



ГЛАВА III

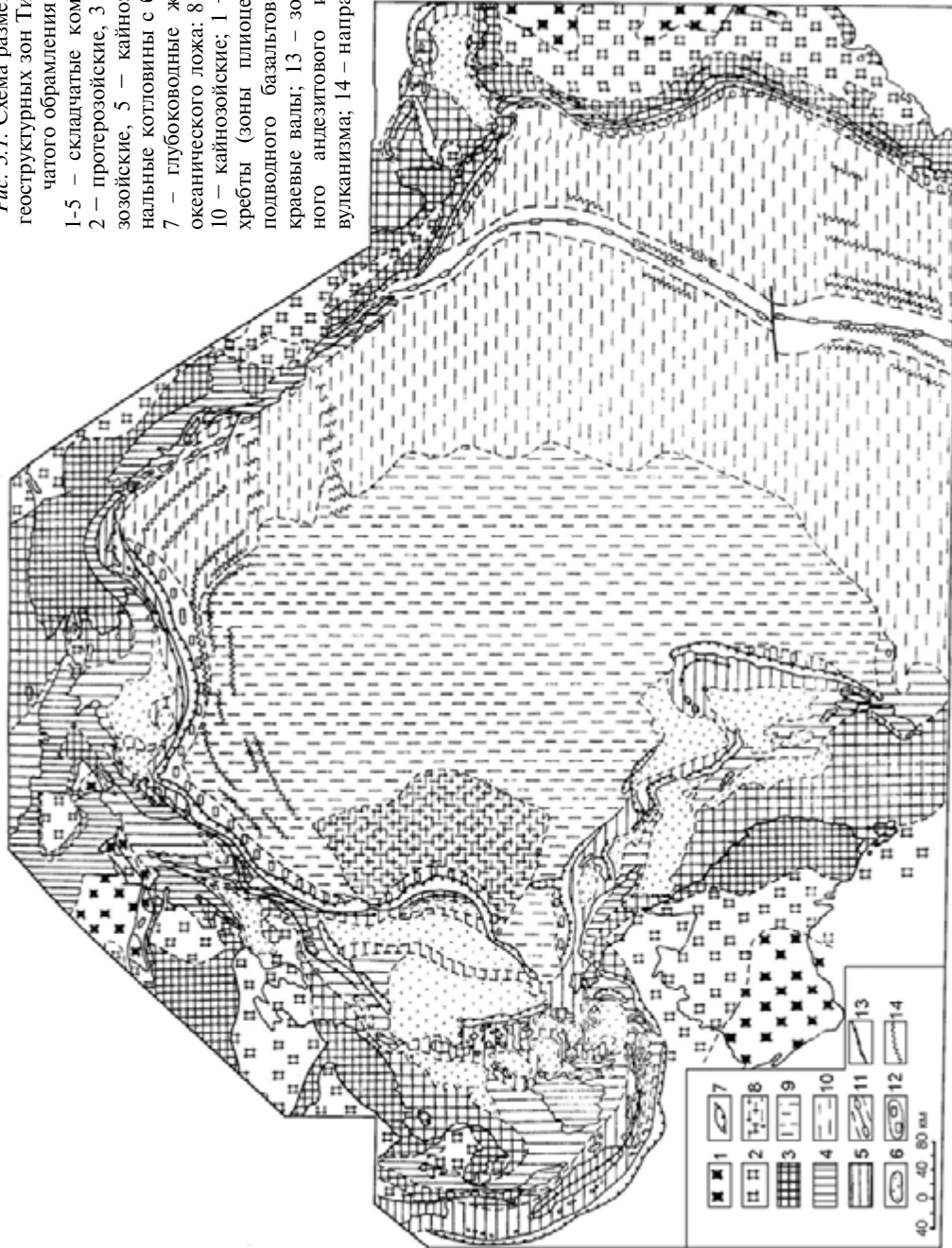
СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ТИХОГО ОКЕАНА И ВУЛКАНИЗМ ОРОГЕННЫХ ПОДНЯТИЙ И ВПАДИН ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

На рис. 3.1 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 срединговый характер развития тихоокеанской структуры. Они в общем согласны с простирающимися 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 развива-

Рис. 3.1. 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; 1 – срединно-океанические хребты (зоны плиоценового и современного подводного базальтового вулканизма); 12 – краевые валы; 13 – зоны современного наземного андезитового и андезитово-базальтового вулканизма; 14 – направления полосовых магнитных аномалий.
 Штриховка палеозойских и мезозойских складчатых поясов на континентах несколько ступенчато относительно окружающих их морей



ется 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 на примере Алеутской островной дуги. 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-плиоценового) возраста (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. ими фиксируются этапы последовательного разрастания складчатого обрамления Тихого океана за счет его океанической впадины.

Высокой спрединговой активности 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, сопровождается 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 эвгеосинклиналией, сходному с океаническим по его возможностям 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 (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): $2\text{CH}_2=\text{CH}_4+\text{C}$, $H_{298}^0 = -7605$; $\text{CH}_2+\text{H}_2=\text{CH}_4$, $H_{298}^0 = -3840$. 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 вероятнее 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 тринитратолуолом». Их метастабильные скопления могут сопровождаться взрывами в изохорических условиях с «высвобождением энергии, раной 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 $\text{CH}_4+\text{CH}_2+\text{H}_2$. 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 сучивания, сопровождавшего складчатость слоистых отложений, были экстенсивная гранитизация глубинных зон коры и дебазификация подстилающей ее мантии на большую глуби-

ну. 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: $\text{H}_2 + 3\text{CO} = 2\text{C} + \text{H}_2\text{CO}_3$ и стимулировало экстракцию 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 углекисло-хлоридные $[\text{UO}(\text{CO}_3)\text{Cl}_2]^{2-}$ 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 (Jordan, 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/см²·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 радиоктивных 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, радиоктивных 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 радиоктивные 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 радиоктивных элементов в региональных процессах гранитизации складчатой континентальной коры.

