемый извержениями ареального типа и формированием протяженных игнибритовых полей больших объемов. При эксплозивном вулканизме, развивающемся в условиях растяжения, чаще всего нет благоприятных условий для концентрации значительных количеств рудного вещества. Видимо поэтому основные рудные узлы, связанные с определенными вулканическими комплексами в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе, так же как и в других поясах, тяготеют к тыловым частям, где формируются купольные и сводовые поднятия (Журавлевский, Арму-Иманский и др.), а вулканические структуры на Американском побережье, формировавшиеся в условиях сжатия, имеют весьма высокую перспективность.

Для образования крупных скоплений ценных компонентов важное значение имеет также состав пород, в которых развивается промежуточный магматический очаг, и состав пород, вмещающих рудные залежи. На Американском побережье это эвгеосинклиналильные комплексы с мощными толщами карбонатных пород, при ассимиляции или метаморфизме которых выделяются огромные количества двуокиси углерода, являющиеся основным компонентом газовой фазы подавляющего количества гидротермальных флюидов. Здесь необходимо отметить, что соединения углерода играют большую роль в транспорте рудных элементов, а углерод - элемент с переменной валентностью - чаще всего определяет величину окислительно-восстановительного потенциала минералообразующего раствора. В отличие от американского в азиатском секторе Тихоокеанского подвижного пояса больше развиты миогеосинклиналильные терригенные толщи с редкими биогермами. Вследствие этого перспективны на поиски некоторых полезных ископаемых при благоприятных геологических и геохимических факторах в структурах вулканогенного пояса Сихотэ-Алиня блоки фундамента с биогермами в вулcano-купольных структурах и сводовых поднятиях.

Вулканизм обеих ветвей Тихоокеанского подвижного кольца имеет много общего: как на Азиатском, так и на Американском континенте установлены одни и те же формации с одинаковым порядком их чередования. В обеих ветвях пояса проявляется сходная последовательность смены базальтоидных накоплений салическими и щелочно-салическими.

Однако различен переход от океана к континенту в западном и восточном сегментах Тихого океана, неодинакова мощность земной коры и различные условия господствующих деформаций на Азиатском и Американском континентах. Видимо, в связи с этим на западном побережье Америки роль кислого вулканизма более высокая и более интенсивно проявлена рудная минерализация. Как к западу, так и к востоку от подвижных поясов Тихого океана последовательно увеличивается мощность земной коры, возрастает насыщенность пород кремнекислотой и повышается роль калия в составе щелочей. Мы неоднократно отмечали, что постмагматические флюиды наследуют черты флюидов магматической стадии (Моисеенко, 1977; Моисеенко, Малахов, 1979; Моисеенко, Сахно, 1980), поэтому металлогеническая зональность Тихоокеанского пояса определяется изменением в направлении от океана к континенту состава флюидов. Так, флюиды вулканитов некоторых океанических островов и в особенности побережья Американского континента, а также островных дуг характеризуются преобладанием в группе катионов натрия и в группе анионов - соединений серы. Этими флюидами формируются многочисленные месторождения меди, которая имеет теснейшее химическое сродство с серой. Металлогения островодужных систем, где господствует андезитовый магматизм, характеризуется широким развитием месторождений серы и алунитов. Крайним поясам более свойственна золото-серебряная минерализация, сформированная гидротермами с дефицитом серы, преобладанием бикарбонат-иона в группе анионов и заметно возросшим количеством калия в группе катионов. От океана к континенту, от глубоких горизонтов к поверхности, во флюидах возрастает роль калия и меняется характер рудной минерализации. Во внешних зонах Тихоокеанского металлогенического пояса широко проявлены калиевые гранитоиды и ассоциирующая с ними оловянная минерализация.

В однотипных вулcano-плутонических ассоциациях, принадлежащих к единым формационным системам, тенденция нарастания щелочности просматривается в направлении не только от океана к континенту, но и от осевых частей активных зон к периферии, а по вертикали - от ранних образований к поздним. Прежде всего в связи с этим наряду с глобальной металлогенической зональностью проявлена и региональная металлогеническая зональность, когда

в осевых частях вулканогенов, так же как и во внутренней мегазоне Тихоокеанского подвижного пояса, где преобладают флюиды серно-натриевого типа, наиболее широко проявлены месторождения серы, медных колчеданов, золота и полиметаллических сульфидных месторождений. По периферии вулканогенов, так же как и во внешней мегазоне Тихоокеанского подвижного пояса, проявлено золото-серебряное, вольфрамовое и оловянное оруденение, сформированное флюидами, обогащенными бикарбонат-ионом, хлором, фтором и калием в группе катионов.

Влияние щелочных элементов на перенос и отложение рудного вещества трудно переоценить. Вследствие высокой способности к окислению щелочные металлы никогда не встречаются в природе в свободном состоянии. Как показали многочисленные исследования, современные гидротермы настолько обогащены натрием и калием, что концентрации их иногда достигают пределов растворимости в водных растворах. Щелочные элементы являются основными элементами, образующими комплексы, и играют большую роль в транспортировке рудных компонентов. Перед отложением руд или почти одновременно с процессом рудообразования обычно широко проявлены процессы кремнекислотного метасоматоза и развития полей гидротермально измененных пород, протекающие с активным участием щелочных и щелочноземельных элементов. В результате этих процессов часть щелочей и значительное количество воды связываются в минералах, и, таким образом, гидротермальная система обедняется водой. Все это приводит к нарушению равновесия системы, разрушению комплексов и отложению продуктивных минералов.

Поля гидротермально измененных пород чаще всего представлены зонами и ореолами калишпатизации, пропицитизации, адуляризации, аргиллизации, гидрослюдизации, окварцевания, сульфидизации и карбонатизации пород. В вулканогенных поясах также широко развиты метасоматические кварциты и вторичные кварциты. При этом четко просматривается приуроченность различных гидротермально измененных пород и сопутствующего им оруденения к определенным вулканическим образованиям. Так, ортоклазовые метасоматиты и приуроченные к ним медно-молибденовые руды ассоциируют с основными вулканитами, обычно картируются в нижних частях разреза. Вверх по разрезу в вулканитах среднеосновного состава развиваются мощные зоны пропицитизации и ассоциирующее с ними золотое оруденение, а с субвулканическими телами среднего и умеренно кислого состава связаны вторичные кварциты, в которых локализуются сурьмя-

но-ртутные и серосодержащие рудные тела. Таким образом, вулканизм, гидротермальные изменения пород и рудоотложение - процессы различные, но тесно взаимосвязанные потоком вещества и энергии, поступающим из мантии Земли. Именно влияние глобальных процессов, а не вулканизм и рудообразование определяет геологическое и металлогеническое сходство субаэральных вулканических поясов и зон Тихоокеанского подвижного пояса, несмотря на то, что сами зоны приурочены к различным геотектоническим провинциям, отличаются возрастом, мощностью и составом вулканогенных образований. Общность субаэральных вулканических поясов и зон в металлогенетическом плане определяется широким развитием в их пределах медно-молибденовой, полиметаллической, золотой, золото-серебряной, серебряной, оловянной, вольфрамовой и ртутно-сурьмяной минерализации.

Внутренние и внешние островные дуги имеют черты отличия субаэрального от субаквального вулканизма и металлогении. Г.М. Власов и др. (1978) отмечают, что на данной стадии формирования внешних островных дуг с базальтовым субстратом ассоциируют месторождения хрома, платины и меди, а по мере роста коры переходного типа образуются спилито-кератофировые формации с колчеданными и колчеданно-полиметаллическими рудами. Интрузивные серии внутренних дуг в отличие от внешних дуг представлены габбро-плагиигранитной ассоциацией с широким развитием гидротермально измененных пород, объединяемых в специфическую формацию «зеленых» туфов, в которых широко проявлена колчеданно-полиметаллическая минерализация. Как полагает Х. Куно (1970), наибольшей потенциальной рудоносностью характеризуются известково-щелочные (двупироксеновые или гиперстенные) серии пород, отличающиеся высоким содержанием флюидов. В островодужных системах широко проявлены руды типа куроко, представляющие собой стратиформные полиметаллические залежи, генетически связанные с подводным кислым вулканизмом неогенового возраста. В.И. Смирнов (1964), развивая теорию А.Н. Заварицкого (1946), считает, что наиболее многочисленные вулканогенные месторождения сформировались в доорогеновый этап развития эвгеосинклинали и приурочены к вулканическим трогам. Среди месторождений этой группы наиболее широко проявлены колчеданные и колчеданно-полиметаллические проявления, установлена тесная связь колчеданных руд с подводными излияниями вулканических спилит-кератофировой и диабаз-альбитофировой (базальт-липаритовой) формаций ранних стадий развития эвгеосинклинали. Он полагает, что главная масса колчеданов накапливалась в конце вулканических

циклов, в период излияния наиболее кислых по составу лав, сменяющийся периодом длительной газогидротермальной поствулканической деятельности. Выходившие на морское дно газогидротермы формировали согласные эксгальационно-осадочные рудные залежи в западинах дна, где возникали застойные явления, в это же время на путях движения растворов формировались рудные скопления, отвечающие преимущественно субвулканическому уровню. В.И. Смирновым выявлены особенности вулканогенно-осадочных колчеданных месторождений и разработаны критерии их отличия от субвулканических месторождений. Среди главнейших тектонических структур Мирового океана В.И. Смирнов считает перспективными на эндогенную рудоносность только островные дуги, вдоль которых вытянуты зоны Заварицкого-Беньофа, которые отчленяют ложе Тихого океана от материка Азии. Вместе с тем, по мере развития океанологических исследований накапливается все больше данных, подтверждающих высказывания многих исследователей о чрезвычайно больших запасах ценных компонентов, сконцентрированных в железо-марганцевых конкрециях, которые широко распространены на дне океанов. В железо-марганцевых конкрециях содержится более 30 химических элементов, среди которых такие ценные, как медь, никель, кобальт, марганец и др. Например, запасы никеля оцениваются в 3-20 млрд т, кобальта - в 1-10, а меди - в 2-10 млрд т. Из 13 известных в Мировом океане полей распространения железо-марганцевых конкреций 8 расположено в Тихом океане. Здесь самые богатые по содержанию ценных компонентов и наиболее густо покрывающие поверхность (30-50%) дна океана конкреции известны в зоне между трансформными разломами Клариян и Клиппертон и вдоль Восточно-Тихоокеанского рифта. Известно несколько точек зрения на генезис железо-марганцевых конкреций. Большинство исследователей относят их к экзогенным образованиям. Однако, принимая во внимание данные изучения радиогенных изотопов в конкрециях, подтвердившие их эндогенный источник и приуроченность наиболее богатых и крупных полей железо-марганцевых конкреций к великим океаническим разломам, М.И. Ицксон (1974) считал, что они сформировались при существенной роли привноса рудного вещества в результате подводной дегазации вулканических терм и сходных эндогенных процессов.

В пределах срединных океанических хребтов установлена современная гидротермальная деятельность. Так, 70-м рейсом «Гломара Челленджера» изучался современный гидротермальный процесс в Тихом океане в районе Галапагосских островов. Здесь ранее обнаружены гидротермальные струи и в

морской воде установлены повышенные содержания марганца, а на дне моря вдоль оси рифта выявлены холмообразные структуры, названные гидротермальными куполами. В результате исследований 70-го рейса «Гломара Челленджера» установлено, что гидротермальные купола формируются в результате переработки пелагических кремнисто-карбонатных илов глубинными растворами, поступающими через зоны нарушений в фундаменты и привносящими марганец, железо и кремнезем.

Интересный материал накоплен по горячим минерализованным растворам и осадкам впадин Красного моря, представляющего собой рифтовый трог в ранней стадии развития. В этом трог в современный период происходит формирование стратиформной рудной залежи. Здесь в осадках содержание окислов железа достигает 67%, марганца - до 35%, цинка - до 12% и меди - до 4,5%. Не рассматривая противоречивые точки зрения об источнике рудного вещества в этих осадках, следует только отметить, что Г. Фор и Л. Джонс (1974) установили низкие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в рассолах по сравнению с нормальной водой Красного моря. Дж. Бишофф на основании детального изучения минералогии осадков Красного моря высказал предположение о вулканогенно-гидротермальном происхождении рудного вещества. В связи с этой точкой зрения уместно напомнить, что вблизи Аденского пролива, разделяющего Африканскую и Азиатскую плиты земной коры, в Данальской впадине 8 ноября 1978 г. началось мощное извержение вулкана Ардукоба с излиянием базальтовой лавы. Этот вулкан находился в состоянии покоя порядка 3 тыс. лет. Установленные в океанических рифтах и рифтовых трогах или вблизи них очаги современного поступления гидротерм и образования рудных залежей приурочены либо к зонам повышенной сейсмической активности с проявлением современного вулканизма, либо к мобильным участкам с недавно прекратившейся вулканической деятельностью. В рассолах Красного моря, в гидротермальных растворах очагов, приуроченных к срединно-океаническим хребтам, и особенно в железо-марганцевых конкрециях, выстилающих значительные участки дна Мирового океана, сконцентрированы элементы, типичные для базальтоидной магмы (железо, марганец, никель, кобальт, медь). На стыке океана с континентом во внешних островных дугах в ранние стадии их формирования с базальтоидным субстратом ассоциируют месторождения хрома, платины и меди. В направлении от океана к континенту увеличивается мощность коры, возрастает глубина формирования магматических очагов, изменяется состав магмы, а также состав флюида, находящегося в равновесии с расплавом. Гидротермальные флюиды наследуют

основные особенности магматических флюидов и в конечном счете определяют металлогеническую зональность.

Изменение металлогенической нагрузки при переходе от океанов к континенту просматривается на примере рифтов. В пользу единых планетарных структур рифтообразования говорят не только известные геологические данные (Грачев, 1977), но и факты непосредственного перехода материковых рифтовых структур в океанические (Калифорнийский залив, Красное море и др.). В то же время, вдоль континентальных рифтов по сравнению с океаническими наблюдаются иные месторождения полезных ископаемых. Здесь сильно насыщенные двуокисью углерода, высоко дифференцированные щелочные

интрузии ультраосновного состава сопровождаются карбонатитами и ассоциирующими с ними месторождениями тантала, ниобия, редких земель, апатита и флогопита. К континентальным рифтам приурочены цепочки кимберлитов и генетически связанных с ними месторождений алмазов. Кимберлиты и алмазы формировались флюидами с повышенным содержанием водорода, азота и окиси углерода. Таким образом, магматизм и металлогения в океане, зоне перехода и на континентах имеют свои индивидуальные черты, но общие их особенности и направленная глобальная эволюция флюидов, вулканизма и рудообразования связаны с потоком вещества и энергии из недр Земли.

