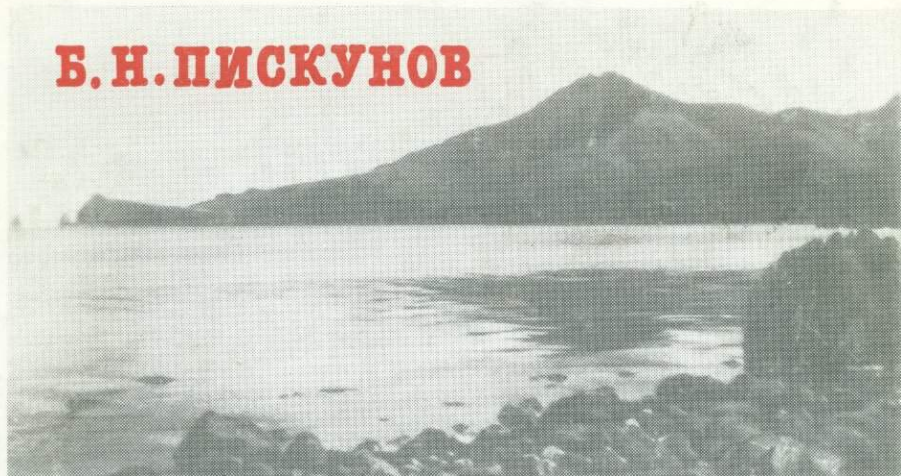
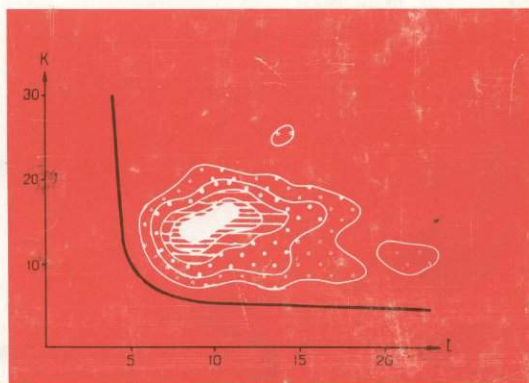


Б. Н. ПИСКУНОВ



**Геолого-
петрологическая
СПЕЦИФИКА
ВУЛКАНИЗМА
ОСТРОВНЫХ ДУГ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт морской геологии и геофизики

Б. Н. Пискунов

**Геолого-
петрологическая
СПЕЦИФИКА
ВУЛКАНИЗМА
ОСТРОВНЫХ ДУГ**

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
К. Ф. СЕРГЕЕВ



МОСКВА "НАУКА" 1987



4801

П и с к у н о в Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987.

На основе полевых исследований и обобщения литературных данных установлены общие закономерности развития вулканизма островных дуг северо-западной части Тихого океана. Описываются индикаторные черты состава продуктов извержений, характеризующие их совокупность как современный эталон островодужной вулканической ассоциации, показано ее отличие от формаций океанов и окраинно-континентальных поясов. Детально исследована латеральная зональность вулканизма дуг и эволюция состава магматических продуктов во времени. Характеризуется зависимость содержания в лавах ряда литофильных элементов от глубины залегания под вулканами сейсмофокальной зоны, а также от мощности земной коры дуг и ее гранитного слоя, что указывает на многостадийный процесс формирования магматических расплавов, включающий анатексис метасоматизированного вещества верхней мантии и взаимодействие с породами земной коры. Проанализирована зависимость вулканизма от предполагаемых кинематических параметров модели плитовой тектоники.

Для геологов широкого профиля, вулканологов, тектонистов и геофизиков.
Табл. 42, ил. 69, библиогр. 419 назв.

Рецензенты:

доктора геолого-минералогических наук

Г.С. Гнибиденко, Б.Г. Лутц

Интерес к вулканизму островных дуг объясняется тем, что исследование его продуктов как единой ассоциации планетарного ранга позволяет определить общие закономерности развития геологических процессов на границе океанического и континентального литосферных блоков Земли. В геотектоническом аспекте ассоциация островодужных вулканических пород представляет интерес в первую очередь как индикатор особого типа эндогенного геодинамического режима, своеобразный репер при анализе эволюции и направленности развития земной коры. Распространенные представления о том, что каждая звгэосинклиналь в своем развитии переживала стадию "островной дуги", требуют наличия достоверных знаний о геологических образованиях, характеризующих эту стадию, — детального освещения их состава, строения и внутренних вариаций, определения надежных критериев отличия от океанических, раннегеосинклинальных и окраинно-континентальных вулканических пород. В петрологическом плане исследование продуктов островодужного вулканизма тесно связано с решением таких "извечных" петрогенетических проблем, как генезис базальтовых и андезитовых магм, происхождение кислых вулканических пород, общий характер глубинных процессов в вулканических областях, рудная специализация расплавов, состав глубин Земли и др.

Любые геологические реконструкции, связанные с вулканизмом дуг, требуют наличия хорошо изученных голотипов в современных островных системах. Классический пример подобного рода структур — Восточноазиатские дуги, характеризующиеся и в настоящее время активными геологическими процессами — вулканизмом, сейсмичностью, новейшими тектоническими движениями. По протяженности и совокупности они составляют почти четверть тихоокеанской зоны перехода от океана к континенту. Не вызывает сомнения, что эта зона является областью проявления мощного процесса глубинной дифференциации мантии Земли, одна из форм проявления которой — вулканизм и сопутствующие гидротермальные и рудообразующие процессы. Однотипная структурная приуроченность продуктов островодужного вулканизма, их формационная общность и отличие от пространственно сопряженных вулканитов океана и позволяют установить наиболее общие генерализованные черты состава ассоциации как формационной единицы планетарного ранга. С другой стороны, индивидуальные различия дуг по их положению относительно континента, составу фундамента, типу строения, мощности коры и другим геолого-геофизическим параметрам открывают возможности для сравнительного анализа, выявления региональных вариаций и оценки влияния различных факторов на формирование состава магматических расплавов. Тесная сопряженность островодужного вулканизма с сейсмическими поясами дает исследователям богатый материал для установления связи между этими двумя проявлениями глубинных процессов, выявления механизма генерации магматических расплавов и определения положения магматических очагов.

Цель данной работы заключается в выяснении на примере островных

дуг Восточной Азии геолого-петрологической специфики вулканизма и общих закономерностей формирования островодужной вулканической ассоциации в процессе эволюции земной коры переходной области от океана к континенту. Ее достижение требовало решения ряда задач, связанных с получением характеристики вещественного состава, выявлением критериев формационной принадлежности, закономерностей пространственного распределения, определением соотношения состава продуктов с параметрами глубинного и поверхностного строения, построением обобщенной модели магмообразования.

Фактическую основу работы составляют результаты личных исследований автора на Курильских островах, проводимых им в течение многих лет при выполнении геолого-съемочных и тематических работ в рамках научных программ СахКНИИ. Для сравнительного анализа и обоснования достоверности выводов был привлечен обширный литературный (в первую очередь аналитический) материал по геологии и вулканизму островных дуг северо-западной и юго-западной частей Тихого океана. Для сравнения составов и обоснования петрохимических границ ассоциации использованы также литературные и оригинальные данные по вулканизму дна Тихого океана, Восточно-Катазиатскому вулканическому поясу и внешней гряды Курильской дуги.

В процессе сбора и обработки материалов, а также анализа некоторых научных положений автор неоднократно пользовался консультациями А.М. Борсука, Г.М. Власова, В.К. Гаврилова, И.Н. Говорова, Л.В. Дмитриева, В.С. Знаменского, Ю.А. Косыгина, С.М. Кравченко, Б.Г. Лутца, Е.К. Мархинина, Ю.Л. Неверова, В.Ф. Остапенко, В.П. Петрова, К.Ф. Сергеева, Н.А. Соловьевой, М.И. Стрельцова, В.И. Федорченко, Т.И. Фроловой, А.А. Цветкова, В.Н. Шилова, А.Л. Яншина, которых автор сердечно благодарит. Неоценимую помощь в сборе и обработке аналитического материала оказали Т.И. Пискунова и Т.П. Некрасова.

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ, ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Особенностью строения переходных от океана к континенту зон тихоокеанского типа является наличие сопряженных систем поднятий островных дуг, глубоководных желобов и тыловых глубоководных впадин окраинных морей. Совокупность этих тектонических элементов, имеваемая "островной системой" (Косыгин, 1969), характеризуется интенсивным проявлением новейших геологических процессов — осадконакопления вулканизма, тектонических движений, сейсмичности и др. Среди них ведущим процессом, отражающим глубинную дифференциацию земных недр, является вулканизм, сопровождавший все стадии развития островных систем, включая и современную. Как показано Ю.А. Кузнецовым, "островные дуги, обрамляющие Азиатский материк с востока и юго-востока ... могут считаться классическими областями развития андезитовых формаций в наиболее чистом их виде" (1964, с. 113).

Различные по составу и формационной принадлежности продукты вулканизма широко развиты как среди комплекса оснований островных систем, так и в стратифицированных толщах поднятий самих дуг и венчающих их построек современных вулканов. Объект настоящего исследования — совокупность вулканических комплексов, объединяемых под общим названием "островодужная¹ вулканическая ассоциация", сформировавшихся в течение длительного интервала времени в стадию развития *собственно островной дуги*. Близкий петрографический и химический состав продуктов вулканизма этой стадии, время и условия формирования, а также повсеместный характер их распространения для позднего кайнозоя в системе дуг отличают вулканы островодужной ассоциации от пестрых по составу, возрасту и тектонической природе магматических пород основания, набор которых индивидуален для каждой дуги.

Главенствующая роль вулканических процессов в формировании островных дуг, связь с ними полезных ископаемых, потенциальная информация, которую они несут о состоянии и составе вещества глубин Земли, а также индикаторное значение островодужной ассоциации в геотектонических моделях в совокупности объясняют повышенный интерес к ним со стороны исследователей. В настоящее время насчитывается большое количество научных публикаций, посвященных описанию отдельных вулканов и вулканических центров, палеовулканов и стратифицированных вулканогенных толщ, характеристике динамики извержений, петрографического и минералогического состава, петро- и геохимических особенностей вулканических пород, а также анализу проблем магмо- и рудообразования, эволюции расплавов, связи вулканизма и тектоники. Значительный вклад в изучение вулканизма островных дуг внесли отечественные и зарубежные исследователи К. Аоки, Ф. Баерс, О.А. Богатиков, А.М. Борсук, В.И. Влодавец, О.Н. Вольнец, И.Н. Говоров, Г.С. Горшков, А.В. Гущин, В.А. Ермаков, А.Н. Заварицкий, Я. Катсуи, С. и Р. Кеи, Р. Котс, Х. Ку-

¹ Термин "островодужный" является новообразованием, широко вошедшим в геологическую литературу в последнее десятилетие, и поэтому в дальнейшем он будет употребляться без кавычек.

но, В.А. Кутолин, Ф.И. Кутыев, Л.Л. Леонова, А.А. Маракушев, М.С. Марков, Ю.П. Масуренков, М. Минато, С.И. Набоко, Ю.Л. Неверов, Т. Немото, Н.В. Огородов, В.Ф. Остапенко, Б.И. Пийп, Ю.М. Пущаровский, Р.И. Родионова, А.Е. Святловский, А. Сугимура, М.А. Фаворская, В.И. Федорченко, С.А. Федотов, Г.Б. Флеров, Т.И. Фролова, А.А. Цветков, С.А. Щека, Э.Н. Эрлих и др. Особо важное значение имеют работы, посвященные систематическому описанию четвертичных вулканов обширных регионов и решению глобальных петрологических и геотектонических проблем (Горшков, 1967; Эрлих, 1973). Существенный вклад в систему знаний по истории вулканизма островных дуг Восточной Азии внесли работы Е.К. Мархина (1967), В.Н. Шилова (1975), К.Ф. Сергеева (1976), Г.М. Власова (Молодые геосинклинали ..., 1978), в которых установлена общая последовательность вулканических толщ, выделены главные этапы вулканизма, определены особенности связи вулканизма с тектоническими движениями, приведена характеристика вещественного состава эффузивно-пирокластических образований, а также оценена роль вулканических процессов в формировании континентальной земной коры.

Общие усилия исследователей, далеко не полный список которых приведен выше, способствовали накоплению современной суммы знаний по вулканизму островных дуг, что создало благоприятные условия для успешного проведения поисков полезных ископаемых, построения ряда теоретических моделей и прогноза вулканических извержений. Однако, несмотря на определенный прогресс в изучении островодужного вулканизма, многие важные аспекты петрологии магматических образований дуг еще далеки от окончательного решения.

В первую очередь к ним относятся вопросы определения вещественных границ семейства магматических комплексов и критериев формационной принадлежности к островодужной ассоциации. Из-за неопределенности границ в ее состав нередко включаются породы иного формационного типа, такие, как щелочно-оливиновые базальты Манчжурии (Куно, 1970) и трахибазальты вулкана Балаган-Тас в Центральной Азии (Абрамович и др., 1978). Некорректное определение формационной принадлежности вулканитов из-за отсутствия критериев и смешивания понятий приводит иногда к выводам, требующим коренного пересмотра геологических представлений. Так, риолиты о-ва Пасхи и ряд других кислых дифференциатов базальтовой магмы океанов отнесены А.А. Прониным (1977) на основании лишь высокого содержания кремнезема к породам островодужной ассоциации, откуда следует ряд далеко идущих выводов.

В состав островодужной ассоциации включаются иногда также и продукты раннегеосинклинального вулканизма, широко распространенные в фундаменте дуг. Некоторые исследователи не усматривают различий в составах эффузивов островных дуг и окраинно-континентальных поясов Восточной Азии и на этом основании рассматривают эти структуры как аналоги (Белоусов, 1976; Меланхолина и др., 1977).

До настоящего времени отсутствует обоснованная схема эволюции вулканизма островных дуг. Разработанная для района Папуа—Новая Гвинея модель П. Якеша (Jakés et al., 1972) часто принимается как общепланетарная закономерность без необходимого доказательства, что уже неоднократно отмечалось исследователями (Лутц, 1980; Ротман и др., 1982).

Открытым остается и вопрос о зональности состава островодужных вулканитов в едином временном срезе. Несмотря на то что первые статьи на эту тему появились почти полвека назад, до настоящего времени публи-

куются работы, полностью отрицающие зональность либо признающие ее с существенными оговорками (Попеко и др., 1978; Важеевская, 1983). Неоднозначно интерпретируются также зависимости состава продуктов вулканизма от мощности земной коры, глубин очагов землетрясений и от величин кинематических параметров движущейся плиты с позиции гипотезы "глобальной тектоники".

Дискуссионность этих вопросов, количество которых можно было бы увеличить за счет аспектов проблемы магмообразования, отражена в программе раздела "Изучить геохимию и петрологию островных дуг и окраинных морей" проекта "Граница океан—континент" на 1981—1985 гг., призванного скоординировать усилия исследователей на разработке петрологических проблем. В соответствии с программой наиболее важными вопросами, требующими скорейшего решения, считаются следующие.

1. Выработка критериев распознавания и специфики магматизма, метаморфизма и рудогенеза островных дуг.

2. Выяснение условий, процессов и последовательности магмообразования в зонах островных дуг.

Одной из причин недостаточной разработки проблем петрологии островных дуг является ограниченное количество работ, рассматривающих вулканизм дуг в глобальном масштабе как планетарное явление. Нисколько не умаляя значение региональных исследований, подчеркнем два наиболее важных момента, определяющих необходимость глобальных обобщений.

1. Сравнение состава вулканических пород на высоких таксономических уровнях — океанов, геосинклиналей, островных дуг и окраинно-континентальных поясов — требует конкретных знаний о составе отдельных комплексов и их рядов, установленных с максимально возможным учетом региональных вариаций. Лишь при этих условиях возможно уверенное определение границ ассоциаций, критериев формационной принадлежности и решение вопросов эволюции дуг. Только такому исчерпывающему требованию должно удовлетворять описание хорошо изученного голотипа, необходимость в котором вытекает из задач палеовулканического и палеотектонического анализов.

2. Исследование важных для генетических построений вопросов зависимости составов пород от мощности и типа строения земной коры, глубин сейсмофокальных зон и других геолого-геофизических параметров требует привлечения широкого материала и глобального обобщения, так как выводы, построенные на уровне одних дуг, не всегда применимы к другим дугам или ко всей их совокупности, что будет проиллюстрировано нами на конкретных примерах.

В соответствии с изложенными рекомендациями программы проекта "Граница океан—континент" в этой работе предпринята попытка восполнить недостаток данных о закономерностях развития вулканизма в переходных зонах и совершенствовать представления об островодужном сообществе пород, их составе, характере вариаций, условиях формирования, происхождении и рудоносности. В качестве объектов исследования избраны дуги северо-западной части Тихого океана — Алеутская, Курило-Камчатская, Хонсю, Рюкю. Идзу-Бонинская и Марианская, обладающие классическими чертами подобного рода структур. В этот список входят как одиночные (юные) дуги, удаленные в океан, так и двойные приконтинентальные (зрелые), благодаря чему соблюдается условие максимальной изменчивости геолого-геофизического строения и вариаций состава вулканических пород. Наибольшее внимание уделено Куриль-

ской дуге, исследовавшейся автором в течении длительного времени, на материалах которой были разработаны различные методы анализа вулканических формаций.

При выяснении характера соотношений составов пород с параметрами состояния и режима дуг основное внимание уделялось четвертичным вулканическим комплексам. Условия их формирования, как известно, отражают близкое к современному состояние земной коры и верхней мантии, зафиксированное в различных физических полях, — распределении скоростей сейсмических волн и очагов землетрясений, тепловых потоках, изостатической уравновешенности и др. Корректный анализ связи состава с глубинными параметрами требует знания положения источника поступления магматического материала по отношению к современной структуре и физическим полям в пределах дуги. Этому условию отвечают продукты четвертичного вулканизма, которые к тому же отличаются наименьшей измененностью. Возможность перенесения полученных выводов на более древние фазы вулканизма доказывается близостью состава комплексов, устойчивостью во времени петрохимической зональности и принадлежностью пород к единому формационному семейству.

В качестве основного метода исследования продуктов кайнозойского вулканизма островных дуг применялся формационный анализ, включающий выделение повторяющихся совокупностей пород и их типизацию, изучение петролого-геохимических особенностей формационных типов и сравнительный анализ конкретных формаций. В применении к магматическим породам этот подход, заложенный трудами Ф.Ю. Левинсон-Лессинга и развитый Ю.А. Билибиным, Г.Д. Афанасьевым, Ю.А. Кузнецовым, А.Ф. Белоусовым, коллективами ученых ВСЕГЕИ, МГУ и др., прочно утвердился в геологических исследованиях. По существу, формационный метод представляет собой "единственный путь познания генетических связей между магматизмом, метаморфизмом и рудообразованием" (Штейнберг и др., 1976, с. 76).

Не вдаваясь в обсуждение дискуссионных вопросов классификации формаций, детально освещенных в литературе (Кузнецов, 1964; Белоусов, 1976), остановимся на определении некоторых понятий и терминов, используемых в работе. В качестве формационных типов, отвечающих основным таксономическим уровням классификации, нами приняты "формации" и "формационные семейства". Реальным выражением каждого абстрактного типа являются конкретные формационные единицы — "комплексы" (в понимании Ю.А. Кузнецова) и "ряды комплексов", представляющие различные по масштабу и объему природные ассоциации вулканических пород.

Под вулканическим комплексом понимается опорная регионально-стратиграфическая формационная единица, представляющая сообщество парагенетически связанных, устойчиво повторяющихся эффузивных пород и их производных, образовавшихся в фиксированном геологическом пространстве и времени. Комплекс представляет систему геологических тел, сформировавшихся в пределах ограниченных по размерам структурно-формационных зон в определенные тектоно-магматические этапы их развития. От других близких по возрасту комплексов отделяется перерывами и структурными несогласиями.

Ряд комплексов — парагенетическая совокупность комплексов, образующихся последовательно в ходе развития тектонической структуры (временной ряд) или синхронно в смежных разнотипных структурах (латеральный ряд). Для временного ряда характерно сохранение минимально общих черт — состава, внутреннего строения, соотношений с окру-

жающей средой и приуроченность к определенной единой геотектонической стадии развития структуры (эндогенному режиму) (Штейнберг и др., 1976). Для рассматриваемого примера конкретным рядом комплексов, удовлетворяющим требованиям петрологической (сохранение определенных свойств состава) и тектонической (положение в структуре и приуроченность к единому геотектоническому этапу) типизации, является совокупность вулканических комплексов каждой островной дуги, сформировавшихся последовательно в кайнозойское время в собственно островодужную стадию развития структур переходной зоны.

Термин свободного пользования "островодужная ассоциация" мы применяем для обозначения обобщенного формационного типа планетарного ранга, представляющего сборный конкретный ряд комплексов островных дуг. Элементы этой "островодужной ассоциации" рассредоточены по рядам комплексов дуг северо-западной части Тихого океана, но она может исследоваться как единое целое для получения модели состава, выяснения сходства и различия с другими ассоциациями и для обоснования петрогенетических построений.

Для характеристики петрографического состава вулканических пород Большой Курильской гряды нами изучено около 2000 прозрачных шлифов и выполнено более 1500 определений оптических констант на столике Федорова и иммерсионном приборе ППМ-1 конструкции Фекличева. Кроме результатов собственных наблюдений и материалов, полученных совместно с А.И. Абдурахмановым в экспедиции 1976 г. на Центральные Курильские островах, учтены региональные исследования Г.М. Власова, Г.П. Вергунова с коллективом сотрудников СахКНИИ, Г.С. Горшкова, Ю.С. Желубовского, Е.К. Мархинина, В.К. Ротмана, К.Ф. Сергеева, В.Н. Шилова, Э.Н. Эрлиха, а также результаты геологических съемок, которые проводились под руководством и при участии автора. Для обобщения материалов привлечены также обширные зарубежные публикации по вулканизму Алеутской дуги, дуг Японских островов и Тихого океана. Известно, что не все дуги, их части, острова и вулканы изучены и охарактеризованы в вещественном отношении в равной степени. Этим объясняется неодинаковое освещение всех районов, что оставляет место для корректировки частных выводов при получении дополнительного материала.

Характер стоящих перед исследованием задач по совершенствованию знаний об особенностях островодужного вулканизма потребовал необходимости создания банка региональных аналитических данных. Объем подобранного нами массива составил около 7000 определений валового состава пород, в котором представлены выборки по островным дугам Земли, Мировому океану, окраинным морям и Восточно-Катазиатскому вулканическому поясу. Наиболее полно в нем охарактеризованы восточноазиатские островные дуги (около 4000 анализов), а из них — Курильская дуга (1700 анализов). Конкретный аналитический материал по геологическим объектам приведен не полностью. Поэтому автор для подтверждения выводов ограничился иллюстрацией средних значений и стандартных отклонений по сериям, комплексам, дугам и их звеньям. Во всех таблицах данные для сопоставления приведены к сухому остатку, а закисное железо суммировано с окисью марганца. Ссылки на литературные источники, в которых приведены анализы, включенные в подсчет средних, помещены в соответствующих разделах. Там же указаны авторы коллекций, любезно предоставившие нам неопубликованные результаты силикатных анализов, также включенных в расчеты.

Обработка данных проводилась в соответствии с современными требованиями анализа наблюдений на основе аппарата теории вероятности

и математической статистики с применением различных методов изучения одномерных и многомерных стохастических величин: определение вида функции распределения, корреляционный и регрессивный анализы, сравнение средних по критериям Стьюдента, Пирсона и Бондаренко, дискриминантный анализ и др. Расчеты производились на ЭВМ "Минск 220" по программам, составленным автором на языке ФОРТРАН-IV.

В процессе обработки наблюдений нами предложено несколько методических разработок и приемов, способствующих более полному извлечению информации из фактического материала и облегчающих решение ряда научных вопросов. Наиболее важные из них следующие: а) определение фациальной принадлежности кластических пород по степени обработки галечного материала путем измерения логарифма окатанности (Пискунов, 1967); б) оптическое исследование зональности пироксенов диоксид-авгитового ряда (Пискунов, 1970); в) определение показателя сериальной принадлежности вулканических пород на основании значения "индекса классификации" (Пискунов, 1976); г) количественное представление латеральных вариаций состава вулканических комплексов в виде схем петрохимической зональности (Пискунов, 1976); д) установление формационной принадлежности вулканических пород океана, островных дуг и окраинно-континентальных поясов на основании значений выведенных дискриминантных уравнений (Пискунов, 1977; 1983).

В заключение хотелось бы отметить, что любое обобщение неизбежно связано с потерей информации. Поэтому в данной работе не рассматриваются многие вопросы, не имеющие непосредственного отношения к поставленным задачам. В частности, это относится к четвертичным и современным вулканам, для которых опущена характеристика морфологии построек, динамики извержений, структурно-тектонического контроля размещения и др. Оправданием этому может служить еще и то обстоятельство, что изучению этих вопросов посвящены многие специальные исследования, составляющие классический фонд мировой вулканологии, к которым мы адресуем читателя, приведя краткий их перечень в соответствующих разделах.

Глава II

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

На всем протяжении границы Тихого океана и Азиатского континента развиты крупные линейные подводные поднятия, проявляющиеся на поверхности в виде одиночных или двойных гирлянд островов либо горных сооружений. Внутренние гряды поднятий венчаются вулканическими постройками, образующими протяженные зоны современного вулканизма. С океанской стороны подводные хребты сопряжены с отрицательными линейными структурами — глубоководными желобами. Совокупность этих геоморфологически выдержанных элементов, за которыми закреплено название "островные дуги", формирует западнотихоокеанский тип переходной зоны между океаном и континентом (Пушаровский, 1972; Белоусов, 1982). В рассматриваемую часть переходной зоны входят дуги: Алеутская, Курило-Камчатская, Хонсю, Идзу-Бонинская, Марианская и Рюкю, общая протяженность которых составляет почти четверть длины Тихоокеанского подвижного кольца (рис. 1).

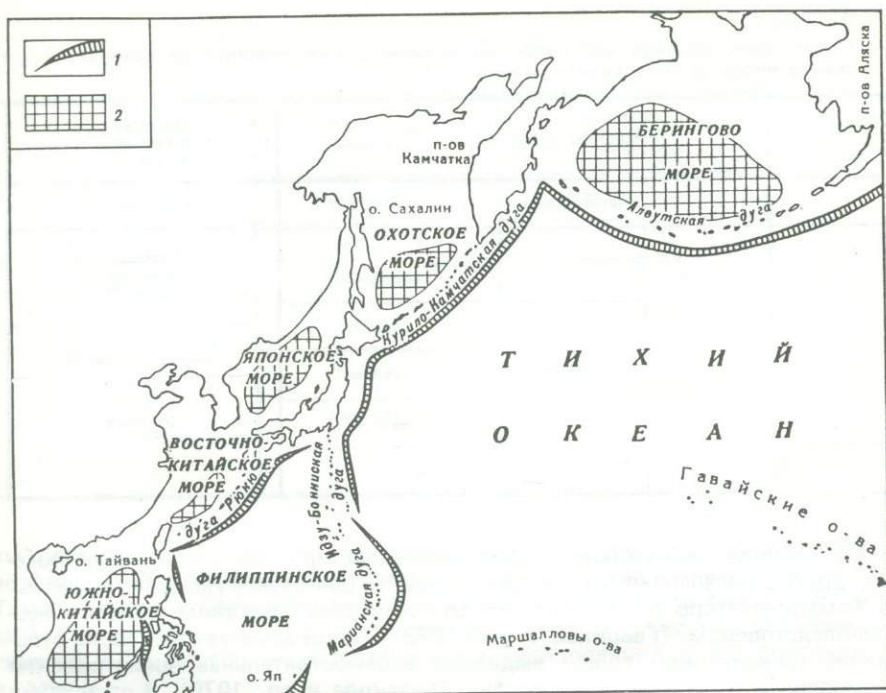


Рис. 1. Обзорная схема островных дуг Восточной Азии
1 — глубоководные желоба; 2 — окраинные моря

Общей особенностью строения островных дуг является широкое развитие на всех них позднекайнозойских (олигоцен-четвертичных) вулканических и вулканогенно-осадочных пород, сформировавшихся в стадию развития островодужных поднятий. И лишь на некоторых дугах на их внешних грядах и в эрозионно-тектонических "окнах" на внутренних поднятиях распространены более древние отложения, отличающиеся от вышележащих толщ по составу и условиям образования. По признанию большинства исследователей, подобная закономерность строения свидетельствует о том, что заложение островных дуг произошло в конце палеогена на гетерогенном основании, отдельные блоки которого вовлекались в процесс новейшей тектонической перестройки. Это привело к объединению разнородных участков земной коры в единые структуры, режим которых определен глубинными процессами формирования островодужных систем. Поэтому при описании строения дуг слагающие их породы будут подразделяться на геологические образования фундамента и островной дуги.

Курильская островная дуга

Геологические образования фундамента. Отложения доостроводужного основания развиты на о-вах Малой Курильской гряды. Они относятся преимущественно к меловой системе и объединяются в матакотанскую и малокурильскую свиты. Кроме них, здесь развиты и отложения, возраст которых неизвестен, а положение в стратиграфиче-

Таблица 1

Схема сопоставления кайнозойских вулканических комплексов островных дуг северо-западной части Тихого океана

Система, отдел		Северо-восточная часть Хонсю
Четвертичная		Андезитовый
Неогеновая	Плиоцен	
	Миоцен	Верхний
		Средний
Нижний		
Палеогеновая	Олигоцен	"Зеленых туфов"

ской колонке дискуссионно. Одни исследователи относят их к палеогену, другие расчленяют их на две толщи — шикотанскую (зеленовскую) и Томари—Ноторо и датируют их соответственно поздним мелом и неоген-плейстоценом (Гаврилов и др., 1973). Некоторые авторы часть отложений шикотанской толщи выделяют в самостоятельный димитровский комплекс и относят его к кампану (Казакова и др., 1970). В отношении толщи Томари—Ноторо существует мнение о необходимости ее включения в состав верхнемеловых отложений (Сергеев, 1976).

Матакотанская свита мощностью до 1600 м представлена вулканическими брекчиями и конгломерато-брекчиями, в меньшей степени — вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами. Часто встречаются горизонты базальтовых лав с шаровой и подушечной отдельностью. Зона разреза в бухте Крабозаводской, максимально насыщенная шаровыми лавами, выделяется некоторыми исследователями в самостоятельную крабозаводскую свиту (Фролова и др., 1977). *Малокурильская свита* залегает в общем согласно на нижележащих отложениях и имеет мощность от 400 до 1000 м. Сложена она флишеподобной толщей пелитовых, алевритовых и псефитовых пород, представляющих собой набор всех разновидностей туфов и вулканомиктовых пород. Отложения инъецированы интрузиями щелочной магмы.