В центральных Андах вулканические проявления представлены полностью андезитами и земная кора имеет максимальную мощность. На всех других континентальных окраинах андезитовый вулканизм вытесняется ба-

зальтовым, что коррелируется с уменьшением мощности земной коры, обусловленной 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. 3.2), прослеживается, как история развития древних орогенных этапов, сменяющихся со временем в сторону океанической впадины, так и дискордантное 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

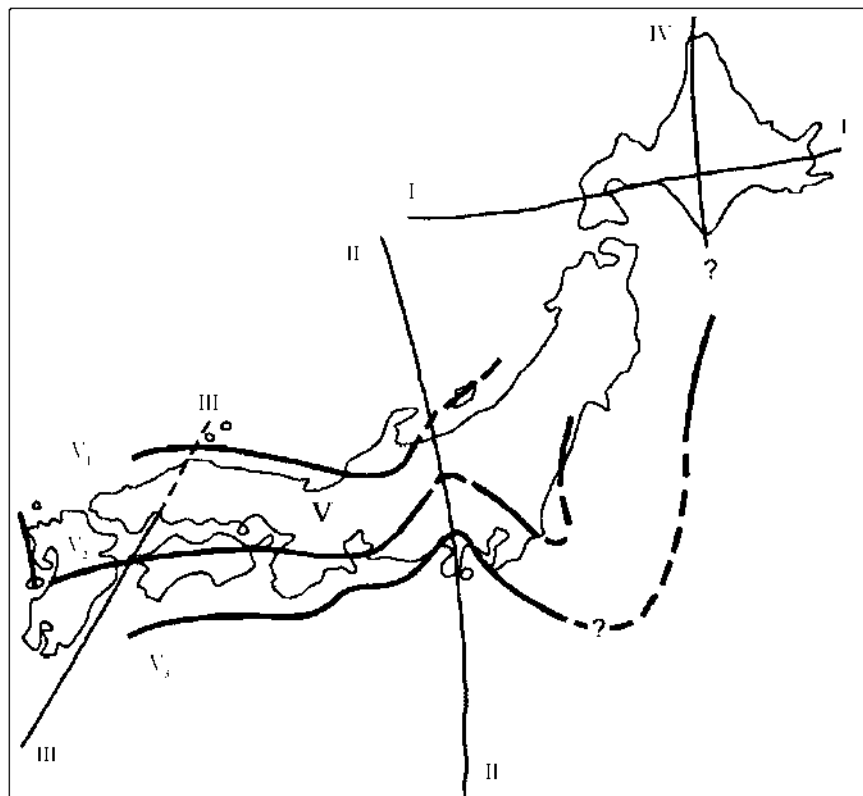


Рис. 3.2. Оси островных дуг в районе Японских островов и схема геосинклинали развития дуги Хонсю (М. Исикава, 1972).

Дуги: I- Курильская, II – Идзу-Бонинская, III – Рюкю, IV – Хидака-Сахалинская, V -Хонсю (V₁ – ось древнейшего орогенеза Акиоси, V₂ – ось орогенеза Сакава, V₃ – ось новейшего горообразования)

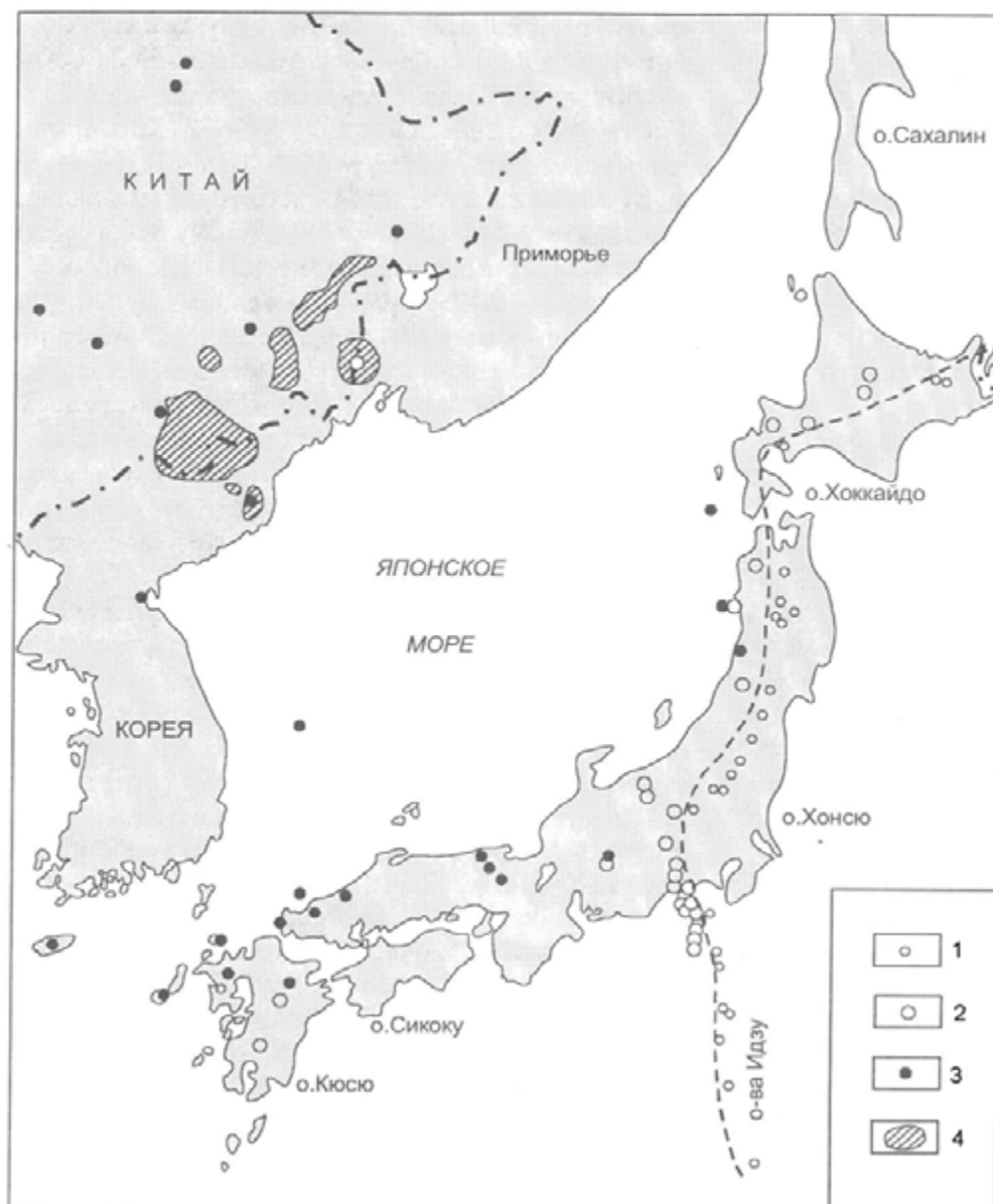


Рис. 3.3. Размещение главных типов базальтов четвертичного и современного вулканизма (Х. Куно, 1966).

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

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. 3.3), так и специфика ее сейсмичности (рис. 3.4), определяемая сочетанием землетрясений – глубоководных (300-650 км) и умеренной глубинности (60-300 км).