## ГЛАВА VII

## РУДОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТИХОГО ОКЕАНА

К наиболее крупным открытиям последних десятилетий XX века относится выявление рудоносности Мирового океана (рис. 71). 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 ранее традиционно ограничивались его складчатым обрамлением (рис. 72), 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 распростра-

нением во внешней сиалической зоне преимущественно оловянных месторождений, а во внутренней мафической зоне, расположенной ближе к океану, - преимущественно медных месторождений. С открытием океанической рудоносности выяснилась 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 глобулями в базальтах срединно-океанических хребтов, описаны в работах (Cza-

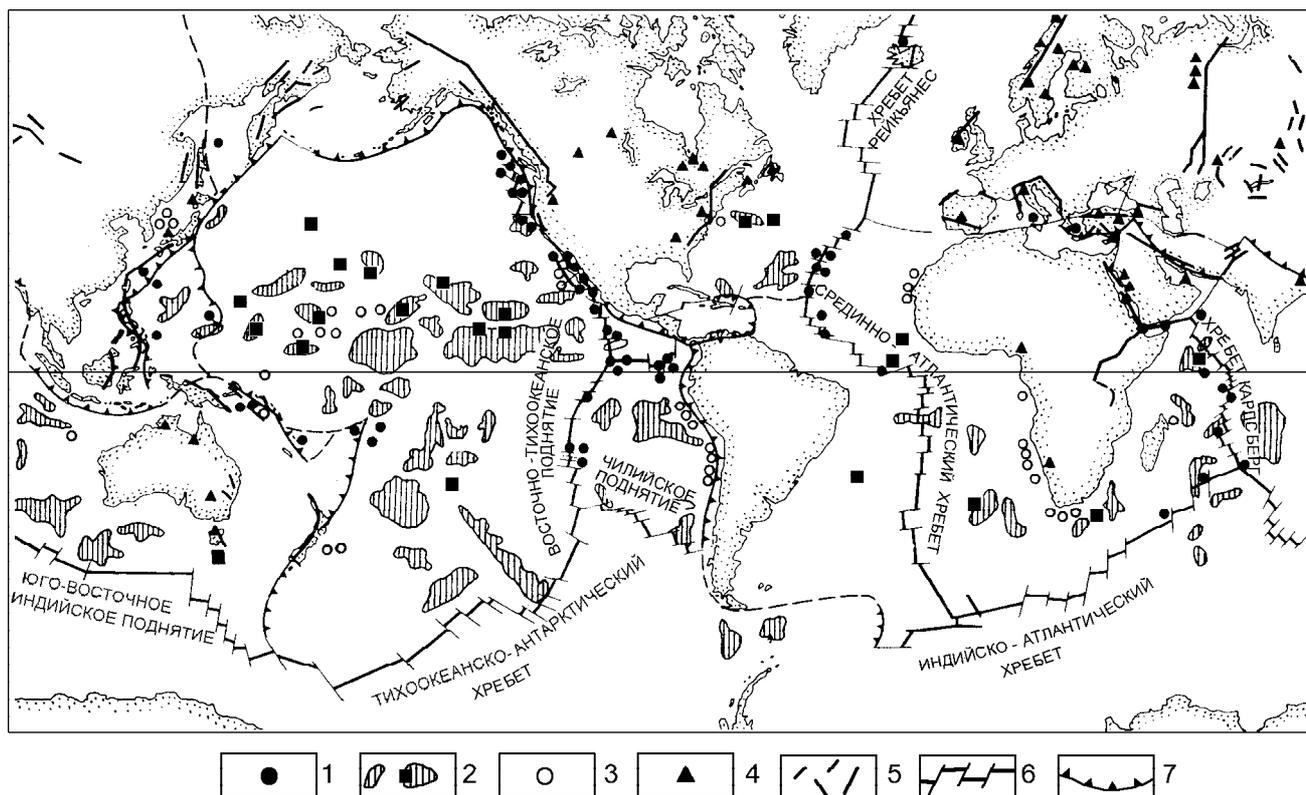


Рис. 71. Схема распространения рудопроявлений и рудных месторождений в океанах (составлена по сводке Андреев и др., 1995).

1 - колчеданные цинково-медные с серебром, 2 - железо-марганцевые конкреции (месторождения и поля распространения), 3 - фосфориты, 4 - колчеданные месторождения (на континентах, в окраинных морях и на островных дугах отличаются от океанических свинцово-медно-цинковым составом); 5 - офиолитовые хромитонесные пояса; 6 - срединно-океанические хребты; 7 - глубоководные желоба.

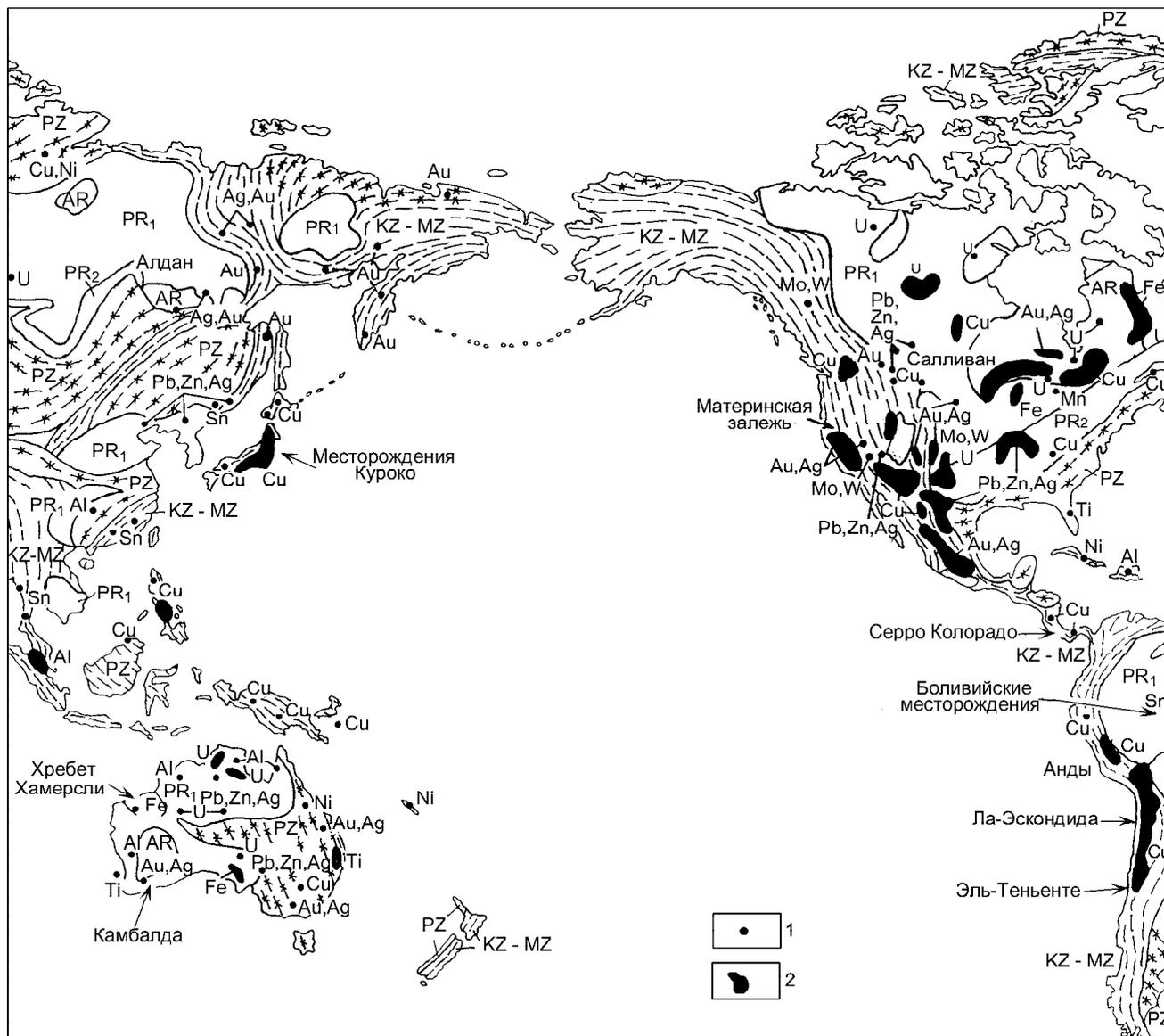


Рис. 72. Общая характеристика рудоносности складчатого обрамления Тихого океана.

1 - крупные месторождения, 2 - рудные поля.

manske, Moog, 1977, Симонов и др., 1997). Характерна позиция никелево-медного проявления этого типа (табл. 34) в зоне сочленения Американско-Антарктического, Срединно-Атлантического и Индийского хребтов (тройного сочленения Буве), (рис. 73) 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, магмато-генное происхождение имеют равномерно распределенные кристаллики пирита в неизменных базальтах.

Шарики глобулей (размер 4-20 мкм) располагаются либо непосредственно в матрице неизменен-

ного 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 к краям, что отражает эффект их закалки.

Глобулы в расплавных включениях практически не отличаются от расположенных непосредственно в стекле. Привлекают внимание существенные (до 590 г/т) содержания Au в магмато-генных пиритах из базальтов (см. табл. 34).

Золото в магматических породах. Исследования показали широкие вариации содержаний Au в различных типах горных пород из района тройного

Таблица 34. 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 "Самбах-Микро", ОИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

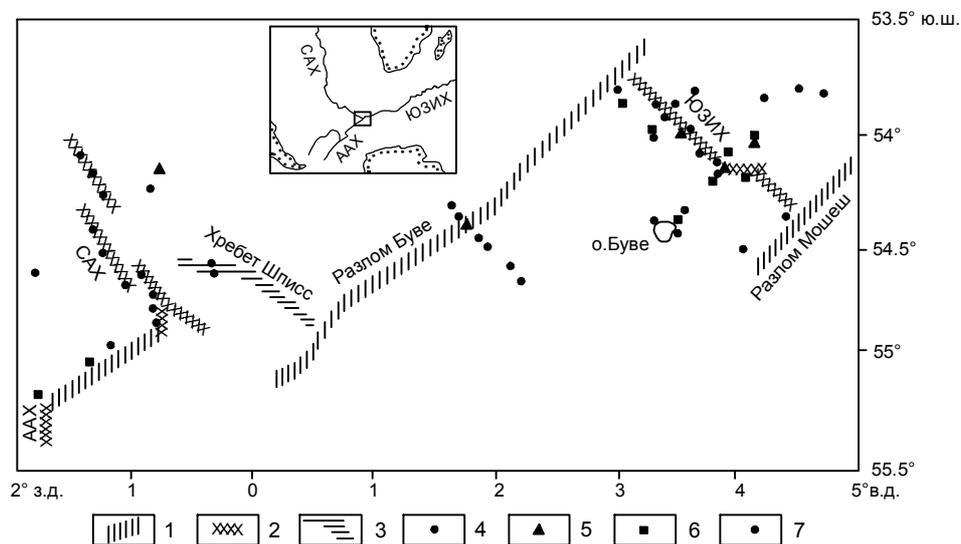


Рис. 73. Расположение станций драгирования, выполненных во время 18-го рейса НИС "Академик Николай Стрехов" (1994 г.) в районе тройного сочленения Буве (Симонов и др., 1997).

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; СХ - Срединно-Атлантический хребет, ААХ - Америко-Антарктический хребет, ЮЗИХ - Юго-Западный Индийский хребет.

сочления Буве (в гипербазитах 0.10-0.45; габбро 0.24-0.97; базальтах 0.13-89.1 мг/т). Максимальные содержания золота (до 89.1 мг/т) отмечены в базальтах трансформного разлома Буве. В гипербазитах 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 Романш. Габбро и базальты района тройного сочления Буве близки по содержанию золота к аналогичным породам срединно-океанических хребтов.

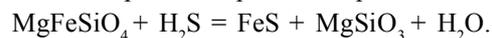
Рассматривая изменения содержаний Au снизу вверх по разрезу в районе тройного сочления Буве, видим, что при переходе от гипербазитов и габбро к базальтам количество металла резко возрастает. Подобное накопление Au в верхних горизонтах океанической литосферы было установлено нами ранее в зоне разлома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

Никелевый тип сульфидных проявлений типичен для базальтов, входящих в ассоциацию с гипербазитами. В этом аспекте интересно подразделение 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-палеозойскими 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-никеленовыми, в древних комплексах с ними связаны крупные сульфидные месторождения. Наличие никеленовых 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<sub>2</sub>, FeO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 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 с титанистыми ферробазальтами и субщелочными базальтами. Пикрит-базальтовая ассоциация типична для океанов и их колчеданонных структур типа Галапагосского рифта на восточной окраине Тихого океана. Рудоносность в глубинных очагах достигается только в случае крайней продвинутой кристаллизационной дифференциации, когда достигается жидкостная несмешимость расплавов с образованием дифференциатов, богатых железом, подвергающихся сульфуризации под воздействием трансмагматических флюидов, привнося-

щих 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 несмешимости. Этот процесс схематически в символах нормативных минералов выражается реакцией:



Различие систем образования никелево-медных и цинково-медных (колчеданных) флюидных расплавов схематически показан на рис. 74, на котором сопоставляется Галапагосский колчеданонный комплекс с медно-никеленовым интрузивом (Талнах в Норильском районе) в трапповой формации Сибирской платформы, исследовавшихся с этой точки зрения в работе (Маракушев и др., 1993). Схема отражает устойчивую ассоциацию медно-никеленовых сульфидных руд с лейкократовыми, богатыми плагиоклазом породами 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 бога-

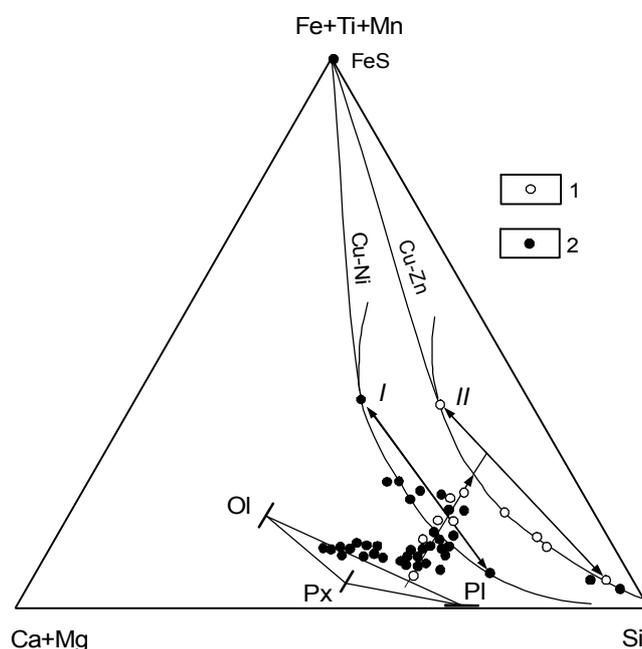
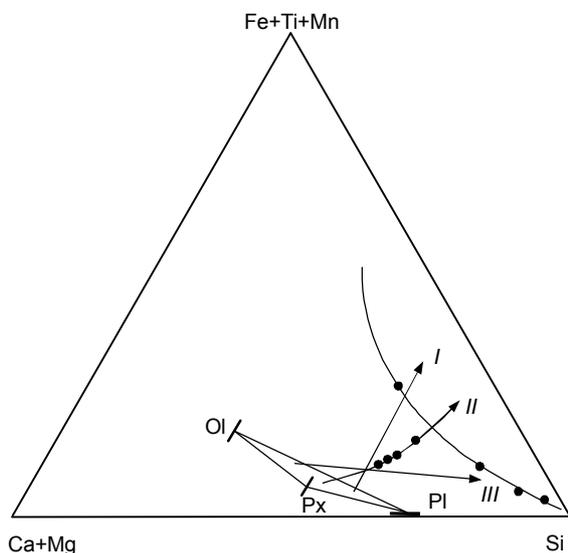


Рис. 74. Схемы магматической дифференциации при формировании рудоносных комплексов Галапагосского рифта (1) и Талнахского интрузива в трапповой формации Сибирской платформы (2) с образованием богатых железом дифференциатов, ферропикритового (I) и ферробазальтового (II) составов и образованием, соответственно, никелево-медных и цинково-медных сульфидных руд.