Шикотанская толща мощностью 800 м по составу является эффузивно-пирокластической с подчиненной ролью вулканогенных конгломерато-брекчий и мелкообломочных пород. Для нее характерна фациальная пестрота, обилие лавовых потоков, лавобрекчий базальтового состава, преимущественно грубообломочный материал и почти полное отсутствие слоистости. Толща *Томари—Ноторо* имеет мощность около 300 м. Слагающие ее породы обнажены на вершинах одноименных гор и в районе бухты Церковной. Они представляют собой чередующуюся пачку лавовых потоков, разделенных пластами брекчиевых лав. Пирокластические породы встречаются в виде прослоев агглютинированных агломератов.

На современном уровне изученности среди отложений доостроводужного основания можно выделить пять магматических комплексов (Пискунов и др., 1976): 1) матакотанский; 2) малокурильский (щелочные силлы маастрихского возраста); 3) шикотанский, объединяющий ла-

Курильские острова	Полуостров Камчатка	Алеутские и Командорские острова
Андезитовый	Андезитовый	Андезитовый
Базальтоидный аквагенный	Апнейский	Водопадский (канагинский)
Вулканогенно-кремнисто-диатомитовый		
"Зеленых туфов"	Анавгайский	Беринговский (миоценовый)

вы одноименной толщи и мелкие интрузивные тела; 4) послемеловой, образованный крупными интрузиями габбро; 5) эффузивный комплекс Томари—Ноторо. Сравнение составов вулканических пород Малой и Большой Курильской гряды, представляющих, с одной стороны, эвгеосинклинальные, с другой — островодужные образования, будет приведено в главе V.

Недавно стали известны первые результаты радиологического опробования пород Малой Курильской гряды (Говоров и др., 1983), свидетельствующие о большом разбросе значений абсолютного возраста и длительном интервале времени формирования отложений (поздний мел—эоцен). По этим данным, отложения матакотанской свиты имеют возраст от 105 до 68 млн лет, Томари—Ноторо — 77—69 млн лет, щелочные силлы в мало-курильской свите — 71—61 млн лет, габброидные интрузии — 62—56 млн лет и вулканы шикотанской свиты (включая димитровский комплекс) — 59—45 млн лет.

О выходах пород фундамента на Большой Курильской гряде достоверных данных не имеется. Развитые в пределах поднятия отложения датируются не древнее раннего миоцена (Сергеев, 1976). Высказывания о наличии здесь выходов палеозойских образований, аналогичных породам группы Хидака в Японии (Minato et al., 1956; Геологическое развитие..., 1968), не подтвердились последующими геологическими работами. Однако результаты драгирования юго-восточного склона Охотоморской котловины, выполненные сотрудниками СахКНИИ Ю.Л. Неверовым и В.Ф. Остапенко в 21-м рейсе НИС "Пегас", дают основание предполагать наличие под неогеновыми толщами мезозойского консолидированного складчатого основания. По данным сейсмических исследований, кровля верхнемеловых образований на о-ве Кунашир залегает на глубине 3—10 км (Злобин и др., 1982).

Геологические образования островной дуги. Неоген-четвертичные отложения на Курильских островах достигают суммарной мощности 7000 м. Различными авторами они объединяются в несколько серий и множество локально развитых свит, сопоставление которых почти всегда вызывает дискуссии (Атлас..., 1972; Сергеев, 1976). Анализ материала по вещественному составу и возрасту рассматриваемых обра-

зований позволяет объединить их в четыре литолого-стратиграфических подразделения, отвечающих региональным комплексам (Пискунов, 1975), — "зеленотуфовому", вулканогенно-кремнисто-диатомитовому, базальтоидному и андезитовому (табл. 1), подробное описание которых будет дано в следующей главе.

Отложения прорываются комплексом гиабиссальных и субвулканических интрузивных пород, широко распространенных на всех крупных островах гряды. В северной части они представлены габброидами, в центральной — диоритами и кварцевыми диоритами, в южной — плагиогранитами. Интрузии имеют активные контакты с породами среднего миоцена и перекрываются с разрывом верхнемиоценовыми отложениями. Наиболее крупные массивы достигают площади 100 км² и, как правило, сопровождаются дайковыми телами.

Полуостров Камчатка

Геологические образования фундамента. Согласно данным многочисленных исследователей (Геология..., 1964; Ротман, 1978; Вулканогенно-кремнистые..., 1974; Хотин, 1976; Шапиро, 1976), в строении района принимают участие палеозойско-мезозойская, мезозойская и кайнозойская возрастные группы пород.

Палеозойско-мезозойские отложения представлены плагиогнейсами, роговообманковыми гнейсами и амфиболитами мощностью от 5000 до 13000 м (Срединный хребет), а также основными сланцами, амфиболитами и кварцитами мощностью 6000 м (Ганальский хребет). В краевых частях метаморфических выступов развиты образования малкинской серии и стеновской свиты, сложенные метаморфизованными сланцами, филлитами, основными эффузивами и песчаниками. Древний комплекс пород обнажен также в основании меловых отложений на п-ове Камчатский Мыс, где он сформирован базальтами, габброидами, гипербазитами и метаморфическими породами, образующими меланократовый фундамент меловой геосинклинали и представляющими, по всей вероятности, океаническую стадию в истории развития региона (Хотин, 1976).

Мезозойская группа включает дислоцированные толщи отложений нижнего и верхнего отделов меловой системы. Основание их разреза сложено песчано-сланцевыми комплексами (лесновская серия и ее аналоги), сменяющимися вверх отложениями ирунейской серии и кирганинской свиты. Сложены они чередующимися пачками туфово-кремнистых, эффузивных, эффузивно-пирокластических пород, мощность которых оценивается от 5000 до 10000 м. Их аналоги на Восточной Камчатке представлены преимущественно кремнисто-вулканогенными толщами базальтового состава (валагинская серия), содержащими на нескольких уровнях терригенные пачки флишоидного строения.

Верхние части меловых образований на западных разрезах представлены андезито-базальтовыми туфами с эффузивами и кремнями (хапицкая свита). На востоке к ним относятся кремнисто-базальтовые ассоциации, переходящие в кремнистые аргиллиты (ветловская свита, африканская серия) (Шапиро, 1981). Самые верхние горизонты представлены терригенными толщами с флишоидным строением (дроздовская свита). Суммарная мощность мелового разреза здесь оценивается в 7000—8000 м.

Кайнозойские (палеоцен-эоценовые) отложения на Западной Камчатке залегают без перерыва на верхнемеловых породах (тигильская серия). На Восточной Камчатке, где мощность палеогенового разреза достигает 10000 м, взаимоотношения с нижележащими толщами трактуются по-

разному. Отложения представлены морскими граувакками — туфами, эффузивами, туффитами, туфоконгломератами, аргиллитами (богачевская, столбовская серии, кроноцкая свита).

Интенсивная магматическая деятельность в геосинклинальную стадию развития Камчатки обусловила формирование нескольких интрузивных и вулканических комплексов, различающихся составом, возрастом и условиями проявления, — ирунейского, левоандриановского, кумроцкого, толбачинского, останцовского и кроноцкого (Ротман и др., 1974). Все названные магматические комплексы, по мнению выделивших их авторов, образовались в сходных палеогеографических условиях и в совокупности характеризуют раннюю стадию развития Периокеанического базальтового пояса.

Геологические образования островной дуги. Широко развиты в Южной, Центральной и Восточной Камчатке, достигая мощности 10000 м. Породы в нижней части верхнекайнозойского разреза по органическим остаткам и радиологическим определениям датируются поздним олигоценом—ранним миоценом (Лоншаков, 1982).

К западу от Срединного хребта верхний кайнозой представлен воямпольской и кавранской сериями, сложенными чередующимися мелководно-морскими, шельфовыми и континентальными, часто угленосными отложениями, содержащими примесь туфогенного материала. В Центрально-Камчатском поясе, который, по мнению Г.М. Власова (1964), является структурным продолжением Большой Курильской гряды, олигоцен-миоценовые отложения залегают с резким несогласием на породах поздне-мелового возраста и представлены мелководно-морскими и континентальными вулканитами: лавами, туфами и туффитами анавайской и алнейской серий. К востоку от Срединного хребта в строении верхнекайнозойского разреза выделяются нижнеолигоценовые отложения (чажминская свита), представленные кремнисто-глинистыми осадками с песчаниками и конгломератами, верхнеолигоцен-миоценовые молассоидные толщи (тюшевская серия) и плиоценовые континентальные вулканиты, аналогичные одновозрастным породам Срединного хребта. На юге Камчатки выделяются олигоцен-раннемиоценовые, раннемиоценовые, среднемиоценовые и позднемиоцен-плиоценовые вулканогенные отложения, представленные туфами, лавами, игнимбритами и туффитами базальтового, андезитового и дацитового состава.

Интенсивная вулканическая деятельность сопровождалась становлением интрузивных тел гранодиоритов, диоритов, габбро, монцонитов, диоритовых порфиритов, а также субвулканических тел щелочно-базальтового состава — абсарокитов, калиевых долеритов, шонкинитов. Щелочные интрузивные образования тяготеют преимущественно к Западной Камчатке: максимальная их концентрация наблюдается в пределах Тигильского антиклинория.

Алеутская дуга

Геологическое строение Алеутских островов исследовалось многими зарубежными исследователями (Blak et al., 1964; Byers, 1959; Fraser et al., 1959; Coats, 1952; Burk, 1965; Gates et al., 1971; и др.). Отечественными геологами детально изучена их западная группа — Командорские острова (Сергеев, 1976; Шмидт, 1978; Борсук и др., 1980, 1982; Цветков, 1983; Иващенко и др., 1984). Приводимое краткое описание строения дуги основано на материалах, опубликованных в этих работах.

Геологические образования фундамента. Породы до-

островодужной стадии достоверно известны в восточной части дуги, где они переходят в структуры Южной Аляски. Поднятия внешней гряды (о-ва Чирикова, Кадьяк, п-ов Кенай) сложены меловой флишиоидной формацией Шумагина, интродуцированной раннетретичными гранитоидами. Продолжение внутренней гряды на Аляске представляет сложное сочетание тектонических поднятий широтного простирания. В ядрах антиклиналей вскрыты толщи песчаников, сланцев, конгломератов и вулканических граувакк позднюрского и раннемелового возраста мощностью до 6000 м. Дислоцированные и метаморфизованные породы основания прорваны мезозойским батолитом, время окончательного становления которого относится к палеозою. Неоген-четвертичные вулканические образования залегают на мезозойском фундаменте с размывом и резким угловым несогласием.

Что касается центральной и западной частей дуги, то мнения исследователей о составе доостроводужного основания противоречивы. Наиболее древние из вскрываемых на дуге отложений — рассланцованные базальты, туфы, граувакки с прослоями известняков на о-вах Ближних. Возраст их условно определяется как палеозойский (Coats, 1952) или мезозойский (Gates et al., 1971). Предположительно палеозойским возрастом датируются валуны гнейсов гранодиоритов, сланцев, роговиков и гранитов на побережьях Андреановских островов. Наиболее древний абсолютный возраст измененных базальтов на о-ве Улак составляет 42 млн лет, однако существует мнение, что эта цифра характеризует возраст метаморфизма пород (DeLong et al., 1978).

Особенностью разреза отложений Алеутской дуги является наличие двух разновозрастных несогласно залегающих вулканических ассоциаций, разделенных мощной, почти 3-километровой толщей амагматических осадочных пород. Принадлежность верхней из них (ее основание датируется ранним или средним миоценом) к островодужной ассоциации не вызывает сомнений у исследователей. Относительно возраста и тектонической природы отложений нижней толщи мнения противоречивы. На Командорских островах абсолютный возраст базальт-риолитовой толщи составляет 28–35 млн лет (Борсук и др., 1982). Определения планктонной микрофауны позволили О.А. Шмидту (1978) отнести всю нижнюю толщу к палеоцену. Дополненные новыми сборами фауны исследования Р.У. Иващенко с соавторами (1984) показали противоречие между данными биостратиграфического анализа и определений абсолютного возраста.

Анализ особенностей строения и состава толщ в основании кайнозойского разреза, аналоги с сопредельными районами Камчатки, приведенные в следующей главе, позволили присоединиться к существующей точке зрения о геосинклинальной природе толщ отложений в основании кайнозойского разреза и отнести ее к доостроводужному фундаменту. Окончательное решение вопроса о возрасте и природе нижней вулканической толщ требует дополнительных исследований, направленных в первую очередь на разрешение противоречий между биостратиграфическими и радиологическими определениями.

Геологические образования островной дуги. Представлены тремя вулканическими комплексами — миоценовым, верхнемиоцен-плиоценовым и четвертичным. За исключением последнего, они повсеместно распространены на островах гряды и представлены сочетанием обломочных, пирокластических и эффузивных пород. Их подробная характеристика будет дана ниже в главе, посвященной описанию островодужной ассоциации.

Интрузивные породы, становление которых сопровождало вулканическую деятельность, объединяются в базальт-трахидолеритовую и диорит-гранитоидную магматические формации (Борсук и др., 1982). Первая из них представлена лавовыми потоками, силлами, дайками и небольшими штокообразными телами. Время их формирования примерно отвечает границе раннего и среднего миоцена. В их состав входят трахибазальты, андезито-базальты, трахидолериты, габброиды и "берингиты". Диорит-гранитоидная формация образована штоками, лакколитообразными телами, дайками и лавовыми потоками. Состав ее представлен тоналитами, гранодиоритами, андезитами. Время формирования интрузивных тел, по данным радиологических определений возраста, отвечает позднему миоцену и границе миоцена с плиоценом.

Дуга острова Хонсю

Располагается в северо-восточной части одноименного острова и представляет тип структуры с длительной и сложной историей развития в доостроводужный период, демонстрируя убедительный пример независимости заложения островной дуги от тектонического плана комплекса основания.

Геологические образования фундамента. Древнейшими отложениями, подстилающими островодужную вулканическую ассоциацию, являются, предположительно, докембрийские или раннепалеозойские породы метаморфической серии Абукума в пределах восточных поднятий острова, играющих роль внешней гряды. Они представлены роговообманковыми гнейсами, сланцами, эклогитоподобными породами, габбро, амфиболитами, кварцитами, филлитами и вулканическими породами общей мощностью от 9500 до 15000 м (Геологическое развитие..., 1968).

Нижнепалеозойские (силурийские) образования сложены битуминозными известняками и сланцами, перекрытыми нижнедевонским "рифовым" комплексом. "Надрифовая" толща мощностью 3000—4000 м представляет типичные эвгеосинклинальные отложения, насыщенные вулканическим материалом и прорванные многочисленными массивами гранитоидов. Мезозойский комплекс образован триасовыми песчаниками, сменяющимися мощной толщей юрских и неокомских эвгеосинклинальных отложений, накопление которых сопровождалось вулканическими излияниями базальтовой магмы и отложением кремнистых осадков с известняками. Общая их мощность составляет 5000 м. Верхнемеловые отложения в восточных поднятиях представлены молассовой формацией, а палеогеновые — толщей кварцевых песчаников. Зона позднемелового—палеогенового вулканизма проявлена лишь в южных частях Канто и Фосса Магна, где происходили излияния базальтовых потоков и накопление кремнистых сланцев и известняков.

Геологические образования островной дуги. Распространены вдоль всего побережья Японского моря в западных частях о-вов Хонсю и Хоккайдо, где область их распространения называется "геосинклиналию Уэцу". Палеогеновые отложения здесь неизвестны, хотя их присутствие не исключено в основании глубоко прогнутых осадочных бассейнов. Область распространения "геосинклинали Уэцу" соответствующая внутренней гряде островной дуги, изобилует выступами дислоцированного фундамента, сложенного мезозойскими и более древними отложениями, ассоциирующимися с гранитными интрузиями.

Разрез верхнекайнозойских отложений о-ва Хонсю повсеместно начина-



ется с комплекса зеленых пропилитизированных туфов и эффузивов. Миоцен представлен всеми отделами и сложен морскими и континентальными (угленосными) песчано-глинистыми и вулканогенными отложениями. Плиоценовые мелководно-морские осадки также содержат вулканический материал в виде лавовых потоков, туфов и туффитов. У краев поднятостей они фашиально замещаются молассовыми толщами — конгломератами, граувакками, песчаниками.

Интенсивная вулканическая деятельность с периодами относительного затишья проявлялась во все позднекайнозойское время, включая современный период. Состав вулканического материала подвержен изменениям в пространстве и времени и в общем представлен всеми типами пород базальт-андезит-риолитового ряда. Максимальная мощность верхнекайнозойских отложений в зоне дуги о-ва Хонсю достигает 6000—7000 м. К областям скопления неогеновых эффузивов и туфов приурочены интрузивные тела кварцевых диоритов, гранодиоритов и кварцевых порфиритов, время становления которых относится к позднему миоцену (ярус фунакава).

Дуга Рюкю

Своеобразное геологическое положение этой дуги заключается в ее непосредственной близости к погруженной части континента, от которого она отделена лишь узким прогибом дна моря.

Геологические образования фундамента. В строении геоантиклинали Рюкю в направлении от Восточно-Китайского к Филиппинскому морю выделяются шесть тектонических поясов, выраженных на поверхности хребтами и заполненными осадками прогибами. Крупными поперечными зонами разломов дуга разбивается на три блока (Konishi, 1965).

В северо-восточном блоке отчетливо прослеживаются структурные элементы Юго-Западного Кюсю. Наиболее древние породы здесь — метаморфизованные образования верхнепалеозойского офиолитового комплекса, сходного с комплексом Титибу в Японии. Они перекрыты мел-палеогеновой вулканической и молассовой формациями мощностью 2000 м. В осевой зоне блока мел-палеогеновые отложения представлены дислоцированной флишевой толщей мощностью 7000—10000 м, являющейся продолжением серии Симанто в Японии.

На островах центрального блока пермские эвгеосинклинальные отложения мощностью до 8000 м метаморфизованы и перекрыты мезозойскими (триасовыми) песчаниками, известняками, базальтами и мел-палеогеновыми флишевыми толщами.

В юго-западном блоке осевая зона сложена зеленокаменно-измененными отложениями офиолитового комплекса верхнего палеозоя — мезозоя (?). Полоса этих пород прослеживается на о-ве Тайвань, где их мощность достигает 8000 м. Данные сейсмических исследований позволяют предполагать присутствие в основании дуги под палеозойскими метаморфическими породами более древнего (докембрийского?) комплекса, слагающего фундамент Восточно-Китайской плиты (Родников, 1979).

Геологические образования островной дуги. Область развития верхнекайнозойских отложений дуги Рюкю разделяется на два пояса: внутренний ("зеленых туфов"), соответствующий внутренним грядам островных дуг, и внешний, представляющий амагматическую область неогенового осадконакопления в грабен-синклиналях внешней гряды.

В целом разрез островодужных отложений внутренней гряды образован различными типами пропилитизированных вулканических пород с не-

большим количеством осадочного материала. Они залегают с несогласием на мезозойских и частично на эоценовых отложениях. Вулканизм и осадконакопление происходили в мелководно-морских и континентальных условиях. Фаунистически охарактеризованы породы раннего—среднего миоцена, позднего миоцена, плиоцена и плейстоцена. Неогеновые толщи прорываются многочисленными интрузиями кварцевых порфиров, гранодиоритов, диоритов и габбро.

Продолжением вулканической зоны дуги на о-ве Кюсю являются крупные грабенообразные депрессии, заложенные на мезозойских отложениях серии Симанто. В них на неогеновом вулканическом основании расположены активные вулканы Сакурадзима, Асо, Унзен и др.

Идзу-Бонинская дуга

Геологические образования фундамента. Известны лишь в северной части дуги, где ее структуры накладываются на центральное поднятие Хонсю, и на о-вах Бонин.

На о-ве Хонсю окончание дуги прослеживается в районе юга Фосса Магна в виде меридиональной грабен-синклинали шириной около 40 км. Наиболее древние породы структур основания — палеозойские кристаллические сланцы и филлиты массива Кофу. Почти на всем своем "материковом" продолжении зона неогенового вулканизма дуги перекрывает мезозойские терригенно-кремнисто-вулканогенные отложения серии Симанто. В районе юга Фосса Магна верхние части серии, соответствующие по возрасту палеогену, сложены флишевой толщей, насыщенной продуктами подводной деятельности. Отделение этой части разреза от нижнемиоценовых вулканогенных отложений дуги представляет довольно сложную и не всегда выполнимую задачу (Геологическое развитие . . . , 1968).

На о-вах Бонин, являющихся внешней грядой дуги, описаны выходы донеогеновых пирокластических и терригенных отложений с лавовыми потоками и линзами известняков (эоцен—олигоцен). Возраст лав по калий-аргоновому методу составляет 28 и 40 млн лет (Kaneoka et al., 1970). Здесь же в породах вулканического комплекса обнаружен стекловатый магнезиальный гиперстеновый андезит, названный петрологом У. Петерсоном бонинитом.

Геологические образования островной дуги. Наиболее детально изучены в южной части Фосса Магна, где "зеленотуфовая" формация раннего миоцена достигает мощности 9—10 км. Сложена она различными вулканическими породами основного и среднего состава, туффитами и брекчиями с прослоями известняков и аргиллитов. Перекрываются они отложениями верхнемиоцен-нижнеплиоценовой серии Фудзигава мощностью 5000 м. В целом к концу среднего и в позднем миоцене вулканическая деятельность значительно ослабла; преобладающие типы пород — лавы и туфы среднего состава, переслаивающиеся с морскими отложениями.

Комплекс миоценовых образований прорван интрузиями кварцевых диоритов и метаморфизован до фации зеленых сланцев и амфиболитов. Необходимо, однако, отметить, что некоторые из японских исследователей относят метаморфические породы к палеогеновым (доостроводужным) образованиям серии Симанто. Плиоценовый разрез в Центральном Хонсю предстает континентальными обломочными отложениями, содержащими лавово-пирокластический материал.

О-ва Идзу образуют цепь современных и четвертичных вулканов, извергающих преимущественно базальтовый и андезито-базальтовый материал. Вскрывающиеся из-под лавовых потоков неогеновые отложения представ-

лены в основании разнообразными эффузивами базальтового и андезитового состава с прослоями аргиллитов, туфов, брекчий и конгломератов. Поздний миоцен сложен толщей эффузивов и туфов андезитового состава, прорванных дайками кварцевых диоритов и габбро. На расположенных западнее о-вах Ниидзима вскрыты плиоценовые базальты и риолиты неизвестного возраста. Лавы содержат ксенолиты "зеленых туфов" из неогенового основания островов.

Марианская дуга

Данные о геологическом строении островов дуги весьма отрывочны. На о-вах Гуам, Сайпан и Тиниан, составляющих внешний хребет дуги, наиболее древние породы объединяются в ряд свит предположительно позднеэоценового или более древнего возраста. Они представлены набором вулканитов от кислых разностей на о-ве Сайпан до основных на о-ве Гуам. Широко распространены андезиты. Вулканическая деятельность протекала как в подводных, так и в субаэральных условиях. С вулканическими породами переслаиваются и перекрывают мелководные известковые осадки позднего эоцена. К раннему олигоцену вулканическая деятельность прекратилась или значительно уменьшилась.

Никаких данных о строении раннепалеогеновых или более древних отложений Марианской дуги не имеется. Драгирование приостровного склона Марианского желоба показало распространение осадочных образований, гиалокластитов, туфов эоценового и миоценового возраста, а также лав базальтов, марианитов, диабазов, габбро и ультрабазитов (Геология дна . . . , 1980). На расположенном к юго-западу о-ве Яп обнажены метаморфические породы — амфиболиты, зеленые сланцы и ультрабазиты. По мнению А. Миасиро (Miyashiro, 1973), эти породы представляют офиолитовый комплекс, который перекрывается осадками миоценового или позднеолигоценного возраста.

Второй этап вулканизма на дуге начался в позднем олигоцене и продолжался до среднего миоцена. Это установлено при изучении вулканических пород на о-вах Гуам и Сайпан, а также по данным глубоководного бурения в Филиппинском море. В результате его проявления образовался ряд пород от базальтов до андезитов, перекрытых верхнемиоценовыми и нижнеплиоценовыми известняками. Последний период вулканизма проявился в пределах внутренней гряды дуги в позднем плиоцене и продолжается до наших дней. Преобладающие продукты извержений — базальты и андезито-базальты.

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ДУГ

Последние 15—20 лет характеризовались большими объемами разнообразных геофизических исследований в активных окраинах Азиатского континента, проводимых по программам МГГ, Проекта верхней мантии, Геодинамического проекта, а также в связи с изучением нефтегазоносности окраинных морей. Многочисленные данные обобщены в крупных сводках (Аверьянова, 1968; Марков, 1975; Туезов, 1975; Сергеев, 1976; Строение . . . , 1976; Глубинное . . . , 1978; Гнибиденко 1979; Итоги . . . , 1979; Родников, 1979; Сычев 1979; Балеста, 1981), которые использовались нами при написании этого раздела.

Глубинное строение земной коры

Курильская дуга. В строении земной коры данного региона прослеживаются три границы раздела: подошва рыхлых осадков, кровля базальтового слоя и раздел Мохоровичича (подошва земной коры). Термины "базальтовый" и "гранитный" употребляются здесь и далее в смысле формальных обозначений слоев с определенными скоростями сейсмических волн.

Раздел М глубоко прогнут под островодужным склоном желоба и имеет сложный рельеф с перепадами глубин от 15 до 35 км (рис. 2). Под центральным участком дуги наблюдается поднятие этой границы, протягивающееся от акватории Тихого океана в Южно-Охотскую котловину. Мощность коры здесь составляет 25 км по границе со скоростью волн 8,0–8,2 км/с против 30–50 км на южном фланге дуги. В районе южных и северных островов наблюдается по два сопряженных прогиба, осевые линии которых ориентированы параллельно дуге. Максимальные глубины прогибов (до 35 км) отмечаются под островодужным склоном желоба. К центральной части дуги они уменьшаются, и на широте о-ва Матуа затухают.

Базальтовый слой обнаруживает черты расслоенности и имеет сложный рельеф кровли. Под южной частью дуги его поверхность залегает согласно с разделом М, но находится в обратных соотношениях с подошвой рыхлых осадков. Под склоном желоба в районе о-ва Уруп наблюдается обратный характер соотношений. По сравнению с океаном и тыловой котловиной мощность базальтового слоя под дугой увеличена и варьирует от 10 до 25 км. Зоны утолщения слоя протягиваются параллельно дуге; его мощность увеличивается к флангам. Соотношение мощности базальтового и надбазальтового слоев неодинаково вдоль дуги: на юге оно составляет 0,7–1,6 против 3,1–4,3 в центральной части.

Верхняя часть коры образована рыхлыми осадочными отложениями со скоростями сейсмических волн до 3,0 км/с. Более плотные отложения (от 4 до 5,5 км/с) объединяются в вулканогенно-осадочный слой.

На основании комплексных исследований МОВЗ и ГСЗ на островах и акватории (Гнибиденко, 1979; Злобин и др., 1982; Злобин и др., 1985), установлено присутствие в разрезе земной коры гранитного слоя. Граничные скорости поперечных волн в его кровле составляют 5,9–6,1 км/с, глубина залегания от поверхности под о-вом Кунашир от 0,5 до 5 км, мощность 10 км, под о-вом Симушир 2–3 км, мощность 6 км. Методом обменных волн землетрясений показана расслоенность земной коры и верхней мантии под южными островами и присутствие четких границ обмена на глубинах 23–33, 35–50, 55–60 и 70–90 км. Раздел "кора–мантия" отождествляется с границей на глубине 35–50 км, однако с таким же успехом за М можно принять границу на глубине 23–33 км, поскольку для обоих из них данные о граничных скоростях отсутствуют.

П-о в К а м ч а т к а. По данным ГСЗ, полуостров в целом характеризуется утолщенной земной корой, мощность которой под Срединным и Восточно-Камчатским антиклинориями составляет соответственно 40 и 42 км. К западу и востоку толщина коры уменьшается до 28 км на западно-камчатском шельфе и до 24 — на тихоокеанском. В генерализованном виде подошва коры имеет волнообразную вогнутую поверхность с прогибами, соответствующими антиклинорным структурам, и поднятиями — синклинорным. В пределах Центрально-Камчатской депрессии наблюдается воздымание подошвы коры с локальным минимумом в районе Ключевских вулканов. Восточная вулканическая зона расположена на перегибе поверхности М.