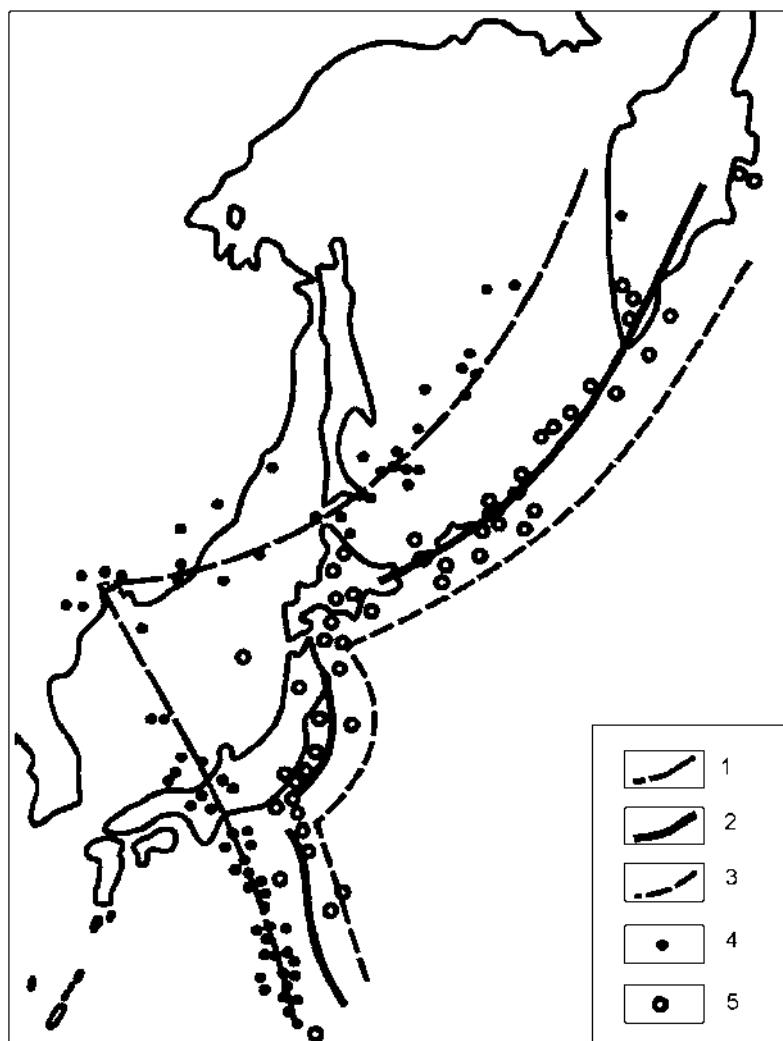


Рис. 3.4. Эпицентры землетрясений, связанных с отделением от континента Курильской и Марианской островных дуг (Кропоткин и др., 1987).

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)

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. 3.5, табл. 3.1). 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-

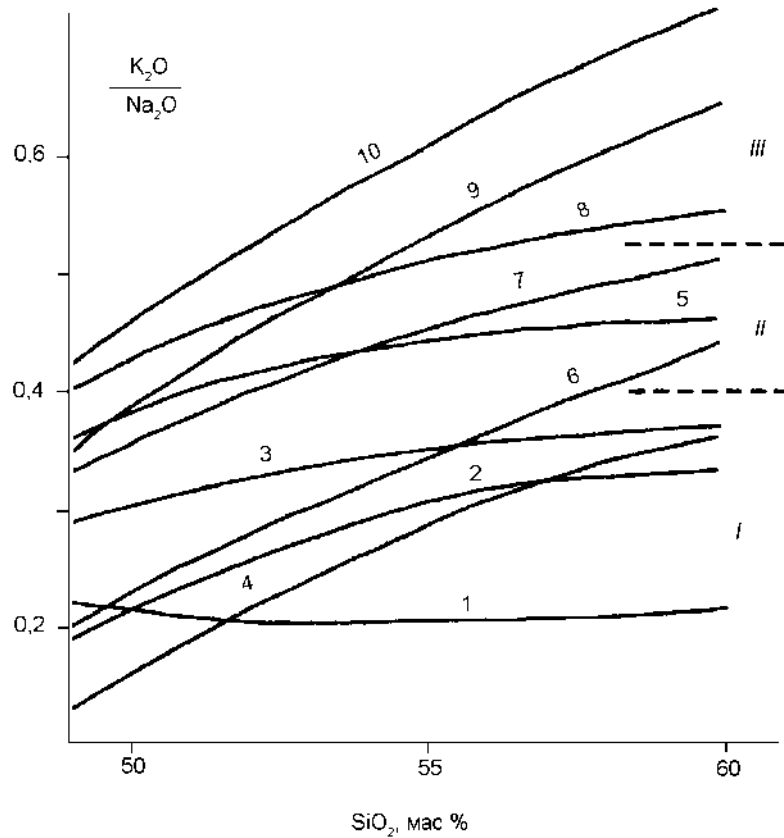


Рис. 3.5. Вулканические серии геодинамических типов островных дуг (I, II, III), намеченные по калинатровому отношению в породах с содержанием кремнезема 60%. Названия дуг: 1 – Идзу-Бонинская, 2 – Тонга, 3 – Курилы и Камчатка, 4 – Северная Япония, 5 – Рюкю, 6 – Алеутская, 7 – Индонезийская, 8 – Эгейская, 9 – Сицилийская (Калабрия), 10 – Макуори

натриевого отношения. Это наглядно выражено на диаграмме (рис. 3.6), отражающей принципиальное отличие рифтогенного (мантийного) магматизма от орогенного (корового) магматизма, определяемого 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% SiO₂) на гранитный (72% SiO₂). 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.

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

Таблица 3.1. 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. 3.5	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	

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 про-

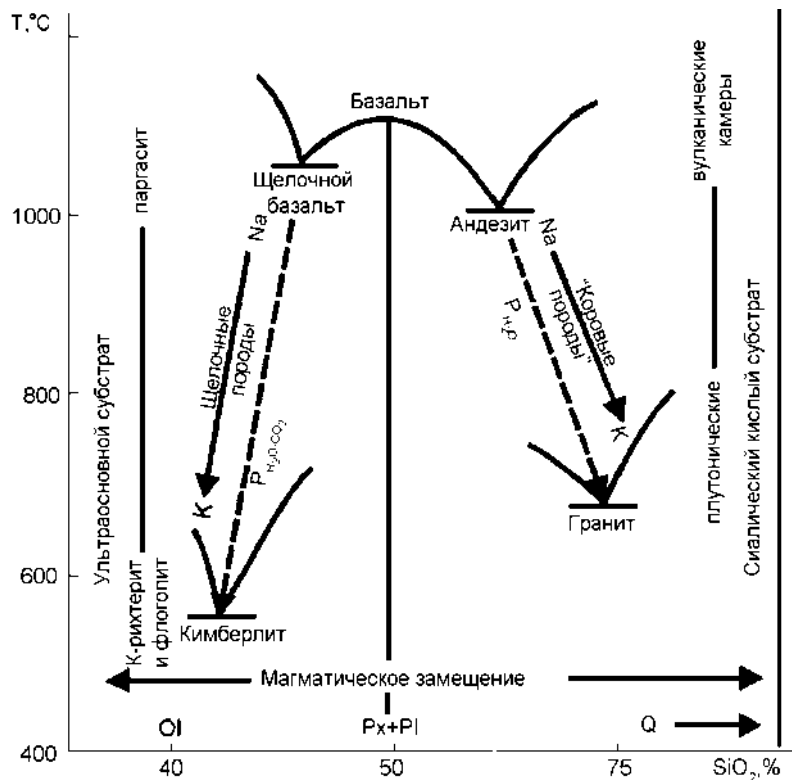


Рис. 3.6. Температурные минимумы, реализующиеся при магматическом замещении основной магмой ультраосновного и кислого субстрата. Штриховыми стрелками показано возрастание флюидного давления с переходом от субвулканических к плутоническим очагам