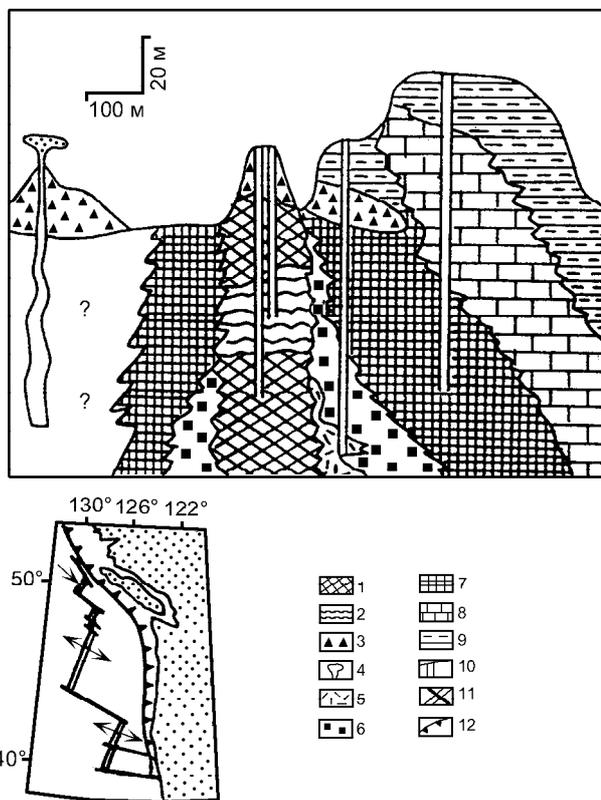
тую железом и кислую жидкие фазы, как это показано на рис. 75. На нем сопоставляются тренды - ферробазальтовый (феннеровский), соответствующий количеством кислых дифференциатов Галапагосскому рифту (I) с небольшим количеством кислых дифференциатов, промежуточный (II) с более значительной ролью кислых вулканических пород, отвечающий уральскому типу колчеданных месторождений, и сиалический (боуэновский) с массой кислых пород, сопровождающих оруденение (III), примером которого 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), данные Л.Г. Филимоновой, (Маракушев и др., 1993). Фракционирование плагиоклаза, максимально проявляющееся в феннеровском тренде дифференциации, способствует обогащению расплавов цинком и



**Рис. 75.** Петрогенетическая схема развития Уральской колчеданносной 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.

обеднению их свинцом. Этим определяется специфика колчеданных месторождений, подчиненных срединно-океаническим хребтам океанов. Здесь они представлены 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. 76. 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 собой массивные агрегаты без выраженной зональности: 5) марказит-пиритовые (Мс-Py) и 6) халькопирит-пиритовые (Ср-Py). Сред-



**Рис. 76.** 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 карца 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.



Рис. 77. Морфология высокотемпературных гидротермальных сульфидных построек (Лисицин, Богданов, Гурвич, 1990).

ние содержания в рудах Cu – 9%, Zn – 4.6%, Ag – 62 г/т, Au – 1.8 г/т. Наиболее обогащены малыми компонентами Cr-Py руды. Средние концентрации в них Pb – 0.07%, As – 0.05%, Cd – 0.04%, Sb – 0.009%, Ag – 101 г/т. Богаче всего золотом Cr-Sp-Py разности (среднее – 2.9 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. 77).

Колчеданное оруденение задуговых бассейнов Лау, Манус, Вудларк (рис. 78) отличается более значительной ролью в рудах свинца, соответствуя в этом отношении уральским месторождениям, хотя и отличается от стратифицированных руд типа Куроко почти полиметаллического характера, связанного с дацитовым куполом. Обстановка сжатия, наглядно выраженная на схеме строения бассейна Лау (рис. 79), 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. 80, 81).

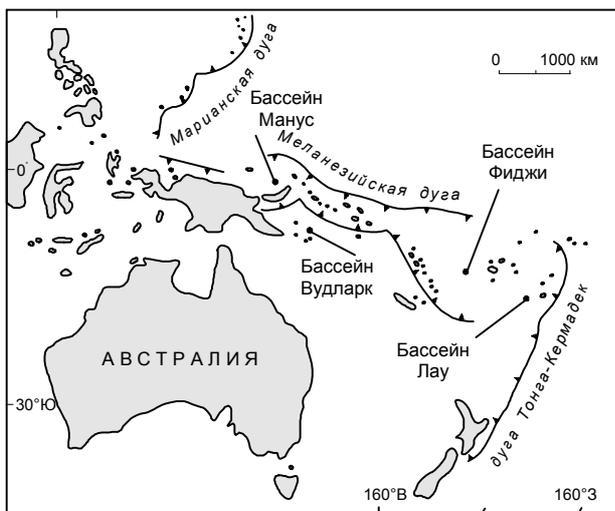


Рис. 78. Схема расположения задуговых бассейнов на юго-западе Тихого океана (Бортников, Лисицин, 1995).

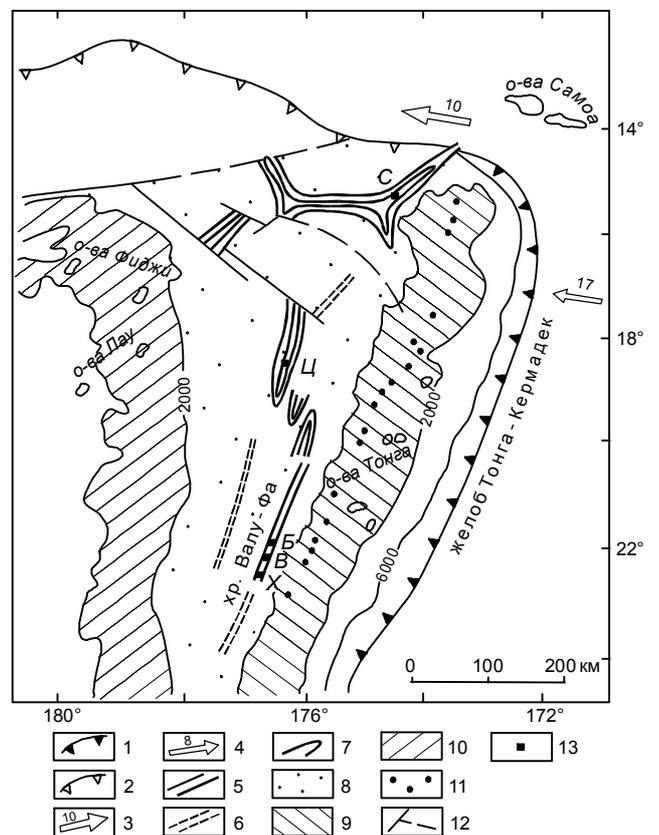


Рис. 79. Схема тектонического строения бассейна Лау (по Лисицин и др., 1992; Fouquet et al., 1991).

1,2 - зоны субдукции: 1 - активные, 2 - отмершие; 3,4 - направления и скорость движения плит: 3 - абсолютного, 4 - относительного; 5,6 - оси спрединга: активные (5), отмершие (6); 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.

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, контролирующуюся в своем размещении трансформными разломами Клариян и Клиппертон. Они представлены дисковидными конкрециями размером 6-10 см, концентрирующимися в абиссальных котловинах в батиметрическом интервале 350-400 м.

Руды, бедные никелем (0.4-0.6%) и медью (0.1-0.2%), но богатые 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, Мидпасифике, в Магеллановых горах, в хребте Неккер и поднятии Уэйк.

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), распространенные 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 глу-

бинах 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.

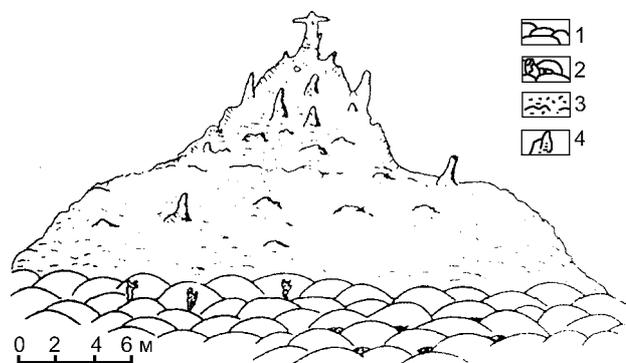


Рис. 80. Строение сульфидной гидротермальной постройки полигона Лау северный (станция 2226, по Лисицин и др., 1992; Бортников и др., 1993).

1 - подушечные лавы базальтов; 2 - отложения низкотемпературных гидротермов, сложенные нонтронитом и оксидами железа; 3 - образования сульфидного цоколя; 4 - сульфидные трубы.

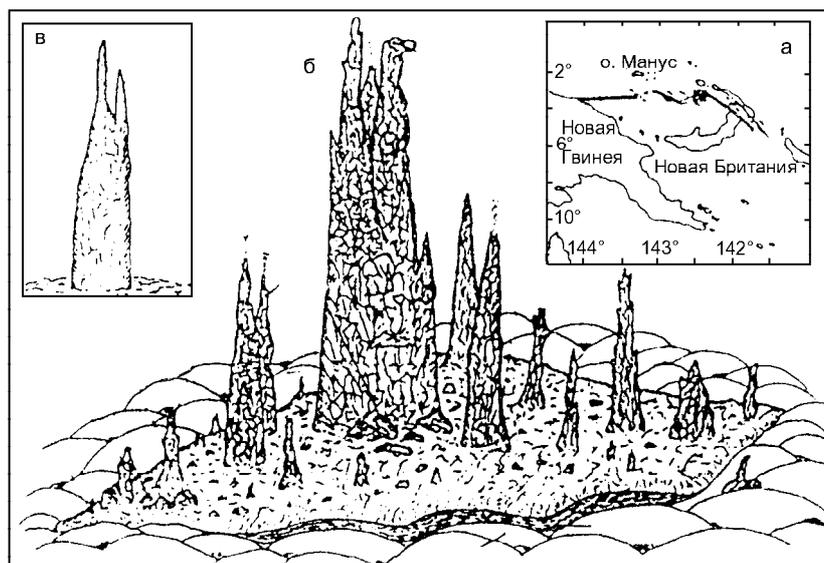


Рис. 81. Местоположение (а) и морфология гидротермальных построек в бассейне Манус: б - постройка "Венский лес", в - рудопроявление "Белая башня".

Вертикальный и горизонтальный масштабы различные. Высота основной башни около 14 м, протяженность постройки около 100 м. Зарисовка Ю.А.Богданова (Шадлун и др., 1992).

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%).

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 позднемиоценового 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 пикробазальтах, 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, укладывающейся в два тренда – ферробазальтовый, связанный с фракционированием плагиоклаза, и сиалический, обусловленный фракционированием оливина. С ферробазальтовым трендом дифференциации связано цинково-медное колчеданное оруденение срединно-океанических хребтов и железо-марганцевое рудообразование, контролируемое трансформными разломами. Эти

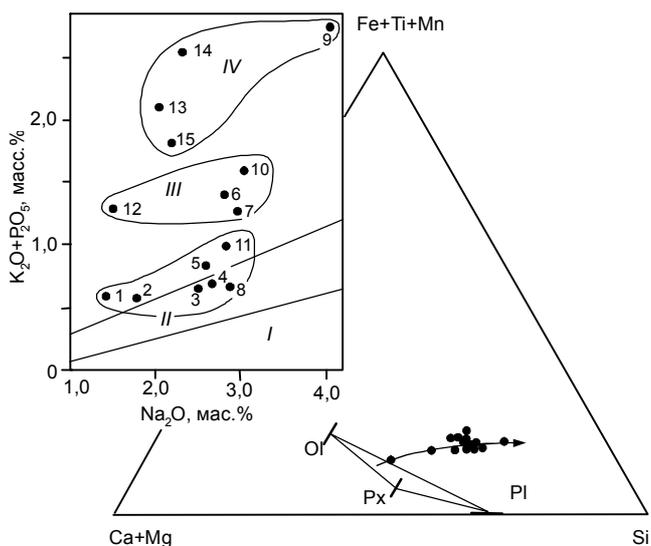
руды возникают при полном развитии ферробазальтового тренда, который завершается расщеплением расплавов (Маракушев, 1988), фиксируемым вариолитовой текстурой пород (в скобках - состав вариолей):  $SiO_2$ -43.44 (70.66),  $TiO_2$ -4.37 (1.18),  $Al_2O_3$ -6.74 (10.92), FeO-28.40 (7.92), MnO-0.59 (0.19), MgO-2.17 (0.66), CaO-9.76 (3.92),  $Na_2O$ -2.11 (2.08),  $K_2O$ -0.25 (1.56),  $P_2O_5$ -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 Mn/Fe отношения. В конечном итоге это и служит основой развития железо-марганцевого оруденения. Однако процесс ограничивается больше ультраосновными (феррокоматиитовыми, ферропикритовыми) магматическими очагами, размещение которых контролируется 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 комплексные месторождения между трансформными разломами Кларион и Клиппертон, в которых сочетаются сульфидные медно-никелевые и богатые кобальтом железо-марганцевые оксидные руды, распространенные на площади 75 тыс. км<sup>2</sup>. 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 включение в их состав лантаноидов

и иттрия, содержание которых может достигать нескольких мг/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 приводится 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 (0.17),  $\text{MgO}$ -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) г/т, 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. 82, на примере рассмотренного выше Императорского хребта (рис. 62). Это отражает развитие магматической несмесимости при их образовании, причем наиболее богатые фосфором и калием дифференциаты (IV тип на рассмотренной схеме) приобретают 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 со-



**Рис. 82.** Петрохимические диаграммы, иллюстрирующие дискретность состава пород Императорского хребта по суммарному содержанию в них калия и фосфора (II - III - IV) (по табл. 23).