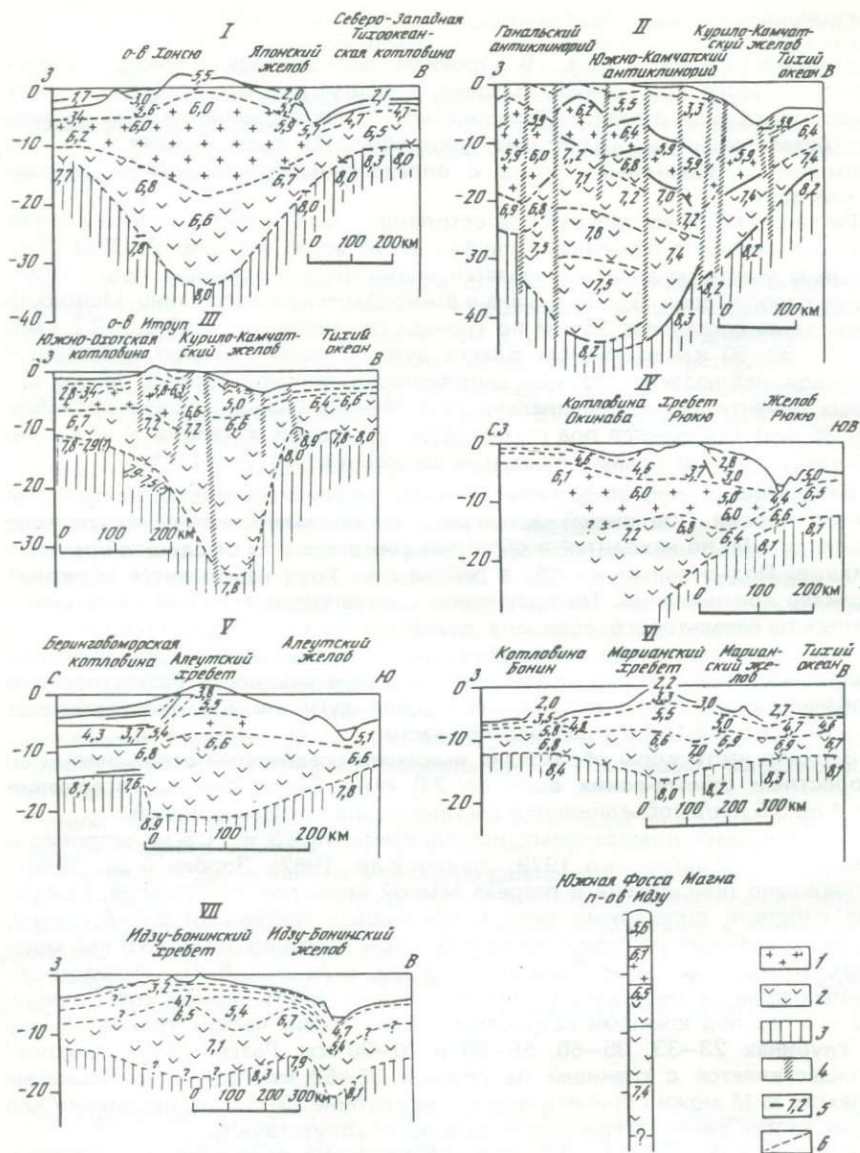


Рис. 2. Глубинное строение земной коры островных дуг Восточной Азии (схематизировано автором)

1 — "гранитный" слой; 2 — "базальтовый" слой; 3 — верхняя мантия; 4 — глубинные разломы; 5 — скорости продольных волн, км/с; 6 — предполагаемые границы; I—VI — разрезы

Распределение мощностей вулканогенно-осадочного, гранитного и базальтового слоев крайне неравномерно. Если принять, что для типично континентальной коры отношение мощности гранитного и базальтового слоев равно и больше 1,0, то для западной, центральной и восточной частей Камчатки этот показатель составляет соответственно 1,2; 0,9–1,5 и 0,65 (Павлов, 1978).

В зависимости от мощностей и характера строения выделяются четыре типа земной коры (Глубинное . . . , 1978; Балеста, 1981). К первому из них относится кора Ганальского выступа метаморфических пород, поле выхода которых отвечает границе 5,7 км/с. Ниже кровли консолидированного фундамента (5,9 км/с) до глубины 22 км скорости не превышают граничных значений, а глубже возрастают до 6,8 км/с. Мощность базальтового слоя составляет всего 6–8 км. Раздел М залегает на глубине 26–30 км.

Второй тип коры выделяется для района Козыревского хребта и отличается наличием мощного (16–18 км) гранитного слоя со скоростью 6,4 км/с и маломощного базальтового слоя (7,0–7,2 км/с). Глубина подошвы коры составляет 30 км.

Третий тип выделяется в Центрально-Камчатской депрессии под Ключевской группой вулканов. Мощность базальтового слоя здесь увеличена до 10–12 км за счет гранитного. В низах его на глубине 20–30 км наблюдается отрицательный градиент скоростей. Раздел М представлен 10-километровой переходной зоной к мантии со сложным распределением скоростей внутри ее и чередованием слоев с повышенными и пониженными скоростями.

Для четвертого типа (Авачинская группа вулканов) свойственна мощная толща базальтового слоя, кровля которого залегает на глубине 9–11 км. Гранитный слой имеет мощность около 6 км и скорость в кровле 6,0–6,2 км/с. Нижняя часть коры представлена сложно построенной зоной перехода мощностью под вулканами до 20 км. Вариации скоростей в ней составляют от 7,9 до 7,4 км/с (см. рис. 2). Наличие высокоскоростных слоев в переходной зоне к мантии объясняется либо инъекциями альпинотипных гипербазитов, либо присутствием нерасплавленного ультраосновного вещества между участками, подверженными плавлению.

Алеутская дуга. Согласно сейсмическим данным, под дугой имеется глубокий прогиб М, начинающийся под склоном Алеутского желоба (см. рис. 2). Глубина его залегания возрастает от центральной части дуги к флангам, но по современным данным оценить ее не представляется возможным. В районе Командорских островов граница М прослежена до 30 км под островным склоном желоба и проявляет тенденцию к дальнейшему погружению под дугу (Марков, 1975).

В центральной части "корень" располагается на глубине 20–25 км, в восточной — на 30 км или даже более. Скорость волн по разделу М меняется в пределах 7,6–8,1 км/с, увеличиваясь в сторону Берингова моря и Тихого океана. Под акваториями М фиксируется достаточно четко, но под дугой она как бы "смазана" и представлена аномальной переходной зоной на глубинах 20–40 км.

Базальтовый слой имеет увеличенную мощность до 15–20 км и скорость в кровле 6,4–6,6 км/с. Выше его в составе коры присутствует слой со скоростью волн 5,5 км/с, который некоторыми исследователями отождествляется с гранитно-метаморфическим слоем (Гнибиденко, 1979). Слой со скоростью 6,0 км/с обнаружен на восточном окончании дуги близ п-ова Аляска, где его мощность измеряется несколькими километрами. Между рыхлыми осадками и условно гранитным слоем залегает вулканогенно-

осадочный слой (5,1–5,5 км/с), выходящий на поверхность на островах дуги и сложенный вулканогенными породами.

Д у г а о - в а Х о н с ю. Разрезы земной коры (см. рис. 2) свидетельствуют о наличии глубокого "корня" под Японскими островами. Граница М залегает здесь на глубине не менее 30–35 км; к экваториям ее глубина уменьшается до 15 км. Скорость по подошве коры составляет 7,6 км/с, хотя под массивом Китаками она повышается до 8,1 км/с. Внутреннее строение коры описывается типичной трехслойной моделью: базальтовый, гранитный и слой со скоростью 5,5 км/с. Прогибу поверхности М, ось которого приходится на центральную часть Хонсю, соответствует прогиб поверхности К; мощность базальтового слоя 15–20 км.

Гранитный слой со скоростью 5,9–6,0 км/с распространен повсеместно и имеет сложный рельеф. Максимальная мощность его под осевой зоной дуги составляет 15–20 км и резко уменьшается в поперечном к дуге направлении. В местах выхода слоя на поверхность развиты метаморфические образования (преимущественно плагиогнейсы). Верхняя часть коры образует слой со скоростью 5,5–5,6 км/с, сложенный палеозойскими вулканическими и интрузивными образованиями. По некоторым моделям данный слой включается в состав гранитного, как его составная верхняя часть (Родников, 1979).

Д у г а Р ю к ю. Мощность земной коры под дугой превышает 20 км, причем подошва ее фиксируется лишь в осевой части желоба (Rikitake et al., 1968). По гравиметрическим данным, мощность коры оценивается в 30 км (Павлов и др., 1975). Базальтовый слой толщиной 10–15 км имеет скорость продольных волн 6,4–6,8 км/с, но под впадиной Окинава она повышается до 7,2 км/с. Гранитный слой имеет характерную для континентов скоростную характеристику; мощность его не превышает 10 км. В верхней части разреза выделяется комплекс со скоростями волн 5,6 км/с, сложенный палеозойскими метаморфическими породами. Гранитный слой образован, вероятно, более древними докембрийскими породами фундамента Восточно-Китайской плиты.

И д з у - Б о н и н с к а я д у г а. Мощность земной коры в районе о-ва Бонин составляет 15–17 км. Граничные скорости на разделе М от 7,9 до 8,3 км/с, однако непосредственно под дугой они не определены. Большую часть коры составляет базальтовый слой, увеличив мощность 10–12 км. Он перекрывается 3–5-километровым вулканогенно-осадочным комплексом (4,7–5,4 км/с) и рыхлыми осадками.

Слой с гранитными скоростями в районе о-ва Бонин отсутствует, однако севернее, на пересечении дуги с о-вом Хонсю, он хорошо выражен и имеет толщину около 10 км. Общая мощность коры в районе пересечения (юг Фосса Магна) достигает 40 км (Тузезов, 1975).

М а р и а н с к а я д у г а. Основной прогиб поверхности М располагается здесь под осевой частью, а не смещен к желобу, как под другими дугами (см. рис. 2). Максимальная его глубина 20 км, скорость на границе с мантией 8,0 км/с. Базальтовый слой имеет толщину 10–12 км и перекрывается вулканогенно-осадочным комплексом со скоростью волн 5,5 км/с. На профиле, расположенном в пределах шельфовой части, в этом слое появляется граница со скоростью 6,0 км/с. Гранитный слой обнаружен и на профилях вдоль западного и восточного склонов дуги, где мощность его составляет 1 и 3 км соответственно. В зоне перехода дуги к островной системе Яп на глубине 2–4 км под дном моря обнаружена граница, интерпретируемая как кровля гранитного слоя, имеющего мощность 8 км (Глубинное . . . , 1982).

Основные данные по глубинному строению дуг, мощности слоев коры

Таблица 2

Строение земной коры островных дуг по сейсмическим данным

Дуга	Мощность, км			
	земная кора	базальтовый слой	гранитный слой	вулканогенно-осадочный слой
Хонсю	30–40 (7,6–7,8)	10–15 (6,6–6,7)	15–20 (5,9–6,0)	3–5 (5,5–5,6)
Восточная Камчатка	29–37 (7,9) 41–47 (8,2)	11–15 (7,1)	4,5–8,0 до 20,0 (5,9)	3–4 (3,5)
Рюкю	Больше 25 (–)	10–15 (6,4–6,8)	8–10 (6,0–6,1)	5 (5,6)
Курильская	24–33 (7,8)	10–15 (6,6)	до 10,0 (6,0–6,2)	0–5 (4,7–5,4)
Алеутская	25–47* (7,6)	15–20 (6,4–6,6)	3* (6,0)	5–8; 12* (5,1–5,5)
Марианская	16 (8,0)	12–13 (6,6)	1–3 (6,0)	2–5 (–)
Идзу-Бонинская	15–17 (–)	10–12 (6,5–6,7)	–	3,5 (4,7–5,5)
Юг Фосса	40	20–25	10–12	5
Магна	(8,0)	(6,5)	(6,0–6,1)	(5,5–5)

* Относится к восточной части Алеутской дуги.

Примечание. В скобках — скорость (в км/с) для земной коры по подошве основания, для остальных слоев по кровле.

и скорости распространения сейсмических волн представлены в табл. 2 и на рис. 2. Из приведенного краткого обзора видно, что при сохранении принципиальной общности строения дуг основные их различия связаны с мощностью коры и наличием в ней гранитного слоя. По этим показателям дуги могут быть условно расположены в последовательности, показанной в таблице, в верхней части которой помещены структуры с мощной корой и хорошо выраженным гранитным слоем, в нижней — с тонкой корой, лишенной гранитного слоя.

Следует иметь в виду относительность приведенной последовательности дуг, связанную с неоднозначностью и неопределенностью данных по глубинному строению. В первую очередь это относится к оценке мощности коры, определяемой положением границы М, фиксирование которой связано с трудностями. Исследования последних лет показали, что во многих случаях раздел "кора—мантия" представлен зоной перехода мощностью в несколько километров. Там же, где он фиксируется в виде резкой границы, скорости сейсмических волн на ее поверхности варьируют от 7,6 до 8,3 км/с. Области с пониженными значениями скоростей имеют, как правило, маломощную земную кору и отличаются высокими тепловыми потоками. Поэтому вполне вероятно ожидать при более детальных сейсмических исследованиях "прироста" мощности коры при фиксировании ее подошвы на границах с большими, чем 7,5–7,6 км/с, скоростями волн.

Неоднозначности в определении подошвы коры затрудняют геологическую интерпретацию границы М. Большинство исследователей связывают ее со сменой ультраосновного вещества верхней мантии основными породами низов коры в соответствующих условиях метаморфических эквивалентах. Альтернативная точка зрения сводится к признанию физической природы границы М и возможности существования в мантии коровых по вещественному наполнению пород до глубин 50 км и более.

Сейсмичность

Одна из главных особенностей островных дуг — приуроченность к ним зон высокой сейсмической активности. Совокупность пространственного распределения гипоцентров землетрясений образует сейсмофокальные зоны (зоны Беньофа—Заварицкого), представляющие системы глубокопроникающих тектонических зон, разделяющих геоблоки континента Евразии и Тихого океана. Их конфигурация в поперечном сечении меняется по простиранию и напоминает пластину или клин, погруженный под континент.

В северо-западной части Тихого океана глобальная сейсмофокальная зона разделяется на пять звеньев — Идзу-Бонинско-Приморское, Рюкю, Японское, Приморско-Курило-Камчатское и Алеутское. Выходы их на поверхность приурочены к областям, расположенным между желобами и внутренними грядами дуг. Глубина очагов землетрясений постепенно увеличивается от поверхности земной коры до 600—700 км. В районе Алеутской дуги она не превышает 200—250 км, а в секторе Командорских островов землетрясения с глубиной 90—250 км вообще отсутствуют. Под дугами Курило-Камчатской и Хонсю глубина очагов увеличивается до 600—650 км, а далее на юго-запад под дугой Рюкю она вновь снижается до 250 км. В системе Идзу-Бонинской и Марианской дуг землетрясения происходят на глубине до 650 км.

Наклон фокальных зон меняется от 30—45 до 70—90°, причем изменение наклона наблюдается даже в пределах одной дуги. Минимальные наклоны (10—12°) характерны для восточного звена Алеутской дуги, максимальные — для Марианской, под которой зона очагов на больших глубинах имеет вертикальное положение, а в нижней своей части наклонена в обратную сторону. Мощность сейсмофокальных зон на поперечных разрезах меняется от 60 до 90 км и более. С увеличением точности наблюдений мощность ее, как правило, уменьшается до 20—30 км. В верхней части зоны в пределах коры мощность очаговой области увеличивается за счет мелкофокусных землетрясений.

Глубина сейсмических очагов под вулканами меняется как в пределах дуг, так и между ними и характеризуется минимальными величинами для Алеутской дуги, максимальными — для Идзу-Бонинской. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен ниже в связи с анализом зависимости состава вулканических продуктов от глубины зон Беньофа.

Многочисленные данные указывают на сегментарное строение зон. По поведению сейсмоизобат обнаруживается относительное смещение участков скопления очагов землетрясений до 50 км по горизонтали и изменение их простираний до 30° (Sykes, 1966; Шарапов и др., 1979). Плоскости, разделяющие фрагменты фокальных областей, совпадают с выраженными на поверхности крупными тектоническими зонами, что указывает на взаимосвязь глубинных сегментов с поверхностной геологией (Сергеев и др., 1982).

Гравиметрические данные

Региональными гравиметрическими наблюдениями установлено резкое нарушение изостазии районов островных дуг, характеризующихся наличием зон интенсивных положительных и отрицательных аномалий Фая, связанных соответственно с поднятиями дуг и с желобами. Менее наглядно эта картина выражена для дуги Рюкю, где интенсивность положительных аномалий невелика (Сычев, 1979). Подобная гравитационная характеристика островных дуг свидетельствует о неуравновешенности земной коры и ее недостаточной против выполнения условий изостазии мощности под поднятиями и избыточной — под желобами.

Анализ гравитационных аномалий совместно с сейсмическими данными свидетельствует о плотностных неоднородностях верхней мантии островных дуг. По сравнению с "нормальной" мантией океана на уровне компенсации 100 км для Курильской дуги недостаток плотности составляет от $-0,05$ до $-0,1$ г/см³, а избыток плотности под желобом — от $+0,1$ до $+0,15$ г/см³ (Тузев, 1975). Величина уплотнения мантии под желобом в 2–3 раза превышает разуплотнение под дугой. Аналогичная ситуация характерна и для всех дуг запада Тихого океана. Причина этих неоднородностей заключается в латеральном изменении состава верхней мантии и температурных вариациях, определяющих расширение вещества при повышенных тепловых потоках.

Верхняя мантия

Комплексными исследованиями показано, что верхняя мантия обладает латеральной и вертикальной неоднородностью, причем структура ее разнообразна и меняется от района к району. Главной особенностью строения является наличие низкоскоростного слоя, обнаруженного Г.С. Горшковым (1956) по эффекту экранирования сейсмических волн.

На Камчатке под Авачинско-Корякской группой вулканов выявлена зона поглощения на глубине от 30 до 80 км (Федотов и др., 1966). Аналогичными методами обнаружены аномальные зоны под Ключевской группой на глубине 40–150 км (Токарев и др., 1970). По материалам А.С. Болдырева (1969), наибольшее затухание поперечных волн под вулканическим поясом Камчатки наблюдается на глубине 80–150 км. Аномальные свойства верхней мантии установлены для Курильской дуги, где выделено 4 астеносферных слоя с пониженными скоростями в интервале глубин 60–430 км (Тараканов и др., 1969), а также под дугами Хонсю, Идзу-Бонинской и Рюкю на глубинах от 40 до 270 км (Балеста, 1981).

Природу астеносферных слоев связывают с переходом вещества из кристаллической в аморфную фазу при температурах, близких к солидным. Как правило, разуплотненные зоны совпадают с зонами повышенной электропроводности, что указывает на их общую природу. В районах активного вулканизма дуг повсеместно на глубине 30–40 км устанавливаются слои повышенной проводимости. Иногда они залегают в коре на глубине 10–20, 10–30 км (Курильская, Идзу-Бонинская дуги). В целом можно говорить о наличии двух слоев повышенной электропроводности — в земной коре (10–15 км) и на границе "кора-мантия". Последний, по данным некоторых авторов, распространяется в мантию до глубин 100–150 и даже 200 км.

ВЫВОДЫ

1. В позднекайнозойское (олигоценое) время практически одновременно вдоль всей окраины Азиатского континента произошла крупнейшая тектоническая перестройка, в результате которой образовалась система Восточноазиатских островных дуг. Они заложилась дискордантно по отношению к структурному плану на гетерогенном и гетерохронном фундаменте, отдельные блоки которого, будучи вовлеченными в процесс перестройки, входят в систему современных структур островных дуг.

2. Стадия заложения и развития дуг не связана непосредственно с этапами предшествующей истории развития континентальной окраины. Неогеновые островодужные толщи перекрывают верхнемеловые геосинклинальные отложения, а также мезозойские, палеозойские и, возможно, докембрийские образования, неоднократно подверженные дислокациям, метаморфизму и интрузивным инъекциям. Одновременное наложение вулканических поясов на гетерогенные структуры с разными типами коры свидетельствует о независимости проявления островодужной стадии как специфической формы орогенного режима.

3. В структурном отношении дуги приурочены к областям с утолщенной по сравнению с океаном земной корой, близкой по типу строения к субконтинентальной и континентальной. В строении земной коры дуг принимают участие мощный базальтовый (15–20 км) и вулканогенно-осадочный слой, повсеместно фиксируемые по скоростям распространения сейсмических волн. Гранитный слой развит не на всех дугах; мощность его колеблется от первых километров до 15–20 км.

4. Особенностью строения коры островных дуг является наличие в ее основании переходной зоны к мантии ("коро-мантийной" смеси), имеющей мощность до 20 км и сложное распределение скоростей сейсмических волн. Приуроченность слоев с пониженной скоростью упругих волн и повышенной электропроводимостью к подошве коры и к верхней части мантии свидетельствует о развитии процессов плавления глубинного вещества под островными дугами.

Глава III

ГЕОЛОГИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Состав и строение позднекайнозойских отложений островных дуг свидетельствуют об их формировании за счет длительно протекавших интенсивных вулканических процессов, на что указывает обилие в разрезах эффузивов и туфов, чередующихся с вулканогенно-осадочными и вулканомиктовыми породами. Даже такие породы, как диатомиты и опоковидные алевролиты, образовавшиеся при хемогенном осадконакоплении, связаны с вулканической деятельностью, о чем свидетельствует присутствие в их составе тонкораспыленного пирокластического материала и тесная ассоциация с туфами и туффитами. Грубообломочный состав вулканогенных пород и их резкая фациальная изменчивость в латеральном и вертикальном направлениях указывают на близость источников сноса и накопления осадков.

В течение рассматриваемого времени вулканическая деятельность носила пульсационный характер с периодическим изменением активности вулканов и преобладающего состава продуктов извержений. Фазы активности протекали на фоне тектонических движений разных знаков, смена которых,

как правило, сопровождалась фазами складчатости. Благодаря этому разрез кайнозойских образований имеет неоднородное строение и может быть разделен на ряд вулканических комплексов, отличающихся возрастом, строением, составом, степенью измененности и условиями формирования. Ниже мы остановимся подробнее на характеристике этого ряда комплексов на примере наиболее изученных островов Большой Курильской гряды и в более краткой форме коснемся строения аналогичных рядов на других островных дугах.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ БОЛЬШОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ – СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ, СОСТАВ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Вулканическая деятельность, продолжавшаяся на Курильских островах с раннего миоцена, а возможно, и с олигоцена, привела к образованию четырех вулканических комплексов – “зеленотуфового”, вулканогенно-кремнисто-диатомитового, базальтоидного и андезитового, фиксирующих проявление в истории островной дуги четырех фаз вулканизма (рис. 3).

“Зеленотуфовый” комплекс

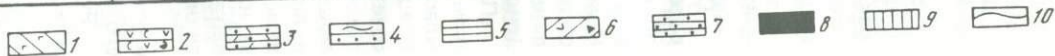
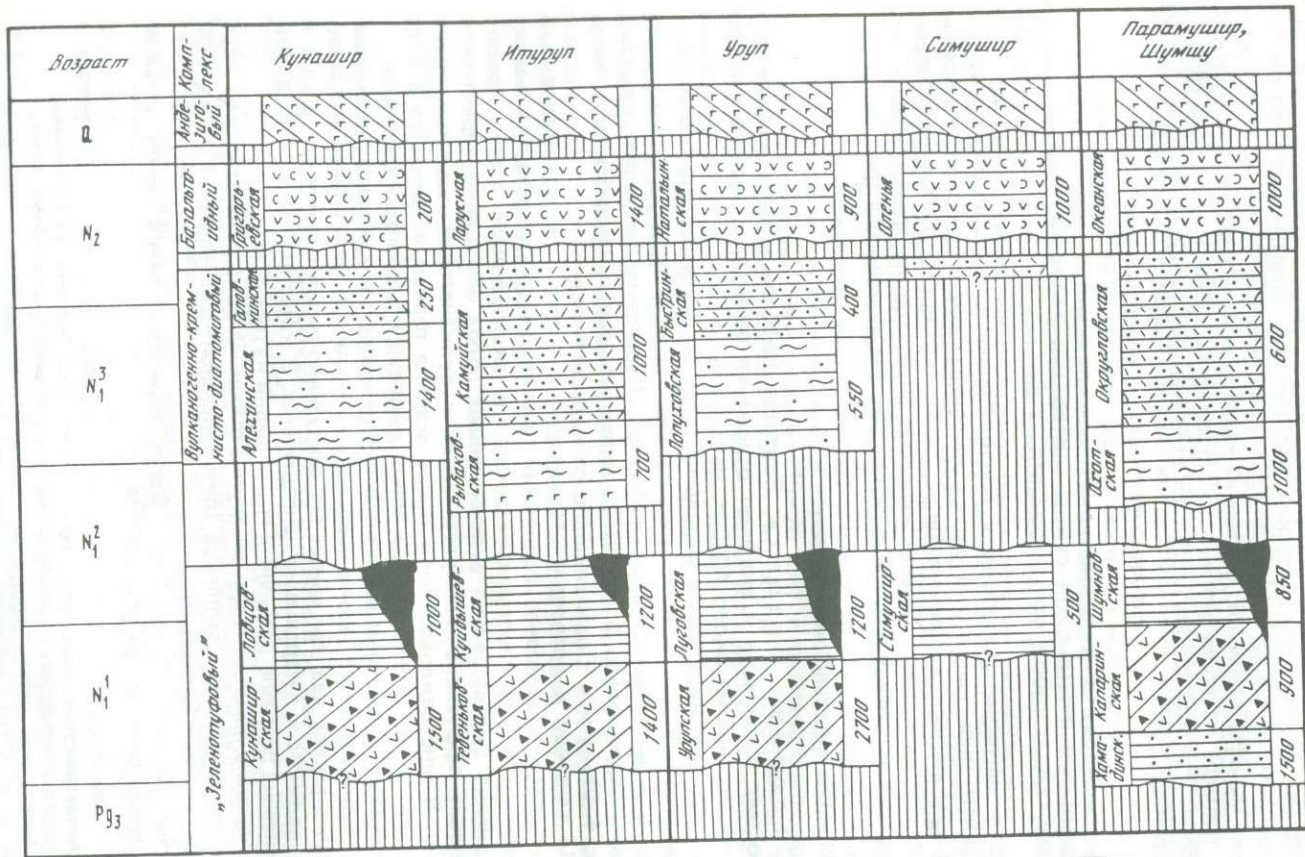
Строение разреза. Является наиболее древним комплексом в составе ассоциации и включает отложения раннего и среднего миоцена общей мощностью около 4000 м. Не исключена возможность, что породы в основании разреза, как и на других дугах, имеют олигоценовый возраст. Комплекс широко распространен на о-вах Уруп и Парамушир, в меньшей степени – на о-вах Кунашир и Итуруп. На остальных островах известны лишь изолированные фрагментарные выходы доверхнемиоценовых пород (рис. 4–9).

По генезису и условиям образования в составе нижнемиоценовых и ниже-среднемиоценовых отложений можно выделить эффузивно-пирокластическую, вулканогенно-осадочную и экструзивную группы фаций. Специфика формирования вулканогенных пород обусловила характерное сочетание эффузивно-пирокластических и вулканогенно-осадочных групп фаций. В многокилометровой толще осадков первые встречаются в виде мощных “линз”, фиксирующих собой деятельность крупных очагов палеовулканизма. С течением времени активность одних таких очагов прекращалась, в другом месте зарождались новые вулканы. В фиксированном разрезе наблюдается как бы смещение эффузивно-пирокластических фаций в вертикальном и латеральном направлениях. В качестве примера приводится описание разрезов различных групп фаций на о-ве Уруп.

Эффузивно-пирокластическая группа фаций. Широко развита на о-ве Уруп в основании разреза комплекса (ручьи Виловой–Шеломайник) и в верхней его частях (мыс Несчастья).

Ручьи Виловой–Шеломайник. Вдоль береговой линии между устьями этих ручьев снизу вверх обнажаются:

	Мощность, м
1. Агломератовая лавобрекция основного состава. Обломки до 25 см имеют остроугольную форму и представлены темно-серыми андезито-базальтами	50
2. Псефитовые туфы, переходящие вверх в агломератовые и глыбовые. Обломки (до 40 см) однородны, сложены эффузивами среднего состава	80–90
3. Агломератовый туфит серовато-зеленого цвета. В обломках – пропилитизированные эффузивы, измененное стекло, плагиоклазы.	100
4. Пропилитизированные псефитовые туфы.	100



	Мощность, м
5. Агломеративная лавобрекчия с обломками пропилитизированных андезитов и базальтов	18
6. Глыбовые агломеративные туфы и туффиты андезитового и базальтового состава с прослоем лавобрекчий в средней части. Цемент базальтовый.	100

Средние и верхние части разреза обнажаются на участке побережья от мыса Хива до р. Ласковой.