слеживаются в трубообразных кольцевых пироксенит-дунитовых интрузивах, например, на Сибирской платформе (интрузивы Кандер, Одихинча и др.), в которых дунитовые ядра в различной мере замещены подщелоченными и щелочными 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 толеит-базальтового магматизма связываются воздымания морского ложа. Впадины окраинных морей представляют собой миниатюрные модели формирования вторичных океанов, подобных Атлантическому океану, заместившему по-существу всю южную континентальную 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 заместила океанической только в зоне, непосредственно примыкающей к Курильской островной дуге, где образовалась глубокая геосинклинальная котловина. В Японском море (рис. 3.7) 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, осуществляется их расплавной миграцией, представленной кислыми и средними лавами, за излияниями которых следуют базальты, сходные с базальтами траппов по несколько повышенному содержанию калия и связанных с ним химических элементов. 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

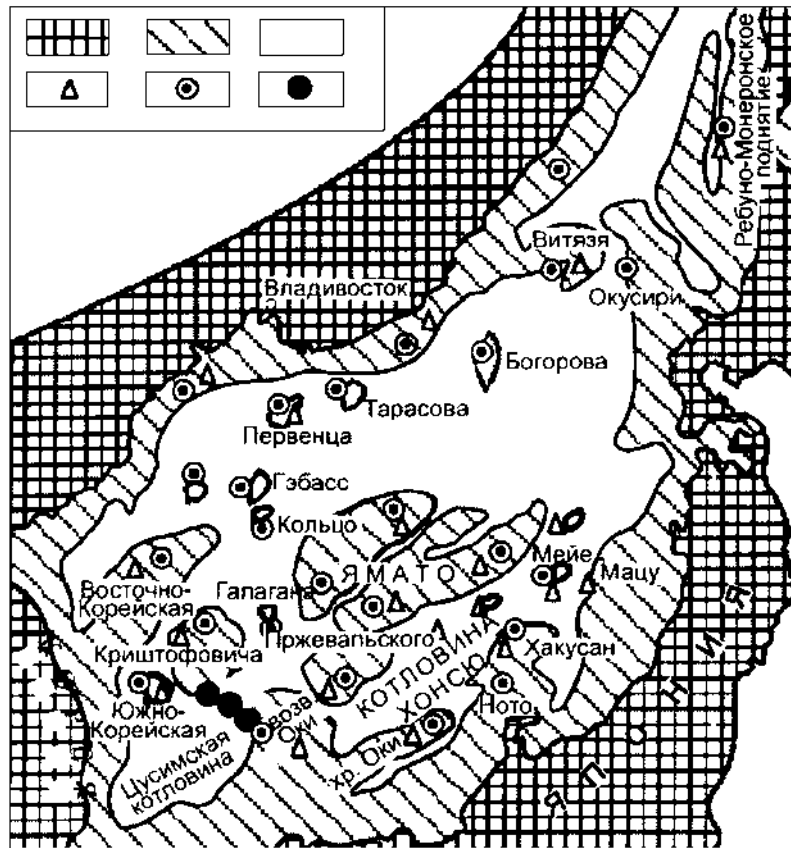


Рис. 3.7. Схема расположения структур с различным типом земной коры впадины Японского моря (по Т.И. Фроловой, Ю.И. Коновалову, 1985)

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

значении дунитов, расслоенных габбро, мегакристов анортоклаза, глиноземистого клинопироксена, керсутита. В 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 меланефелинитов, не содержащих глубинных включений. Изменение магматизма с возрастанием флюидного давления в сторону ультраосновного состава, наглядно выраженного на рассмотренной выше диаграмме, в Беринговоморской привинции (рис. 3.8) проявилось в образовании богатых оливином ультраосновных фондитов (тефритов, маланефелинитов), в том числе их лейцитовых разновидностей (мас. %): SiO_2 -41.15, TiO_2 -4.23, Al_2O_3 -12.16, $(\text{FeO}+0.9\text{Fe}_2\text{O}_3)$ -13.06, MnO -0.16, MgO -12.37, CaO -8.92, Na_2O -3.71, K_2O -3.42, P_2O_5 -0.76, Cr_2O_3 -0.03, NiO -0.03 (Белый, 1995, с. 56). Они представлены преимущественно на Чукотском полуострове. Их состав относительно близок кимберлитам и лампроитам, которые однако