проводило магматизм Тихого океана в широком возрастном диапазоне от позднего мела до голоцена.

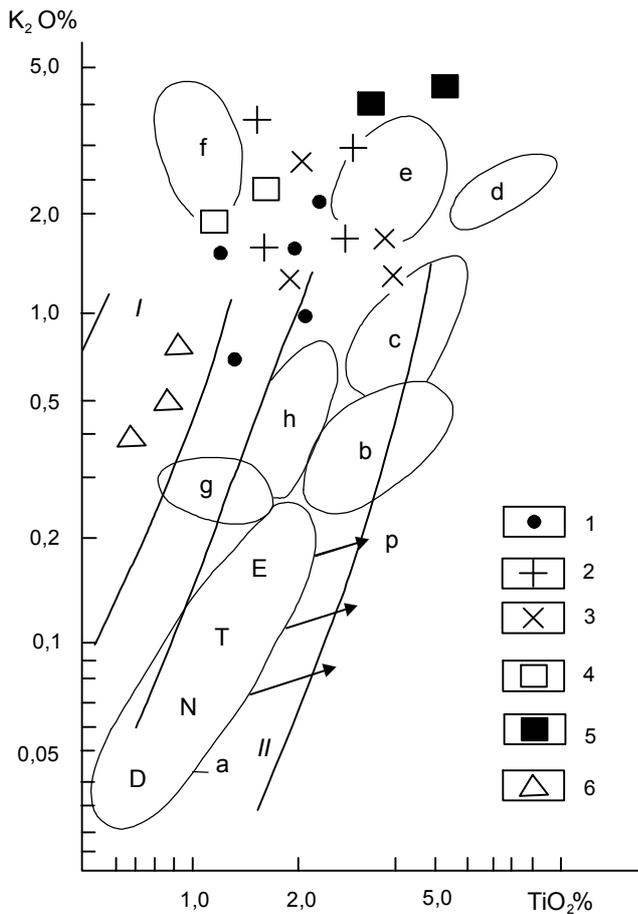
Стрелкой на треугольной петрохимической диаграмме обозначен сиалический тренд магматизма, развитие которого приводило к образованию кремнекислых дифференциатов, которые с давних времен привлекали к себе внимание исследователей океанов (табл. 35). В Тихом океане они описаны на островах Ревилья-Хихедо, 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 несмесимостью. 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 ассоциации с колчеданными рудами срединно-океанических хребтов, в кото-

**Таблица 35.** Химический состав (мас. %) кислых магматических пород океанических областей (по И.В. Лучицкому).

Оксиды, %	1	2	3	4	5	6	7
$\text{SiO}_2$	73.5	71.9	68.7	72.8	69.0	74.0	71.6
$\text{TiO}_2$	0.5	0.3	0.6	0.2	0.2	0.1	0.1
$\text{Al}_2\text{O}_3$	12.0	12.8	8.3	13.3	14.8	13.7	15.2
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2.5	3.6	9.5	2.0	1.4	1.1	2.1
$\text{FeO}$	2.6	0.2	2.5	1.8	2.8	1.1	1.3
$\text{MnO}$	0.1	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
$\text{MgO}$	0.4	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.4
$\text{CaO}$	1.5	0.6	1.0	0.8	0.9	0.5	0.1
$\text{Na}_2\text{O}$	3.6	5.3	6.2	5.3	6.1	3.9	5.2
$\text{K}_2\text{O}$	3.3	4.8	2.8	3.6	4.5	5.1	3.9

Примечание. 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. 83.** Петрохимическая диаграмма главных типов базальтов Тихого океана и его складчатого обрамления (по Э.Д.Голубевой).

1 - возвышенность Шатского; 2 - Палеопацифика (Западная и Центральная части Тихого океана); 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. а - срединно-океанические хребты (D, N, T, E - типы базальтов в порядке повышения щелочности, стрелками обозначены ферробазальтовые тренды, в том числе p - ультратитанистых 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.

рых 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 океанических гранитов с оловоносными гранитами Бушвелдского 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 богатых 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. 83), составленной Э.Д. Голубевой, эта специфика базальтов Тихого океана отражена относительно железистости, характеризующейся содержанием в них калия. Согласно диаграммы, 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.

## ЛИТЕРАТУРА

- Андреев С.И., Аникеева Л.И., Вишневский А.Н., Краснов С.Г., Судариков С.М., Черкашев Г.А. Минеральные ресурсы Мирового океана, их потенциал и перспективы освоения // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеанология, 1995. С. 141-157.
- Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Литвинов А.Ф. и др. О природе метаморфических пород Хавывенской возвышенности Камчатки // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 2. С. 405-409.
- Балькин П.А., Петрова Т.Е., Юрковский С.А. Формационные типы высокомагнезиальных, низкощелочных и субщелочных вулканических, субвулканических и плутонических ультрамафит-мафитовых ассоциаций и их генезис // Петрография на рубеже XXI века. Сыктывкар, 2000. С. 17-19.
- Батурин Г.Н., Дмитриев Л.В., Дубинчук В.Т. и др. О составе сульфидных руд Восточно-Тихоокеанского поднятия (12°50' с.ш.) // Геохимия. 1986. № 12. С.1696-1705.
- Бейли Э.Г., Блейк М.К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. Ст. 1 // Геотектоника. 1969. № 3. С.17-30.
- Бейли Э.Г., Блейк М.К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. Ст. 2 // Геотектоника. 1969. № 4. С. 24-34.
- Бельый В.Ф. Берингийская вулканическая провинция // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 4. С. 50-59.
- Бельый В.Ф. Крайинно-континентальные тектоно-магматические пояса Тихоокеанского сегмента Земли. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 58 с.
- Беляцкий Б.В., Левский Л.К., Трухалев А.И., Погребницкий Ю.Е., Васильева И.М., Куренцова И.А. Докембрийский гранито-гнейс в Срединно-Атлантическом хребте (26° с.ш.) // Геохимия. 1997. № 8. С. 876-880.
- Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 194 с.
- Бортников Н.С., Федоров Д.Г., 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.
- Бортников Н.С., Лисицын А.П. Условия формирования современных сульфидных построек в зонах спрединга задуговых бассейнов Лау и Манус (Тихий океан) // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеанология, 1995. С. 158-173.
- Брагин Н.Ю., Зинкевич В.П., Ляшенко О.В. и др. Средне-меловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21-34.
- Вдовыкин Г.П. Углеродистое вещество метеоритов. М.: Наука, 1967. 272 с.
- Витязь Ф.И., Печерникова Т.В., Сафронов В.С. Планеты земной группы. Происхождение и ранняя эволюция. М.: Наука, 1990. 296 с.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д., Попкова М.И. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978. 177 с.
- Волков В.П., Рузайкин Г.И. Математическое моделирование газовых равновесий в вулканическом процессе. М.: Наука, 1974. 151 с.
- Вуллард Д. Соотношения земной коры и мантии в области Гавайских островов // Краины континентов и островные дуги. М., 1970. С. 237-248.
- Галкин И.Н. Внеземная сейсмология. М.: Наука, 1988. 191 с.
- Геология дна Филиппинского моря / А. В. Пейве, ред. М.: Наука, 1980. 261 с.
- Геология западной части Берингоморья / С.М. Тильман и С.Ф.Соболев, ред. М.: Наука, 1990. 159 с.
- Геологическое развитие Японских островов / М. Масао, Г. Масао и Ф.Мицуи, ред. М.: Мир, 1968.719 с.
- Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 163 с.
- Гворов И.Н., Герасимов Н.С., Маляренко А.Н., Съедин В.Т. Rb-Sr-изохрона базальтов поднятия Обручева (Тихий океан) и ее геодинамическое значение // Докл. АН. 1993. Т. 329, № 2. С. 203-207.
- Гворов И.Н., Голубева Э.Д., Пущин И.К. и др. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
- Головинский В.И. Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 199 с.
- Голубева Э.Д. Толейтовые базальты Тихого океана (петрология и геохимия). Владивосток, 1990. 136 с.
- Голубева Э.Д. Этапы эволюции магматизма петрологических провинций Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1997. № 3. С. 63-80.
- Горшков Г.С. Островные дуги и океанические хребты - вулканизм и геофизические поля // Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967. (Тр. Ин-та вулканологии СО АН СССР; Вып. 24).
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Мир, 1968. 335 с.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 248 с.
- Джедс У., Уоткинс Дж. Магнитная аномалия атлантического шельфа // Краины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 96-102.
- Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Лавсонит-глаукофановые метаморфические сланцы Пенжинского хребта Северо-Западной Камчатки // Докл. АН СССР. 1965. Т. 160, № 1. С. 196-199.
- Добрецов Н.Л., Егоров А., Егорова М.Г., Подзорова Д.И. О находке измененных эклогитов в Сусунайском хребте (о. Сахалин) // Докл АН СССР. 1968. Т. 178, № 4. С. 925-928.
- Добрецов Н.Л., Курода Е. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1969. № 12. С. 19-41.
- Добрецов Н.Л. Проблема соотношения тектоники и метаморфизма // Петрология. 1995. Т. 3, № 1.С.4-21.
- Долгнов Е.А. К проблеме происхождения океанов // Бюл. МОИП. 1979. Т. 54, вып. 1. С. 22-46.
- Дрейк Ч. Новые исследования континентальной окраины восточной части США // Краины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 84-95.
- Заварицкий А.Н. Некоторые факты, которые надо учиты-

- вать при тектонических построениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 3-12.
- Изох Э.П. Импактный кратер Жаманшин и проблема тектитов // Геология и геофизика. 1991. № 4. С. 3-15.
- Йодер Т.С., Гилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.
- Йорк В. Ранняя история Земли // В мире науки. 1993. № 2-3. С. 114-121.
- Ициксон М.И. Металлогения планетарных вулканогенных поясов Тихоокеанского сегмента Земли // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974. С. 360-368.
- Карапетьянц М.Х., Карапетьянц М.Л. Основные термодинамические константы неорганических и органических веществ. М.: Химия, 1968. 471 с.
- Карп Б.Я., Медведев С.Н., Прокудин В.Г., Маляренко А.Н., Съедин В.Г. Строение земной коры возвышенности Обручева по сейсмологическим данным // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303, № 3. С. 689-692.
- Карпов И.К., Зубков В.С., Бычинский В.А., Артименко М.В. Детонация в мантийных потоках тяжелых углеводородов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 6. С. 754-762.
- Картер У.Е., Робертсон Д.С. Исследование Земли с помощью интерферометрии со сверхдлинной базой // В мире науки. 1987. № 1. С. 16-25.
- Кашинцев Г.Л., Сузюнов А. Е. Базальты возвышенности Шатского // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, № 4. С. 968-972.
- Кинг Ф.Б. Вопросы тектоники Северной Америки. М.: Изд-во МГУ, 1969. 179 с.
- Кинг Э. Космическая геология. М.: Мир, 1979. 379 с.
- Когарко Л.Н. Режим летучих компонентов в щелочных породах // Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972. С. 173-181.
- Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128, № 2. С. 383-386.
- Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкоркового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968. С. 69-74.
- Коржинский Д.С. Магматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 12. С. 3-6.
- Кориковский С.П. Контрастные модели проградной-ретроградной эволюции метаморфизма фанерозойских складчатых поясов в зонах коллизии и субдукции // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 45-63.
- Кравченко-Бережной И.Р. Петрология и геохимия базальтов офиолитовой ассоциации острова Карагинского (Камчатка) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 4. С. 92-98.
- Кренделев Ф.П. Остров Пасхи: геология и проблемы. Новосибирск: Наука, 1976. 96 с.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 366 с.
- Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3-24.
- Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост простирания окраин и островных дуг // Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 149-161.
- Куртийо В.Э. Вулканическое извержение // В мире науки. 1990. № 9. С. 39-47.
- Лазько Е.Е. Серпентиниты и габброиды разлома Кларифон (центральная часть Тихого океана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 28-42.
- Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 189 с.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич В.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океанов. М.: Наука, 1990. 256 с.
- Лисицын А.П., Малахов О.Р., Богданов Ю.А. и др. Гидротермальные образования северной части бассейна Лау (Тихий океан) // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 5-24.
- Магматические горные породы. М.: Наука, 1985. Т. 3. 487 с.
- Макаренко Г.Ф. Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. М.: Космоинформ, 1993. 280 с.
- Макаренко Г.Ф. Покровные базальты и данные сейсмической томографии // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 3. С. 60-72.
- Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 202-221.
- Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 134 с.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима земли // Очерки физико-химической петрологии М.: Недра, 1974. Вып. IV. С. 102-130.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов // Первый междунар. геохим. конгр. М.: Наука, 1977. Т.1.
- Маракушев А.А., Иванов И.П., Руткевич В.С. Значение ликвации в генезисе магматических горных пород // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1979. № 1. С. 3-22.
- Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 264 с.
- Маракушев А.А. Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазоносных магм // Очерки физ.-хим. петрологии. М.: Наука, 1985. Вып. 13. С. 5-53.
- Маракушев А.А. Периодическая система экстремальных состояний химических элементов. М.: Наука, 1987. 207 с.
- Маракушев А.А. Петрология. М.: Изд-во МГУ, 1988. 307 с.
- Маракушев А.А., Грановский Л.Б., Зиновьева Н.Г., Митрейкина О.Б. Космическая петрология. М.: Изд-во МГУ, 1992. 325 с.
- Маракушев А.А. Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. М.: Наука, 1992. 207 с.
- Маракушев А.А., Панях Н.А., Шарфман В.С. Природа колчеданосности вулканических формаций // Докл. РАН. 1993. Т. 329, № 1. С. 87-90.
- Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феногенов А.Д. и др. Импактогенез и вулканизм // Петрология. 1993. Т.1, № 6. С. 571-595.
- Маракушев А.А., Митрейкина О.Б., Зиновьева Н.Г., Гра-