	Мощность, м
7. Чередование туфов агломеративных и псефитовых с туфобрекчиями и прослоями конгломерато-брекчий. Породы зеленовато-бурого, грязно-зеленого цвета. Мощность слоев 5—10 м	40
8. Туффиты псаммито-псефитовые, слоистые. Сложены обломками различных эффузивов, среди которых преобладают пропилитизированные андезиты.	60
9. Туфы и туффиты агломеративные и глыбовые с прослоями песчаников. В основании и средней части пачки — потоки пропилитизированных андезитобазальтов. Туфы плотные, массивные, зеленого цвета, в обломках фигурные бомбы и лапилли	120
10. Туфы и туффиты кислого состава. Структура меняется от псефитовой до агломеративной	85
11. Чередование брекчий и песчаников с примесью пирокластического материала. Мощность слоев 2—3 м	60
12. Туфы агломеративные андезито-базальтового состава. Обломки размером до 1 м нагромождены хаотически, слоистость и сортировка отсутствуют.	70
13. Конгломерато-брекчий вулканомиктовые с линзами и прослоями псефитовых туффитов	70
14. Гравелито-брекчий с прослоями агломеративных брекчий и туфов. Плотные, массивные, грубослоистые (5—8 м), зеленовато-серого цвета.	65
15. Чередование конгломерато-брекчий с туфами агломеративными и туффитами. Мощность слоев 5—7 м	100
16. Конгломерато-брекчий глыбово-агломеративные, переходящие в псаммито-псефитовые. Окраска пород бурая, в свежем сколе — синевато-зеленая.	100
17. Туффиты агломерато-псефито-псаммитовые среднего состава	50
18. Туфы кислые, псефитовые с шаровыми стяжениями	35

Мыс Несчастья. Охотское побережье в средней части о-ва Уруп сложено вулканогенно-осадочными отложениями луговой свиты. Они содержат иногда крупные (до 200—300 м) линзы пород эффузивно-пирокластической группы фаций, образовавшиеся в завершающий период активности первой фазы вулканизма. Примером может служить разрез отложений в районе мыса Несчастья:

	Мощность, м
1. Гравелито-брекчий с примесью крупных обломков андезито-дацитов	10
2. Тонкое переслаивание (0,05—0,1 м) псефитовых и псаммитовых кислых туфов	15
3. Туффиты псефитовые с обломками пемз и прослоями грубозернистых песчаников	20
4. Туфы спекшиеся кислого состава. Спекшиеся участки имеют стекловатый облик, зеленую окраску и уплощенную форму (типа "фьямме")	18
5. Пемзотуфы белесоватые дацитового состава.	15

Рис. 3. Схема сопоставления региональных формационных комплексов Большой Курильской гряды

1 — эффузивно-пирокластические породы, преимущественно среднего состава; 2 — брекчий, аквагенные туфы, шаровые лавы, конгломераты базальтового и андезито-базальтового состава; 3 — туфы андезитов и дацитов, туфопесчаники, туфодиатомиты, пемзобрекчий, гравелиты; 4 — чередование диатомитов, аргиллитов, алевролитов, туфопесчаников с туфами, гравелитами и конгломератами; 5 — флишоидное переслаивание туфов различного состава, лав, брекчий, туфопесчаников, туфоалевролитов; 6 — вулканические брекчий, конгломерато-брекчий, пропилитизированные лавы и туфы основного, среднего и кислого состава; 7 — глинистые сланцы, аргиллиты, граувакковые песчаники; 8 — кварцевые диориты, плагиограниты, габброиды; 9 — перерыв в отложениях; 10 — несогласия

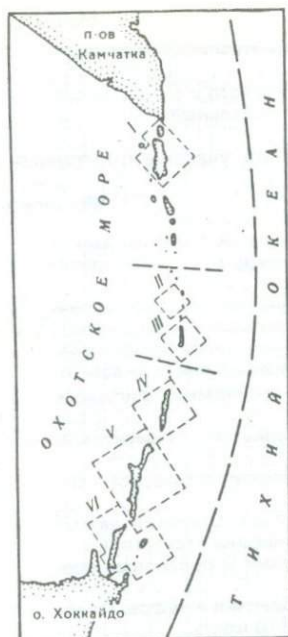


Рис. 4. Схема геологических карт Курильской островной дуги. Римскими цифрами показаны карты отдельных наиболее крупных островов

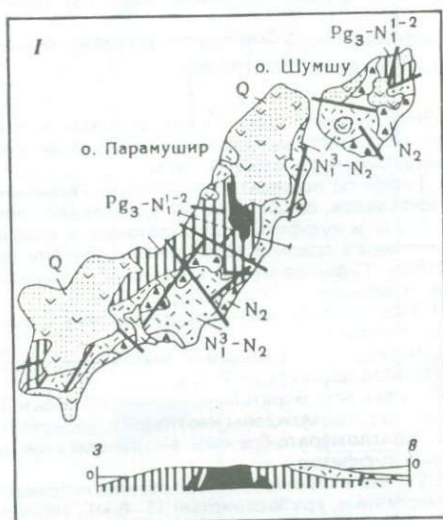


Рис. 5. Геологическая карта северной части Курильских островов (Парамушир и Шумшу)

Условные обозначения те же, что на рис 9

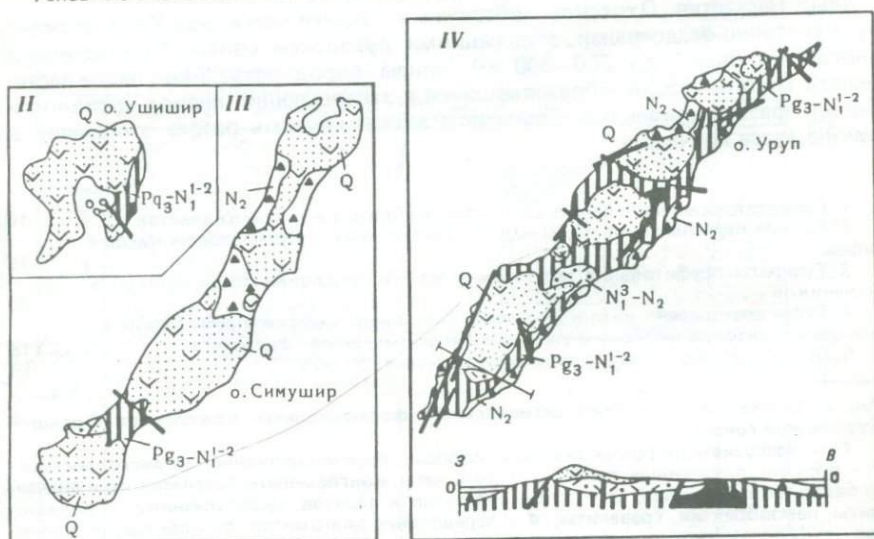


Рис. 6. Геологическая карта центральной части Курильских островов (Ушишир и Симушир). По Г.С. Горшкову (1967 г.), с искажениями

Условные обозначения те же, что на рис. 9

Рис. 7. Геологическая карта о-ва Уруп

Условные обозначения те же, что на рис. 9

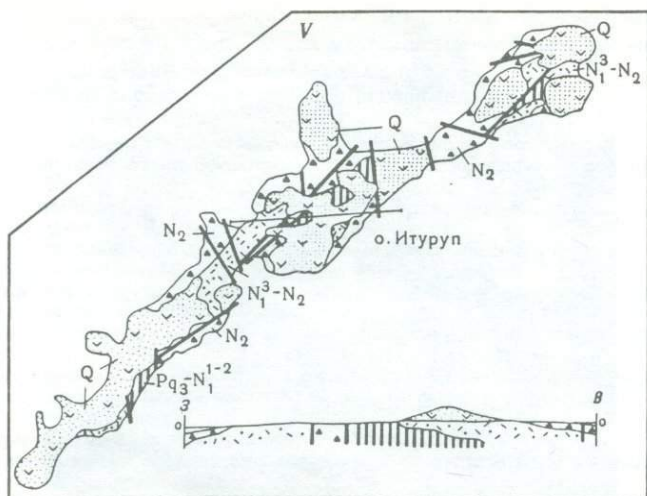


Рис. 8. Геологическая карта о-ва Итуруп
Условные обозначения те же, что на рис. 9

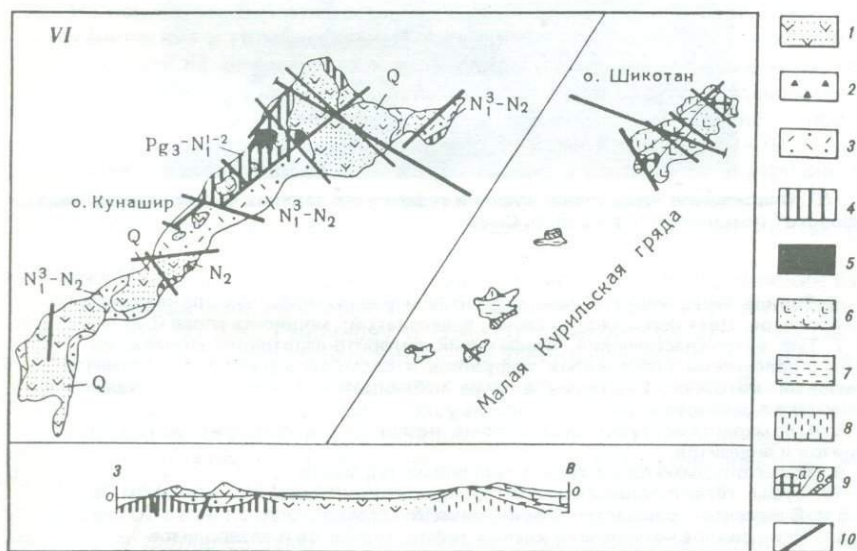


Рис. 9. Геологическая карта о-ва Кунашир и островов Малой Курильской гряды

Верхнекайнозойские вулканические комплексы: 1 — четвертичный андезитовый, 2 — верхнеплиоценовый базальтоидный, 3 — верхнемиоцен-плиоценовый вулканогенно-кремнисто-диатомитовый, 4 — олигоцен-среднемиоценовый "зеленотуфовый", 5 — среднемиоценовые интрузии габбро, кварцевых диоритов, плагиогранитов; верхнемеловые вулканические и осадочные комплексы Малой гряды: 6 — шикотанский, 7 — малокурильский, 8 — матакотанский, 9 — интрузивные образования (а — габброиды, б — силлы трахидолеритов); 10 — тектонические нарушения



Рис. 10. Флишоидное чередование туфов и туффитов в верхних частях разреза "зелено-туфового" комплекса; о-в Уруп, р. Скоба

	Мощность, м
6. Тонкое чередование туфов, туффитов и редких прослоев опоковидных алевролитов. Цвет пород светло-серый, белесоватый; мощность слоев 0,01 м	45
7. Туф витрокластический, псефитовый липарито-дацитового состава. Наряду с обломками стекловатых эффузивов в большом количестве содержит пемзовый материал. Участками в туфе наблюдается интенсивное спекание материала в зеленое стекло	30
8. Агломератовые туфы светло-серые неслоистые с примесью обломков дацитов и андезитов	15
9. Псефито-псаммитовые туфы с прослоями туффитов	5
10. Туфы гигантообломочные с "отторженцами" дацитов размером до 4—6 м. В цементе — распыленное вулканическое стекло	25
11. Флишоидное чередование кислых туфов, туффитов и алевролитов	60

Вулканогенно-осадочная группа фаций. Породы этой группы особенно распространены в составе луговской свиты в связи с заметным ослаблением вулканизма и активизацией процессов разрушения вулканов к концу раннего—среднего миоцена. Как уже отмечалось, граница между эффузивно-пирокластической и вулканогенно-осадочной группами фаций довольно условна и фациальное отнесение комплекса пород производится по преобладающему типу отложений. Представлены они разнозернистыми флишоидно чередующимися вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами

с прослоями диатомитов, глыбовыми брекчиями, конгломерато-брекчиями и конгломератами (рис. 10). В качестве иллюстрации может быть приведен разрез в центральной части о-ва Уруп.

Река Скоба. В верхнем течении ее обнажаются:

	Мощность, м
1. Пачка разнозернистых плитчатых вулканомиктовых песчаников	30
2. Грубослоистая пачка псефитовых туффитов с прослоями гравелитов и песчаников	30
3. Вулканомиктовые брекчии. Обломки представлены пропилитизированными эффузивами	80
4. Агломератные туффиты с включениями вулканического стекла	35
5. Чередование (3—5 м) брекций, гравелитов и туффитов	120
6. Пачка тонкопереслаивающихся туффитов и вулканомиктовых песчаников с примесью пирокластиков	130
7. Глыбовые брекчии с крупными обломками андезитов, дацитов и андезитобазальтов	65
8. Переслаивание разнозернистых песчаников с псефитовыми туффитами	50
9. Флишоидно чередующиеся песчаники, туффиты и опоквидные туфодиациты. Мощность слоев 0,3—0,5 м	140
10. Разнообломочные гравелито-брекчии и конгломерато-брекчии	59
11. Переслаивание гравелитов, песчаников и туффитов с включениями зеленого вулканического стекла	80

Экструзивная фация. Экструзивные породы пространственно приурочены к полям развития отложений первой фазы вулканизма и тесно ассоциируют с лавами, туфами и игнимбридами эффузивно-пирокластической группы фаций (рис. 11). Представлены они, как правило, небольшими штокообразными телами, сложенными породами среднего и кислого состава. Не исключена возможность, что с этой фацией генетически связаны субвулканические и гипабиссальные тела диоритовых порфиритов и гранитоиды, однако на современном эрозийном срезе непосредственной связи последних с экструзивными телами установить не удается. Размеры экструзий в поперечнике колеблются от 0,3 до 1,5 км, форма в плане разнообразная, чаще овальная. Боковые поверхности имеют крутое ($50-70^\circ$), иногда несколько более пологое ($35-40^\circ$) падение в сторону от экструзий. Вмещающие породы почти не изменены; чаще всего воздействие экструзии проявляется в слабой эпидотизации и хлоритизации контактовых пород.

На о-ве Парамушир "зеленотуфовый" комплекс (парамуширский вулканогенно-осадочный комплекс по К.Ф. Сергееву (1976), среднепарамуширская свита по В.К. Гаврилову и Н.А. Соловьевой (1973)) представлен в нижней части пачкой переслаивающихся скорлуповатых алевролитов, аргиллитов, глинистых и кремнистых сланцев и песчаников. Выше они сменяются 600-метровой толщей граувакковых песчаников и алевролитов с прослоями брекчий и туфов основного состава. Перекрывающие их отложения представлены лавобрекчиями и лавами базальтов, дацитов, риолитов, андезитов, чередующимися с прослоями и линзами гравелитов и вулканомиктовых песчаников. Обломочный материал вулканомиктовых пород представлен теми же разновидностями базальтов, которые встречаются в виде потоков и литокластического материала в туфах. Верхняя часть комплекса представлена конгломератами, туфами различного состава, брекчиями и аргиллитами. Все породы подвержены зеленокаменному перерождению, особенно интенсивному в низах разреза.

На о-ве Кунашир нижние части "зеленотуфового" комплекса хорошо обнажены в береговых обрывах тихоокеанского побережья на мысе Ловцова. По данным И.П. Аверьянова и Н.А. Соловьевой (1966), нижние части разреза имеют здесь хорошо выраженное слоистое строение, проявленное закономерным чередованием пластов мелко- и среднеобломочных лаво-

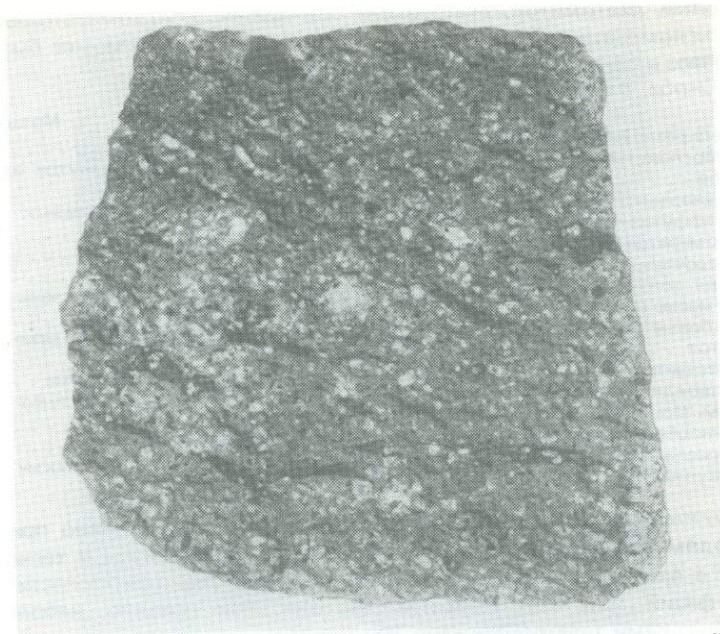


Рис. 11. Игнимбрит из отложений "зеленотуфового" комплекса. Видны "фьямме" (черное) и мелкие обломки эффузивов. Натур. вел.

брекчий основного состава с маломощными слоями песчаников и аргиллитов. Мощность лавобрекчий не превышает 50 м, песчаников и аргиллитов — 10–20 м. В разрезе на п-ове Ловцова насчитывается не менее четырех пластов лавобрекчий.

Отложения верхней части "зеленотуфового" комплекса на о-ве Кунашир объединяются в ловцовскую свиту, типичный разрез которой описан И.Г. Смирновым на п-ове Ловцова (Атлас . . . , 1972). Породы этой части комплекса представлены чередованием конгломератов, конгломератобрекчий, зеленовато-серых псефито-псаммитовых туфов основного, среднего и кислого состава, тонкопереслаивающимися туффитами и туфодиадомитами, слоями глыбовых туфов и туфобрекчий общей мощностью около 600 м.

На побережье пролива Екатерины разрез комплекса мощностью 500 м представлен лавовыми и пирокластическими образованиями кислого и основного состава, которые фациально замещаются слоистыми мелкообломочными туфами и туффитами. В районе мыса Докучаева в составе отложений преобладают переслаивающиеся туффиты и вулканогенно-осадочные породы, а также игнимбритоподобные лавы риолитов и андезитов. Выше лежащие слои представлены псаммитовыми кислыми туфами, 50-метровой пачкой зеленоватых туфоаргиллитов, толщей чередующихся лав, туфов, брекчий андезитового и андезито-дацитового состава. В районе руч. Свиногового И.П. Аверьяновым отмечается преобладание риолитов среди эффузивов (Аверьянов, 1961).

В пределах Прасоловского участка в 500-метровом разрезе комплекса обнажены пачки кислых туфов, брекчий и туффитов, потоки лав и лаво-

брекчий андезито-базальтов, слоистые псаммитовые туфы. Перекрываются они кластолавами среднего—основного состава, пачками слоистых туфо-аргиллитов, туффитов и кислыми игнимбритоподобными лавами. Общая мощность комплекса в этом районе достигает 1000 м.

На о-ве Итуруп основание “зеленотуфового” комплекса (тебеньковская свита) имеет фрагментарное распространение преимущественно в средней части острова. Сложен разрез пирокластическими, вулканогенно-осадочными и эффузивными породами среднего и основного состава, претерпевшими интенсивное зеленокаменное изменение. Верхняя же часть комплекса (куйбышевская свита) распространена на значительной территории и представлена тонкочередующимися мелкообломочными вулканогенно-осадочными и туфогенными породами, среди которых преобладают туфобрекчии, туфодиазомиты, туффиты, песчаники, опоки, гравелиты и мелкогалечные конгломераты (Геология. . . , 1964; Сергеев, 1964).

Максимальная для Большой гряды мощность разреза “зеленотуфового” комплекса наблюдается на о-ве Уруп, где она составляет 3900 м. Общими для всех островов особенностями его строения является пестрота состава пород в вещественном и фациальном отношении, преимущественно крупнообломочный грубостратифицированный тип отложений в нижней части и тонкий с флишоидным чередованием в верхней, обилие вулканического (лавового и пирокластического) материала, варьирующего по преобладающему составу от основного—среднего в начальный период формирования до среднего—кислого в конце. Регионально проявленной особенностью комплекса является зеленокаменное изменение слагающих его пород, особенно интенсивное в низах разреза и затухающее к верхней флишоидной части.

Петрографический состав. Среди продуктов наиболее древнего вулканизма преобладают туфы основного, среднего и кислого состава, туффиты, конгломерато-брекчии и вулканомиктовые песчаники. Крупные обломки во всех типах пород представлены почти исключительно базальтами, андезитами, дацитами и риодацитами.

Базальты и андезито-базальты представляют темно-серые, темно-зеленые породы массивного или миндалекаменного сложения. Количество вкрапленников от 19 до 31%. В зависимости от типа минералов во вкрапленниках выделяется несколько разновидностей пород — плагиоклазовые, авгитовые, гиперстеновые и двупироксеновые базальты и андезито-базальты. Размер порфировых выделений подвержен значительным колебаниям; наиболее крупные кристаллы плагиоклаза достигают в длину 10—15 мм, пироксена — 6—8 мм. Результаты количественного подсчета минералогического состава характерных типов базальтоидных пород приведены в табл. 3. Основная масса интерсертальная, реже — пилотакситовая или витрофирровая. Среди микролитов повсеместно отмечается плагиоклаз и моноклинный пироксен. Последний нередко встречается вместе с ромбическим пироксеном. В основной массе присутствуют вторичные минералы — хлорит, эпидот, цеолиты, кварц, альбит.

Андезиты — это средне- и мелкопорфировые породы грязно-зеленых и серых цветов. Во вкрапленниках присутствует основной—средний плагиоклаз (70—90%), моноклинный и ромбический пироксен, причем первый в несколько преобладающих количествах. Основная масса имеет гиалопилитовую и интерсертальную структуру и обычно интенсивно замещается вторичными минералами. Почти повсеместно наблюдается замещение вкрапленников пелитовым, эпидот-хлоритовым или карбонатным агрегатом с альбитом. Стекло в базисе девитрифицировано и содержит минералы из группы хлорит-хлорофен, эпидот и пренит.

Таблица 3

Количественно-минералогический состав эффузивных пород "зеленотуфового" комплекса (в объемн.%)

Минерал	Номер шлифа								
	554а	544а/10	561д/13	38/1	545м	55	40	48	1076а
Вкраплен-ники	28,5	19,8	31,0	28,1	28,3	8,8	13,6	18,0	15,5
плагио-клаз	19,7	24,4	25,5	20,5	19,0	5,8	4,0	8,2	6,2
ортопи-роксен	1,0	2,8	1,8	2,6	3,8	1,0	0,5	1,3	—
клинопи-роксен	7,8	4,0	4,2	5,0	5,5	2,0	1,5	2,7	1,0
оливин	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—
биотит	—	—	—	—	—	—	—	5,0	—
кварц	—	—	—	—	—	—	7,6	0,8	8,3
Основная масса	71,5	81,2	69,0	71,9	71,7	91,2	86,4	82,1	84,5
плагио-клаз	35,5	4,7	41,5	44,7	40,0	30,3	35,0	—	—
пиро-ксены	15,0	20,1	14,2	9,5	15,0	—	10,5	—	—
кварц	3,0	2,5	1,5	5,0	2,5	48,2	41,0	—	—
биотит	—	—	—	—	—	—	5,3	12,1	—
магнетит	4,9	3,0	4,0	5,9	4,5	—	—	—	—
стекло	—	—	11,0	10,0	12,0	—	—	50,5	70,2
Вторичные минералы	41,6	27,4	27,8	30,8	26,0	21,7	9,2	37,4	14,3

П р и м е ч а н и е. 545а — авгитовый базальт; 544а/10 — двупироксеновый базальт; 561д/13 — плагиоклазовый андезит-базальт; 38/1, 545м — двупироксеновый андезит; 55 — двупироксеновый дацит; 40 — кварцевый дацит; 48 — биотитовый риодацит; 1076а — кварцевый риодацит.

Дациты и риодациты — плотные, реже мелкопористые серые, серовато-коричневые породы. Структура большей частью афировая, реже — мелкопорфировая. Количество фенокристаллов обычно не превышает 3—12% (см. табл. 3). Исключение составляют биотитовые и кварцевые дациты и риодациты, в которых содержание порфировых выделений достигает 18%. Минералогический состав пород сходен — кислый—средний плагиоклаз, кварц, темноцветные минералы; отличие проявляется лишь в содержании кварца. Основная масса микрофельзитовая, редко — гипоглинивая и витрофирровая с перлитовой отдельностью. Как и более основные породы, дациты и риодациты характеризуются интенсивными и вторичными изменениями.

Туфы основного и среднего состава состоят из обломков эффузивов, кристаллов и вулканического стекла. Структура их варьирует от глыбовой до алеврито-псаммитовой. По агрегатному составу преобладают литокластические разности. Туфы, как правило, гетерокластические и порфирокластические, характеризующиеся скоплением обломков различных размеров, на фоне которых выделяются крупные глыбы. Литокластический материал представлен базальтами, андезито-базальтами и андезитами. В обломках кристаллов — плагиоклаз и моноклинный (редко ромбический)

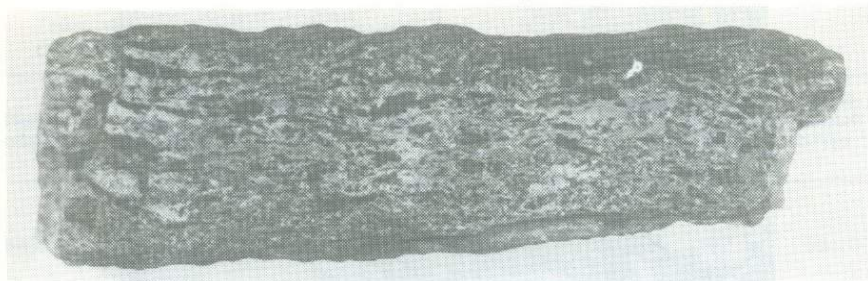


Рис. 12. Метаморфизованный туффит со следами рассланцовки из "зеленотуфowego" комплекса

Черное — уплощенные обломки витрофировых эффузивов. Natur. вел.



Рис. 13. Лито-витрокластический туф кислого состава. В цементе тонкораспыленное вулканическое стекло. Увел. 70; без анализатора

пироксен. Вулканическое стекло встречается среди цементирующей массы в тонкораспыленном виде, редко — в виде сравнительно крупных частиц с неправильными очертаниями. Тип цементации — вдавливания, пленочный, поровый, реже базальный. Цементирующая масса представлена тонкополярризующим хлорит-эпидотовым агрегатом. Интенсивно проявлены процессы вторичного изменения — альбитизация и соскюритизация плагиоклазов, хлоритизация темноцветных минералов, разложение стекла, сопровождаемые иногда рассланцеванием пород (рис. 12). Из вторичных минералов развиты хлорит, альбит, цеолиты, кварц, эпидот, реже — опал, карбонаты и пирит.

Туфы кислого состава по структуре чаще представлены псаммитовыми и псефито-псаммитовыми разностями. В нижних горизонтах преобладают кристалло-литокластические туфы, в верхних — кристалло-витрокластические и витро-литокластические. Литокластический материал представлен

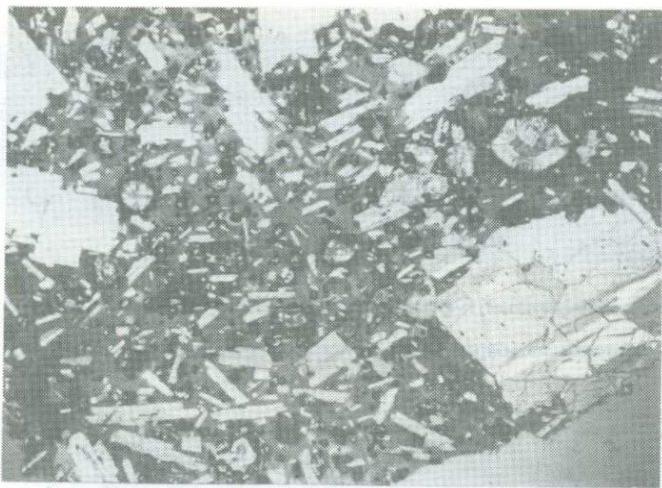


Рис. 14. Андезито-базальт с гиалопилитовой основной массой
Увел. 40; николи скрещены

пемзами и кислыми эффузивами андезито-дацитового, дацитового и риодацитового состава. Стекло содержится в виде крупных (до 1–1,5 мм) осколков рогульчатой формы и в тонкораздробленном виде в цементе (см. рис. 13). В спекшихся туфах обломки стекла спаяны в однородную витрическую массу, в которой, однако, еще сохраняются контуры отдельных обломков. Связующая масса представлена тонким пепловым и кристаллокластическим агрегатом. Особенность цементирующей массы в туфах — это слипание тонких обломков стекла в единую массу в результате поверхностной гидратации.

Игнимбриты представляют собой породу серого цвета, на фоне которого четко выделяются субпараллельные линзообразные тела черного цвета — “фьямме” (см. рис. 11). Максимальный размер их 3–4 см, толщина 0,5–1 см. Под микроскопом отчетливо устанавливается пирокластическая природа породы. Кристаллы плагиоклаза, пироксена и кварца имеют оплавленную форму с бухтообразными краями. Ксеногенный материал (10–15%) представлен полуокатанными обломками андезитов и дацитов. Цементирующая витрокластическая масса проявляет различные стадии спекания — от бесструктурной однородной до реликтовой пирокластической. Обломки стекла имеют форму, характерную для туфов, — рогульки, остроугольные обломки и пр. Химический состав игнимбритов близок к андезито-дацитам и дацитам.

Породообразующие минералы в эффузивах комплекса представлены плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксенами, реже — оливином, роговой обманкой, кварцем.

Плагиоклаз встречается в виде порфиристых выделений и микролитов в основной массе (рис. 14). Размеры фенокристаллов от 3–4 до 10–15 мм, микролиты измеряются сотыми и тысячными долями миллиметра. В породах с серийно-порфиристой структурой отсутствует резкая грань между этими двумя генерациями. Плагиоклазы обычно полисинтетически сдвойникованы, зональны и содержат включения стекла и пироксенов. Нередко отмечаются следы растворения кристаллов основной массой. Оптические свойства и состав плагиоклазов приведены в табл. 4.

Таблица 4

Оптические свойства плагиоклазов из пород "зеленотуфового" комплекса

Номер образца	Характеристика зерна	Координаты двойниковой оси			Закон двойникования	Номер плагиоклаза	Нормативный состав
		<i>DN_g</i>	<i>DN_m</i>	<i>DN_p</i>			
Базальты и андезито-базальты							
545а	Вкрапленник, ядро	57	85	35	Карлсбадский	92	57
	То же, край	60	85	30	"	68	
569д/31	Вкрапленник	67	27	75	Альбит-карлсбадский	81	54
361д/13	Ядро вкрапленника	43	64	57	Альбитовый	85	64
544а/10	То же	65	28	78	Альбит-карлсбадский	90	65
	Микролит	68	28	72	То же	70	
Андезиты							
1625г	Вкрапленник	44	59	61	Альбитовый	70	53
1616б	"	59	85	32	Карлсбадский	69	41
	Микролит	39	57	71	Альбитовый	56	
543г/2	Ядро вкрапленника	74	20	74	Альбит-карлсбадский	83	52
	Микролит	32	62	78	Альбитовый	50	
1621д	Ядро вкрапленника	53	86	36	Карлсбадский	85	48
Дациты и риолиты							
631б	Вкрапленник	73	41	54	Альбит-карлсбадский	53	39
379д	Вкрапленник, ядро	63	46	57	Карлсбадский	53	39
	То же, край	67	42	58	"	38	
579е/2	Вкрапленник	80	62	30	Альбит-карлсбадский	36	28

Результаты изучения свидетельствуют, что плагиоклазы порфириковых выделений в эффузивных породах отличаются высокой основностью и обычно представлены лабрадором и битовнитом. В породах, пересыщенных кремнеземом, содержание анортита в плагиоклазах составляет 38–52%; микролиты и краевые зоны вкрапленников на 10–20% обогащены альбитовой составляющей по сравнению с вкрапленниками; в основных и средних породах плагиоклазы порфириковых выделений от нормативного состава резко отличаются большим содержанием анортита; в кислых породах разница между ними выражена меньше; наиболее распространены законы двойникования плагиоклазом – альбитовый, карлсбадский, альбит-карлсбадский.

Моноклинный пироксен – наиболее распространенный после плагиоклаза породообразующий минерал. Присутствует в эффузивах в виде вкрапленников и микролитов в основной массе, но здесь он, как правило, интенсивно замещается хлоритом. Фенокристаллы имеют идиоморфные очертания; форма их в поперечном сечении восьмиугольная, в продольном – таблитчатая. Размеры от 0,5–1 до 5–6 мм. Данные оптического исследования (табл. 5) свидетельствуют о принадлежности их к богатым кальцием представителям диопсид-авгитового ряда. Углы угасания от 37 до 47°

Таблица 5

Состав моноклинных пироксенов в породах "зеленотуфового" комплекса

Номер образца	Характеристика породы	+2V°	Преломление		Состав, %		
			Ng	Np	Wo	En	Fs
15	Базальт	58	1,720	1,992	45	35	20
544а	"	57	1,717	1,690	45	37	18
2058а	Андезито-базальт	55	1,710	1,683	39	43	18
347н	Андезит	51	1,721	1,699	34	41	25
43	"	50	1,730	1,705	32	35	33
1617г	"	53	1,720	1,695	37	40	23
2076а	"	49	1,713	1,687	34	46	20
1559в	Андезито-дацит	50	1,722	1,696	33	41	26
53	"	52	1,720	1,698	36	42	22
632	Дацит	53	1,721	1,694	36	40	24
645	"	52	1,723	1,698	35	40	25
55	"	50	1,730	1,704	32	31	37

Таблица 6

Состав ромбических пироксенов в породах "зеленотуфового" комплекса

Номер образца	Характеристика породы	-2V°	Преломление		Состав, %	
			Ng	Np	En	Fs
544а	Базальт	68	1,702	1,685	71	29
547в/3	Андезито-базальт	63	1,710	1,693	63	37
12	Андезит	57	1,705	1,688	87	33
2076а	"	59	1,707	1,690	66	34
43	"	64	1,706	1,690	67	33
1559в	Андезито-дацит	60	1,709	1,691	65	35
53	"	61	1,710	1,693	63	37
645	Дацит	55	1,711	1,691	62	38
632	"	58	1,713	1,695	60	40

Состав пироксенов в процессе кристаллизации меняется в сторону увеличения железистости (от 18 до 37%), хотя и не проявляет четкой зависимости от кремнекислотности магмы. В общем виде эволюция пироксенов может быть представлена рядом диопсид—авгит—пижонит—авгит.