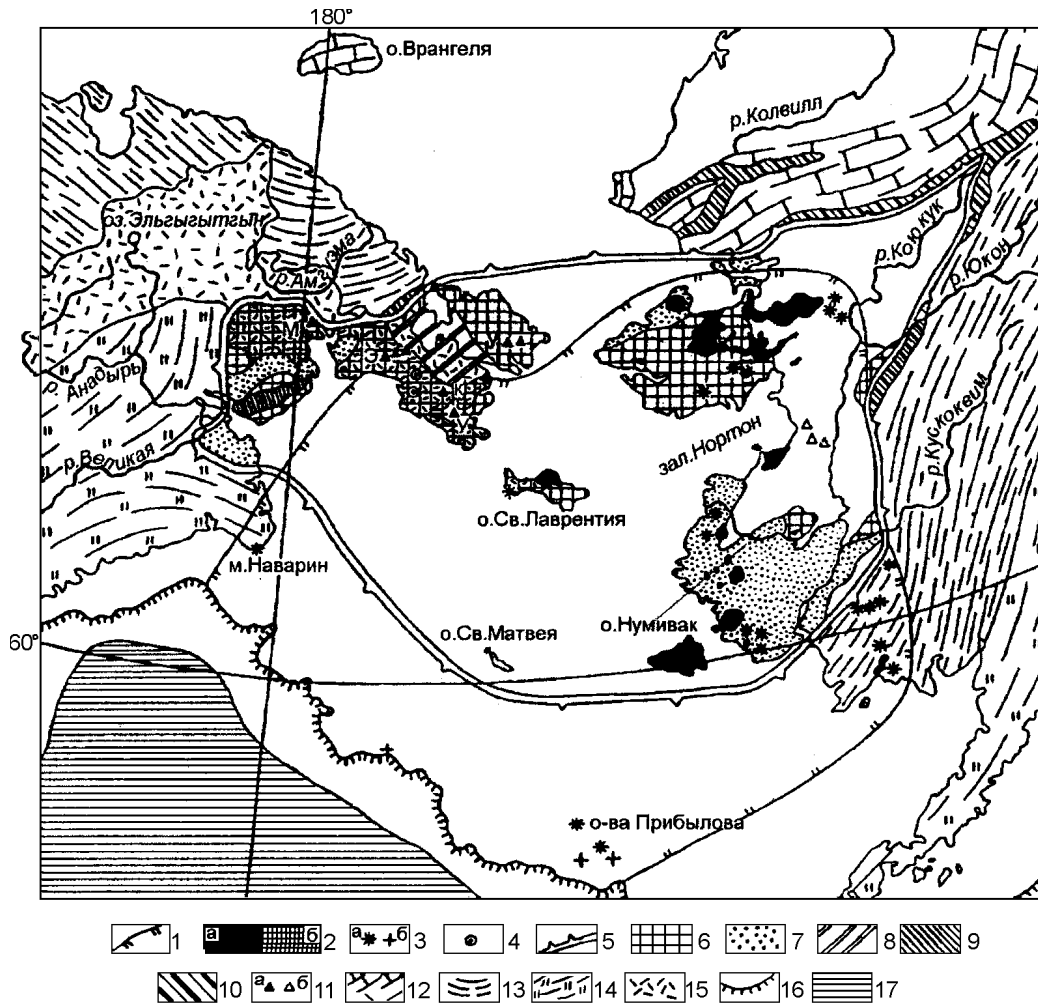


Рис. 3.8. Берингийская вулканическая провинция (схема составлена В.Ф.Белым с использованием работ (Geologic map of Alaska., 1980; Latest Cretaceous ...,1994; Patton, 1973; Patton et al., 1989). 1-4 – Берингийская вулканическая провинция: 1 – граница провинции; 2, 3 – толеиты, щелочные базальты и базаниты (2а – крупные лавовые поля, 2б – поле фреатического вулканизма; 3а – отдельные вулканы и мелкие лавовые поля, 3б – местоположение поднятых драгой образцов); 4 – ультраосновные фондиты 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 – усхэтвеевский, М – матачингайский, К – куюватхыргынский, Э – эргувеевский 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

же принципиально отличны от них по глубинным включениям. В рассматриваемых фондитах они представлены шпинелевыми перидотитами и габбро, а в кимберлитах и лампроитах хромит-пироповыми перидотитами и эклогитами, в том числе и алмазоносными.

Алмазоносный магматизм (Маракушев, 1985) связан с очагами большой глубинности, в алмазоносной 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 алмазоносных магм на более высокие уровни верхней мантии и в земную кору, где происходила их окончательная консолидация с образованием первичных алмазоносных интрузивов. Поэтому первичные алмазоносные породы являются полифациальными, в них сочетаются минеральные парагенезисы, сформировавшиеся в необычайно широком диапазоне глубинности. Интрузивы алмазоносных 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 алмазоносные 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 возобновлялись 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 трансмагматическими 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.

Аналогия рифтогенных окраинных морей с трапповыми формациями наглядно прослеживается по средним составам базальтов, сопоставление которых приводится на диаграммах (рис. 3.9), и в табл. 3.2. Их повышенная калиевая 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, который можно назвать сиалическим, так как он ведет к образованию средних и кислых вулканических пород. В петрографической литературе он часто называется боуэновским (по фамилии его первооткрывателя).

Специфика этого типа базальтов подчеркивалась В.В.Белым (1995) при изучении щелочно-базальтовой Берингской провинции на основе сопоставления ее с океанической щелочно-базальтовой провинцией Гавайских островов: «среди лав Берингской 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. 3.3 и на петрохимических диаграммах (рис. 3.10), выявляет их принципиально иной тип, как по низкому (0.0-1.0 мас.%) содержанию суммы $K_2O+P_2O_5$ и по главному тренду кристаллизационной дифференциации, связанному преимущественно с фракционированием плагиоклаза, который можно назвать

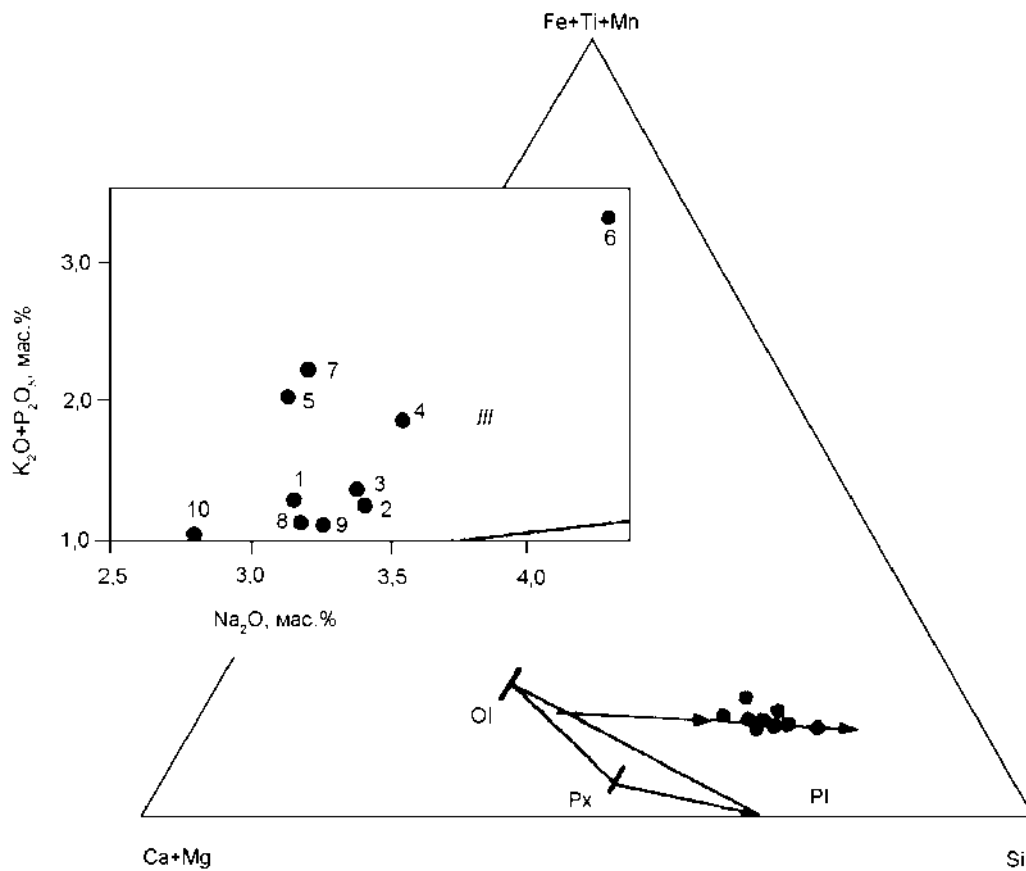


Рис. 3.9. Петрохимические диаграммы средних составов главных типов базальтов трапповых формаций Дальнего Востока (1-7) и окраинно-континентальных рифтовых структур (8-10) (по табл. 3.2) с характерным для них повышенным содержанием калия и сиалическим трендом дифференциации