- новский Л.Б. Алмазоносные метеориты и их генезис // Петрология. 1995. № 5. С. 3-21.
- Маракушев А.А. Петрология океанов // Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, № 6. С. 3-18.
- Маракушев А.А., Панеях Н.А., Зотов И.А. и др. Петрологические модели формирования рудных месторождений-гигантов // Геология руд. месторождений. 1998. № 3. С. 3-26.
- Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 255 с.
- Маракушев А.А., Сан Лонкан, Бобров А.В., Панеях Н.А. Азиатский эклогитовый алмазоносный пояс // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 1. С. 3-36.
- Мартынов Ю.А. и др. Петрография, минеральный состав и геохимия вулканических пород хребта Карин (северная часть цепи Лайн, Тихий океан) // Геохимия. 1993. № 11. С. 1532-1538.
- Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с.
- Меланхолина Е.Н. и др. Абиссальные толеитовые серии центральной части Тихого океана // Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 209-232.
- Меланхолина Е.Н. Соотношение поверхностной и глубинной структуры северо-запада Тихого океана // Геотектоника. 1996. № 3. С. 67-81.
- Мелос Г. Образование ударных кратеров: геологический процесс. М.: Мир, 1994. 335 с.
- Моисеенко В.Г., Михайлов М.А., Сахно В.Г. Поведение золота и серебра при осадконакоплении, вулканизме и метаморфизме. Новосибирск: Наука, 1974. 100 с.
- Моисеенко В. Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 304 с.
- Моисеенко В.Т., Малахов В.В. Физико-химические условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 200 с.
- Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Взаимосвязь глубинных флюидов, вулканизма и оруденения (на примере Тихоокеанского подвижного пояса) // Металлогения и минеральные месторождения. М.: Недра, 1980. 92 с.
- Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 192 с.
- Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
- Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Плюмовый вулканизм и минерализация Амурской мегаструктуры. Благовещенск-Владивосток: Изд-во АмурКНИИ, 2000. 160 с.
- Никольский Н.С. Определение параметров равновесия природных газовых смесей по аналитическим данным // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980. С. 5-14.
- Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1975. № 5. С. 3-17.
- Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физ-хим. петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. 14. С. 39-64.
- Петрологические провинции Тихого океана / Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пушин Н.К. и др. М.: Наука, 1996. 444 с.
- Пушаровский Ю.М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. № 5. С. 3-16.
- Пушаровский Ю.М. О магматических провинциях в Тихом океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 11-18.
- Пушаровский Ю.М. О магматических провинциях и тектонике Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 13-18.
- Пушаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли (чтения имени В.И. Вернадского). М.: Наука, 1986. 30 с.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 262 с.
- Пушаровский Ю.М. Тектоника Атлантики. М.: Наука, 1994. 84 с.
- Пушаровский Ю.М., Говоров И.Н., Когарко Л.Н., Непрочнов Ю.П., Пейве А.А. Глубинные геосферы под океанами // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеанология, 1995. С. 6-38.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Моссоковский А.А. и др. Глубинная тектоника Земли // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 410-413.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1963. 437 с.
- Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Орлова М.П. Силикатные включения в природных железо-платиновых сплавах Кондерского массива // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 977-981.
- Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Пушаровский Ю.М. Вещественный состав океанической коры в структурах Северной Пацифики // 27 МГК: Геология Мирового океана. М., 4-14 авг. 1984. М.: Наука, 1984. Т. 1. С. 104-113.
- Сахно В.Г., Говоров И.Н., Куренцова Н.А. Голубева Э.Д. Геохимические особенности ультраосновных включений и лав вулканов Тихоокеанского пояса и проблема их связи с верхней мантией // Вулканизм и глубина Земли. М.: Наука, 1971. С. 189-197.
- Сахно В. Г., Мартынов Ю.А. Магматизм и особенности флюидного режима основных структур Тихого океана // Твердая кора океана. Проект «ЛИТОС» / (Гл. ред. Пушаровский Ю.М.). М.: Наука, 1987. С. 65-91.
- Семененко Н.П. Кислородно-водородная модель Земли. Киев: Наук. думка, 1990. 248 с.
- Сидоров Ю.И., Зотов М.Ю. Порода и грунт поверхности Марса. М.: Наука, 1989. 222 с.
- Силантьев С.А. Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т.3, № 1. С.24-36.
- Симонов В.А., Лапухов А.С., Милоснов А.А. и др. Рудообразующие процессы в магматических и гидротермальных системах Южной Атлантики (тройное сочленение Буве) // Геология и геофизика. 1997. Т.38, № 12. С. 1933-1940.
- Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного

- оруденения в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах // Пробл. генезиса руд. М.: Наука, 1964. С. 111-117.
- Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 13-28.
- Строение дна северо-западной части Тихого океана / Под ред. Ю.М. Пушаровского и Ю.П. Непрочного. М.: Наука, 1984. 231 с.
- Тарарин И.А. Кальциево-натриевые и натриевые амфиболы в эпидот-амфиболовых сланцах Идзу-Бонинского желоба (Тихий океан) // Докл. АН. 1994. Т. 339, № 5. С. 654-657.
- Тарарин И.А. Высокобарный метаморфизм в породах океанической коры (на примере офиолитового комплекса зоны разломов Элтанин, Тихий океан) // Докл. АН. 1997. Т. 354, № 5. С. 665-668.
- Тарарин И. А. Геохимические особенности и геотектоническая обстановка формирования метаморфических пород в аккреционной призме о. Карагинского (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1999. № 9. С. 967-975.
- Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Метаморфический комплекс о. Карагинского (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 62-76.
- Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Эгиринагит-кроссит-альбитовые метасоматиты офиолитового комплекса Хавывенской возвышенности Восточной Камчатки // Петрология. 1997. Т. 5, № 1. С. 99-108.
- Тарарин И.А., Карп Б.Я. К вопросу о составе и возрасте магматических пород поднятия Обручева, Тихий океан. Твердая кора океанов (проект «ЛИТОС») / Под ред. Ю.М. Пушаровского). М.: Наука, 1987. 199 с.
- Трухалев А.И., Погребницкий Ю.Е., Васильева И.М. Метаморфический комплекс Срединно-Атлантического хребта: состав, возраст, проблема генезиса, возможные аналоги в континентальной коре // Петрография на рубеже XXI века. Сыктывкар, 2000. Т. II. С. 123-125.
- Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 237 с.
- Уиппл Ф.Л. Семья Солнца: планеты и спутники солнечной системы. М.: Мир, 1984. 316 с.
- Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Р. и др. Земля. М.: Мир, 1974. 845 с.
- Фор Г., Джонс Л. Изотопный состав стронция в россыпях Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974. С. 141-148.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 260 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Роль платобазальтового магматизма в эволюции земной коры // Петрография на рубеже XXI века. Сыктывкар, 2000. Т. I. С. 218-220.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Наука, 1995. 476 с.
- Хитаров Н.И. Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 207 с.
- Храмов Н.А., Флоренский И.В., Лебедев М.М. Миоценовые метаморфические породы о.Карагинского // Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968. С.27-28.
- Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В. О тектонике острова Карагинского // Геотектоника. 1989. № 1. С. 107-109.
- Шадлун Т.Н., Бортников Н.С., Богданов Ю.А. и др. Минеральный состав, текстуры и условия образования современных сульфидных руд в рифтовой зоне бассейна Манус // Геология руд. месторождений. 1992. № 5. С. 3-21.
- Шаров В.И. Тектоническое землетрясение как неравновесный термодинамический процесс разрушения горных пород (к проблеме смены парадигмы сейсмологии) // Физика Земли. 1992. № 5. С. 121-127
- Шаталин Л.И. Как саморазвивается живая и неживая природа. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1999. 135 с.
- Шейнманн Ю.М. Тектоника и магматизм: Избр. тр. М.: Наука, 1976. 391 с.
- Шиллинг Дж. Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 198-241.
- Энгель А.Е., Энгель Ц.Г. Горные породы ложа океана // Основные проблемы океанологии. М.: Наука, 1968. С. 183-217.
- Эпельбаум Э.Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980. 225 с.
- Anderson I.D., Sjogren W.L., Schubert G. Galileo gravity results and the internal structure of IO // Science. 1995. Vol. 272. P. 709-712.
- Auto L.K., Rhodes I.M. Costa-Rica rift zone basalts: Geochemical and experimental data from a possible example of multistage melting // Init. Rep. DSDP. 1983. V. 69. P. 729-745.
- Bailey E.H., Irwin W.P., Jones D.L. Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of Western California // California Division of Mines and Geology Bull. 1964. V. I 83. P.176.
- Baitis H.W., Lindstrom M.M. Geology, Petrography and Petrology of Pinzon Island, Galapagos Archipelago // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 72. P. 367-386.
- Baitis H.W., Swanson F.S. Ocean rise-like basalts within the Galapagos archipelago // Nature. 1976. V. 259, N 5540. P. 196-198.
- Baker P.E., Buckley F., Holland J.G. Petrology and geochemistry of Easter Island // Contrib. Miner. Petrol. 1974. V. 44. P. 85-100.
- Ballard R., Hekinian R., Francheteau F. Geological setting of hydrothermal activity at 12°50'N on the East Pacific rise: a preliminary study // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 69. P. 176-186.
- Banno S. The high-pressure metamorphic belts of Japan: A review // Geol. Soc. Amer. Mem.164. 1986. P. 365-374
- Barr S.M., Chase R.L. Geology of the Northern end of Juan de Fuca ridge and sea-floor spreading // Can. J. Earth Sci. 1974. V. 11. P. 1384-1406.
- Barszczus H.G., Liotard J. M. Geochimie-Contribution a la connaissance petrographique et geochimique de l'ile de Raivave (Polynesie Francaise, Ocean Pacifique Sud) // C.R. Acad. Sci. Paris. 1985. T. 301, ser. 11, N 20. P. 1409-1412.

- Batiza R., Rosendahe B.R., Fisher R.L. Evolution of oceanic crust. 3 Petrology and chemistry of basalts from the East Pacific Rise and the Siqueiros transform fault // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82, N 1-2. P. 265-276.
- Bishop A.C., Wooley A.R., Din V.K. A Basalt-Trachyte-Phonolite Series from Ua-Pu, Marquesas Islands, Pacific Ocean // *Contr. Mineral. and Petrol.* 1973. V. 39. P. 309-326.
- Biggar G.M., O'Hara M.J., Peckett A., Humphries D.J. Lunar lavas and achondrites // *Proc. Lunar Sci. Conf.*, 1971. V. 1. P. 617-643.
- Bonatti E., Harrison C.G.A., Fisher D.E., Honnorez J., Shilling J.G., Stipp J.J., Zentilli M. Easter volcanic chain (southeast Pacific): a mantle hot line // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82, N 17. P. 2457-2478.
- Bourgeois I., Toussaint J.F. et al. Geological history of the Cretaceous of ophiolitic complexes on Northwestern South America (Columbia Andes) // *Tectonophysics.* 1987. V. 143. P. 307-327.
- Brousse R. Le volcan sous-marin actif «Moua Pihaa» a l'extremite (Polynesie Francaise) // *C.r. Acad. Sci.* 1984. Ser. 2. V. 299, N 14. P. 995-998.
- Byerly G.R., Melson W. G., Vogt P-R Rhyodacites, andesites, ferrobasalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 30, N 3. P. 215-221.
- Cande S.C., Kent D. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *Journ. Geophys. Res.* 1992. V.97, N 9. P.13917-13951.
- Chauvel K., Hofmann A.W., Vidal F. HIMU-EM: The French-Polynesian connection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 110. P. 99-119.
- Chen C. Y., Frey F.A. Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalt // *Nature.* 1983. V. 302. P. 785-789.
- Chen C.Y., Frey F.A. Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano. East Maui, Hawaii implication for the origin of Hawaiian basalts // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90, N B10. P. 8743-8768.
- Clague D.A. Petrology of basaltic and gabbroic rocks dredged from the Danger Island troughs Manihiki plateau // *Init. Repts. DSDP.* 1976. V. 33. P.891-912.
- Clague D.A., Frey F.A., Thompson G. et al. Minor and trace elements geochemistry of volcanic rocks dredged from the Galapagos spreading center: Role of crystal fractionation mantle heterogeneity // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, N 10. P. 9469-9482.
- Clague D.A., Dalrymple G.B. The Hawaiian-Emperor Volcanic Chain geological evolution // *Volcanism in Hawaii.* Wash. 1987. P. 5-54 (US Geol. Surv. Prof., Pap., N 1350).
- Clegg E.L.G. The Cretaceous and associated rocks of Burma // *Mem. Geol. Surv. India.* 1941.V.74, pt. 1.
- Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B. and Brannok W.W. Eclogites and eclogites; their differences and similarities // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1965. V. 76, N 5. P. 483-508.
- Coleman P.J. The Solomon Islands as an island arc // *Nature.* 1966. V. 211, N 5055. P. 1249-1251
- Cousens B.L., Chase R.L., Shilling J.G. Basalt geochemistry of the Explorer ridge area, northeast Pacific ocean // *Can. J. Earth Sci.* 1984. V. 21. P. 157-170.
- Czamanske G.K., Moor J.G. Composition and phase chemistry of sulfide globule in basalt from Mid-Atlantic rift valley near 37°N lat. // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1977. V.88. P. 587-599.
- Dalrymple G.B., Lanphere M.A., Natland J.H. K-Ar minimum age for Meiji quoyot, Emperor seamounts chain // *Init. Repts DSDP.* 1980. V.55. P. 677-684.
- David M., Camiglio, Darling R. Progress in R- and Q-mode analysis: Correspondence analysis and its application to the of study geological processes // *Can. J. Earth Sci.* 1974. V. 11. P.131-146.
- Davidson G. Placing together the Pacific // *New Sci.* 1992. V. 133, 31804. P.25-29.
- Davis A.S., Clague D.A. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of basalts from the Gorda Ridge // *J. Geophys. Res.* 1987. V.92, N B10. P. 10467-10483.
- Dixon J. E., Clague D.A., Eissen J. P. Gabbroic xenoliths and host ferrobasalt from the southern Juan de Fuca Ridge // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91, N B3. P. 3795-3820.
- Duncan R.A., Clague D.A. Pacific plate motion recorded by Linear volcanic chain // *The ocean basins and margins. A the Pacific ocean.* 1985. V. 7. P. 89-121.
- Dupuy C., Barszczus H. G., Dostal J., Vidal P. et al. Subducted and recycled lithosphere at the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, central Pacific // *Chem. Geology.* 1989. V.77, N 1. P. 1-18.
- Easten R.M., Garsia M.O. Petrology of the Hilina formation, Kilauea Volcano, Hawaii // *Bull. Volcanol.* 1980. V. 431. P. 657-673.
- Eissen J.P., Bidean D., Jutean T. Petrologie. Presence de basaltes porphyriques dans les zones de fracture de la dorsale Est-Pacifique // *C.R. Acad. Sc. Paris.* 1981. V. 293, ser. II. P. 61-66.
- Emmerman R., Hubberten H.W., Puchelt H. Geochemistry of basalts erupted at the Galapagos spreading center between 85 and 87° W. // *Init Repts.* 1983. V. 70. P. 409-418.
- Engel A.E., Engel C.G., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1965. V. 76. P. 719-734.
- Flower M.E. Accumulation of calcic plagioclase in oceanridge tholeiite: An indication of spreading rate? // *Nature.* 1980. V. 287. P. 530-532.
- Floyd P.A., Tarney J. First-order alteration chemistry of Leg 49 basement rocks // *Init. Repts.* 1979. V. 49. P. 693-708.
- Fodor R.V., Bauer G.R., Keil K. Ultramafic inclusion and megacrysts in olivine nephelinite, Aitutaki Island, Cook Islands // *New. Zel. J. of Geology and Geophysics.* 1982. V. 25, N 1. P. 67-76.
- Fornary D.J., Perfit M.R., Allan J.F., Batiza R. Geochemical and structural studies of the Lamont seamounts: seamount as indicators of mantle processes // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1988. V. 89. P. 63-83.
- Fouquet Y., Von Stackelberg U., Charlou J.L. et al. Hydrothermal activity in the Lau back-arc basin: sulfides and water chemistry // *Geology.* 1991. V. 19. P. 303-306.
- Fryer P. A synthesis of Leg 125 drilling of serpentinite seamounts on the Mariana and Izu-Bonin forearcs // Fryer P., Pearce J.A., Stokkong L.B. et al. *Proceeding of the Ocean Drilling Program Scientific Results.* College Station