Ромбический пироксен присутствует большей частью в породах среднего и кислого состава. Формы его нахождения — удлиненно-призматические вкрапленники и шестоватые микролиты. Размер кристаллов в порфириновых выделениях по длинной оси составляет 2—4 мм. Окраска бледно- и густо-коричневая; плеохроизм в шлифе выражен слабо. По оптическим свойствам (табл. 6) пироксен отвечает гиперстену с 30—40%-ным содержанием ферросилитовой составляющей. В целом железистые пироксены более характерны для пород, пересыщенных кремнекислотой, но иногда встречаются и в породах, недосыщенных ею.

Остальные породообразующие минералы имеют сравнительно небольшое значение. Оливин почти всегда полностью замещен серпентином и диагностируется лишь по характерной огранке. Редкие сохранившиеся зерна представлены хризолитом с 25% фаялита ($N_g = 1,720$, $N_m = 1,702$, $N_p =$

= 1,680). Первичные амфиболы представлены зеленой роговой обманкой ($N_g = 1,675$, $N_p = 1,653$, $2V_{N_p} = + 70^\circ$, $cN_g = 17^\circ$) и куммингтонитом ($N_g = 1,695$, $N_p = 1,660$, $2V = + 90^\circ$, $cN_g = 15^\circ$). Биотит из дацита на о-ве Симушир характеризуется чрезвычайно высоким двупреломлением, характерным для аннита ($N_g = 1,672$, $N_p = 1,592$, $2V_{N_g} = + 25^\circ$). Кварц часто присутствует во вкрапленниках в породах, резко пересыщенных кремнекислотой, — дацитах и риодацитах. Порфиновые выделения его обычно имеют изометрическую форму и достигают в поперечнике 2—4 мм. Почти во всех изученных породах кварц слегка оплавлен и несет следы магматической резорбции.

Вторичные изменения. Олигоценые и ниже-среднемиоценовые отложения Курильских островов, Японии и Камчатки характеризуются интенсивными вторичными изменениями с новообразованиями минералов из группы хлоритов, эпидотов и цеолитов. Благодаря приобретенной зеленой окраске за ними исторически закрепилось обобщающее название "зеленые туфы" (Minato et al., 1956; Аверьянов, 1961; Ротман, 1965; и др.). Данные полевых наблюдений и результаты микроскопических исследований позволяют выделить два типа зеленокаменного перерождения пород — пропилитизацию и постседиментационные эпигенетические преобразования.

Зоны пропилитизации накладываются как на вулканогенные образования любых возрастов вплоть до четвертичного, так и на интрузивные породы. Поля измененных пород имеют резко удлинненную форму (до 30 км) и обнаруживают четкую локализацию к линейным зонам разгрузки гидротерм. По мере удаления от разломов интенсивность изменения резко падает. В зонах максимального воздействия терм первичные породы преобразованы в кварциты, окварцованные и аргиллизированные породы, вмещающие кварцево-сульфидные жилы. Минералогический состав пропилитизированных пород довольно однообразен — кварц, серицит, мусковит, опал, глинистые минералы, редко — хлорит, пирит, цеолиты, алунит. На флангах зон изменения развиты кварц-гидрослюдистые и хлорит-альбит-эпидотовые породы. Околожилные изменения в приальбандовых частях проявляются в хлоритизации и пиритизации вмещающих образований. Этот тип изменения не связан с региональным метаморфизмом, а обусловлен воздействием постмагматических и поствулканических растворов. Он устанавливается на многих Курильских островах (Сергеев, 1963) и Камчатке (Власов и др., 1964; Фаворская и др., 1965; Русинов, 1968; Логинов и др., 1974).

Наряду с пропилитизацией, имеющей локальное распространение, устанавливается и другой тип изменения, носящий региональный характер и связанный с постседиментационными преобразованиями. Этот тип изменения подтверждают следующие факты.

1. Зеленокаменные перерожденные породы имеют четкое стратиграфическое положение. Во всей Курило-Камчатской зоне и на Японских островах "зеленые туфы" расположены в основании неогенового разреза и датируются олигоценом, ранним и частично средним миоценом, причем изменению в равной степени подвержены эффузивно-пирокластические, вулканогенно-осадочные и вулканомиктовые породы.

2. Интенсивность изменения уменьшается вверх по разрезу и постепенно затухает в среднемиоценовых породах (верхи комплекса). Одновременно в вертикальном направлении меняется и состав вторичных минералов. Так, если для нижней подсвиты урупской свиты наиболее характерны альбит, хлорит, эпидот, цеолиты, кварц, карбонаты, редко — актинолит, то для луговской свиты характерны альбит, хлорит, цеолиты, кварц, глинистые

минералы. Вместе с тем имеются, хотя и отрывочные, данные об изменении состава цеолитов по мощности измененных пород. В пределах нижней подсвиты урупской свиты, по нашим данным, среди вторичных минералов распространен ломонтит с преломлением по $N_g = 1,512-1,515$. Цеолиты в верхней части урупской и луговской свитах представлены низкопреломляющей разновидностью ($N_g = 1,480-1,475$, $N_p = 1,472-1,465$) с оптической ориентировкой, сходной с таковой у морденита.

3. Зеленокаменные изменения сопровождаются структурно-текстурными преобразованиями пород. Обломки стекловатых эффузивов в нижнемиоценовых отложениях нередко имеют резко уплощенную форму с отношением толщины к длине от 1 : 10 до 1 : 20, отличающуюся от формы обломков в более молодых образованиях. В результате "растекания" стекловатых эффузивов породы приобретают сланцевую текстуру (см. рис. 12). В вышележащих отложениях, испытавших меньшее давление нагрузки, изменение формы обломков менее значительно, но так же отчетливо выражено; туфы приобретают псевдогранобластовую структуру с большим количеством контактов соприкосновения. Под микроскопом в измененных породах устанавливается ряд своеобразных структур, не свойственных ни осадочным, ни пирокластическим образованиям, — конформная, инкорпорационная и стилолитовая, характеризующихся почти полным приспособлением формы обломков друг к другу.

4. Уплотнение пород в результате изменения формы обломков и развития, сформированных вторичных минералов, заполняющих пустоты в породах, обуславливает повышенную плотность вулканогенных образований первой фазы вулканизма по сравнению с вышележащими отложениями. Результаты 260 определений плотностей вулканогенно-осадочных пород о-ва Уруп могут быть представлены следующими данными:

	Средние колебания плотности, г/см ³
Нижний миоцен (урупская свита)	2,2—2,6
Нижний—средний миоцен (луговская свита)	1,8—2,3
Верхний миоцен (лопуховская свита)	1,4—2,0
Нижний плиоцен (быстринская свита)	1,4—1,8

Изложенные материалы свидетельствуют о том, что изменения пород комплекса возникают в результате глубоких эпигенетических преобразований, переходных к собственно метаморфическим, и по характеру минеральных ассоциаций могут быть отнесены к цеолитовой фации метаморфизма по Д. Кумбсу (Кумбс, 1963; Копелиович, 1965).

Химический состав. Вся толща отложений "зеленотуфового" комплекса была сформирована в результате деятельности нескольких последовательно сменяющих друг друга крупных очагов вулканизма и протерпела вторичные изменения, особенно интенсивные в ее нижней части, поэтому состав анализированных пород подвержен значительным колебаниям. Наиболее основные породы отвечают среднему типу базальта, наиболее кислые — риолиты, что свидетельствует о значительной дифференцированности магмы в период формирования комплекса.

Характер распределения пород по результатам 150 силикатных анализов (табл. 7) показывает, что наиболее распространенными типами пород на о-ве Кунашир являются риолиты, на о-ве Уруп — андезиты и на о-ве Парамушир — андезито-базальты. В целом распределение анализов по кремнекислотности одномодальное, близкое к нормальному, за исключением о-ва Кунашир, где широко представлены риолиты и базальты. Эта особенность состава комплекса на о-ве Кунашир сближает его с конт-

Таблица 7
Распределение типов пород (в %) в дочетвертичных вулканических комплексах Ку-
рильской дуги

Комплекс	Острова	Б	А-Б	А	Д	Р	Число анализов
"Зеленотуф- вый"	Кунашир	21,5	3,5	25,0	14,3	35,8	28
	Уруп	15,3	17,0	28,8	20,3	18,6	59
	Парамушир	28,5	36,5	25,4	4,8	4,8	63
	В целом	22,6	22,0	26,7	12,7	16,0	150
Вулкано- генно- кремнисто- диато- митовый	Уруп	2,3	16,3	20,9	32,6	27,9	43
	Парамушир	14,6	16,7	37,5	20,8	10,4	48
	В целом	8,8	16,5	29,7	26,4	18,6	91
Базальто- идный	Итуруп	22,2	44,5	33,3	—	—	—9
	Уруп	59,3	37,0	3,7	—	—	27
	Симушир	70,0	30,0	—	—	—	10
	Парамушир	54,5	31,8	9,1	4,5	—	22
	В целом	55,9	35,3	7,4	1,4	—	68

Примечание. Типы пород: Б — базальты, А — андезиты, Д — дациты, Р — риолиты.

растными ассоциациями (Неверов и др., 1963). Полимодальное распределение действительно придает совокупности пород черты сходства с контрастной ассоциацией, однако о полной аналогии говорить не приходится, так как при сравнительно небольшом аналитическом материале (28 анализов) доля средних пород на Кунашире значительна (25%). Для комплекса пород всей дуги характерно преобладание андезитов при существенной роли базальтов и риолитов. На северном фланге дуги преобладающими являются андезито-базальты и основные андезиты, на южном — дациты и риолиты. Средние составы пород и стандартные отклонения как по отдельным островам, так и по комплексу в целом даны в табл. 8 (приведены к сухому остатку).

По соотношению основных породообразующих окислов продукты вулканизма "зеленотуфовой" комплекса могут быть отнесены к типичному тихоокеанскому известково-щелочному классу пород, характеризующемуся повышенным содержанием глинозема, извести, пониженным — титана и преобладанием натрия в составе щелочей. Наиболее вариabельными компонентами являются калий, магний и титан, коэффициенты вариации которых достигают 50% (отношение стандартного отклонения к среднему содержанию). Вариации содержаний вдоль гряды согласуются с кремнекислотностью преобладающего типа пород, за исключением калия, концентрации которого повышены в породах северного фланга дуги. Аналогичные вариации калия отмечаются и в поперечном к простиранию дуги направлении, о чем подробнее будет сказано ниже.

Щелочно-известковый индекс пород комплекса равен 61,5 при содержании извести и щелочей 5%, на основании чего они могут быть отнесены к кальциевому типу пород по Пикоку (Барт, 1956). Серийный индекс А. Ритмана для большинства пород не превышает 2,0, что указывает на их принадлежность к тихоокеанскому (известково-щелочному) типу с сильным и предельно сильным характером родственной группы (Ритман, 1964).

Таблица 8

Средние химические составы (в числителе) и стандартные отклонения (в знаменателе) пород дочетвертичных вулканических комплексов Курильских островов (по данным Ю.Л. Неверова (1970), В.К. Гаврилова, Б.Н. Пискунова (1975) и К.Ф. Сергеева (1976)) (в мас.%)

Оксиды	"Зеленотуфовый"				Вулканогенно-кремнисто-диатомитовый				Базальтоидный			
	Кунашир (28) *	Уруп (59)	Парамушир (63)	комплекс в целом (150)	Уруп (43)	Парамушир (48)	комплекс в целом (91)	Итуруп (9)	Уруп (27)	Симушир (10)	Парамушир (22)	комплекс в целом (68)
SiO ₂	65,13 10,26	60,67 6,72	57,14 5,67	60,02 7,66	63,66 5,36	59,32 6,65	61,37 6,42	56,15 3,02	53,06 2,76	52,37 1,22	55,19 4,97	54,05 3,71
TiO ₂	0,62 0,28	0,57 0,32	0,61 0,28	0,60 0,30	0,57 0,31	0,69 0,31	0,63 0,31	0,85 0,15	0,72 0,25	0,44 0,17	0,66 0,24	0,68 0,25
Al ₂ O ₃	16,45 2,49	16,88 2,24	18,22 2,20	17,36 2,31	16,12 1,42	19,92 2,18	16,54 1,89	18,01 1,31	18,56 1,27	20,70 1,42	18,94 1,54	18,92 1,58
Fe ₂ O ₃	2,43 1,89	3,86 1,65	4,87 2,41	4,02 2,22	3,65 1,45	4,14 2,20	3,91 1,89	3,97 1,55	5,21 1,44	3,55 0,95	4,37 1,23	4,53 1,44
FeO + MnO	3,37 2,28	4,08 1,96	3,10 1,44	3,54 1,87	3,41 2,12	3,57 2,03	3,49 2,06	5,02 1,67	4,51 1,54	5,28 1,11	4,61 1,54	4,72 1,50
MgO	3,42 2,63	4,12 1,96	4,04 1,70	3,95 2,01	2,99 1,62	3,41 2,35	3,21 2,04	3,66 1,11	4,63 1,27	4,57 0,81	3,82 1,54	4,23 1,34
CaO	3,31 2,30	5,52 2,21	7,66 1,92	6,01 2,65	5,52 1,67	7,54 2,84	6,58 2,56	9,00 1,46	9,88 1,45	10,53 1,36	8,42 1,79	9,39 1,72
Na ₂ O	3,79 1,02	3,34 0,87	3,15 0,80	3,34 0,90	3,11 0,64	3,06 0,80	3,08 0,73	2,47 0,39	2,70 0,46	2,07 0,43	3,02 0,53	2,68 0,56
K ₂ O	1,47 0,78	0,95 0,60	1,21 0,62	1,16 0,67	0,94 0,56	1,36 0,83	1,16 0,74	0,86 0,43	0,74 0,35	0,49 0,27	0,97 0,48	0,79 0,42

*В скобках — число анализов.

На диаграмме А.Н. Заварицкого точки составов концентрируются вблизи кривой типа Пеле и Лассен-Пик. Положение векторов, отражающих соотношение щелочных окислов, указывает, в общем, на высокую роль натрия.

Измененные породы в составе комплекса отличаются повышенной щелочностью и пониженной известковистостью, что сближает их со спилитами по Дели. Субвертикальное положение векторов указывает на обедненность темноцветных минералов кальцием и преобладание среди щелочей натрия, что минералогически выражается в развитии вторичных альбиты, цеолитов и хлорита. Эти изменения и послужили, вероятно, некоторым исследователям основанием для отнесения "зеленотуфового" комплекса к спилито-кератофировой формации (Неверов и др., 1963).

Содержание микроэлементов в породах комплекса приведено в табл. 9. Для их распределения характерны пониженные концентрации кобальта, хрома и ванадия (с хром-ванадиевым отношением меньше 1,0) и повышенные — элементов халькофильной группы. Олово содержится на уровне региональных фоновых содержаний, бор — в заметно меньших количествах (Леонова, 1977). На данном материале не проявляется закономерных тенденций изменений концентраций микроэлементов с ростом кремнекислотности пород.

Условия формирования отложений. Вулканические образования "зеленотуфового" комплекса представляют собой пестрый в генетическом отношении комплекс, формирование которого происходило в различных фациальных условиях в связи с деятельностью многообразных типов вулканов. Отличительные признаки фациальной принадлежности отложений не всегда достаточно четкие, и в некоторых случаях отнесение пород к той или иной фации спорное. Среди эффузивно-пирокластических пород по условиям образования могут быть выделены фации подводных и субазальных извержений. Первая представлена шаровыми лавами, аквагенными туфами и гиалокластитами. Наиболее типичные их представители известны на островах в сравнительно немногих местах (п-ова Ловцова, Кастрикум, руч. Перевалочный и др.), однако все они приурочены исключительно к нижней части отложений комплекса. Они обладают хорошо выраженной шаровой структурой лав, скорлуповатой формой обломков в туфах, специфическим комплексом вторичных минералов и образуют между собой постепенные взаимопереходы. Все это наряду с относительной выдержанностью состава пород и характером их стратификации указывает на мелководно-морские условия формирования. Более подробно генезис подобных пород будет разобран ниже при рассмотрении базальтоидного комплекса, в составе которого они имеют исключительно важное значение и сравнительно хорошо изучены.

Субазральная фация извержений наиболее характерна для верхних частей разреза фазы. Наземные извержения отличаются обилием пемзового материала в туфах, наличием признаков спекания в пирокластических породах и присутствием игнимбритов. Как известно, в водных условиях расплавленная лава быстро теряет тепло, в результате чего на поверхности лавовых сфероидов образуются стекловатые корочки. Наоборот, при субазральных извержениях происходит относительно медленная теплоотдача, благодаря чему возможно спекание обломков в туфах и образование игнимбритов. Кроме того, о наземных условиях извержений свидетельствуют многочисленные остатки обугленной древесины в пирокластических породах верхней части разреза комплекса.

В составе вулканогенно-осадочных отложений выделяются породы морского и континентального происхождения. Форма обломков в породах псефито-псаммитовой размерности из-за метаморфизма во многих

Таблица 9

Среднее содержание (в г/т) микроэлементов в вулканических породах Курильских островов (по: Говоров и др., 1979; Щеглов и др., 1982)

Компоненты	Вулканический комплекс					
	"зеленотуфовый"			вулканогенно-кремнисто-диатомитовый	базальтоидный	
	Б (3)	А (13)	Д (2)		Д (1)	Б (2)
Co	26	61	21	6,8	27	7,2
Cr	27	21	37	4,2	44	9,9
V	68	49	61	22	80	61
Cu	130	68	150	3,8	290	13
Zn	53	83	45	24	47	48
Pi	5,8	5,7	9,5	4,4	3,0	3,3
Ag	0,24	0,02	0,05	0,05	0,09	0,21
Sn	2,3	2,0	2,5	2,5	4,0	1,7
Zr	—	—	—	42	—	62
B	7,3	4,5	7,6	0,9	8,0	14

Примечание. Б — базальты, А — андезиты, Д — дациты. В скобках — число анализов.

случаях претерпела изменения и не может свидетельствовать о степени обработки материала и условиях накопления осадков. Однако в крупно-обломочных разностях эти изменения незначительны и не затушевывают первичной формы обломков в момент захоронения осадка. Для таких пород были выполнены наблюдения над степенью обработки материала. Так, в конгломератах и конгломерато-брекчиях логарифмы окатанности Уентворта варьируют от 2,15 до 2,50; такой же величиной характеризуется форма галек и валунов на современном пляже острова (Пискунов, 1967). Многие литологические разности вулканогенно-осадочных пород обнаруживают более или менее хорошо выраженную сортированность и наслоение; иногда в них встречаются остатки морской фауны. О морских и прибрежно-морских условиях их формирования свидетельствует и наличие в разрезе маломощных выдержанных прослоев алевролитов и песчаников. Для отложений континентальных фаций характерна плохая обработка материала (часто следы транспортировки отсутствуют), беспорядочное нагромождение обломков в породах с агломератовой, глыбовой и гигантоглыбовой структурой. Для них свойственна резкая смена структура, невыдержанность по мощности и пестрота петрографического состава.

Из описаний разрезов видно, что одна из основных черт их — пестрое чередование материала, различного по составу, структуре, крупности обломков, сортировке, окатанности и проч. Подобное разнообразие чередующихся пирокластических и вулканогенно-осадочных пород отражает сложную последовательность вулканических извержений, протекавших с периодическим усилением и ослаблением, с чередованием эффузивных и эксплозивных извержений неодновременно на различных участках. По соотношению лав и туфов, вещественному составу пород и др. можно предположить, что в течение первой фазы вулканизма преобладали извержения центрального типа: стромболианские и вулканические в начале фазы и пелейские в конце. Накопление продуктов происходило в мелководно-морской и континентальной обстановке на фоне компенсированного,

а местами и перекомпенсированного погружения доостроводужного основания. Преобладание континентальных фаций в верхах комплекса свидетельствует о стабилизации движений и, возможно, о слабом подъеме территории.

Разнообразие и резкая изменчивость условий осадконакопления в совокупности характеризуют фаціальную обстановку погружающегося активного вулканического архипелага. Благодаря замедлению темпа погружения к среднему миоцену в разрезе отложений "зеленотуфового" комплекса наблюдается постепенная смена преимущественно подводных извержений континентальными.

Вулканогенно-кремнисто-диатомитовый комплекс

Строение разреза. Формирование "зеленотуфового" комплекса завершилось в среднем миоцене региональной тектонической фазой складчатости, сопровождавшейся внедрением гипабиссальных и субвулканических интрузий габбро, кварцевых диоритов и плагиигранитов. Последующий период характеризуется ослаблением вулканической деятельности и резкой активизацией эрозионно-денудационной и абразивной деятельности. С концом миоцена связана новая активизация вулканической деятельности. Мощные эксплозивные извержения, сопровождавшие деятельность вулканов, способствовали интенсивному раздроблению и распылению ювенильного магматического материала, который в больших количествах фиксируется в составе синхронных отложений различных групп фаций.

На о-ве Уруп наибольшим распространением пользуется *вулканогенно-осадочная группа фаций*, отмечаемая в составе лопуховской и быстринской свит.

Бассейн р. Лопуховой. Основание разреза верхнемиоценовых пород в этом районе сложено валунными и галечными конгломератами с обломками интрузивных пород, залегающими с резким структурным и угловым несогласием на породах "зеленотуфового" комплекса. Выше них обнажаются:

	Мощность, м
1. Тонкопереслаивающиеся (0,5—0,8 м) песчаники и гравелиты	7
2. Мелкогалечные конгломераты с линзами гравелитов и включениями валунов. Среди обломков встречаются туффиты с растительными остатками	6
3. Псефито-псаммитовые туффиты кислого состава с галькой дацитов	30
4. Тонкое (0,05—0,1 м) чередование пемзовых туффитов с вулканомиктовыми песчаниками, обогащенными магнетитом	27
5. Гравелиты плохо окатанные с прослоями опоковидных песчаников и туфодиатомитов с пемзовыми включениями	25
6. Гравелито-брекчии с примесью пемзового материала	36
7. Псаммито-псефитовые туффиты. В нижней части содержат прослой щебенчатых опоковидных туфопесчаников с обильными остатками фауны	40

В правом притоке р. Лопуховой обнажаются вышележащие слои:

	Мощность, м
8. Мелкогалечные конгломераты, переслаивающиеся с витрокластическими туфами и туффитами, обогащенными магнетитом	20
9. Плотные опоковидные туфопесчаники с линзами туфодиатомидов мощностью 2—3 м	28
10. Светло-желтые пемзовые туффиты, чередующиеся с туфопесчаниками	40
11. Песчаники вулканомиктовые алевроито-псаммитовые с обильными включениями фауны	60
12. Туффиты псефитовые, переходящие вверх в агломератовые; содержат большое количество крупных (25—30 см) обломков пемз и бурых шлаков	25

13. Пемзовые туфы андезито-дацитового состава с прослойками туфодиадомитов	18
14. Конгломерато-брекчий с примесью в цементе витрокластического материала. В составе обломков около 30% гальки и валунов роговообманково-пироксеновых диоритов	40
15. Туфопесчаники серые, неслоистые с редкими включениями обломков базальтов и андезитов	15

Выше с перерывами вскрываются псефитовые туфы дацитов с валунами и глыбами кислых эффузивов.

Эффузивно-пирокластическая группа фаций. Отложения этой группы развиты преимущественно в нижней части быстринской свиты.

Река Быстрая. В основании разреза залегают 40-метровый горизонт конгломерато-брекчий. Среди обломков в них встречаются различные по окраске и структуре базальты и андезиты, зеленые вулканические брекчий из отложений первой фазы вулканизма, кварцевые диориты и измененные туфы. Выше обнажаются:

	Мощность, м
1. Гравелито-брекчий с прослоями туффитов в средней части	7
2. Андезито-дацитовые туффиты грубослоистые, плотные	22
3. Флишоидное чередование псаммитовых туффитов и туфов. Туфы витрокластические с включениями кусковой пемзы андезитового состава	10
4. Агломерато-псефитовые туффиты базальтового состава	16
5. Псефитовые брекчий однородные, неслоистые	8
6. Псефитовые туффиты среднего состава	7
7. Пемзовые туфы дацитового и риодацитового состава	10
8. Туфогенные гравелиты и конгломераты с линзой косослоистых туффитов	16
9. Конгломераты плохо окатанные, пестроцветные. Содержание обломочной фракции 70—80%, размер обломков от 3—5 до 50—70 см	13
10. Чередование (0,1—0,7 м) псефито-псаммитовых туфов и туффитов. Туфы светло-серые, витрокластические андезито-дацитового и дацитового состава	7
11. Гравелиты с прослоями косослоистых дацитовых туффитов	5
12. Псефитовые и агломератовые туффиты среднего—кислого состава. Содержат примесь угловатых обломков андезитов	8
13. Флишоидное чередование (0,15—0,5 м) кислых туфов и туффитов. В верхней части присутствуют линзовидные прослои гравелито-брекчий	12
14. Гравелиты туфогенные с прослоем мелкогалечных конгломератов и линзами диатомитов (0,2—0,8 м)	5
15. Псефито-псаммитовый туфит дацитового состава	4
16. Рыхлые однородные псефитовые туффиты кислого состава. Сложены обломками пемз (2—3 см), перлитов и игнимбринов. В цементе витрокластический материал с магнетитом	6
17. Среднегалечные конгломераты	7

Отложения в юго-западной части бассейна р. Быстрой отличаются преобладанием в их составе пирокластических пород. Разрез в целом приобретает однородный грубослоистый характер; преимущественное развитие среди пород имеют разнообломочные дацитовые и андезито-дацитовые туфы и туффиты (рис. 15). С ними ассоциируют небольшие экструзивные тела, сложенные аналогичными по составу эффузивами.

На о-ве Кунашир отложения вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса включают широко развитые здесь пестрые по составу и фациальной принадлежности отложения алексинской и головнинской свит (Пискунов, 1963). Типичный разрез первой из них описан нами по западному побережью острова южнее руч. Лобанова:

	Мощность, м
1. Туфоконгломерато-брекчий. Обломочный материал представлен андезитами и гранитоидами	50

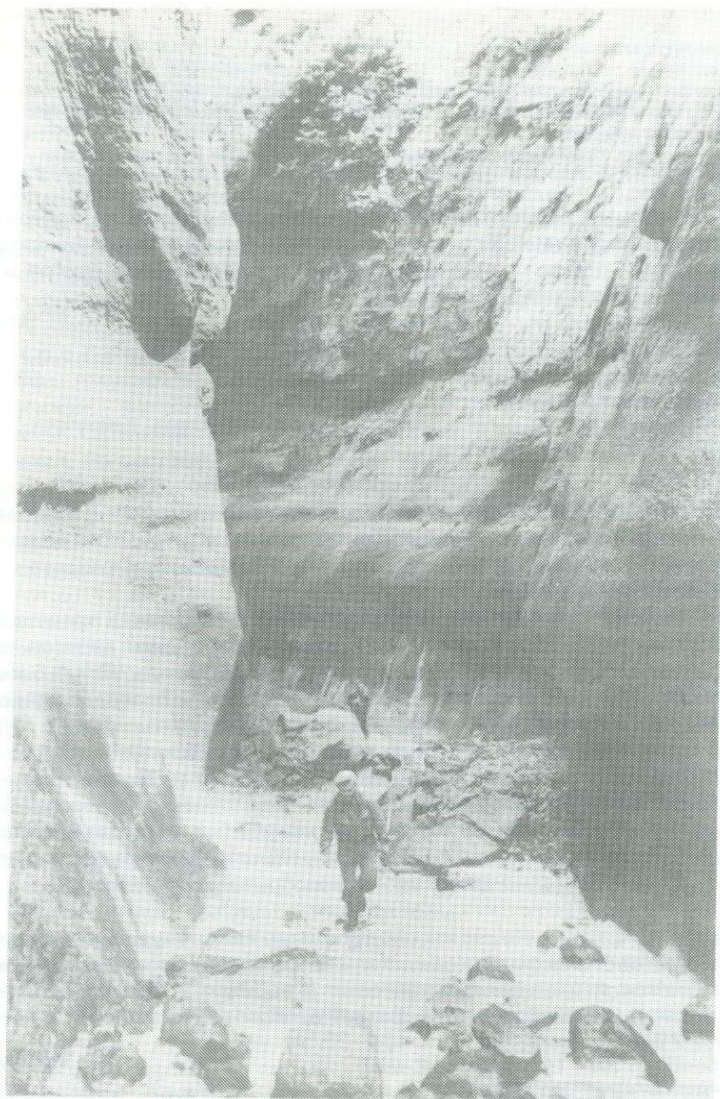


Рис. 15. Выходы пород вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса в эрозионных врезях руч. Безымянного о-ва Уруп.
 Фото автора

	Мощность, м
2. Лавы андезитов и лавобрекчии андезитового состава. Переходы лав в лавобрекчии нечеткие	200
3. Песчаники мелкозернистые, плохо отсортированные, с кварцем и мелким гравием, слабослоистые	1,5
4. Туфоконгломераты светлые, массивные, неслоистые, с обломками андезитовых лав и кремнистых туфоалевролитов	5
5. Туфобрекчии серого цвета	5
6. Алевролиты туфогенные, белые, плитчатые с прослоями мелкозернистых песчаников	10
	51

7. Туфоконгломерато-брекчий	20
8. Чередование туфогравелитов, туфопесчаников, кислых туфов, лаво-брекчий и туфоалевролитов с многочисленными обломками пемзы	500
9. Мелкообломочные конгломерато-брекчий с угловатыми и плохо окатанными обломками андезитов	200
10. Кислые туфы, псаммито-псефитовые, светлые, легкие, хрупкие, с обильными включениями угловатых кристаллов кварца	100

Наиболее полный разрез головнинской свиты составлен по побережьям острова вокруг одноименного вулкана. Наиболее нижние слои представлены пемзовыми песками и алевролитами с прослоями гравелитов и конгломератов. Выше этих слоев залегают:

	Мощность, м
1. Слоистые алевролиты с прослоями светлых пемзовых песков	40
2. Мелкозернистые туфопесчаники, чередующиеся с алевритами, опоками и плотными пемзовыми песками	35
3. Грубозернистые рыхлые песчаники с обломками пемз	20
4. Переслаивание песков с галькой пемз с кислыми туфами, пемзобрекчиями, алевролитами и песчаниками	150

Верхние части разреза сложены грубозернистыми песчаниками, обогащенными титаномагнетитом, конгломератами, галечниками и косослоистыми туффитами. Отмечаются единичные потоки андезитовых и дацитовых лав и сваренных пемзовых брекчий. Суммарная мощность разреза в этом районе оценивается в 1000 м.