ферробазальтовым. По фамилии его первооткрывателя он называется фенноровским. Относительная близость его рассмотренному выше тренду лунных магматических пород позволяет рассматривать ферробазальтовый тренд как более примитивный, свойственный базальтам низкой щелочности. Наметившееся различие базальтов двух типов по содержанию калия прослеживается и в базальт-гипербазитовых складчатых поясах, отражающая 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., 1992₁) 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, 1965) (рис. 3.11). Внешнюю (фронтальную океаническую) позицию занимают в них дунит-гарцбургитовые хромитоносные гипербазиты (I)

Таблица 3.2. Химический состав групп (таксонов) базальтов окраинно-континентальных рифтов Земли и платобазальтов Дальнего Востока (по Э.Д. Голубевой, 1990)

	1 (30)	2 (42)	3 (11)	4 (10)	5 (45)	6 (12)	7 (15)	8 (121)	9 (98)	10 (131)
SiO ₂	50.09	51.23	50.83	48.69	47.97	51.16	47.18	48.06	50.15	47.93
TiO ₂	1.53	1.80	1.61	1.91	1.95	1.87	1.92	2.24	1.62	2.99
Al ₂ O ₃	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			
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 ₂ O	3.16	3.41	3.37	3.53	3.12	4.27	3.18	3.17	3.26	2.81
K ₂ O	0.94	0.93	0.97	1.41	1.57	2.67	1.63	1.14	1.11	1.01
P ₂ O ₅	0.36	0.36	0.43	0.50	0.51	0.76	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)

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 толеит-базальтовым и дунит-гарцбургитовым магматизмом, сменялся с переходом к структурам сжатия щелочно-базальтовым и дунит-клинопироксенитовым магматизмом с радикальным изменением их металлогенической специализации. Эти соотношения отражают ошелачивание мантийных магматических очагов до их базит-гипербазитового расслоения 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, Na₂O, K₂O), порождает особые тренды дифференциации, сопровождаемой концентрацией в магмах железа, не связанного в структурах силикатов (свободного). Это связано с расширением в магмах стабильности клинопироксена, вытесняющего ортопироксен, отличающегося от него 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 (Рудашевский и др., 1982).

Таким образом, гипербазиты образуют ряд повышения их основности (щелочности) в последовательности уменьшения роли ромбического пироксена (энстатита), вытесняемого клинопироксеном (диопсидом и эгиридиопсидом): гарцбургиты-лерцолиты-верлиты (ассоциация дунитов и клинопироксенитов). Соответственно с этим изменяется и состав базитов в направ-

Таблица 3.3. Средний химический состав геохимических типов толеитовых базальтов океана

	1	2	3	4	5	6 (115)	7 (80)	8 (100)	9 (30)	10 (12)	11 (36)	12 (75)	13 (2)	14 (181)
SiO ₂	50.40	49.98	48.15	49.01	48.16	49.54	49.91	49.77	50.23	49.21	49.11	50.17	49.34	49.23
TiO ₂	0.92	1.67	1.76	3.02	1.73	1.19	1.91	1.96	2.64	1.75	1.01	1.25	1.77	2.50
Al ₂ O ₃	15.80	16.00	13.59	14.04	17.06	15.53	14.13	14.08	12.62	16.44	14.37	13.90	14.31	13.93
Fe ₂ O ₃	9.86*	2.00	4.10	6.43	1.60	1.65	2.30	2.26		9.98*	1.78	4.08		3.09
FeO		7.50	7.25	7.84	7.04	7.84	9.14	9.41	13.94*		9.02	8.82	10.74*	8.52
MnO	0.16	0.18	0.18	0.24	0.16	0.17	0.19	0.20	0.25	0.17	0.21	0.22	0.20	0.16
MgO	8.26	7.50	7.74	5.46	7.43	8.66	7.20	7.37	5.83	7.19	8.20	6.73	8.40	8.40
CaO	12.80	11.20	11.89	9.82	10.27	12.09	11.08	11.23	9.91	11.43	11.75	11.37	11.39	10.35
Na ₂ O	2.00	2.80	2.12	2.78	2.96	1.37	2.61	2.65	2.67	3.03	2.01	2.46	2.35	2.16
K ₂ O	0.12	0.13	0.29	0.48	0.74	0.08	0.10	0.25	0.13	0.24	0.13	0.16	0.44	0.38
P ₂ O ₅	0.07	0.15	0.20	0.39	0.26	0.17	0.21	0.19	0.14	0.23	0.08	0.10	0.21	0.26
П.п.п.		0.34	1.37	1.64	0.84	0.80	1.21	0.68	1.02	0.50	1.55	1.22	0.46	0.71
Сумма	100.39	99.45	98.64	101.15	99.25	100.09	99.99	100.05	99.38	100.17	99.57	100.48	99.61	99.69
f	40.1	41.0	444.2	58.3	34.4	37.6	46.6	46.5	57.3	41.2	38.2	50.4	41.7	37.9
Rb	1.0	1.0	4.0	8.0	9.8	1.8	2.2	3.1	1.0		6.7	4.2	10	8.0
Sr	65	124	143	269	252	74	81	133	96	230	97	110	158	269
Ba		12	56	96	86	18	22	31	13	88	8.4	13	104	202
Zr	47	100	108	213	136	63	78	168	192	129	75	64	140	213
Ni	115	146	89	32	97	109	99	70	51	77	144	82	150	126
Co						79	54		71		50	50	42	58
Cr	386	393	235	46	249	309	288	225	95	214	305	149	363	269
V	386					308	290	398	390	225	281	342	279	160
[La/Sm] _n								0.80	0.72	0.96	0.75	0.80	1.45	3.30