- (TX). 1992. V. 125. P. 539-614.
- Fukao Y. Seismic tomogram of Earth's mantle: geodynamic implications // *Science*. 1992. Vol.258. P. 625-630.
- Gast P.W. Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of the earth's mantle // *Science*. 1965.V. 147. P. 877-880.
- Geologic map of Alaska. Scale 1:2 500 000. 1980.
- Goodfellow W.D., Franclin J.M. Geology, mineralogy and chemistry of sedimenthosted clastic massive sulfides in shallow cores, Middle Valley, Northern Juan de Fuca Ridge // *Econ. Geol.* 1993. V.88, N 8. P. 2037-2068.
- Green T. H., Rigwood A.E. Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks // *Contribs Miner. Petrol.* 1968. V. 18. P. 163-174. P. 105-162.
- Gunn B.M. Trace element partition during olivine fractionation of Hawaiian basalts // *Chem. Geol.* 1971. N 8. P. 1-13.
- Guo Lingzhu, Yu Jianhua, Shi Yangsger et al. On the time and space distribution of the granite rocks an their relations to tectonic configuration and crustal evolution in Southeastern China // *Geology of Granites and their Metallogenetic relations: Proc. Intern. Symp., Nanjing, China.* Oct. 26-30, Beijing, 1984. P. 55-70.
- Haggerty S.E. Superkimberlites: A geodynamic diamond window to the Earth's core // *Eart. Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 122. P. 57-69.
- Hart S.R. A Large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // *Nature*. 1984. Vol. 309. P. 753-757.
- Hart S.R. K, Rb, Cs, Sr and Ba isotope ratios of ocean floor basalts // *Roy. Soc. London. Phil. Trans. A.* 1971. Vol. 268. P. 573-587.
- Hawkesworth C.J., Erlank A.J., Marsh J.S., Menxies M.A., Calsteren P. Evolution of the "continental lithosphere: in southern Africa // *Continental basalts and mantle xenoliths.* Shiva Publishing Limited, 1983. P. 111-138.
- Hawkins J., Melchior J. Petrology of basalts from Loihi Seamount, Hawaii // *Earth and Planet. Sci. Letters.* 1983. V. 66. P. 356-368.
- Head E. F. Graphical representation of homogeneous field reversal and motion of the floor and continents // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 11. P. 77-81.
- Hebert R., Budeau D., Hekinian R. Ultramafic and mafic rocks from the Garret Transform Fault near 13°30' S on the East Pacific Rise: igneous petrology // *Earth and Planet. Sci. Letters.* 1983. V. 65. P. 107-125.
- Hekinian R., Fevrier M. et al. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 2° N // *Science*. 1980. V. 207, N 4438. P. 1433-1444.
- Hekinian R., Morel J.M. Basement from the East Pacific Rise near 9° N compared with other ocean-floor volcanic provinces // *Init. Repts.* 1980. V. 54. P. 819-832.
- Hekinian R., Walker D. Diversity and spatial zonation of volcanic rocks from the East Pacific Rise near 21°N // *Contr. Miner. Petrol.* 1987. V. 96. P. 265-280.
- Helmberger D.V., Ween L. & Ding X. Seismic evidence that the source of the Iceland hotspot lies at the core-mantle boundary // *Nature*. 1998. Vol. 396.
- Hess H.H. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea-floor. Submarine geology and geophysics / Ed. by W.F. Whittard, R. Bradshaw. London, 1965.
- Hey R.N., Deffeyess K.S., Johnson G.L., Lowrie A. The Galapagos triple junction and plate motion in the Pacific // *Nature*. 1972. V. 237, N 5349. P. 2022-2023.
- HoCS The cogenesis of Taiwan // Proc. 11<sup>th</sup> Pacific Congr.,** V. 4. Tokyo: Sci. Council Japan, 1966. P. 4.
- Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1988. Vol. 90. P. 297-314.
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. Vol. 385. P. 219-229.
- Hot-Spotting // *Scientific American*. 1997. V. 276, N 4. P. 18-19.
- Hussong D.M., Wiperman L.W., Kroenke L.M. The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki oceanic plateaus // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84, N B11. P. 6003-6010.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1971. V. 7; 1973. V. 17. 930 p; 1973. V. 19. 1077 p; 1973. V. 20; 1975. V. 29. 1197 p; 1975. V. 30. 753 p; 1975. V. 32. 980 p; 1976. V. 33. 973 p; 1976. V. 34. 814 p; 1976. V. 35. 929 p; 1977. V. 37. 1008 p; 1980. V. 54. 957 p; 1980. V. 55. 868 p; 1981. V. 61. 885 p; 1981. V. 62. 1120 p; 1981. V. 64. 1313 p; 1986. V. 89. 678 p.
- Irving E., Pullias G. Reversal of the geomagnetic fields, magnetostratigraphy and relative magnitude of paleosecular variation in the Phanerozoic // *Earth Sci. Rev.* 1976. V. 12. P. 35-64.
- Jackson E.D., Bargar K.B., Fabby B.P., Heropoulos C. Petrology of the basaltic rocks drilled on leg 33 of the Deep Sea Drilling Project // *Init. Repts DSDP.* 1976. V. 33. P. 576-630.
- Jackson E.D., Koizumi I., Dalrymple G.B. et al. Introduction and summary of results from DSDP Leg 55, the Hawaiian-Emperor hot-spot experiment // Jackson E.D., Koizumi I. et al. *Init. Repts. DSDP.* 1980. Vol. 55. P. 5-31. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).
- Jackson E.D., Schlanger S.O. Regional syntheses. Line islands chain, Tuamoty island chain, and Manihiki plateau, Central Pacific ocean // *Init. Repts. DSDP.* 1976. V. 33. P. 915-927.
- John T.U. Geology and mineral deposits of East-Central Balabac Island, Palawan Province, Philippines // *Econ. Geol.* 1963. V. 58, N 1. P. 107-130.
- Johnson J.R. Transional basalts and tholeiites from the East Pacific Rise, 9°N // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84, N B4. P. 1635-1651.
- Johnson L.E., Fryer P. The first evidence of MORB-like lavas from the outer Mariana forearc: geochemistry, petrography and tectonic implications // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1990. V.100, N 1-3. P. 304-316.
- Jordan T. The deep structure of the continents // *Sci. Amer.* 1979. N 1. P. 70-82.
- Juteau T., Eissen J.P. et al. Homogeneous basalts from the East Pacific Rise at 21° N: steady state magma reservoirs at moderately fast spreading centers // *Oceanol. Acta.* 1980. V. 3, N 4. P. 487-503.
- Kargel J.S., Strom R.G. Global climatic change on Mars // *Sci.Amer.* 1996. V. 275, N 5. P. 60-68.
- Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the

- Western Pacific // *Journ. Geophys. Res.* 1971. V. 76, N A1. P. 2542-2561.
- Kawahata H., Kusakabe M. and Kikuchi Y. Strontium, oxygen, and hydrogen isotope geochemistry of hydrothermally altered and weathered rocks in DSDP Hole 504B, Costa-Rica Rift // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 85, N 4. P. 343-355.
- Kay R., Hubbard N.J., Gast R.W. Chemical characteristics and origin of ocean ridge volcanic rocks // *J. Geophys. Res.* 1970. V.75, N 8. P. 1585-1613.
- Keating B.H., Matthey D.P., Naughton J., Hellsley C.E. Age and origin of Truk atoll, Eastern Caroline islands, geochemical radiometric and paleomagnetic evidence // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1984. V. 95. P. 350-356.
- Kirkpatrick R.J., Clague D.A., Freisen W. Petrology and geochemistry of volcanic rocks Emperor seamount chain // *Init. Repts.* 1980. V. 55. P. 509-558.
- Komatsu M., Shibakusa H., Miyashita S., Ishizaka H., Osanau Y. and Sakakibara M. Subduction and collision related high and low P/T metamorphic belt in Hokkaido // *Metamorphic belts and related plutonism in the Japanese Islands, 29<sup>th</sup> IGC Field Trip Guidebook. Geol Surv.Japan, 1992. V.5. P. 1-62.*
- Kravchenko-Berezhnoy I.R. and Nazimova Yu.V. The Cretaceous ophiolite of Karaginsky Island (The Western Bering Sea) // *Ofioliti.* 1991. V. 16, N 2. P. 79-110.
- Kushiro I. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures // *J. Petrol.* 1972. Vol. 13. P. 311-334.
- Lanphere M.A., Dalrymple G.B. K-Ar ages of basalts from DSDP Leg 33: Sites 315 and 317 // *Init. Rep. DSDP.* 1976. V. 33., P. 649-653.
- Lanphere M.A., Dalrymple G.B., Clague D.A. Rb-Sr systematics of basalts from the Hawaiian-Emperor volcanic chain // *Init. Repts DSDP.* 1980. V. 55. P. 695-706.
- Larson R.L., Schlanger S.O. Geological evolution of the Nauru Basin and regional implications // *Init. Repts. DSDP 61. Washington (US Govt print. off.), 1981. P. 841-862.*
- Larson R.L. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology.* 1991. V. 19. P. 437-447.
- Larson R.L. Latest pulse of Earth: Evidence for mid-Cretaceous superplume // *Geology.* 1991. V. 19. P. 547-550.
- Larson R.L. Geological consequences of superplume // *Geology.* 1991. Vol. 19. P. 963-966.
- Latest Cretaceous and Cenozoic magmatic rocks of Alaska / By E.J. Moll-Stalcup, D.A. Brew, T.L. Vallier // *Geology of Alaska. Vol. G-1 of the Geology of North America (GNA-G1).* 1994.
- Leotot C., Brousse R. Volcanologie; Entre les denxills de Tahiti, la region de Taravao est un volcan autonome a deux calderas ouvertes au Sud-Quest // *C.r. Acad. Sci. B.* 1987. V. 304, N 2. P. 99-102.
- Liotard J.M., Barseczus H.G., Dupuy G., Destal J. Geochemistry and origin of basaltic lavas from Marquesas Archipelago, French Polynesia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 92. P. 260-268.
- Liotard J.M., Barseczus H.G. Petrologie.- Contribution a la connaissance petrographique des ilots Marotiri, Polynesie Francaise (Ocean Pacific Centre-Sud) // *C.R. Acad. Sc. Paris.* 1984. V. 301, ser. 2, N 9. P. 611-614.
- Lonsdale P. Geography and history of the Louisville hotspot chain in the southwest Pacific // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93, N 4. P. 3078-3104.
- Lonsdale P., Dieu J., Natland J. Posterosional volcanism in the Cretaceous part of the Hawaiian hotspot trail // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98, N B3. P. 4081-4098.
- Lubkov V.S., Karpov I.K. Impulse sources of energy in hot fields // *L.P. Zonenshain Mem. Conf. Plate Tecton., Moscow, Nov. 17-20, 1993: Prog. and Abstr. M.: Kiel, 1993. P. 167-168.*
- Macdonald G.A. Composition and origin of Hawaiian lavas // *Geol. Soc. Am. Memory.* 1968. V. 116. P. 477-522.
- Macdonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas // *J. Petrol.* 1964. V. 5. P. 82-113.
- Matsuo S. Establishment of chemical equilibrium in gases obtained from the Lave-lake of Kilauea // *Bull. Volcanol.* 1962. Vol. 24, N 53.
- Maekawa H., Shozui M., Ishii T., Saboda K.L. and Ogawa Y. Metamorphic rocks from the serpentinite seamounts in the Mariana and Izu-Ogasawara Forearcs // *Fruer P., Pearce J.A., Stokking L.B. et al. Proceed. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. V. 125. College Station, TX, 1992. P. 415-430.*
- Malhotra R. Migrating Planets. *Scientific American.* 1999. N 9 (September). P. 46-53.
- Matsuo S. Establishment of chemical equilibrium in gases obtained from the Lave-lake of Kilauea // *Bull. Volcanol., 1962. V. 24, N 53. P. 21-37.*
- Matthey D.P. The minor and trace element geochemistry of volcanic rocks from Truk, Ponape and Kusae, Eastern Caroline Islands: the evolution of a young hot spot trace across of Pacific ocean crust // *Contrib. Mineral and Petrol.* 1982. V. 80, N 1. P. 1-13.
- Maury R.C., Andriambolona R., Dupuy C. Evolution comparee de deux series alcalines du Pacifique Central: Role de la fugacite doxygene et de lapression deau // *Bull. volcanol.* 1978. V. 41, N 1/2. P. 97-118.
- McBirney A.R., Aoki K.J. Petrology of the Island of Hahiti // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1968. V. 116, N 5. P. 523-556.
- McBirney A.R., Cullen A.B., Geist D. et al. The Galapagos volcano Alcedo: a unigue ocean caldera // *Volcan. Geother. Res.* 1985. V. 26. P. 173-177.
- Melton C.E., Giardini A.A. The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brasil // *Amer. Miner.* 1974. Vol. 59. P. 775-782.
- Melton C.E., Giardini A.A. Experimental results and theoretics (interpretation of gaseus inclusions found in Arkansas natural diamonds // *Amer. Miner.* 1975. Vol. 69. P. 413-417.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts // *J. Petrol.* 1961. V. 2, N 3. P. 277-311.
- Miyashiro A. Metamorphism and metamorphic belts. London, 1973. 491 p.
- Moore J.G., Clagtie B.A., Nonnark W.R. Diverse basalt types from Loihi Seamount. Hawaii // *Geology.* 1982. V. 10, N 2. P. 88-92.
- Natland J.H. Petrology of volcanic rocks dredged from