Породы *экструзивной фации* рассматриваемого комплекса представлены на о-ве Кунашир линейной цепью экструзий кварцевых дацитов вдоль охотоморского побережья. Наибольшими размерами из них (2 X 1,5 км) отличается массив мыса Столбчатого, широко известный благодаря уникальной столбчатой отдельности. На перешейках Серноводском и Южно-Курильском в составе комплекса большую роль играют эффузивно-пирокластические отложения — спекшиеся игнимбритоподобные туфы среднего и кислого состава, характеризующиеся обилием стекловатых "фьямме", плотного сложением и кавернозной текстурой. Вероятно, выходы этих пород, отличающихся слабо выраженной стратификацией, фиксируют положение древних центров пирокластических (игнимбритовых) извержений (гора Отдельная).

На северном фланге Курильской дуги отложения вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса детально описаны на о-ве Парамушир в составе охотской и округловской свит (Гаврилов и др., 1973; Сергеев, 1966). По данным В.К. Гаврилова, разрез отложений комплекса в бассейне р. Аляски представлен:

	Мощность, м
1. Туфодиатомиты зеленовато-серые	0,3
2. Грубозернистые туффиты рыхлые и серые	2
3. Пачка переслаивающихся желтых оскольчатых туфодиатомитов и туфов	10
4. Грубозернистые туффиты рыхлые зеленовато-серые	2,5
5. Туфодиатомиты желтые	0,5
6. Силл эффузивов основного состава	0,5
7. Туфодиатомиты желтые, содержащие фауну моллюсков	1,5
8. Грубозернистые туффиты рыхлые	3
9. Пачка переслаивающихся туфодиатомитов, алевролитов и грубозернистых туффитов	30
Перерыв в обнажении 80 м.	
10. Вулканические брекчий. Обломки имеют размер от 5—7 см до 1,5—2 м	90
11. Мелкообломочные конгломерато-брекчий, похожие на слой 1. Количество обломков 80%, величина их не больше 5—7 см	
12. Желтые кристаллокластические туфы с витрической основной массой	2,5
13. Мелко- и среднезернистые вулканомиктовые песчаники серого цвета	

	Мощность, м
14. Туфодиадомиты желтые	2
15. Силл основных эффузивов	1,2
16. Грубозернистые зеленовато-серые туффиты	3,2
17. С перерывом в наблюдениях 140 м залегают пачка туффитов с прослоями туфодиадомитов и туфов	30

Суммарная мощность отложений на о-ве Парамушир составляет 1600 м. Максимальная мощность разреза комплекса примерно одинакова на южных и северных островах и составляет 1600—1700 м. Общей особенностью состава отложений является обилие в их составе светлого пеплового материала и пемз (рис. 16), присутствие кремнистых пород — опок, диатомитов и туфодиадомитов, ясная стратификация разреза, слабая литифицированность пород и отсутствие следов зеленокаменного изменения.

Петрографический состав. В составе комплекса доминируют туфы и туффиты дацитов и андезитов, туфоконгломераты, конгломерато-брекчии; вулканомиктовые песчаники, опоковидные алевролиты и диатомиты. Одноименные породы, входящие в состав различных фаций, не отличаются по составу, поэтому ниже приводится описание наиболее распространенных литологических разновидностей.

Базальты и андезито-базальты найдены в виде обломков; реже они слагают лавовые потоки и экструзивные тела. Представляют собой темно-серые породы порфирированного сложения. Количество порфировых выделений меняется от 17 до 30%. По характеру минералов во вкрапленниках наиболее часто встречаются плагиоклазовые, двупироксеновые и авгитовые разновидности пород. Плагиоклаз повсеместно является наиболее распространенным минералом и составляет от 60—70 до 90—95% от всего количества фенокристаллов. Состав варьирует от битовнита (№ 83) до лабрадора (№ 55). Моноклинные пироксены (5—15%) представлены авгитом состава Wo 35—39, En 42—44, Fs 23—17 отн.%. Ромбические пироксены содержатся в подчиненном количестве (2—7%) и, как правило, характеризуются невысоким содержанием железистой составляющей (21—37%). Основная масса интерсертальная, пилотакситовая, реже — гиалопилитовая. Сложена микролитами плагиоклаза (андезин № 45—50), гранулами пироксенов, магнетитом и вулканическим стеклом (показатель преломления 1,578—1,583).

Андезиты распространены в виде лавовых потоков и обломков в вулканических отложениях. Как правило, они окрашены в серые цвета, плотные и имеют порфирированное сложение. Среди минералов-вкрапленников присутствует плагиоклаз (70—95%), в подчиненном количестве содержатся моноклинные (10—15%) и ромбический (5—7%) пироксены. Плагиоклазы по составу отвечают лабрадору (№ 60—68) и андезину (№ 45—50). Моноклинный пироксен представлен авгитом (Wo 34—39, En 41—30, Fs 25—31 отн.%), ромбический — гиперстеном (Fs 30—40 отн.%). Основная масса гиалопилитовая, пилотакситовая и интерсертальная. В составе базиса большое значение имеют вулканическое стекло (показатель преломления 1,560—1,530) и микролиты плагиоклаза (андезин № 30—40).

Дациты встречаются главным образом в виде обломков пемз в пирокластических породах. Особенность их состава — это бедность кристаллическими образованиями. Во вкрапленниках (3—12%) присутствует плагиоклаз (андезин № 35 — лабрадор № 60), моноклинный пироксен (авгит: Wo 39—32, En 31—36, Fs 30—32 отн.%), ромбический пироксен (гиперстен: Fs 35—40 отн.%), кварц, редко — зеленая роговая обманка. Основная масса витрофировая, гиалопилитовая и характеризуется большим содержанием вулканического стекла (показатель преломления 1,510—1,530).

Туфы дацитового и андезито-дацитового состава — это рыхлые сло-

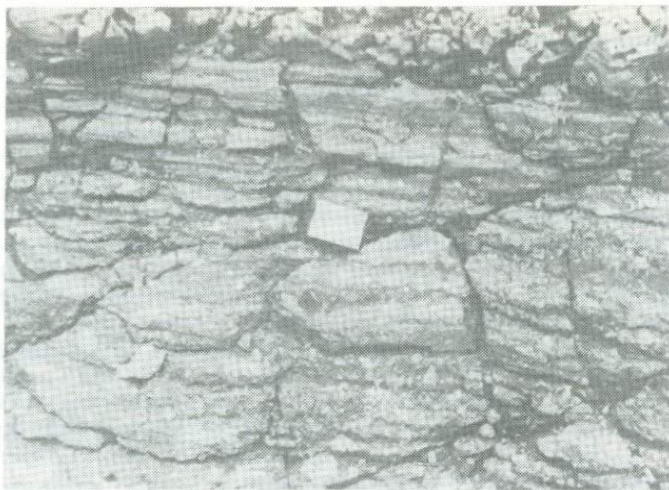


Рис. 16. Витро-литокластические туффиты вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса

Светлое — обломки пемз и вулканического стекла; о-в Итуруп

истые породы желтовато-серого цвета. Структура их варьирует в зависимости от размера обломочного материала от алевритовой до агломератовой, чаще — смешанная псефито-псаммитовая. По характеру распределения обломков преобладают порфиристо-кластические, подчиненное значение имеют гетерокластические туфы. В зависимости от агрегатного состояния компонентов встречаются различные типы туфов, но наиболее характерны витро-литокластические и лито-витрокластические. Литокластический материал состоит из обломков пемз и кислых эффузивов. Обломки кристаллов имеют подчиненное значение и представлены плагиоклазом, пироксенами, рудными минералами, редко — кварцем и роговой обманкой.

Вулканическое стекло в виде обломков разнообразной формы обнаружено во всех агрегатных разновидностях туфов, а в тонкораздробленном виде нередко образует цементирующую массу. В результате слипания и гидратации обломков стекла цемент представляет собой однородную массу, плотно заполняющую промежутки между обломками.

Туффиты кислого и среднего состава — смешанные образования, сложенные пирокластическим, вулканомиктовым, терригенным и биогенным материалом (рис. 17) (Бродская и др., 1970). Продукты взрывной вулканической деятельности представлены стеклом кислого и среднего состава (показатель преломления 1,500–1,550), обломками дацитов, андезитов и риодацитов и в значительно меньшей степени — кристаллокластической. Вулканомиктовый материал сложен фрагментами эффузивных пород и кристаллов, обладающих заметной степенью окатанности. Встречаются туффиты, состоящие исключительно из окатанных и угловатых обломков пемз. Терригенный материал представлен пропилитизированными эффузивами, кварцитами, роговиками, пемзами. В значительных количествах содержится примесь биогенного материала, в виде обломков диатомовых водорослей. Связующий цемент плотно заполняет трещины и пустоты между обломками и характеризуется развитием железистых минералов и хлорита.

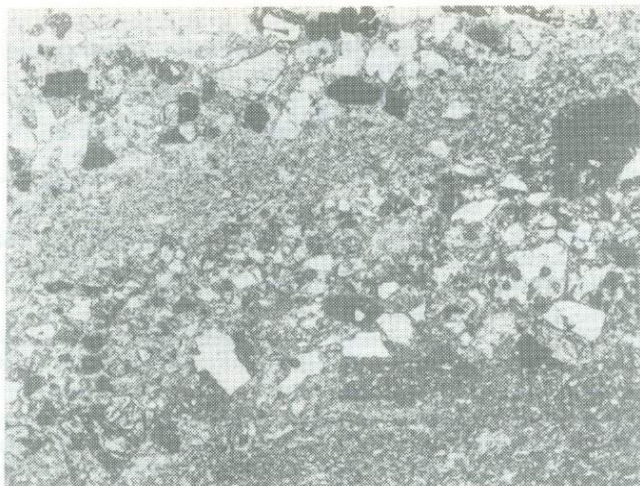


Рис. 17. Слоистый алевро-псаммитовый туффит. Увел. 60; без анализатора



Рис. 18. Флюидальная структура основной массы андезита. Увел. 110; николи скрещены

Породообразующие минералы представлены в основном плагиоклазом, пироксенами, реже — кварцем и амфиболами.

Плагиоклаз — постоянная кристаллическая фаза, присутствующая в породах в виде вкрапленников и микролитов (рис. 18). Обычно это хорошо ограниченные зональные кристаллы, слабо затронутые вторичными изменениями. Размеры таблитчатых выделений из фенокристаллов не превышают 5—7 мм.

Результаты изучения оптических свойств (25 определений) свидетельствуют о значительных колебаниях состава — от кислого андезина № 35 до битовнита № 87. В преобладающих андезито-дацитах распространен относи-

Таблица 10

Оптические свойства и состав моноклинных пироксенов в породах вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса

Номер шифра	Характеристика зерна	+2V	cNg	Преломление		Состав, %		
				Ng	Np	Wo	En	Fs
Базальты и андезито-базальты								
554г/3	Вкрапленник	50	42	1,712	1,687	39	44	17
		50	41	—	—	—	—	—
554г/11	Вкрапленник	56	43	—	—	—	—	—
557р	Ядро	45	37	—	—	—	—	—
557о	Вкрапленник	50	39	1,713	1,687	38	42	20
554	"	52	42	1,717	1,683	35	42	23
Андезиты								
628	Вкрапленник	49	46	1,721	1,695	39	30	31
1590	Микровкрапленник	58	42	1,715	1,690	44	39	17
	Микролит	43	46	—	—	—	—	—
626г	Ядро	56	44	—	—	—	—	—
	Внешняя зона	50	45	—	—	—	—	—
622а/16	Вкрапленник	52	39	1,727	1,699	34	36	30
1604г/4	Ядро	52	39	1,715	1,691	34	41	25
	Внешняя зона	52	47	—	—	—	—	—
557п	Вкрапленник	47	48	1,726	1,701	29	36	35
Дациты и андезито-дациты								
624а	Вкрапленник	54	41	1,725	1,693	32	36	32
1583а/4	"	52	42	1,720	1,697	39	31	30
623	"	42	46	—	—	—	—	—

тельно основной плагиоклаз (№ 50—55). Различие в составе плагиоклазов различных генераций достигает 25—30 номеров.

В отношении особенностей кристаллизации следует отметить резкое преобладание альбитового закона двойникования по отношению к альбит-карлсбадскому и эстерельскому, часто встречающуюся прямую зональность плагиоклазов, резорбцию вкрапленников, которая обычно предшествует кристаллизации зон, более богатых анортитом в кристаллах с повторяющейся зональностью.

Моноклинный пироксен преобладает среди темноцветных минералов. Максимальное содержание его (10—15%) отмечается в базальтах и андезито-базальтах и уменьшается по мере возрастания кислотности пород. В дацитах моноклинный пироксен содержится иногда в подчиненном количестве по отношению к ромбическому. Встречается он в виде идиоморфных кристаллов во вкрапленниках размером до 5—7 мм и изометрических гранул в основной массе. Встречаются простые двойники по первому закону (плоскость срастания — грань 010).

Результаты оптических измерений (табл. 10) показывают, что состав изученных пироксенов отвечает авгиту. С увеличением кислотности пород в них несколько увеличивается железистость за счет уменьшения известковости и магнезиальности. В целом изменение составов пироксенов сходно с направлением кристаллизации по Хессу (Винчелл и др., 1953); отличие заключается в ограниченности развития реакционных серий в сторону увеличения железистости. Так, наиболее железистые пироксены в дацитах содержат не более 32% ферросилитовой составляющей.

Изучение зональности пироксенов позволяет выделить два наиболее распространенных вида — прямую и обратную зональность железистого типа (Пискунов, 1970). Почти во всех случаях изменение оптических свойств в зонах минерала выражается в увеличении (прямая зональность) или уменьшении (обратная зональность) угла угасания при относительно постоянном угле оптических осей, что свидетельствует о вариациях соотношения магниальность—железистость в различных зонах минерала при одинаковой их известковистости.

Ромбический пироксен встречается в небольшом количестве (2—7%) по сравнению с моноклинным. Его относительное содержание несколько возрастает в кислых породах. Присутствует он обычно в виде порфирировых вкрапленников размером 3—4 мм и микролитов среди основной массы. В шлифах иногда слабо окрашен и плеохроирует от розового по *Ng* до бледно-зеленого по *Np*. Состав ромбических пироксенов по 12 определениям показателем преломления подвержен значительным колебаниям при общем невысоком уровне железистости. В основных породах пироксены в среднем несколько более магниальны, чем в кислых. Общие пределы колебания железистости составляют 21—41%. Зональность проявляется в увеличении угла оптических осей во внешних зонах кристаллов, что обусловлено возрастанием железистости.

Кварц относится к числу сравнительно редких минералов и в виде вкрапленников обнаружен лишь в дацитах и риолитах. Характерно, что в большинстве андезито-дацитовых пемз с содержанием кремнезема 62—64% среди фенокристаллов кварц не найден, несмотря на его высокое содержание по нормативному составу. Как правило, вкрапленники кварца имеют изометричную форму размером 0,5—2 мм с "заливами" и "бухточками". Кристаллы чистые, прозрачные, с однородным погасанием.

Из редких минералов следует отметить роговую обманку, единичные находки которой отмечаются в кислых туфах алексинской и лопуховской свит. Кристаллы имеют характерную шестоватую форму, часто сдвойникованы; по оптическим свойствам отвечают обыкновенной роговой обманке ($2V = +70^\circ$, $cNg = 15^\circ$, $Ng = 1,680$, $Nm = 1,670$, $Np = 1,660$). В литокластическом материале из основных туфов редко встречаются измененные и ожелезненные кристаллы оливина. Из числа акцессорных минералов постоянно присутствуют магнетит, реже — апатит и пирит.

Х и м и ч е с к и й с о с т а в. Данные о среднем химическом составе пород вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса основываются на результатах 91 силикатного анализа (см. табл. 7), состав микрокомпонентов приведен в табл. 9. Для выяснения характера распространности пород по кремнесодержанию дополнительно нами были определены показатели преломления 47 образцов искусственных стекол (Мархинин и др., 1960). Содержание кремнезема определялось по рассчитанной нами формуле, учитывающей данные контрольных определений:

$$SiO_2 = 352,04 - 187,64N.$$

Наиболее распространенными типами пород по кремнесодержанию на о-ве Парамушир являются андезиты, на о-ве Уруп — дациты. В табл. 8 из-за недостатка аналитического материала отсутствуют данные по о-ву Кунашир, однако петрографическое изучение пород приведенных выше разрезов неоспоримо свидетельствует о преобладании в составе комплекса на этом острове кислых пород — дацитов и риолитов. Таким образом, в пространственном распределении пород наблюдается такая же закономерность, как и для "зеленотуфового" комплекса, — преобладание основных пород на севере и кислых — на юге гряды, хотя в целом для описываемого комп-

лекса характерен более кислый тип пород по сравнению с "зеленотуфовым".

По соотношению главных породообразующих окислов, как и породы "зеленотуфового" комплекса, они относятся к типичному тихоокеанскому известково-щелочному классу пород, отличающихся повышенной глиноземистостью и известковистостью, низкой титанистостью, умеренной щелочностью и повышенной ролью окиси натрия в составе щелочей (см. табл. 8). Максимальной изменчивостью (около 60%) характеризуется содержание окиси калия.

По соотношению извести и щелочей породы комплекса занимают промежуточное положение между типично известковыми и известково-щелочными (индекс Пикока равен 61,5, показатель родства А. Ритмана — 0,5—2,0).

На диаграмме А.Н. Заварицкого точки составов пород образуют довольно широкую полосу от базальтов до риолитов. На разброс точек в большей степени оказало влияние то обстоятельство, что анализируемые образцы отобраны со значительной по площади территории распространности комплекса, а также процессы вторичного изменения. В правой части диаграммы точки составов довольно кучно располагаются вблизи кривой лав вулкана Пеле, отражая тем самым общую пониженную щелочность пород. Дифференциация сопровождается последовательным уменьшением роли окиси кальция в кислых продуктах за счет пропорционального увеличения количества щелочей и кварца. Окись натрия является доминирующей среди щелочей; коэффициент n только в двух случаях опускается ниже 70,0.

Положение дополнительных векторов указывает на чрезвычайную обедненность темноцветных компонентов кальцием и пересыщенность глиноземом. Вертикальный наклон вектора и частое отклонение его влево при широком развитии среди пород второй фазы двупироксеновых разностей и отсутствие биотитовых, по-видимому, связаны с избытком глинозема за счет глинистого вещества, образующегося при вторичных процессах. Изменение состава пород выражается в частичном выносе кальция из плагиоклазов при гидролизе полевых шпатов и относительном обогащении пород глиноземом.

На дифференциальных кривых нагревания образцов пемз из отложений комплекса отчетливо выделяются низко- и высокотемпературные максимумы. Начало первой эндотермической реакции происходит при 100—120°С, окончание — при 450—480°С. Высокотемпературный пик наблюдается в узких пределах 840—880°С. На кривых обезвоживания видно, что 90% воды выделяются в интервале 200—600°С; общая водоотдача составляет 6,9 и 10,7%. Таким образом, термический анализ указывает на наличие в пемзах двух типов воды — низкотемпературной (вторичной) и высокотемпературной (ювенильной), что согласуется с выводами В.В. Наседкина (1963). Низкотемпературная вода в пемзах появляется, вероятно, в связи с гидратацией их в экзогенных условиях.

Условия формирования отложений. При определении условий накопления отложений первостепенное значение имеет анализ таких признаков, которые фиксируются одновременно с образованием самого осадка, — слоистость, сортировка, окатанность материала, особенности вещественного состава.

Сортировка и слоистость. Вулканогенные образования комплекса обладают хорошо выраженной сортировкой, проявляющейся в изменении компонентов породы по размеру и весу от подошвы к кровле слоя. Преобладает прямой тип сортировки, при котором по направлению к кровле пласта происходит смена грубого и тяжелого материала более тонким и легким. Вышележащий крупнообломочный слой вновь ложится с резкой границей.

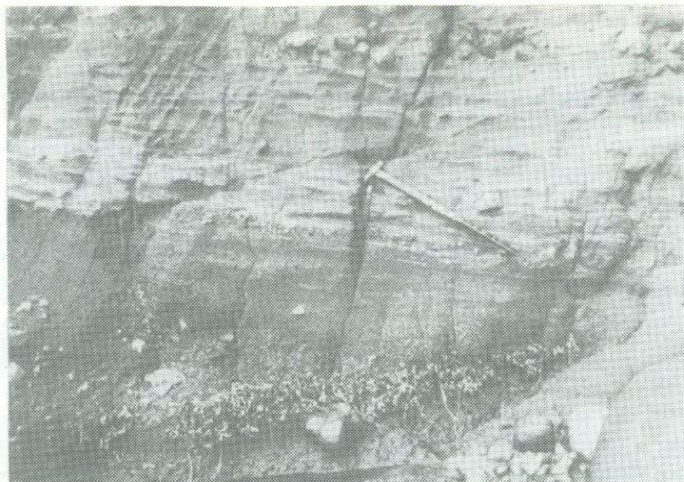


Рис. 19. Косая слоистость в туффитах вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса; о-в Кунашир

Частое повторение построенных таким образом слоев образует слоистость "ритмичной сортировки". Для ее образования по мнению Л.Н. Ботвинкиной (1965), необходимо сочетание двух факторов — оседания из взвеси и периодической подачи материала. Для рассматриваемого случая подобное распределение пирокластического материала указывает на "спазматическую" подачу вулканических продуктов в бассейн осадконакопления, где благодаря отсутствию сильных донных течений происходила гравитационная дифференциация отлагающих осадков.

Кроме горизонтальной стратификации, среди отложений наблюдаются косой и волнистый типы слоистости (рис. 19). Косая слоистость отчетливо выражена в псефито-псаммитовых туффитах и песчаниках, состоящих из смеси пирокластического пеплово-пемзового и осадочного материалов. Слоистость мелкая (мощность серий 10–20 см), смещенная, иногда параллельная, однонаправленная и попеременно разнонаправленная. Слойки средние (1–2 см), отчетливо выражены благодаря резкой смене окраски (светлой за счет пемз и темной за счет магнетита).

Волнистая слоистость встречается в мелко- и среднезернистых породах — псаммитовых и алевроито-псаммитовых туффитах и песчаниках. Слоистость выпуклая, симметричная и асимметричная с индексом ряби (отношение длины к высоте), равным 5–10. Данный тип слоистости, как известно, формируется при колебательных движениях воды и является фаціальным индикатором морских и подводнодельтовых отложений.

Нарушения первичной слоистости представлены текстурами оползания или оплывания, которые встречаются среди отложений вулканогенно-осадочной группы фаций. Как правило, они охватывают несколько слоев псаммитовых и алевроитовых пород (мощность 0,5–2 м) и распространены в пределах стратиграфического горизонта. Пачки смятых и раздробленных пород залегают между параллельными, одинаково ориентированными слоями. Поверхности, ограничивающие деформированную пачку, срезают складки, однако нередко отмечается постепенный переход от смятых слоев к ненарушенным.

Размывы — не менее распространенный тип нарушений первичной слоистости. По масштабам они бывают различные, но, как правило, даже круп-

ные из них не выходят за пределы слоя или небольшой пачки слоев. Микро-размывы в основании слоек и их серий имеют локальное развитие и уничтожают слойки на незначительную глубину. Нередко размывы сопровождаются бороздами течения и струйчатыми желобками, образующимися на песчаных склонах во время сбегания волны.

На динамическую активность среди осадконакопления указывают также нарушения слоистости включениями в результате попадания в осадок крупных обломков и валунов. Почти во всех подобных случаях нарушение слоистости выражается в разрыве слоек и погрубении материала вблизи фрагментов. Такие взаимоотношения осадка с включениями возникали, вероятно, в условиях среды выше зоны заиливания из-за смыкания отложений с поверхностью обломков.

Окатанность. Формы обломочного материала изучались на 40 обломках из конгломератов комплекса. Методика измерения и обработки наблюдения изложена в отдельной работе (Пискунов, 1967). Результаты измерения кратко сводятся к следующему. Галечный материал из горизонта лопуховской свиты характеризуется средним логарифмом окатанности 2,46, дисперсией логарифма 0,17; соответствующие значения для конгломератов быстринской свиты составляют 2,44 и 0,19. Полученные величины намного превышают пограничное значение логарифма окатанности, равное 2,306, и служат объективным показателем морских условий обработки материала.

Вещественный состав. В разрезе встречаются породы, формирование состава которых возможно лишь при определенных условиях седиментогенеза, и их присутствие среди отложений может быть использовано для определения фациальной принадлежности осадков. К ним относятся песчаники, обогащенные магнетитом, и кремнистые породы.

Максимальное содержание магнитной фракции в пробе из песчаника по р. Лопуховой составляет 45%, причем около 80% ее приходится на долю титаномагнетита. Подобные высокие концентрации рудных минералов могут служить указанием на фациальную обстановку прибрежной зоны отложения осадков, характерную для современных пляжей островов (Павлидис, 1965). Ассоциация кремнистых пород с вулканическими отложениями и магнетитовыми песчаниками указывает на то, что они накапливались в мелководном море в пониженных участках дна. На открытом шельфе с активным гидродинамическим режимом выделившиеся фазы уносились за пределы зоны и не давали повышенных концентраций.

Н.М. Страхов так определяет своеобразие необходимой палеогеографической ситуации, благоприятной для накопления кремнистых осадков: "Площади моря с изрезанной береговой линией, многочисленными островами, отмелями и впадинами между ними являются идеальным ландшафтом, ибо в этих условиях гидродинамический режим ослаблен и вынос тонких частиц из прибрежной зоны в пелагическую сведен к минимуму" (Страхов, 1962, с. 73). Предположение о полузакрытом (лагунном) характере бассейна осадконакопления подтверждается и видовыми определениями диатомовых водорослей, среди которых преобладают солоноватые и пресноводные формы (Пискунов, 1975).

Таким образом, анализ условий формирования пород вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса показывает, что поступление материала в бассейны седиментации происходило за счет вулканических извержений и продуктов разрушения прилегающих вулканогенно-тектонических поднятий. Осадки накапливались в пониженных депрессиях в мелководных полузамкнутых бассейнах лагунного типа. Тектонический режим характеризуется стабилизацией движений или слабым подъемом, последовавшим после периода погружения региона в олигоцене — раннем миоцене.

Базальтоидный комплекс

Строение разреза. Комплекс сформирован в результате проявления третьей (позднеплиоценовой) фазы вулканизма и распространен почти на всех островах Большой гряды. В его составе автором впервые для Курило-Камчатской дуги описаны характерные толщи палагонитизированных аквагенных туфов, шаровых лав, обломочно-подушечных брекчий, гиалокластитов и конгломерато-брекчий, являющиеся реперной фацией активной подводной вулканической дуги (Пискунов, 1966, 1970, 1971, 1975).

Наиболее полные разрезы образований позднеплиоценовой фазы вулканизма описаны на о-ве Уруп по бережьям залива Наталии (рис. 20) и в приустьевой части р. Озерцовой, на о-ве Симушир — на западном побережье в районе бухты Средней, на о-ве Итуруп — на мысе Пржевальском.

Залив Наталии. Нижние горизонты наталинской свиты на охотском побережье острова представлены конгломерато-брекчиями, туффитами и андезито-базальтовыми лавами. В заливе Наталии на конгломерато-брекчиях основания залегает пачка вулканических пород, состоящих из шаровых лав, подушечных брекчий, аквагенных туфов и гиалокластитов общей мощностью до 200 м. Мощность потоков в пачке от 5 до 10 м. Сложены они шаровидными лавовыми подушками и по простиранию часто переходят в обломочно-подушечные брекчи и туфы. С ними тесно ассоциируют слои гиалокластитов, состоящие из продуктов раздробления лавовых подушек. С повышением мощности пачки увеличивается содержание в разрезе эффузивов и грубообломочных брекчий. Пачка перекрывается конгломерато-брекчиями мощностью 100–120 м, содержащими прослой туффитов, туфов и линзы "обвалных" брекчий.

Вышележащая 250-метровая толща эффузивно-пирокластических пород сложена лавовыми потоками с шаровой текстурой, грубообломочными туфами и брекчиями. В подчиненном количестве содержатся прослой конгломератов и конгломерато-брекчий. Стратиграфически выше залегают однородные грубослоистые вулканомиктовые и вулканогенно-осадочные породы. Представлены они конгломерато-брекчиями, гравелитами, песчаниками и туффитами основного состава. Пирокластические образования имеют резко подчиненное значение в разрезе. Мощность отложений здесь достигает 300 м.

Породы наиболее верхних частей разреза свиты развиты в районе мыса Антипина. Представлены они образованиями, аналогичными описанным, — шаровыми лавами, туфами, гиалокластитами, подушечными брекчиями. В верхней части они постепенно сменяются агломератами, туффитами и конгломерато-брекчиями, венчающими разрез свиты.