Примечание. 1-5 – средние типы базальтов Мирового океана: 1 – рифт Коста-Рика, скв. 504В, толеит D-типа (Auto, Rhodes, 1983), 2 – толеит срединно-океанических хребтов, N-тип (Sun et al., 1979), 3 – хребет Рейкьянес, скв. 407-409, толеит T-типа (Tamey et al., 1979; Floyd, Tamey, 1979), 4 – третичные базальты Исландии, толеит P-тип (Flower, 1980), 5 – ВТОП, 10° ю.ш., субщелочной (переходный) базальт (Batiza et al., 1977); 6-14 – Тихий океан: 6 – нормальные (магнезиальные) толеиты MOR D и N-типа, 7 – ферротолеиты MOR, 8 – калиевые ферротолеиты MOR, 9 – ультраитанитовые ферротолеиты, 10 – натриевые толеиты, Na-тип (скв. 474, 478, 481), 11-12 впадина Науру, скв. 462А: 11 – средний комплекс, толеиты PIP, 12 – нижний комплекс, ферротолеиты PIP, 13 – хребет Эксплорер, толеит E-типа (Cousens et al., 1984), 14 – Гавайские толеиты, H-T-тип (Macdonald, Katsura, 1964; Easten, Garsia, 1980; Leeman et al., 1980). В этой и других таблицах окислы – в мас. %, микроэлементы – в г/т; промерк – не обнаружено; пропуск – не определялось; * – валовое содержание оксида железа; f=100Fe/(Mg+Fe), ат. %; в скобках – количество анализов.

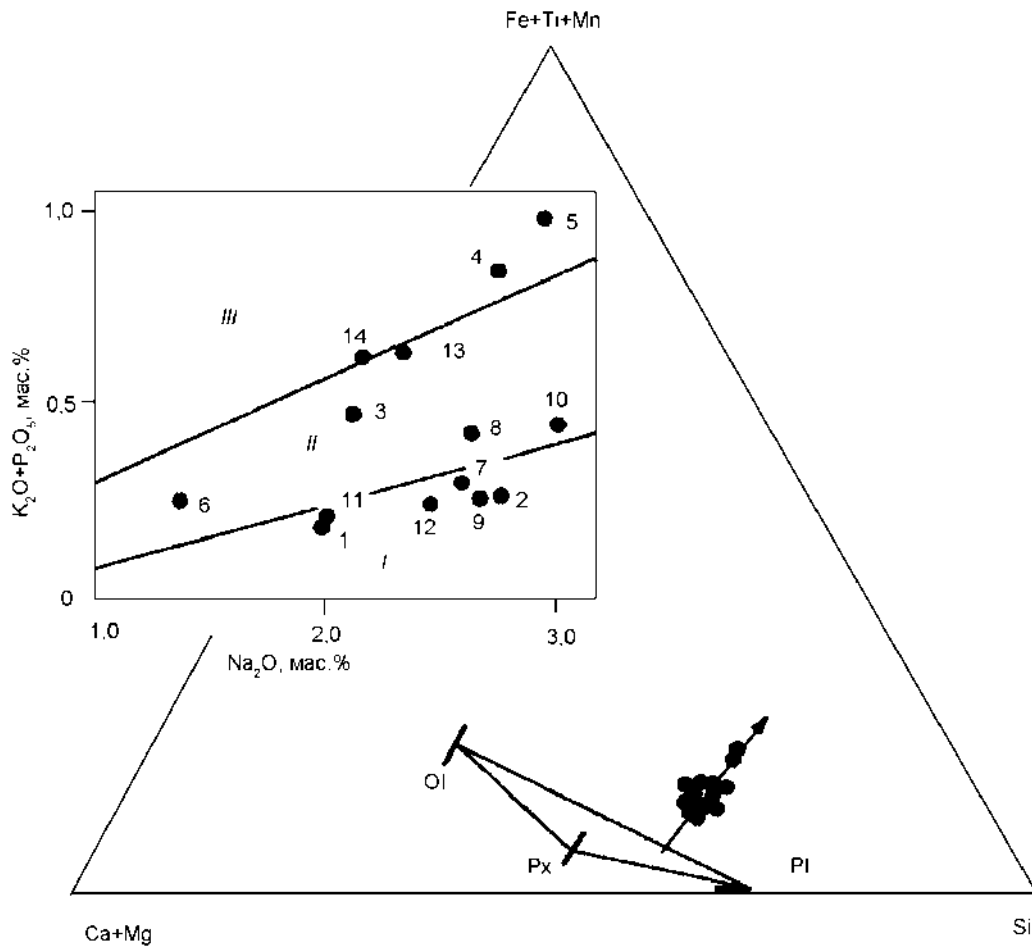


Рис. 3.10. Петрохимическая диаграмма базальтов Мирового океана с характерным для них ферробазальтовым трендом дифференциации

лении 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 в типичном проявлении представлены в трапповых формациях 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 глубоководными 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

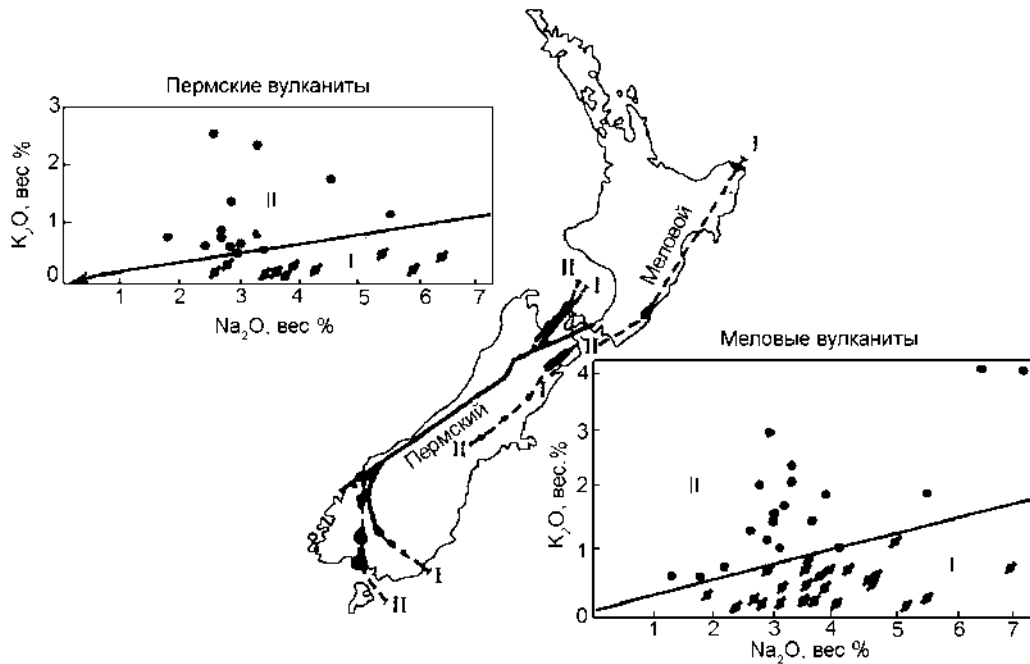


Рис. 3.11. Парные базальт-гипербазитовые складчатые пояса Новой Зеландии пермского и мелового возрастов (Challis, 1968).