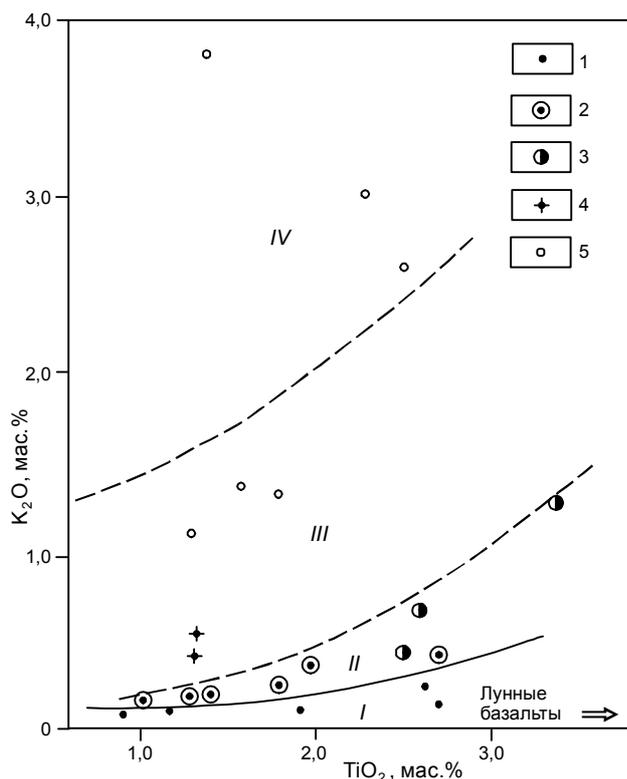
- seamounts in the Line islands // *Init. Repts. DSDP*. 1976. V. 33. P. 749-778.
- Nureki T., Enami M., Shioda T. and Shibata T. Paired metamorphic Belts: Ryoke and Sanbagawa // *Metamorphic belts and related plutonism in the Japanese Islands*, 29<sup>th</sup> IGC Field Trip Guidebook. Geol. Surv. Japan, 1992. V.5. P. 103-132.
- Ohta T., Sakakibara M., Itaya T., Taldgami Y. K-Ar and Ar-Ar ages of the Kamuikotan metamorphic rocks, Hokkaido // *Abstr. 98<sup>th</sup> Meeting of Geol. Soc. Japan*, 1991. P. 435.
- Ozima M. *Geohistory: (Global evolution of the Earth)*. N.Y.; Tokyo: Springer, 1987. 165 p.
- Patton W.W., Jr., Box S.E., Moll-Stalcup E.J., Miller T.P. *Geology of West-Central Alaska / U.S. Geol. Sur. Open-File Report OF 89-554*. 1989. 53 p.
- Patton W.W., Jr. *Reconnaissance geology at the Northern Yukon-Koyukuk province, Alaska // Geol. Sur. Prof. Paper 774-A*. 1973. 17 p.
- Reuholds R.T., Summers A.Z. Calculation the compositions of the terrestrial planet // *Geophys. Res.* 1969. V. 74, N 10. P. 2494-2519.
- Richards J.R., Cooper J.A., Webb A.W., Coleman P.J. Potassium argon measurements of the age of basal schists in the British Solomon Islands // *Nature*. 1966. V. 211, N 5055. P. 1251-1252
- Russell S., Lay T., Garnero E. Seismic evidence for small-scale dynamics in the lowermost mantle at the root of the Hawaiian hotspot // *Nature*. 1998. Vol. 396. P. 255-258.
- Sager W.W., Pringle M.S. Mid-Cretaceous to Early Tertiary apparent polar wander path the Pacific plate // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. P. 11753-11772.
- Saunders A.D., Rogers G., Marriner G.F. et al. *Geochemistry of Cenozoic Volcanism rocks Baja, California, Mexico: implications for petrogenesis of past-subduction magma // Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* 1987. Vol. 32. P.223-245.
- Saunders A.D. *Geochemistry of basalt from the Nauru basin. DSDP leg 61 and 89: Implications for the origin of oceanic flood basalts // Init. Rep. DSDP*. 1986. Vol. 89. P. 499-548.
- Schneider D. *Trying to make money from the Moon and asteroids // Sci. American*. 1997. N 9. P. 21-22.
- Scholl D.W., Creager J.S. *Geologic synthesis of Leg 19 (DSDP) results; Fer North Pacific and Aleutian ridge, and Bering Sea // Creager J.S., Scholl D.W. et al. Init. Repts. DSDP*. Vol. 19. Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1973. P. 897-913.
- Schrader E.L., Rosedahl B.R., Furbish W.J. *Picrites from the East Pacific Rise // Oceanol. Acta*. 1979. V. 2, N 3. P. 339-347.
- Schrader E. L., Rosendahl B. R., Furbish W.J., and Meadows G. *Picrites basalts from Siqueros transform fault // Jnit. Rep. DSDP*, 1980. V. 54. P. 71-78.
- Shipboard Scientific party. 1993. Site 883 // Rea D.K., Basov I.A., Janecek T.R., Palmer-Julson A. et al. *Proc. ODP, Init. Repts.*, 145. College Station, TX (Ocean drilling program), 1993. P. 121-208.
- Stewart R.J., Natland J.H., Glassley W.R. *Petrology of volcanic rocks recovered on DSDP Leg 19 from the North Pacific ocean and the Bering Sea // Creager J. S., Scholl D.W. et al. Init. Repts DSDP/ 1973*. V. 19. P. 615-627. Washington (U.S. Gov. Print. Off.).
- Stille P., Unruh D.M., Tatsumoto M. Pb, Sr, Nd and Hf isotopic evidence of multiple sources for Oahu, Hawaii Basalts // *Nature*. 1983. Vol. 304. P. 25-29.
- Storetvedt K.M. *Our evolving planet (Earth history in new perspective)*. Bergen, Norway: Alma Mater Forlag AS, 1997. 456 p.
- Stoesser D.B. *Igneous rocks from leg 30 of the Deep Sea Drilling Project // Init. Rept.* 1975. V. 30. P. 401-413.
- Stoneley R. *A note on the structural evolution of Alaska // Journ. Geol. Soc.* 1971. Vol. 127, N 6. P. 623-628.
- Sun S.S., Nesbitt R.W., Sharaskin A.Y. *Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // Earth Planet. Sci. Letters*. 1979. V. 44. P. 119-138.
- Summary of radiometric ages from the Pacific // Intergovernment oceanographic commission technical series UNESCO*. 1987. P. 20-67.
- Sun S.S., McDonough W.F. *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D.Saunders, M.I.Norry. Magmatism in the ocean basin // Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313-345.
- Swanson F.J., Baitis H.W., Lexa J., Dymond J. *Geology of Santiago, Rabida, and Pinzon islands, Galapagos // Geol. Soc. Am. Bull.* 1974. V. 85. P. 1803-1810.
- Tarney T., Saunders A.D., Weaver S.D., Donnellan N.C., Hendry G.L. *Minor-element geochemistry of basalts from Leg 49, North Atlantic Ocean // Init. Repts.* 1979. V. 49. P. 657-691.
- Tatsumoto M., Basu A.R. et al. *Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 113. P. 107-128.
- Tissot B. *Effects on profile petroleum source rocks and major coal deposits caused by sea-level changes // Nature*. 1979. Vol. 277. P. 463-465
- Warren P.N. *Lunar meteorites // Papers presented to the 15<sup>th</sup> Symp. on Antarctic meteorites. Tokyo, 1990*. P. 131-133.
- Welhan J.A., Craig H. *Methane and Hydrogen in East Pacific Rise hydrothermal fluids // Jeophys. Res. Lett.* 1979. V. 6, N 11. P. 829-831.
- Winterer E.L., *Bathymetry and regional tectonic setting of the Line Island Chain // Jnit. Rep. DSDP*. 1976. V. 33. P. 731-748.
- Wolfe C.J., Bjarnason I.Th. et al. *Seismic structure of the Iceland mantle plume // Nature*. 1997. V. 385. P. 245-247.
- Wolfe C. J. *Prospecting for hotspot roots // Nature*. 1998. V. 396. P. 212-213.
- Worsley N.R. *Calcareous nannofossils: Leg 19 of deep sea drilling project // Init. Repts DSDP*. 1973/ V. 19. O. 741-750.
- Yanai K., Kojima H. *Varieties of the lunar meteorites collected from Antarctica // Papers presented to the 15<sup>th</sup> Symp. on Antarctic meteorites. Tokyo, 1990*. P. 129-130.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Упрощенной схематизацией изложенного выше материала служит формационное разделение базальтов Тихого океана, коррелирующееся с рифтогенными спрединговыми прогибами (I), воздымающимися хребтами и островными архипелагами (II), с деструкцией и погружением (III и IV) (рис. 84). Главной для океанических структур является собственно рифтогенная спрединговая формация I, охватывающая толеитовые базальты, предельно бедные калием, с широкими вариациями содержания железа и титана. В этом отношении они в какой-то мере сходны с лунными базальтами, относясь по этому признаку к самым примитивным базальтам. Рифтогенный режим обуславливает прогибание и спрединг океанического дна и образование рифтовых долин, тогда как воздымание срединно-океанических хребтов и сводовых поднятий океанического ложа коррелируются с проявлением щелочного уклона в базальтах, повышением в их составе содержания калия, определяющим переход к формации II. В рамках этой формации объединяются как базальты срединно-океанических хребтов, так и базальты, слагающие основание кайнозойских островных цепочек и подводных гор Гавайских, Самоа, Маршалловых. Рифтогенное начало формирования всех этих структур, обрамляемых протяженными долинами, доказывается нахождением толеитовых базальтов в основании всех вулканических построек. Во Французской Полинезии (острова Таити, Уа-Пу, Эрио и др.) толеитовые базальты играют меньшую роль относительно щелочных пород, чем в Гавайском и Императорском хребтах, в которых они относятся к преобладающим породам. Базальтовый вулканизм протяженных рифтогенных океанических структур в начале их развития приобретал дискретность, обусловленную образованием поперечных трансформных разломов. На следующей стадии шло формирование подводных щитовых вулканов. В эволюции каждого вулкана щелочные лавы изливались на поздней стадии в послекальдерный этап и отделялись от толеитбазальтового вулканизма значительными перерывами. Перерывы играли важную роль в развитии океанических островов, соответствуя большей частью рубежам между толеитбазальтовым подводным вулканизмом и наземным или мелководным щелочным вулканизмом высокой эксплозивности. Ощелачивание магмы на глубине коррелировалось с воздыманием толеитбазальтовых вулканов и формированием океанических островов (незгенезом, Маракушев, 1996). Перерыв в вулканизме связывается со сменой рифтогенного режима растяжения океанической коры режимом сжатия. Его главным эффектом было возрастание флюидного давления в глубинных магматических очагах. Оно вызывало фильтрацию флюидов в

ультраосновной мантийный субстрат и стимулировало таким образом его магматическое замещение, сопровождаемое ощелачиванием расплавов. Это ощелачивание определялось следующими процессами. Растворение трансмагматическими флюидами магния ультраосновного субстрата смещало их равновесия с расплавами в направлении перехода щелочных металлов из флюидов в расплавы, а кремнезема - из расплавов во флюиды. Массовый флюидный вынос кремнезема из ощелачивающихся на глубине магм и был главным фактором развития пироксенизации мантийного субстрата в основании коры, приводящей к увеличению ее мощности, нарушению изостазии и воздыманию вулканических островов и подводных хребтов. Возрастание флюидного давления в глубинных очагах, которое стимулировало все эти процессы, доказывается значительным повышением эксплозивности магматизма на его переходе от толеитбазальтового к щелочному. Признаком магматического замещения мантийного субстрата на глубине, с которым связывается ощелачивание расплавов, является систематический вынос щелочными магмами ультраосновных нодулей (останцов от замещения расплавами мантийного субстрата). Глубинное ощелачивание базальтовых расплавов вначале носило натриевый характер, как можно судить об этом по излияниям гавайитов и муджиеритов, начинающих щелочные циклы магматизма, и по метаморфической флюидной спилитизации базальтов в срединно-океанических хребтах. Затем ощелачивание расплавов приобретало калиево-натриевый характер.

В рамках формации II на калиево-натриевой стадии развития щелочного магматизма достигается максимум его конструктивной способности, выражающейся увеличением мощности океанической коры и воздыманием островов и островных архипелагов. На этой стадии находится в настоящее время остров Гавайи, максимальная мощность коры на котором (23 км) отвечает действующему вулкану Килауэа. В западном и северо-западном направлении вдоль цепи островов возраст увеличивается (в млн лет): Мауи (1,3) - Молокаи (1,3-1,8) - Оаху (3,3) - Кауи (5,6) и дальше вдоль Гавайского хребта до 43 млн лет в зоне его сочленения с Императорским хребтом, вдоль которого в северном направлении возраст вулканов возрастает до 65 млн лет (вулкан Суйко). Островная цепь в перечисленной последовательности испытывает деструктивные тенденции погружения и уменьшения мощности коры, что нормализуется с развитием финального калиевого базальтового магматизма. Это отличает вулканы Императорского хребта (группа IV на рис. 82) от вулканизма Гавайского хребта. В остальном же вулканические комплексы этих хребтов практически идентичны. Из это-



**Рис. 84.** Формационное разделение базальтов Тихого океана.

Типы базальтов, по Э.Д. Голубевой: 1 и 2 - базальты срединно-океанических хребтов с низким (1) и повышенным (2) содержанием калия; 3 - базальты основания океанических островов (Гавайских, Самоа и Маршалловых); 4-5 - базальты асейсмичных поднятий различного типа - Онтонг-Джава (4), Шатского и Хесса (5). Римскими цифрами обозначены рифтогенные (I), рифтогенно-инверсионные (II) формации и тафрогенные (III, IV) формации различной щелочности.

го следует вывод о том, что Императорский хребет в прошлом представлял собой островной архипелаг с мощной океанической корой, подобной Гавайскому, но с развитием калиевого базальтового вулканизма испытал погружение, сопровождаемое сокращением мощности коры за счет глубинной эрозии. Подобные процессы, по-видимому, были сходны с континентальными процессами тафрогенеза, как можно судить об этом по сходству богатых калием базальтов в океанах с базальтами трапповых формаций, причем не только по составу, но и по признакам излияния на поверхность Земли или в мелководных условиях (высокая пористость и др.).

На южном продолжении Императорского хребта в едином структурном плане с ним располагается вулканический пояс Лайн, формирование которого относится к периоду 90-60 млн лет назад. Он представлен цепью островов и подводных возвышенностей, сложенных породами, аналогичными комплексу Гавайского архипелага (толеитовые базальты, гавайиты, муджиериты, трахиты, фонолиты).

Хребет Лайн пересекается более молодым (60-30 млн лет) хребтом Кросс-Лайн, простирающимся в запад-северо-западном направлении. В его составе распространены не только базальты титанистой калий-натровой формации, но и калиевые базальты, с которыми связана деструкция этой вулканической структуры.

Меридиональные рифтогенные структуры доминируют в тектонике океанов. Хребты Императорский и Лайн в совокупности представляют самую грандиозную структуру Тихого океана этого плана. В Индийском океане меридиональные хребты прослеживаются в виде асейсмичных поднятий к западу (вдоль меридиана  $72^\circ$ ) и востоку ( $90^\circ$ ) от Индии. Особенно грандиозно выглядит хребет, протягивающийся вдоль меридиана  $90^\circ$ . На юге он закономерно сопрягается с асейсмичным поднятием запад-северо-западного, почти широтного простирания. Вся эта структура перекрыта калиевыми пористыми базальтами формаций III и IV, сходными с базальтами трапповых формаций. Исходя из этого сходства некоторые исследователи (Фролова, Бурикова, 2000) склонны рассматривать хребет  $90^\circ$  в качестве фрагмента континентальных траппов, широко распространенных в континентальном обрамлении Индийского океана (на западе Австралии, в Индии и Африке). Однако меридиональная ориентировка хребта, аналогично хребтам Императорскому и Лайн, и характерное структурное сочетание его на юге с поперечным хребтом запад-северо-западного направления, параллельного хребтам и островным цепям Гавайскому, Кросс-Лайн и Каролинскому, больше свидетельствуют о развитии здесь самостоятельной океанической структуры, закономерно вписывающейся в структуру Мирового океана.