В районе р. Озерцовой на базальных конгломератах залегают:

	Мощность, м
1. Пачка переслаивающихся псефитовых и агломератовых туфов и обломочно-подушечных брекчий основного состава. В средней части встречаются линзы конгломерато-брекчий (20–30 м)	150
2. Слоистые агломерато-псефитовые туфы и туффиты андезито-базальтового состава	30
3. Гигантоглыбовые агломераты. Неокатанные обломки базальтов достигают в поперечнике 2–3 м	20
4. Чередование туфов, шаровых лав и подушечных брекчий	100
5. Валунные и галечные конгломерато-брекчи. В обломках — валуны, глыбы и галька основных эффузивов	50
6. Грубослоистые агломератовые и псефитовые аквагенные туфы и туффиты андезито-базальтового состава	80
7. Шаровые лавы, переходящие по простиранию в туфы	10
8. Грубослоистые аквагенные туфы основного состава с большим количеством фрагментов лавовых сфероидов	15



Рис. 20. Выходы пород базальтоидного комплекса на абразионных участках побережья; о-в Уруп

	Мощность, м
9. Чередование агломератов и конгломерато-брекчий	35
10. Разнообломочные туфы с прослоями и линзами глыбовых туффитов и конгломерато-брекчий в средней части	25

Бухта Средняя. На о-ве Симушир представительный разрез отложений оленьей свиты описан на участке побережья между мысом Полянского и бухтой Средней:

	Мощность, м
1. Миндалекаменные плагиоклазовые базальты темно-зеленого цвета	30
2. Глыбовые и гигантоглыбовые конгломерато-брекчий (рис. 21)	100
3. Палагонитовые туфы основного состава. Структура смешанная агломерато-псефитовая гетерокластическая	20
4. Двупироксеновые плагиобазальты	15
5. Псефито-псаммитовые туфы основного состава	15
6. Конгломерато-брекчий, аналогичные описанным в пачке 2. Среди обломочного материала встречаются глыбы, валуны и фигурные бомбы со скорлуповатой отдельностью	50
7. Агломерато-псефитовые аквагенные туфы базальтового состава	30
8. Глыбовые вулканомиктовые брекчий	70
9. Крупногалечные конгломераты, переходящие вверх в гравелиты	29

Разрез базальтоидного комплекса на других островах гряды характеризуется одинаковыми особенностями строения и чередования пород. В целом для всей дуги отложения комплекса свойственна грубо выраженная правильная слоистость, обусловленная чередованием пород различного состава. Распределение обломочного материала в слоях весьма разнообразно и может быть сведено к трем основным типам: градационному, маятниковому и обращенному градационному.

В чередовании пород в вертикальном направлении отсутствует какая-либо определенная последовательность, скорее, особенностью разреза является беспорядочное наслоение определения набора пород. Редко удается выделить закономерно построенные многослои, своеобразие которых состоит в определенном сочетании вулканических и вулканогенно-осадочных пород. Типичной иллюстрацией подобного многослоя может служить разрез между мысом Ирина и р. Кручинушкой (о-в Уруп):



Рис. 21. Гигантообломочная вулканическая брекчия базальтоидного комплекса; о-в Симушир

	Мощность, м
1. Шаровая лава, сложенная подушечными телами (до 80 см) полустекловатых андезито-базальтов	10
2. Обломочно-подушечная брекчия, состоящая из фрагментов размером от 10 до 50 см и более. Преобладают угловатые обломки, образовавшиеся в результате раскалывания лавовых шаров.	15
3. Аквагенный псефито-агломератовый туф андезито-базальтов. Многие обломки обнаруживают скорлуповатую отдельность и имеют на поверхности корку закалывания	20
4. Валунная и глыбовая конгломерато-брекчия. Обломки имеют различный размер и степень окатанности. Среди обломочного материала много эффузивов кирпично-красного цвета.	8
5. Поток брекчированных андезито-базальтов кирпично-красного цвета. По простиранию переходит в кластолавы и далее в лавобрекчии с включениями окатанных обломков.	15
6. Конгломерато-брекчии, аналогичные слою 4	25

Приведенное чередование пород фиксирует определенный, вероятно, повторяющийся этап развития подводного вулкана: подводные лавовые излияния, субаквальные эксплозивные извержения, рост конуса вулкана над уровнем моря, наземные лавовые излияния, разрушение постройки и возобновление вулканической деятельности.

Области развития отложений базальтоидного комплекса насыщены многочисленными экструзивными и дайковыми телами. Количество последних достигает иногда 20–30 на 1 км при средней мощности 2–3 м. Многие экструзии являются жерлами плиоценовых вулканов, что доказывается морфологией тел, характером их соотношений со стратифицированными вулканическими отложениями и структурно-текстурными особенностями слагающих их эффузивов (рис. 22). Иногда наблюдаются прямые переходы секущих субвертикальных экструзий в горизонтальные лавовые потоки, что служит прямым свидетельством одновременности формирования стратифицированных пород и рвуций их тел и позволяет считать последние за выполненные лавой жерла палеовулканов.

Базальтоидный комплекс в пределах всей гряды имеет примерно одинаковую мощность, составляющую 1000–1400 м (за исключением о-ва Куна-



Рис. 22. Андезито-базальтовый нект в поле отложений базальтоидного комплекса; мыс Шаутен о-в Уруп

шир). Столь же выдержан фациальный и петрографический состав отложений, сформировавшихся в результате сочетания подводной вулканической деятельности (туфы и шаровые лавы) (рис. 23) и активной абразии вулканических сооружений островной дуги (конгломерато-брекчии). Общая особенность состава пород — их палагонитизация, имеющая региональное распространение.

Петрографический состав. Эффузивные, пирокластические

Таблица 11

Количественно-минералогический состав пород базальтоидного комплекса (в объемн. %)

Минерал	Номер шлифа					
	503в	5566	1523з	503и	1520	5036
Вкрапленники	29,0	16,6	40,4	13,2	20,8	14,9
плагиоклаз	26,5	13,4	38,7	9,0	13,4	13,4
ромбический	1,5	—	0,3	0,5	2,8	1,2
пироксен	—	—	—	—	—	—
моноклинный	1	—	—	3,7	3,5	0,3
пироксен	—	—	—	—	—	—
оливин	—	2,7	1,4	—	1,1	—
Основная масса	71,0	83,4	59,6	86,8	79,2	85,1
плагиоклаз	17,3	42,5	23,5	12,4	34,7	14,2
пироксен	4,7	12,8	13,2	—	18,9	3,1
магнетит	3,5	2,7	8,4	3,3	3,5	3,8
стекло	38,0	23,5	12,2	69,9	20,8	60,6
палагонит	7,5	1,5	2,3	1,2	1,3	3,4

Примечание. 503в — плагиоклазовый андезито-базальт; 5566 — оливиновый базальт; 1523з — плагиоклазовый базальт; 503и — авгитовый андезито-базальт; 1520 — двупироксеновый андезито-базальт; 5036 — плагиоклазовый андезито-базальт; 558а — двупироксеновый андезито-базальт; 512/12 — оливиновый базальт; 1522 —

и вулканогенно-осадочные породы комплекса являются производными базальтовой, андезито-базальтовой и реже — андезитовой магмы и обнаруживают устойчивость состава по всей гряде.

Базальты и андезито-базальты слагают основную часть верхнеплиоценовых отложений. Они встречаются в виде шаровых лав, обломочно-подушечных брекчий, потоков эффузивов, гиалокластитов, даек и экструзивных тел и входят в состав литокластического материала в туфах. По минералогическому составу среди базальтов и андезито-базальтов выделяются разновидности: плагиоклазовые, двупироксеновые, авгитовые, гиперстеновые и оливиновые (табл. 11).

Количество порфириновых выделений в породах колеблется от 3 до 40%, причем основную массу их составляет плагиоклаз. Состав его в порфириновых выделениях отличается высокой основностью (до 93% анортита). Из темноцветных минералов наиболее распространен моноклинный пироксен, характеризующийся низкой железистостью ($2V = +50 \div 60^\circ$ $cNg = 38-43^\circ$). Во вкрапленниках моноклинный пироксен встречается как единственный темноцветный минерал или совместно с ромбическим. Оливин содержится в небольших количествах в виде идиоморфных, слегка оплавленных кристаллов, нацело замещенных вторичными минералами.

Основная масса имеет различную степень раскристаллизованности. Краевые части лавовых подушек, небольшие обломки в аквагенных туфах и гиалокластитах имеют голо- и гипогиалиновую структуру, сложенную стекловатым базисом с небольшой примесью кристаллов плагиоклаза и магнетита (рис. 24).

Андезиты представляют собой плотные и пористые породы темно-серого и зеленовато-темного цвета. В порфириновых выделениях повсеместно отмечаются плагиоклаз и в небольших количествах пироксены. Редко во вкрапленниках обнаруживается зеленая роговая обманка. В целом количество порфириновых выделений колеблется от 15 до 30%, причем около 90% из них

Номер шлифа								
	558а	512/12	1522	4	11	13	14	20
	29,4	21,2	15,6	23,2	33,7	41,0	32,9	31,3
	32,1	18,8	14,1	21,7	29,4	34,5	28,4	30,1
	3,8	—	1,2	1,5	—	5,3	4,5	—
	2,5	—	0,3	—	4,3	1,2	—	1,2
	—	2,4	—	—	—	—	—	—
	70,6	78,8	84,4	76,7	66,3	59,0	67,1	68,7
	—	—	19,2	23,0	34,0	20,6	31,5	—
	—	—	—	9,4	10,4	12,0	20,1	—
	—	—	4,8	—	1,3	2,0	—	—
	—	—	37,2	42,4	7,3	10,1	15,5	—
	0,5	1,6	23,2	1,9	13,3	14,5	—	—

палагонитовый базальт; 4 — плагиоклазовый базальт; 11 — палагонитовый андезито-базальт; 13 — диоксидовый базальт; 14 — гиперстеновый базальт; 20 — палагонитовый андезито-базальт. Образцы 503в, 556б, 1523а, 503и, 503б, 558а, 1512/12, 1522 — с о-ва Уруп; 4, 11, 13, 14, 20 — с о-ва Симушир.



Рис. 23. Взаимоотношение лавовых сфероидов в шаровых лавах базальтоидного комплекса; о-в Итуруп



Рис. 24. Микролиты плагиоклаза в гиалопилитовой основной массе андезито-базальта. Увел. 210; николи скрещены

приходятся на долю плагиоклаза. Основная масса имеет гиалопилитовую, интерсертальную, участками — пилотакситовую структуру.

Туфы основного—среднего состава по структуре материала представлены различными разновидностями — от глыбовых и агломератовых до алеврито-псаммитовых при преимущественном развитии грубообломочных образований. Последнее особенно характерно для аквагенных туфов, отличающихся большими размерами слагающих их фрагментов. По агрегатному составу максимальное распространение имеют литокластические туфы, подчиненное — кристалло- и витрокластические. Эффузивы в обломках слож-

ны всеми теми же разновидностями базальтоидных пород, которые отмечались при характеристике эффузивных образований. Цемент представлен тонкораздробленным пепловым материалом, подверженным интенсивной гидратации и разложению. В результате замещения стекла базальная масса во многих породах образована палагонитовым и хлорофейтовым веществом, содержащим мелкие обломки кристаллов.

Породообразующие минералы в образованиях базальтоидного комплекса представлены плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксенами, редко — оливином и амфиболом.

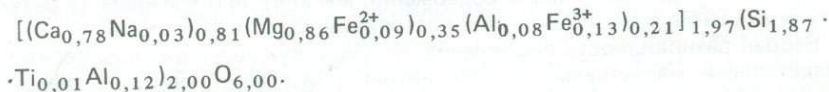
Плагиоклаз — наиболее распространенный компонент — составляет 50—90% объема пород. Обычно он содержится в виде двух генераций — порфировых вкрапленников и микролитов. Плагиоклаз вкрапленников наблюдается в виде (до 10—15 мм) зональных кристаллов с обильными включениями и следами оплавленности. Мелкие кристаллы и микровкрапленники (0,3—0,4 мм) отличаются исключительной свежестью, отсутствием включений и следов растворения.

Результаты изучения оптических свойств плагиоклазов (48 определений) свидетельствуют о высоком содержании анортита во вкрапленниках — до 90%. Сравнение с составами нормативных плагиоклазов показывает, что вкрапленники обычно на 10—20% богаче известковой составляющей. Для внешних каемок зональных кристаллов это различие составляет 5—6%.

Плагиоклазы часто имеют двойниковое строение и образуют как простые, так и полисинтетические двойники. Анализ частоты встречаемости наиболее распространенных законов двойникования дает следующие результаты: альбитовый — 48%, альбит-карлсбадский — 30%, карлсбадский — 22%. Среди включений в плагиоклазах содержатся: вулканическое стекло, апатит, пироксены, апатит и рудные минералы.

Моноклинный пироксен в описываемых породах обнаруживается в виде крупных вкрапленников и микролитов среди основной массы. Форма кристаллов короткопризматическая, размер по длинной оси достигает 5—10 мм.

Большая часть исследованных пироксенов представлена высококальциевой разновидностью диопсид-авгитового ряда (табл. 12). Угол оптических осей от 40 до 64° наиболее часто встречаются пироксены с углом оптических осей 52—56° (данные по 12 измерениям). Показатели преломления показывают, что содержание ферросилитовой составляющей в пироксенах колеблется от 9—10 до 33% содержание волластонитового компонента — от 50 до 34%. Наибольшей известковистостью и магниальностью отличаются пироксены из плагиобазальтов оленьей свиты. На основании химического анализа пироксена с о-ва Симушир по кислородному методу была рассчитана следующая формула:



Молекулярный состав — $Wo_{44,0}En_{48,6}Fs_{7,4}$. Из приведенных формул видно, что состав пироксена близок к диопсиду. Сравнение с составом, определенным на основании оптических измерений ($Wo_{45}En_{45}Fs_{10}$), обнаруживает незначительное расхождение в отношении содержания ферросилитового компонента.

Положение точек составов моноклинных пироксенов вблизи кривой дифференциации, по Хессу, указывает на то, что их эволюция сопровождается прогрессивным обогащением железа и слабым падением известко-

Таблица 12

Состав моноклинных пироксенов из эффузивных пород базальтоидного комплекса

Номер шлифа	Характеристика зерна	+2V	cNg	Преломление		Состав, %		
				Ng	Np	Wo	En	Fs
503	Вкрапленник	51 (4) *	41 (5)	1,716	1,690	35	43	22
503ж	Ядро вкрапленника	52	37	1,716	1,688	36	42	22
	Оболочка	41	41	1,721	1,692	25	44	31
503в	Вкрапленник	55 (4)	40 (2)	1,720	1,693	38	39	23
520	"	55 (5)	41	1,713	1,690	40	43	17
1	"	50 (5)	40	1,720	1,698	33	41	26
1а	"	47—51	38—41	—	—	—	—	—
	"	550 (3)	41 (3)	1,720	1,698	33	41	26
	Микролит	33—46	43	—	—	—	—	—
2039	Вкрапленник	55	41	1,718	1,691	39	40	21
1999ж	"	48 (5)	40,5	1,732	1,705	30	34	36
3а	"	50—53	40—42	1,721	1,695	33	40	27
	"	51 (3)	41 (3)	1,720	1,694	32	42	26
1513а	"	54—56	42	1,724	1,700	38	36	26
	Микролит	49	43	1,725	1,700	32	37	31
558а	Микровкрапленник	0	29	1,710	1,688	13	61	26
556а/20	То же	10	—	1,713	1,690	10	59	31
	Микролит	0	30	1,721	1,707	12	56	32
33	Вкрапленник	55 (6)	43	1,712	1,687	39	44	17
21	"	53 (2)	44	1,726	1,700	35	37	28
8	"	58	40	1,710	1,684	46	41	13
10	"	55 (5)	42 (4)	1,718	1,689	39	40	21
3	"	60	40	1,707	1,678	47	44	9
30	Ядро кристалла	49—59	—	1,709	1,680	47	43	10
	Внешняя зона	53 (6)	41	1,714	1,686	37	43	20
18	Вкрапленник	56	40	1,709	1,687	40	48	12

*В скобках — число измерений.

вистости. Подобное изменение химического состава наблюдается и при переходе от вкрапленников к микролитам.

Выделяется несколько типов зональности пироксенов. Чаще всего наблюдаются кристаллы с прямой зональностью кальциевого и магниевое типов, у которых внешние зоны обеднены кальцием (вследствие возрастания железа при постоянном содержании магния) или магнием (в результате повышения железистости при постоянной известковистости).

Вторая разновидность пироксенов, сосуществующая с диопсид-авгитами, представлена магниезальным пижонитом (Пискунов, 1975). Встречается он сравнительно редко и более обычен для гиперстенновых базальтов. Форма нахождения пижонита — микролиты, микровкрапленники и реакционные каемки. Оптически одноосный или с небольшим углом оптических осей. На основании взаимоотношений пижонита с ортопироксеном и по присутствию последнего в нем в виде реликтов можно предположить, что пижонит образуется в результате реакции ромбического пироксена с расплавом.

Ромбический пироксен встречается в виде удлиненных призматических кристаллов (2—9 мм) и микролитов (0,01—0,001 мм) в основной массе. Данные изучения состава ромбических пироксенов (табл. 13) указывают

Таблица 13

Состав ромбических пироксенов из пород базальтоидного комплекса

Номер шлифа	Характеристика зерна	-2V	Преломление		Состав, %	
			<i>N_g</i>	<i>N_p</i>	<i>En</i>	<i>Fs</i>
512/9	Вкрапленник	70	1,694	1,681	78	22
1531	"	67	1,697	1,684	66	23
558a	Микровкрапленник	63	1,700	1,687	74	26
1573б	Вкрапленник	55	1,709	1,695	67	33
503в	"	73	1,692	1,678	80	20
3а	"	60	1,703	1,690	73	27
1599ж	"	60	1,702	1,687	73	27
4	"	64	1,690	1,684	75	25
9	"	60	1,702	1,688	73	27
13	"	70	1,694	1,677	78	22
34	Микровкрапленник	61	1,703	1,688	72	28

на низкое содержание в них ферросилитовой составляющей. Вкрапленники обычно зональны: внешние зоны на 5–7% богаче ферросилитом. Подобное изменение состава за небольшим исключением отмечается и при переходе вкрапленников к микролитам. Центральные части многих кристаллов ромбического пироксена часто замещены желтовато-зеленым слюдopodobным минералом из группы гидроклоритов.

Из других темноцветных минералов в составе пород третьей фазы вулканизма встречаются оливин и роговая обманка. Оливин содержится в незначительных количествах и часто замещается вторичными минералами. Диагностируется он по характерным кристаллографическим очертаниям и комплексу замещающих минералов (антигориту, гидрослюдам, палагониту и карбонату). Оптические свойства: $2V = -85^\circ$, $N_g = 1,722$, $N_p = 1,680$, что соответствует хризолиту с 25%-ным содержанием фаялитовой составляющей. Роговая обманка встречается сравнительно редко. Окрашена в зеленые цвета; густо плеохроирует, по оптическим свойствам ($2V = -80^\circ$, $cN_g = 22^\circ$, $N_g = 1,662$, $N_p = 1,644$) относится к обыкновенной роговой обманке.

Весьма характерное образование в породах позднеплиоценовой фазы — палагонит. Впервые для Курило-Камчатской дуги был обнаружен и описан в шаровых лавах о-ва Уруп (Пискунов, 1966).

Результаты детального изучения показали, что минералы из группы палагонитов представлены несколькими разновидностями — изотропным палагонитом с колломорфным строением, слабо раскристаллизованным волокнистым палагонитом (фибропалагонитом) и хлорофитом, состав и оптические свойства которых варьируют в широких пределах. Встречаются три генерации палагонитов — шаровидные обособления, псевдоморфозы по темноцветным минералам и выполнение трещин и пор (рис. 25). Находки шаровидных обособлений в ядрах интрателлурических вкрапленников и обтекание глобулей микролитами основной массы указывают на раннемагматическую стадию образования палагонита этой генерации. Шаровидные выделения представляют собой обособления гидратизированной магнезы, образующиеся в результате несмешиваемости силикатных расплавов (Гоньшакова, 1962). Палагонит позднемагматической стадии образуется в результате замещения темноцветных минералов.

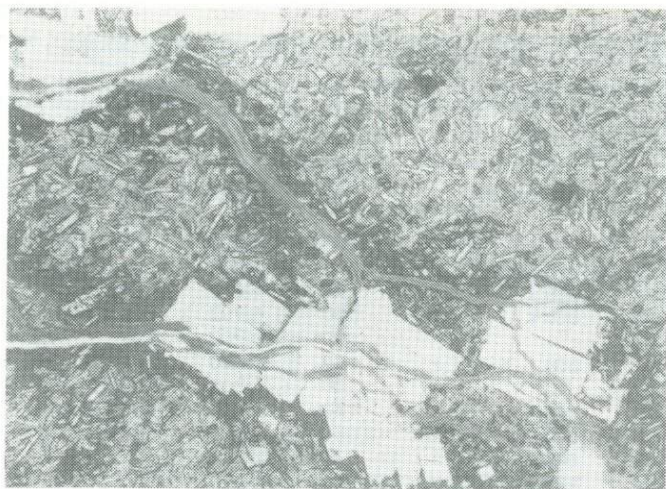


Рис. 25. Прожилковая генерация палгонита. Увел. 60; николи скрещены

Наиболее распространена третья генерация, представляющая собой продукт экзогенной гидратации вулканического стекла основного состава.

Химический состав пород базальтоидного комплекса иллюстрируется 68 силикатными анализами с четырех островов Большой гряды. Для о-вов Уруп и Симушир дополнительно определено содержание кремнезема в 45 образцах по показателям преломления искусственных стекол. Эти данные рассчитывались по уравнению

$$\text{SiO}_2 = 347,48 - 187,64 N,$$

выведенному нами с учетом контрольных определений химическими анализами.

Вулканические породы по кремнесодержанию представляют слабо дифференцированную группу, в составе которой преобладают базальты и андезито-базальты (см. табл. 7). Андезиты присутствуют на всех островах, кроме Симушира, единственный анализ дацита представляет кислые породы с о-ва Парамушир.

По содержанию породообразующих окислов породы данного комплекса, как и вышеописанных, относятся к типичному тихоокеанскому известково-щелочному классу пород с повышенной глиноземистостью и известковистостью, пониженной титанистостью и щелочностью при преобладании окиси натрия (см. табл. 8). Наибольшей изменчивостью характеризуется содержание окиси калия — коэффициент вариации около 50%.

На диаграмме А.Н. Заварицкого большинство точек локализуется вблизи вариационной кривой типа Пэле, представляющей наиболее известковые породы известково-щелочной серии. Однако довольно значительное количество точек обнаруживает отклонение в сторону более щелочных серий типа Лассен-Пик и Йеллоустонский парк, что связано с палгонитизацией пород и латеральными вариациями состава, о чем подробнее будет сказано ниже. В общем же породам комплекса свойственно сравнительно низкое содержание щелочей, особенно для базальтов. В процессе дифференциации и возрастания кислотности пород увеличение щелочности, судя по крутому наклону кривой, происходит относительно медленно.

Поведение дополнительных векторов в правой части диаграммы свидетельствует о значительной роли магния и железа в составе темноцветных минералов. За единичным исключением весь глинозем связывается с полевыми шпатами, и избыток кальция входит в темноцветные минералы. Крутой наклон векторов в левой части диаграммы обусловлен абсолютным преобладанием окиси натрия над калием.

Показатель родства А. Ритмана колеблется от 0,5 до 3 при среднем около 1,0, на основании чего рассматриваемые породы могут быть отнесены к тихоокеанскому ряду с сильным и предельно сильным характером родственной группы.

Микрокомпонентный состав базальтоидного комплекса (см. табл. 9) характеризуется низкими содержаниями кобальта, хрома, ванадия (при относительном преобладании последнего), повышенным содержанием в базальтах меди. Остальные элементы встречаются в количествах, близких к региональному фоновому содержанию для четвертичных пород Курильской гряды (Леонова, 1977).

Условия формирования. Вулканические породы, присутствующие среди образования базальтоидного комплекса, обладают многими характерными признаками, отражающими условия их образования. В приведенном выше описании разрезов комплекса уже отмечался своеобразный характер чередования пород, указывающий на последовательность этапов развития подводного вулкана: подводные лавовые излияния—субаквальные эксплозивные извержения—рост конуса над уровнем моря—азральные извержения—разрушение конуса—возобновление активности в подводных условиях.

Форма обломков. По особенностям облика фрагментов среди описываемых отложений достаточно уверенно выделяются лаво-пирокластические и вулканогенно-осадочные породы морского и континентального происхождения.

Группа лаво-пирокластических пород морского происхождения представлена образованиями ряда шаровые лавы—обломочно-подушечные брекчи—аквагенные туфы. Генетическая общность этих пород, образовавшихся при подводных извержениях, обуславливает сходные черты облика слагающих их обломков, которые будут подробнее рассмотрены ниже.

Большая группа вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых пород комплекса состоит из обломочного материала вулканического происхождения, имеющего следы различной степени обработки. Измерения, проведенные для пород натальной свиты (Пискунов, 1967), показали, что обломки, классифицируемые как морские, имеют такие же значения логарифма коэффициента окатанности, как и современные пляжевые отложения. Обломки континентального происхождения отличаются меньшей обработанностью даже по сравнению с современными аллювиальными галечниками.

Среди вулканогенно-осадочных верхнеплиоценовых отложений распространены конгломерато-брекчи, состоящие из резко неравновесной по степени обработки смеси валунно-галечного и глыбисто-щебенистого материала. Кривая распределения коэффициентов окатанности обломков из этих пород имеет ярко выраженный бимодальный характер. Один максимум ее характеризует материал морского происхождения, другой — континентального. Среди последнего иногда встречаются фрагменты с сохранившейся поверхностью растрескивания типа "хлебной корки", шлаки, вулканические бомбы скрученной формы, т.е. продукты субазральных извержений. Вероятнее всего, эти породы, образовавшиеся в результате смещения вулканического материала субазрального происхождения с прибрежно-

морскими осадками, и должны рассматриваться как "реперная" фация вулканических островов, выделенная Г.М. Власовым.

Типы пород. Вулканические породы, присутствующие в составе продуктов позднеплиоценовой фазы вулканизма, обладают характерными признаками, отражающими условия среды их образования.

Шаровые лавы. Генезис шаровых лав рассматривался в многочисленных работах, однако многие вопросы их формирования и сложного внутреннего строения еще не выяснены. Среди позднеплиоценовых вулканогенных образований Курильских островов выделяются два типа шаровых лав, различающихся по морфологии глобулей. Один из них характеризуется довольно правильной формой сфероидов (эллипсоидальной, шарообразной, каплевидной), сравнительно небольшими размерами подушек (от 0,2 до 0,7—1 м, в среднем 0,5 м) и базальным типом цементации. Другой тип шаровых лав отличается крупными размерами подушек (от 0,5 до 1,5 м, в среднем 1 м), неправильной формой лавовых фрагментов (блоковой, треугольной) и цементацией порового типа. Морфологические отличия указанных типов лав обусловлены, вероятно, генетическими особенностями, в частности различными способами грануляции потоков. Известно, что при взаимодействии жидкой лавы с водой на поверхности потока происходят процессы, подобные взрывам (Рябов и др., 1967). Отрывающиеся при этом куски лавы всплывают и под действием сил поверхностного натяжения приобретают шаровидную форму. Таким путем происходит формирование шаровых лав первого типа. При другом механизме грануляции поток распадается не на мелкие разобщенные капли, а на крупные блоки. Неправильная форма их, далекая от идеальной сферической, указывает на то, что лавовые фрагменты не переходили во взвешенное состояние, а все время тесно соприкасались друг с другом. Об этом свидетельствует и характер их цементации. Можно предположить, что подобное разделение потока вызывается интенсивными сотрясениями дна при сейсмических толчках.

Обломочно-подушечные брекчии представляют собой промежуточные породы между шаровыми лавами и аквагенными туфами. Сложены они агломератовым материалом, состоящим из обломков основных эффузивов и витрокластической связующей массы. Главная особенность обломочно-подушечных брекчий — наличие в их составе целых и расколотых на части лавовых сфероидов. Нередко встречаются прослойки брекчий, состоящие нацело из половинок и более мелких секторов шаров.

Тесная связь описываемых пород с шаровыми лавами и взаимопереходы между ними свидетельствуют об их генетическом родстве и одинаковых условиях формирования. Недостаточно ясны причины раскалывания лавовых сфероидов на части. Некоторые исследователи объясняют это возрастанием внутреннего давления лавы (Хворова, 1966). Предлагаемая гипотеза подтверждается и непосредственными наблюдениями подводных извержений: всплывающие на поверхность блоки лавы взрывались в результате перепада давления (Зеленов, 1963). Эта гипотеза, вероятно, не является исчерпывающей. Наши данные показывают, что в образовании подушечных брекчий определенную роль играют и деформации напряжения, возникшие при перекатывании и сталкивании шаров. Подтверждается это конформными взаимоотношениями лавовых подушек, наличием сильно сдавленных сфероидов, изогнутых стекловатых корок и, наконец, присутствием в брекчиях ядер лавовых подушек, лишенных закаленных оболочек (Пискунов, 1966).

Гиалокластиты стали объектом внимания геологов сравнительно недавно (Ширинян, 1963; Ритман, 1964; и др.). Необходимо отметить, что

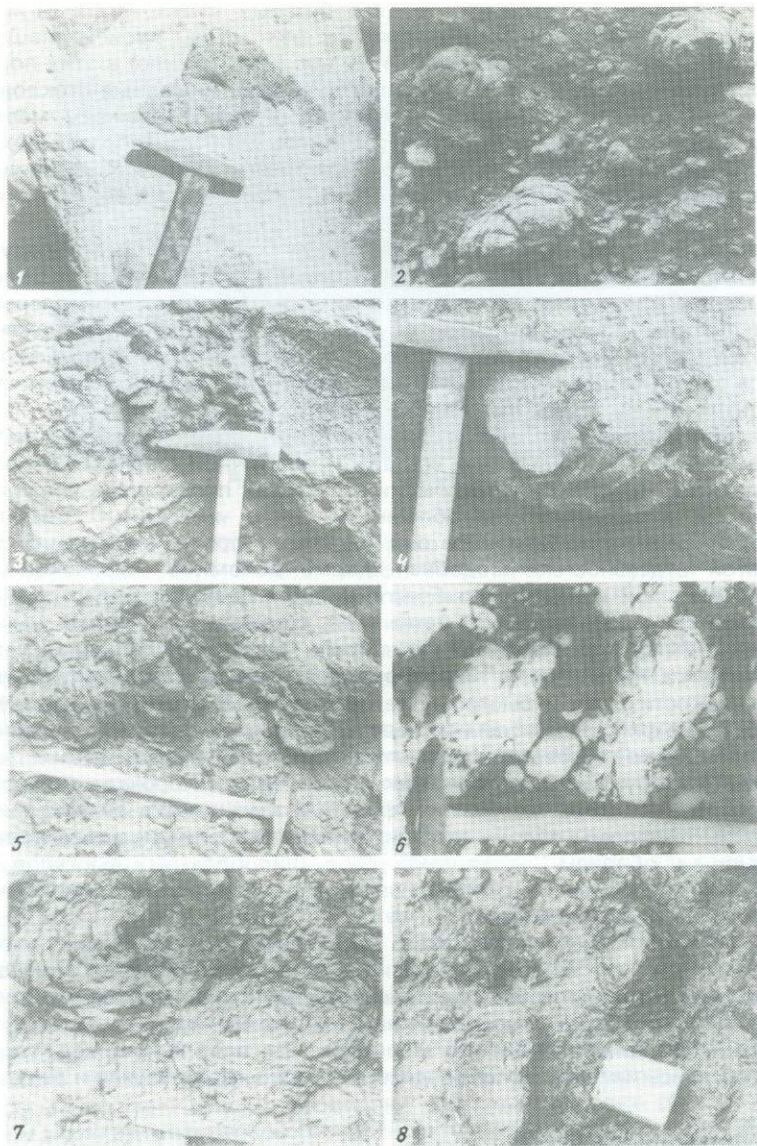


Рис. 26. Форма обломков в аквагенных туфах базальтоидного комплекса

обнаруженные на Курильских островах гиалокластиты отличаются от одноименных образований, описанных К.Г. Шириняном, и более близки к сицилианскому типу, генетически связанному с шаровыми лавами.