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

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. 3.12). О периодической смене господствующего в срединных хребтах режима растяжения коры (спрединга) режимом сжатия свидетельствует их высокая сейсмичность, выражающаяся приуроченностью к ним очагов землетрясений (рис. 3.13).

Тихий океан представляет собой самую сейсмически активную структуру Земли. Она характеризуется катастрофическим проявлением сейсмичности по всему её складчатому обрамлению, вдоль сопряжения активных воздыманий поверхности жидкого земного ядра с её погружениями (рис. 3.2). По максимальной глубинности распространения эпицентров землетрясения подразделяются на малоглубинные (30-70 км), умеренной глубинности (70-300 км) и глубинные (300-700 км).

Малоглубинные землетрясения, контролируемые в своем распространении срединно-океаническими хребтами, свойственны всем океаническим структурам, фиксируя их рифтогенную спрединговую природу. Флюидные потоки, исходящие из земного ядра, достигали в рифтогенных структурах литосферных плит и способствовали их горизонтальному движению в сторону от рифтогенных структур (спредингу) под действием сил, создаваемых

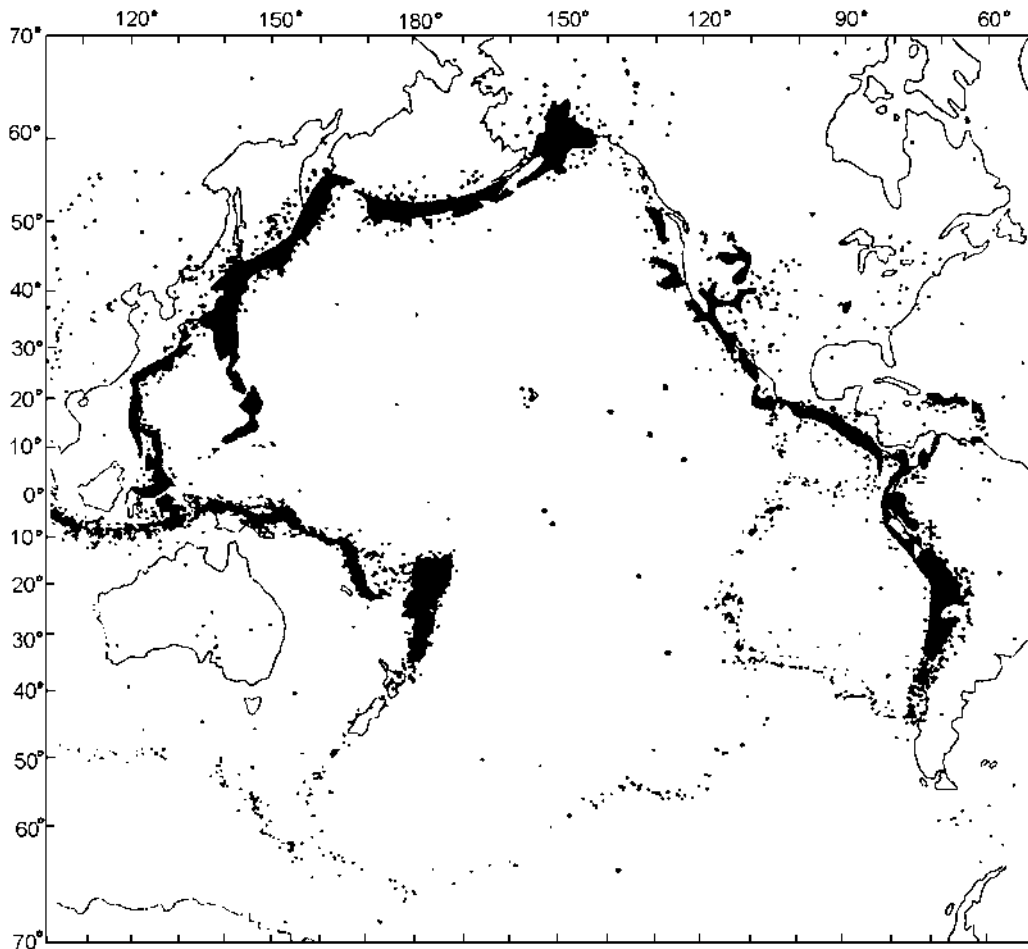
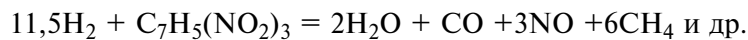


Рис. 3.13. Эпицентры землетрясений Тихоокеанского региона за период 1961-1967 гг. (Storetvedt, 1997), фиксирующие продолжающуюся активность воздымающихся орогенных поясов (соответствуют андезитовой линии) и воздымания океанических хребтов, разделяющихся огромными асейсмичными регионами

расширением флюидов и взрывами, при стабилизации метастабильных флюидных скоплений, содержащих энергоемкие соединения:



В режиме слабой флюидной активности создается слабое раздвижение океанической коры, достаточное для образования геосинклинальных прогибов на континентальных окраинах (Атлантический тип континентальных окраин). В этапы интенсивной направленной дегазации ядра и возрастания скорости движения литосферных плит отложения на континентальных окраинах превращаются в складчатые пояса, отделяющиеся от океанов глубоководными желобами. Ими фиксируется выход на поверхность Земли границы раздела новообразованной континентальной и океанической структур, погружающейся под континент в глубины мантии. Восходящие вдоль неё флюидные потоки являются факторами деплетирования (дунитизации) континентальной мантии. Они выносят из неё силикатные компоненты, спо-

способствуя перемещению их в кору и подстилающую манию, которая подвергается дебазификации с образованием так называемых корней гор, нарушающих изостазию и создающих орогенное воздымание складчатых поясов. Взрывная энергия в этих условиях освобождается на умеренных глубинах 60-300 км, создавая очаги землетрясений, характерные для орогенных поясов (рис. 3.4).

Орогенезом завершается прогрессивное развитие складчатой континентальной коры, подвергающейся затем регрессивным преобразованиям – кратонизации и тафрогенезу. Тафрогенез охватывает различного рода депрессивные структуры на платформах, возникающих при встречном воздымании поверхности мантии, при которой земная кора подвергается так называемой глубинной эрозии. При развитии их в тылу орогенных поясов возникают окраинные моря, отделяющие от континентов фрагменты складчатых поясов в виде островных дуг. На окраинные моря проектируются очаги глубокофокусных землетрясений (300-650 км) (рис. 3.4). Сочетание землетрясений с очагами умеренной и большой глубинности является спецификой складчатого обрамления Тихого океана. Глубокофокусные землетрясения возникают на пути разрушения его континентальной окраины и превращения её в пассивную (асейсмичную) окраину, отвечающую заложению новой геосинклинальной структуры.