Собственно и современная океаническая рифтовая система представлена совокупностью протяженных, почти меридиональных срединно-океанических хребтов, разбитых на фрагменты поперечными трансформными разломами. На основе трансформных разломов могут развиваться более молодые широтные рифты, отходящие от главной меридиональной рифтовой системы. Примером служит Галапагосский рифт, отходящий от Восточно-Тихоокеанского хребта в восточном направлении. Он пересекает более древнее асейсмичное поднятие, охватывающее острова Галапагос и хребты Карнеги и Кокос.

Проблема происхождения древних асейсмичных поднятий с утолщенной корой в Тихом океане в настоящее время решается лишь в гипотетическом плане. Они могут быть перекрыты базальтами, с реликтовыми фрагментами континентальной коры, подвергшейся океанизации (Маракушев, 1996), или, наоборот, представлять собой новообразованные

утолщения океанической коры гавайского типа, испытавшие погружения, соотносящиеся с формациями III и IV. К фрагментам континентальной коры в Тихом океане относится асейсмичное поднятие Уатам и все поднятия задуговых бассейнов (Лау и др.). При исследовании их вулканизма выявилась характерная антидромность его ранних этапов. Антидромность была выявлена и в вулканизме Галапагосских островов, хребтов Карнеги и Кокос, что раскрывает возможность интерпретации этого асейсмичного поднятия в качестве континентальной структуры, подвергшейся океанизации и рассеченной широтными рифтами Коста-Рика и Галапагос.

К фрагменту континента, возможно, относится и асейсмичное поднятие Онтонг-Джава, как можно судить по его огромной мощности, достигающей 40 км, и составу перекрывающих базальтов (мас.%):  $\text{SiO}_2$ -50.19,  $\text{TiO}_2$ -1.34,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -15.21,  $\text{FeO}$ -9.82,  $\text{MnO}$ -0.19,  $\text{MgO}$ -6.67,  $\text{CaO}$ -12.18,  $\text{Na}_2\text{O}$ -2.10,  $\text{K}_2\text{O}$ -0.53,  $\text{P}_2\text{O}_5$ -0.14, П.п.п.-2.02, сходных с выделенным Э.Д.Голубевой типом толеитовых базальтов окраинных морей:  $\text{TiO}_2$ -1.40,  $\text{FeO}$ -9.50,  $\text{Na}_2\text{O}$ -2.50,  $\text{K}_2\text{O}$ -0.5.

Возможно поднятие Онтонг-Джава составляло в прошлом единую окраинно-континентальную структуру с островодужным хребтом Лау, ограничиваясь глубоководными желобами с севера и юга.

Однако интерпретация всех других асейсмичных поднятий западной котловины Тихого океана возможна в рамках собственно океанского магматизма. Они составляют океаническую плиту, определяя ее мозаично-блоковое строение, и охватывают широкий возрастной диапазон позднего триаса, юры и мела (200-100 млн лет). Характерными являются поднятия Шатского и Хесса, составлявших в прошлом, по-видимому, единую структуру, рассеченную на мел-палеогеновом рубеже меридиональным спрединговым рифтом будущего Императорского хребта. Излияния преобладающих в этих поднятиях калиевых базальтов формаций III и IV сопровождалась их погружением и деструкцией с соответствующим уменьшением мощности коры, которая в настоящее время не превышает 25 км. В своем расцвете это гигантское поднятие представляло, по-видимому, обширную островную систему (древний аналог Гавайского архипелага). Архипелаги подобного рода, еще более грандиозные по масштабу, систематически возникали в Мировом океане на завершении импульсов его спрединговой активности, со-

ответствующих фазам диастрофизма, формировавших его складчатое обрамление. Максимумам спрединговой активности отвечали излияния базальтов формации I (бедных щелочными металлами, с широкими вариациями железистости и титанистости). Ими фиксировались максимальные скорости движения океанических плит в стороны от спрединговых центров. Под давлением этих плит в обрамлении океанов возникали складчатые пояса и их орогенные поднятия высокой сейсмичности. С понижением спрединговой активности рифтогенные прогибы подвергались инверсии с образованием сейсмичных подводных хребтов, базальтовый вулканизм в которых эволюционировал в сторону формации II. В самих же спрединговых прогибах вулканизм эволюционировал в направлении повышения содержания калия в базальтах (I-II), что коррелировалось с развитием инверсии прогибов, превращавшихся в сейсмичные срединно-океанические хребты. Развитие щелочной тенденции в рамках формации II было конструктивным, сопровождавшимся возрастанием мощности коры и превращением хребтов в островные асейсмичные поднятия. Их погружение и деструкция с утонением коры связаны с развитием формаций III и IV, базальты которых сходны с базальтами трапповых формаций и морей на континентальных окраинах, проходящих в своем развитии циклы, коррелирующиеся с циклами эволюции океанических структур.

Эти циклы систематически повторялись на рубежах геологической истории, начиная с глубокого докембрия (около 3.8 млрд лет тому назад), сопровождаясь формированием и орогенным воздыманием складчатых поясов (формации I и II), и широко-масштабным их разрушением (ультрабазификацией и базификацией), охватывающим и океанические структуры в формационном развитии III и IV.

В настоящее время базальтовый магматизм Восточно-Тихоокеанского поднятия находится на ранней стадии ощелачивания (I-II), что коррелируется с продолжением орогенного режима развития окраин Тихого океана, сочетающегося с их рифтогенным разрушением и развитием эвгеосинклинального режима. Другие океаны находятся на ином формационном уровне развития (II-III), их срединно-океанические хребты находятся в пассивном состоянии, отвечающем миогеосинклинальному развитию континентальных окраин.

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 2000 г.

Авченко О.В., Александров И.А., Худоложкин В.О., Коновалова Н.П. Состав и генезис флюидной фазы из минералов Станового метаморфического комплекса (Алдано-Становой щит).....	3
Аносов Г.И., Сок Б.-Ч., Аргентов В.В., Биккенина С.К., Жигулев В.В., Сергеев К.Ф. Строение восточного шельфа полуострова Корея по сейсмическим данным .....	2
Антонов А.Ю. Геохимия редкоземельных элементов в позднемезозойских вулканических образованиях Станового хребта.....	1
Антонов А.Ю. К вопросу о генезисе мафических шлировидных включений в позднемезозойских гранитоидах Станового хребта.....	4
Астахов А.С., Горбаренко С.А., Ващенко Н.Г., Волохин Ю.Г. Распределение и скорости накопления марганца в донных осадках Охотского моря.....	5
Астахова Н.В. Геохимические особенности осадков впадины Дерюгина (Охотское море).....	2
Бакулин Ю.И. К 300-летию Указа рудокопных дел и 150-летию геологических исследований Приамурья.....	5
Буряк В.А. Проблема генезиса черносланцевых толщ и развитого в них золотого, золотоплатиноидного и прочих видов оруденения .....	1
Бучко И.В. Распределение элементов платиновой группы в расслоенных ультрабазит-базитовых интрузиях Становой складчатой системы (на примере Веселкинского массива) .....	2
Быков В.Г. Волны активизации разломов земной коры .....	1
Быков В.Г. Модель инициирования сейсмической подвижки в неоднородном разломе земной коры.....	5
Бяков А.С. Межрегиональная и трансрегиональная корреляция пермских отложений Бореальной области по двустворчатым моллюскам .....	3
Вишневская В.С. Проблемы систематики <i>Nassellaria</i> : биохимические особенности эволюции .....	2
Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И. Триасовая кремневая формация в бассейне р. Ануй (Сихотэ-Алинь).....	3
Ворошин С.В., Шарафутдинов В.М., Тюкова Е.Э. Аномалии петромагнитных параметров, обусловленные сульфидной минерализацией и прогноз оруденения в Яно-Колымском золотоносном поясе.....	5
Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я., Моисеенко В.Г. Природные и техногенные сфероиды минералов.....	4
Горбаренко С.А., Деркачев А.Н., Астахов А.С., Саутон Дж.Р., Нюрнберг Д., Шаповалов-Чупрынин В.В. Литостратиграфия и тифрохронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря .....	2
Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В., Якунин Л.П., Колесов Г.М. Современное осадконакопление в эстуарии р. Амур.....	3
Захаров Ю.Д., Борискина Н.Г., Игнатъев А.В., Афанасьева Т.Б., Бурий Г.И., Вукс В.Я., Котляр Г.В., Панасенко Е.С., Попов А.М., Пунина Т.А., Чербаджи А.К. Триасовые карбонаты Северного Кавказа и Приморья: стабильные изотопы углерода и кислорода, Са-Mg отношения, корреляция .....	2
Зимин С.С., Моисеенко В.Г., Октябрьский Р.А., Батурич С.Г., Тишкин Б.М., Молчанов В.П. Первая находка метаморфизованных бокситов в Среднем Приамурье и перспективы их поисков .....	1
Злобин В.А. Геохимические особенности черносланцевого комплекса Верхнеселемджинского золоторудного района (Амурская область).....	3
Зонова Т.Д., Языкова Е.А. Слои с <i>Tetragonites duvalianus</i> на Сихотэ-Алине .....	3
Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Врублевский А.А., Емельянова Т.А. Перспективы алмазоносности Востока Азии и окраинных морей .....	3
Каретников А.С., Гурович В.Г. Петрофизические характеристики ультрабазитов массивов Кондер и Чад .....	3
Кириллова Г.Л. Углеродный цикл и изменение биоразнообразия в Восточной Азии в течение мелового периода .....	3
Клец А.Г., Кисляков С.Г., Григорьев В.Б. Региональные стратиграфические подразделения перми Юго-Восточного Верхоянья и Северного Приохотья.....	1
Комаров П.В. Металлогенический цикл и геохронологическая эпоха минерализации в вещественно-генетической и временной систематике гидротермальных месторождений .....	4
Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Сулержицкий Л.Д., Лутаенко К.А. Осадконакопление и палеоландшафты позднего плейстоцена-голоцена бассейна р. Курилки (о. Итуруп, Курильские острова) .....	5
Корчагин Ф.Г., Маслов Л.А., Комова О.С. Геомеханическая модель Приамурья и ее сеймотектонические следствия .....	3
Ломтев В.Л., Кононов В.Э., Агеев В.Н. Новые данные о строении южной части хребта Лорд-Хау (Тасманово море).....	2

Лунева М.Н., Дроздин Д.В., Овчинников В.Е. Изучение расщепления поперечных волн от землетрясений 1998 года на полуострове Камчатка .....	5
Маракушев А.А., Сан Лонкан, Бобров А.В., Панях Н.А., Перцев Н.Н., Зотов И.А. Азиатский эклогитовый алмазоносный пояс .....	1
Маракушев А.А., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г., Тарарин И.А. Петрология и рудоносность Тихого океана .....	6
Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Баринов Н.Н., Серeda Н.А. Слоистые силикаты зеленых глинистых образований осадков шельфа района современных вулканов Иль де Сандр (Южно-Китайское море) .....	4
Мельников М.Е., Подшувейт В.Б., Пуляева И.А., Невретдинов Эр.Б. Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) .....	5
Осипенко А.Б., Аникин Л.П., Стефанов Ю.М. Родингиты Камчатского Мыса, Восточная Камчатка .....	4
Разжигаяева Н.Г., Гребенникова Т.А., Базарова В.Б., Сулержицкий Л.Д., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Пушкарь В.С., Чернов А.В. Континентальный поздний плейстоцен о. Кунашир (Курильские острова) .....	2
Рассказов С.В., Бовен А., Иванов А.В., Семенова В.Г. Среднечетвертичный вулканический импульс в Олекмо-Становой подвижной системе: $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ датирование вулканитов Токинского Становика .....	4
Ростовский Ф.И. Некоторые аспекты геохимической истории вольфрама в процессе формирования изверженных пород Приморья .....	1
Сидоров А.А., Томсон И.Н. Условия образования сульфидизированных черносланцевых толщ и их металлогеническое значение .....	1
Сорочинская А.В., Можеровский А.И., Обжиров А.И. Кальциевый сидерит (сидеродот) в осадках Южно-Китайского моря .....	3
Спектор В.Б., Бакулина Н.Т., Аносова Л.П. Плиоценовый цикл горообразования хребта Черского (Северо-Восток России) .....	2
Стриха В.Е., Петрук Н.Н., Вахтомин К.Д., Вольская И.П., Коршунов А.М., Шергина Ю.П. Геология хайтинского интрузивного комплекса (Верхнее Приамурье) .....	5
Сухов В.И. Металлогеническое районирование территории Дальнего Востока России .....	5
Сушкин Л.Б. Геология Сологу-Чайдахского золоторудного поля (Амурская область) .....	1
Сырицо Л.Ф., Рязанцева М.Д., Волкова Е.В., Топорский В.Н. Новые данные о геохимических особенностях интрузивных образований Вознесенского рудного района (Приморье) и некоторые проблемы их петрогенеза .....	1
Тарарин И.А., Карп Б.Я. К вопросу о составе и возрасте магматических пород поднятия Обручева (Тихий океан) .....	3
Уфимцев Г.Ф. Третье лицо геотектоники .....	5
Филиппов А.Н., Кемкин И.В., Панасенко Е.С. Раннеюрские гемипелагические отложения Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): строение, состав и обстановки накопления .....	4
Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Попов В.К., Чашин А.А., Сапин В.И. Состав расплавных включений в минералах и температурный режим формирования пород вулкана Дикий Гребень (Камчатка) .....	4
Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойские комплексы кремнистого микропланктона из отложений хребта Терпения (Охотское море) .....	4
Чжан Хун, Чжао Чуньцин, Яо Чжень, Цюань Хэн. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (КНР) .....	1
Шапиро М.Н., Ландер А.В., Чамов Н.П. Происхождение сиалического обломочного материала в эоцен-олигоценых толщах северо-востока Камчатки и геодинамика Командорской котловины .....	4
Шило Н.А., Патык-Кара Н.Г. О книге «Постмагматические минералы кимберлитов» .....	5
Школьник Э.Л., Жегалло Е.А. Новые результаты электронно-микроскопического изучения зернистых фосфоритов месторождения Песка, Колумбия .....	4
Школьник Э.Л., Хершберг Л.Б., Задорнов М.М., Чудаев О.В. О фосфоритах гайота Дальморгео Магеллановых гор Тихого океана .....	2
Щека Г.Г., Екимова Н.И. О генетической природе пластинок самородного осмия в зернах ферроплатины .....	4
Эйриш Л.В. О золоторудных системах Амурской области (Россия) .....	5