Среди пород базальтоидного комплекса по способу образования можно выделить два типа гиалокластитов. Один из них образуется при перекатывании и дроблении лавовых сфероидов на дне бассейна. Породы этого типа сложены крупными обломками гиалобазальтов, представляющими собой продукты многократной дезинтеграции лавовых шаров. Присутствие в них

сложно изогнутых, сдавленных и дугообразных стекловатых сегментов указывает на значительную деформацию обломков, происходившую в результате механического раскалывания тел. Как правило, в этих породах присутствуют обломки и ядра лавовых подушек, лишенные стекловатых оболочек. Гиалокластиты другого типа (гиалотуфы) сложены мелкими остроугольными обломками вулканического стекла, образовавшегося при остывании распыленного пеплового материала. Они тесно ассоциируют с аквагенными туфами и, вероятно, образовались при подводных эксплозивных извержениях.

Аквагенные туфы встречаются в большом количестве среди продуктов вулканизма совместно с шаровыми лавами и обломочно-подушечными брекчиями. Тесная связь между ними и наблюдающиеся взаимопереходы свидетельствуют об образовании туфов при подводных извержениях. Здесь, очевидно, следует отметить, что, в то время как по шаровым лавам имеется большое количество литературы, подводные пирокластические образования почти неизвестны.

Аквагенные туфы в составе базальтоидного комплекса обращают на себя внимание однородностью состава и необычной формой слагающих их обломков (рис. 26). Кластический материал представлен фигурными округлыми и закрученными обломками, часто имеющими "рваные" и "зазубренные" края. Почти все они обладают хорошо выраженной скорлуповатой отдельностью. Подобная форма обломков, вероятно, могла образоваться при попадании выбросов жидкой лавы в водную среду под действием сил поверхностного натяжения, стремящихся придать им энергетически выгодную сферическую форму. Однако небольшие размеры фрагментов и повышенная теплопроводность среды способствуют увеличению вязкости лавы и быстрому ее остыванию. В результате образуются своеобразные фигурные обломки с овальными сопряжениями поверхностей и луковично-скорлуповатой отдельностью. На поверхности таких "каплеобразных" глобулей образуется тонкая стекловатая корочка закалывания. Выбросы вязкой лавы не меняют форму и застывают в виде угловатых неправильной формы обломков. Они привлекают внимание характерными очертаниями, обилием "входящих" углов, шипообразных выступов и пр. Продукты подводных эксплозий отличаются повышенной пористостью, уменьшающейся к поверхности.

Таким образом, изучение условий формирования отложений комплекса свидетельствует об их формировании в мелководной среде в условиях вулканического архипелага. Деятельность вулканов проходила преимущественно в подводных условиях на фоне отрицательных тектонических движений. Вершины вулканов периодически появлялись над уровнем и подвергались интенсивному воздействию процессов абразии и денудации.

Андезитовый комплекс

Включает четвертичные вулканические и осадочные отложения, широко распространенные на островах Большой гряды и залегающие с размывом и несогласием на более древних породах. Представляет собой пестрый в литологическом, фациальном и генетическом отношении комплекс, основную роль в составе которого играют лавово-пирокластические продукты вулканических извержений. Количество наземных вулканических построек без учета моногенных экструзивных куполов достигает 70, что близко соответствует количеству подводных вулканических гор вблизи Курильской гряды (Федорченко и др., 1975). По морфологии, геологическому строению и составу продуктов извержений вулканы островов разделяются



Рис. 27. Вулкан Трезубец, о-в Уруп

В.И. Федорченко (1972) на несколько генетических типов: 1) простые стратовулканы (Тятя, Алаид, Фусса, Антипина, Атсонупури и др.); 2) кустовые и линейно-кустовые стратовулканы (группа вулканов Колокол, Мильна, хребты Карпинского, Богатырь, Криштофовича); 3) кальдерные стратовулканы (Тао-Русыр, Львиная Пасть); 4) кальдерные пемзово-пирокластические вулканы (Головнина); 5) вулканы-экструзии (Ферсмана, Иканмикот) (рис. 27, 28).

Возрастная датировка четвертичных отложений из-за отсутствия фауны и полных спорово-пыльцевых комплексов производится в значительной степени условно. Лишь на северном фланге гряды на о-ве Парамушир, где проявлены следы горно-долинного оледенения, расчленение отложений производится с учетом их взаимоотношений с моренными комплексами (Федорченко и др., 1966). Для основной же части дуги роль стратиграфических реперов играют региональные поверхности выравнивания, сформировавшиеся в результате действия процессов абразии, денудации и эрозии при поднятии территории островной дуги (Пискунов, 1968; Пискунов и др., 1974).

Наиболее древними четвертичными отложениями, залегающими несогласно на верхнеплиоценовых, являются осадки аккумулятивного чехла 300–350-метровой морской террасы и отложения поверхности континентального выравнивания. Спорово-пыльцевые комплексы из чехла этой террасы на о-ве Кунашир позволяют датировать осадки ранним плейстоценом. Аналогичным возрастом датируются морские террасы на Японских островах и восточном побережье Камчатки (Федоренко, 1965). Высокая терраса перекрывается эффузивно-пирокластическими толщами ранне-позднеплейстоценового возраста. Их верхняя возрастная граница устанавливается по взаимоотношению с 40–60-метровой позднеплейстоценовой террасой. К этому стратиграфическому подразделению относятся большинство вулканов гнездового и линейно-гнездового типа и основания одиночных и кальдерных вулканов.

К позднеплейстоценовым отложениям относятся осадки 40–60-метровой морской террасы, выработанной в склонах ранне-позднеплейстоценовых вулканов, и высокие речные террасы. Сложены они конгломератами, га-



Рис. 28. Вулкан Антипина, о-в Уруп

лечниками, песками, обогащенными магнетитом и суглинками. Спорово-пыльцевой спектр отложений не противоречит представлению о позднеплейстоценовом возрасте отложений (Пискунов, 1975). Аналогичный возраст имеет 40–60-метровая терраса на о-ве Хоккайдо.

Среди голоценовых отложений преобладающую роль играют лавовые и пирокластические породы вулканов, продукты деятельности которых перекрывают поверхность позднеплейстоценовой террасы. Форма этих вулканов, как правило, в минимальной степени подвержена действию эрозионно-денудационных процессов. Этот возраст имеют многие одиночные вулканы (последние фазы их активности) и ряд молодых конусов в пределах кустовых вулканов.

Петрографический состав. Детальное описание петрографии пород четвертичных вулканов приводится во многих работах (Горшков, 1961, 1967; Мархинин, 1967; Родионова и др., 1966; Остапенко, 1969; Стратула, 1969). По этим данным устанавливается, что вулканические породы рассматриваемого комплекса не обнаруживают каких-либо закономерных отличий состава вдоль дуги. Поэтому в настоящем разделе петрографическое описание дается в обобщенном виде на основе результатов собственных исследований слабо изученных вулканов о-вов Уруп и Симушир, некоторых вулканов южных островов, а также на данных петрографического изучения пород вулкана Алаид по коллекции И.Г. Смирнова, любезно переданной автору (Абдурахманов и др., 1978).

Количественно-минералогический состав основных разновидностей пород четвертичных вулканов приведен в табл. 14, составленной на основании изучения около 350 шлифов. В ней же отражены пределы колебания состава минералов, отношения между фенокристаллами и основной массой и структура последней. Главнейшие особенности состава, свойственные почти всему ряду пород, сводятся к следующему.

1. Среди вкрапленников и микролитов преобладает плагиоклаз. Относительное содержание его от 60 до 100%, абсолютное — достигает 75% (андезито-базальт в основании вулканов Пик Прево и Безымянный). Содержание плагиоклаза убывает по мере возрастания кислотности пород. В ультракислых породах он уступает место вкрапленникам кварца.

Таблица 14

Количественно-минералогический состав (в объемн. %) эффузивных пород андезитового комплекса

Состав	Базальт	Андезит	Дацит	Риолит
Вкрапленник	13—65	18—75	10—35	0—11
Плагиоклаз	№ 70—95 10—75	№ 55—90 13—65	№ 40—70 10—29	№ 22—55 0—8
Лейсты щелочного полевого шпата				
Моноклинный пироксен	Диопсид-авгит, титан-авгит, пижонит (1—12)	Авгит, титан-авгит, пижонит (0—10)	Авгит (0—6)	Авгит (0—2)
Ромбический пироксен	Бронзит-гиперстен (0—5)	Гиперстен (0—13)	Гиперстен (0—6)	Гиперстен (0—1,5)
Оливин	Хризолит-гиалосидерит (0—18)	Гиалосидерит (0—4)	Гиалосидерит (0—4)	—
Роговая обманка	Редко в малых количествах	0—4,5	0—6	—
Биотит	—	0—1	0—3	0—5
Кварц	—	—	0—8	4—9
Рудный минерал	0,5—3	0,5—2	0—1	0—0,5
Основная масса	Плагиоклаз Оливин Пироксены Стекло	Плагиоклаз Пироксены Кварц Стекло	Плагиоклаз, пироксены, кварц, стекло	Плагиоклаз Стекло
Показатель преломления	1,545—1,570	1,525—1,550	1,490—1,530	
Структура основной массы	Гиалиновая, микроделеритовая, интерсертальная	Гиалопилитовая, Витрофирровая, криптокристал-интерсертальная лическая, кристаллитовая		

2. Основные минералы среди темноцветных — это моноклинный и ромбический пироксены. Оливин обычно встречается в незначительных количествах и часто обрастает пироксенами. Имеются, однако, породы, где его содержание составляет 15—18% (базальт вулканов Алайд и Антипина). Оливин как исключение встречается иногда и в кислых породах, содержащих вкрапленники кварца (вулканы Менделеева, Броутона).

3. В базальтах и андезито-базальтах среди пироксенов моноклинная разновидность преобладает; в кислых андезитах оба пироксена содержатся примерно в равных количествах, в дацитах нередко преобладает ромбический пироксен. Однако эти соотношения часто нарушаются наличием гиперстеновых базальтов и авгитовых дацитов.

4. Роговая обманка чаще встречается в породах среднего и кислого состава, биотит — преимущественно в последних. Вулканы с амфибол- и биотитсодержащими лавами тяготеют, как правило, к охотоморскому побережью Большой гряды.

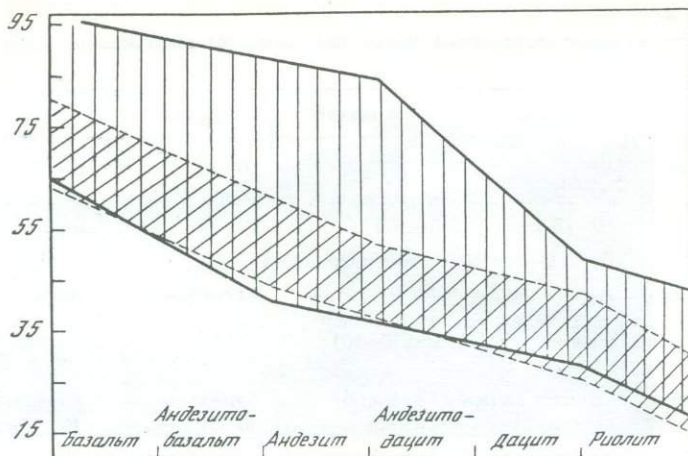


Рис. 29. Пределы колебания состава плагиоклазов в островодужных вулканических породах

Сплошные линии — область модальных составов, штриховые — нормативных

5. Вкрапленники кварца появляются лишь в резко пересыщенных кремнеземом породах, хотя его присутствие характерно для нормативных составов андезитов и многих базальтов.

6. В основной массе пород наиболее распространенных разновидностях, отвечающих андезитам, кроме плагиоклаза, содержится пироксен (моноклинный или часто вместе с ромбическим), рудный минерал и стекло.

7. Из акцессорных минералов в составе тяжелой фракции установлены магнетит, пирит, пирротин, галенит, халькопирит, гематит, лимонит, киноварь. Известны случаи обнаружения в базальтах касситерита и самородного золота (Гаврилов и др., 1980).

Плагиоклаз — наиболее распространенный породообразующий минерал почти во всех петрографических типах пород. Максимальное содержание его достигает 75% объема пород, а по нормативному составу — до 80%, размеры варьируют от 0,1 до 2 см. У плагиоклазов повсеместно наблюдается резко выраженное зональное строение. Наиболее распространенные типы зональности — прямая и повторяющаяся.

Результаты определения оптических свойств плагиоклазов на федоровском столике по 55 определениям сводятся к следующему: 1) плагиоклаз во вкрапленниках во всех петрографических типах отличается высоким содержанием анортитовой молекулы (от 40—50 до 90%); 2) реальный состав плагиоклазов порфировых выделений на 10—40% богаче анортитом, чем нормативный (рис. 29); 3) более поздние генерации плагиоклаза на 10—20% обогащены альбитовым компонентом; 4) наиболее распространенные законы двойникования — альбитовый, альбит-карлсбадский и манбахский.

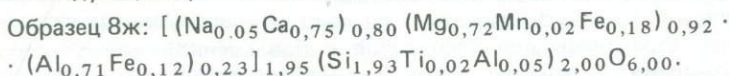
Моноклинный пироксен — наиболее распространенный минерал после плагиоклаза. Встречается в виде фенокристаллов и микролитов во всех типах пород и редко — в виде чешуйчатых пластин в ромбических пироксенах. Для суждения о составе моноклинных пироксенов мы располагаем данными измерений углов оптических осей и показателей преломления (табл. 15). Кроме того, имеются два химических анализа пироксенов из четвертичных лав о-ва Уруп. На их основе по кислородному методу полу-

Таблица 15

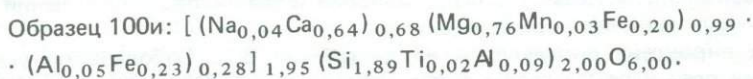
Оптические свойства и состав моноклиновых пироксенов в породах андезитового комплекса

Номер образца	+2V	Преломление		Состав, %		
		<i>N_g</i>	<i>N_p</i>	<i>Wo</i>	<i>En</i>	<i>Fs</i>
Базальты						
551	53	1,730	1,700	33	36	31
551б	55	1,725	1,698	37	37	26
1503а	53	1,724	1,697	37	36	27
36	46	1,729	1,700	28	39	33
Андезито-базальты						
56	54	1,725	1,698	36	37	27
6а	50	1,718	1,692	34	42	24
504в	58	1,717	1,692	45	38	17
К	51	1,722	1,698	35	39	26
9	0-35	1,705	1,680	20	63	17
9б	55	1,707	1,684	40	46	14
Андезиты						
8г	47	1,730	1,704	30	38	32
8и	51	1,722	1,697	35	39	26
8з	49	1,724	1,698	33	40	27
8а	53	1,720	1,695	37	40	23
8е	56	1,719	1,695	40	39	21
Андезито-дациты						
5з	51	1,717	1,694	35	44	21
3с	49	1,720	1,695	32	42	26
6	47	1,734	1,704	31	33	36
2151е	43	1,725	1,700	26	42	32
2155	50	1,728	1,700	32	36	32
2155а		1,716	1,690	35	34	21
Дациты						
8в	50	1,722	1,694	33	40	27
5г	53	1,721	1,695	35	39	26
3с/2	46	1,723	1,694	25	43	32
7е	47	1,734	1,708	30	32	38
Риодациты						
2346а	49	1,732	1,704	31	32	37
И-1		1,723	1,695	30	41	29

чены следующие кристаллохимические формулы пироксенов:



Молекулярный состав — $\text{Wo}_{41,8}\text{En}_{41,1}\text{Fs}_{17,1}$.



Молекулярный состав — $\text{Wo}_{34,7}\text{En}_{41,9}\text{Fs}_{23,5}$.

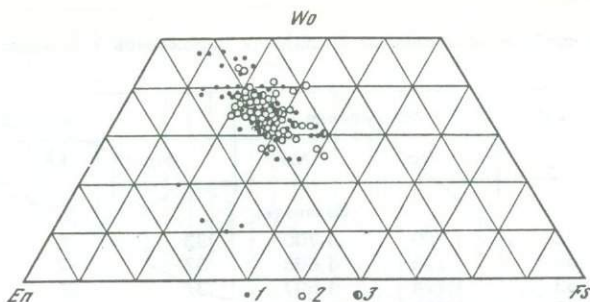


Рис. 30. Зависимость состава моноклиновых пироксенов от состава вулканических пород

1 — пироксены в базальтах и андезито-базальтах; 2 — в андезитах; 3 — в дацитах и риолитах

Из формул видно, что состав пироксенов близок к нормальным авгитам. Сравнение молекулярных составов, рассчитанных по химическим анализам с учетом роли окисного железа и определенных по оптическим свойствам, показывает на завышенное содержание ферросилитового компонента по оптическим данным. Пироксены вулкана Алайд характеризуются повышенным содержанием титана и по оптическим свойствам относятся к титан-авгиту. Большая же часть моноклиновых пироксенов четвертичных вулканов принадлежит к группе диопсид-авгитов. Изменение состава их в процессе эволюции выражается увеличением железистости и уменьшением известковистости по схеме диопсид—авгит—пижонитовый авгит. Между составом пироксенов и кислотностью содержащих их пород корреляция весьма слабая (рис. 30).

В описываемых лавах встречаются, хотя и редко, клинопироксены пижонитового ряда. Содержатся они в виде микролитов в основной массе, реакционных каемок вокруг гиперстена и вкрапленников. Последние образованы в результате реакции ортопироксена с жидкой магмой. В центральных частях их иногда обнаруживаются реликты ромбических пироксенов: прилегающие к ним зоны представлены одноосным пижонитом. По направлению к краевым зонам угол его оптических осей увеличивается до $25-30^\circ$.

Наличие двух путей эволюции пироксенов проявляется также и при статистическом изучении зональности вкрапленников. Наибольшее распространение имеет зональность, связанная с уменьшением содержания воластонитового компонента во внешних зонах кристалла (уменьшение угла оптических осей). Реже встречается обратный тип зональности, отражающий увеличение известковистости краевых зон и уменьшение их железистости. Он особенно характерен для полизональных кристаллов, состоящих из чередующихся зон различного состава.

Ромбический пироксен присутствует во многих вулканических породах, однако более характерен для эффузивов с повышенной кислотностью. Форма нахождения — хорошо ограниченные вкрапленники шестоватой формы (2–7 мм) и микролиты среди основной массы. Реже встречается в виде реакционных каемок вокруг оливина и реликтовых включений в субкальциевом моноклиновом пироксене.

Состав пироксена определяется на диаграмме В.С. Соболева по углу оптических осей и показателям преломления (табл. 16). Содержание ферросилитовой составляющей в пироксене четвертой фазы вулканизма колеб-

Таблица 16

Оптические свойства и состав ромбических пироксенов в породах андезитового комплекса

Номер образца	-2V	Преломление		Состав, %	
		<i>N_g</i>	<i>N_p</i>	<i>En</i>	<i>Fs</i>
Базальты					
5516	50	1,712	1,695	62	38
1503a	58	1,718	1,700	57	43
1561в	57	1,708	1,690	64	36
Андезито-базальты					
5б	53	1,716	1,695	58	42
6а	62	1,711	1,695	63	37
504в	55	1,710	1,693	63	37
К	57	1,714	1,696	60	40
9в	54	1,703	1,690	70	30
9г	60	1,708	1,690	63	35
Андезиты					
8	67	1,714	1,700	60	40
8и	59	1,709	1,691	65	35
8з	54	1,708	1,690	65	35
8л	56	1,709	1,693	65	35
8е	64	1,713	1,697	61	39
8в	70	1,709	1,691	65	35
Андезито-дациты					
5з	60	1,712	1,693	62	38
7з	65	1,709	1,691	65	35
2151е	58	1,714	1,696	60	40
2155		1,709	1,691	65	35
2155а		1,710	1,692	63	37
Дациты					
5в	53	1,716	1,696	58	42
5в/1	57	1,711	1,692	63	37
7и	66	1,716	1,698	58	42
7м	68	1,710	1,695	63	37
7е	64	1,722	1,703	53	47
Риодациты					
2146а	57	1,715	1,697	58	42
И-1		1,719	1,702	56	44

лется от 30 до 47%. С увеличением содержания кремнезема железистость несколько возрастает, однако эта закономерность выражена слабо и проявляется лишь при большом количестве наблюдений.

Изменение состава ромбических пироксенов от вкрапленников к микролитам проявляется в увеличении железистости на 5–7%. Однако встречаются породы и с обратным типом зональности, отличающиеся более магнезиальным составом микролитов по сравнению с вкрапленниками.

Оливин присутствует в лавах в заметно меньших количествах, чем пироксены. Чаще всего он отмечается в базальтах и андезито-базальтах, реже — в андезитах и дацитах. Содержание его обычно невелико, однако встречаются породы, пересыщенные крупными кристаллами оливина (до 6. Зак. 1010

18%). Характерно замещение оливина гиперстеном и окислами железа. Состав оливина, определенный по показателям преломления (36 определенных), варьирует от Fa_{19} до Fa_{39} .

Общее изменение состава оливина от центра вкрапленников к периферии и к микролитам выражается в росте содержания фаялитового компонента на 5—10, максимум — 15%. В одном случае (вулкан Алайд) отмечена обратная зональность, выразившаяся в возрастании к периферии форстеритового компонента на 12%. Характерно, что в этом же образце встречены выделения оливина как с прямой, так и с обратной зональностью, что, вероятно, связано с гравитационным перемещением кристаллов. Последние выделения оливина, находящиеся в равновесии с жидкостью, имеет состав Fa_{23} .

Наиболее богатые фаялитом оливины найдены в андезито-базальтах. Неравновесность условий кристаллизации отражается в совместном нахождении в некоторых породах вкрапленников магнезиального и более железистого оливинов. Одна из особенностей состава четвертичных лав — это присутствие в кислых породах оливина вместе с кварцем. Впервые на Курилах это обнаружил Е.К. Мархинин (1959). С точки зрения физикохимии, парагенезис фаялита с кварцем вполне допустим, однако оливин в курильских лавах в ассоциации с кварцем не отличается высокой железистостью и, возможно, является ксенокристаллом.

Из относительно редко встречающихся минералов необходимо отметить роговую обманку. Как правило, она характерна для вулканов, расположенных на охотоморском побережье островов, и чаще отмечается в дацитовых лавах и некоторых андезитовых куполах. Представлена густо плеохроирующей обыкновенной роговой обманкой ($2V = -70^\circ$, $cNg = 13^\circ$, $Ng = 1,689$, $Np = 1,663$). В лавах вулкана Трезубец встречается опациitized базальтическая роговая обманка.

Кварц в фенокристаллах обычен для кислых пород описываемой фазы — андезито-дацитов, дацитов и риодацитов. Кристаллы редко бывают идиоморфными; обычно оплавлены с бухточками вулканического стекла.

Из рудных минералов весьма распространен магнетит, встречающийся во всех породах — от самых основных до кислых. Из вторичных минералов отмечается боулингит, развивающийся по оливину, редко — хлорит.

Химический состав. Андезитовый комплекс, включающий четвертичные вулканы Курильской дуги, представляет классический пример островодужной ассоциации, изучаемой в течение многих лет рядом исследователей. Характеристика состава пород является обязательной частью комплексных вулканологических и петрологических работ. Особое внимание к химическому составу комплекса объясняется практической неизменностью пород и фиксированным положением анализированных образцов в современной структуре островной дуги, что открывает возможность для анализа соотношения состава с глубинным строением и получения петрогенетических выводов.

Основные породообразующие элементы. Состав андезитового комплекса характеризуется нами по результатам 919 силикатных анализов пород наземных и подводных вулканов. На момент написания работы это одна из наиболее полных выборок анализов по четвертичному вулканизму Курильских островов. Составлена она в основном по опубликованным работам, список которых помещен в примечании к табл. 17.

Средний состав пород комплекса в пересчете на сухой остаток и стандартные отклонения приведены в табл. 17. Гистограмма содержания породообразующих окислов для комплекса дуги в целом показана на рис. 35.

Главные черты химизма вулканических пород андезитового комплекса Курильских островов в полной мере соответствуют тому петрохимическо-

му типу, который в петрологической литературе давно называют "тихоокеанским". По соотношению основных породообразующих компонентов вся совокупность пород непрерывного ряда базальт—риолит относится к типичному известково-щелочному семейству. На диаграмме А.Н. Заварицкого точки состава пород комплекса располагаются в поле между кривыми типа Пеле и Йеллоустонский парк, подтверждая близость состава с известными вулканическими провинциями Земли.

При анализе основных черт химизма рассматриваемого комплекса следует выделять особенности состава, свойственные каждому конкретному типу пород как представителю вулканического комплекса и их совокупности как сообществу в целом. К числу свойств, отличающих породы комплекса от сходных по кремнекислотности представителей иных ассоциаций, относятся повышенная глиноземистость, пониженная титанистость, преобладание натрия среди щелочных элементов, общая насыщенность кремнеземом.

Минералогическим следствием высокого содержания глинозема является лейкократовый облик пород, обусловливаемый повышенным содержанием полевых шпатов, и наличие среди темноцветных минералов ромбического пироксена. Эта особенность орогенных ассоциаций вулканических пород отличает их от сходных по известковистости производных толеитовых формаций и служит основанием для их выделения в самостоятельную "высокоглиноземистую серию" (Куно, 1970). Столь же общее свойство для каждой разновидности пород комплекса — низкое содержание двуоксида титана, редко превышающее в базальтах 1,3%. Эта особенность состава имеет классификационное значение и будет использоваться нами при определении критериев отличия от вулканических пород океана и окраинно-континентальных вулканических поясов. Насыщенность пород кремнеземом выражается присутствием в их нормативных составах свободного кварца и ромбического пироксена. Оливиновые и нефелинсодержащие разновидности встречаются редко и, как правило, среди пород базальтовой группы, занимающих закономерное положение в структуре островной дуги.

Все сообщество пород четвертичных вулканов, представляющее собой часть островодужной ассоциации, характеризуется двумя ярко выраженными химическими континуумами — по кремнезему и щелочам (преимущественно калию), в совокупности определяющими широту спектра колебаний состава пород.

Кремнекислотный континуум выражается в вариациях содержания кремнезема от 46 до 79% и представляет собой хорошо известную особенность состава продуктов вулканизма островных дуг и окраинных поясов. Для рассматриваемого комплекса распределение типов пород характеризуется следующими цифрами (в процентах встречаемости по 919 анализам): базальты — 19,9, андезитов-базальты — 30,3, андезиты — 37,2, дациты — 10,0, риолиты — 2,6. Как видно, на долю андезитов-базальтов и андезитов приходится около двух третей анализируемых пород, а кремнекислые продукты вулканизма играют резко подчиненную роль. Гистограмма содержания кремнезема имеет одномодальный характер (проверка по критерию С.В. Гольдина (1968) со средним значением 57,24%). Эти данные в целом соответствуют результатам, полученным Е.К. Мархининым (1967) и Э.Н. Эрлихом (1973) по распределению четвертичных пород, хотя авторы и располагали различным исходным материалом. Отметим также, что в пространственном распределении типов пород наблюдается та же закономерность, которая уже отмечалась при описании более древних комплексов, а именно относительное преобладание основных пород на севере гряды и кислых — на юге.

Таблица 17

Средние химические составы (в числителе) и стандартные отклонения содержаний (в знаменателе) вулканических пород островных дуг (в мас. %)

Окислы	Базальты		Андезито-базальты		Андезиты		Дациты		Риолиты	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
Идзу-Бонинская дуга										
SiO ₂	<u>50,96</u> 1,64	<u>50,56</u> 0,82	<u>54,61</u> 1,01	54,28	<u>59,32</u> 1,53	59,78	<u>65,28</u> 1,66	64,64	<u>73,07</u> 3,80	<u>73,89</u> 3,81
TiO ₂	<u>0,94</u> 0,38	<u>1,30</u> 0,37	<u>0,94</u> 0,41	1,45	<u>0,82</u> 0,38	0,78	<u>0,76</u> 0,10	0,69	<u>0,43</u> 0,18	<u>0,28</u> 0,19
Al ₂ O ₃	<u>17,46</u> 1,93	<u>17,93</u> 0,76	<u>16,81</u> 1,52	19,33	<u>15,90</u> 1,47	17,10	<u>15,76</u> 0,50	15,46	<u>13,55</u> 1,55	<u>13,85</u> 0,41
Fe ₂ O ₃	<u>3,55</u> 1,23	<u>3,59</u> 1,71	<u>3,21</u> 1,10	3,12	<u>2,77</u> 1,07	2,94	<u>2,12</u> 0,67	1,21	<u>1,43</u> 0,40	<u>1,13</u> 1,05
FeO + MnO	<u>8,61</u> 1,76	<u>7,97</u> 2,04	<u>8,01</u> 1,80	6,91	<u>6,34</u> 1,22	4,16	<u>3,96</u> 0,35	5,40	<u>2,18</u> 1,71	<u>1,11</u> 0,75
MgO	<u>5,33</u> 1,36	<u>5,43</u> 0,85	<u>4,27</u> 0,90	2,75	<u>3,52</u> 1,08	3,85	<u>2,00</u> 0,63	1,77	<u>0,72</u> 0,50	<u>0,55</u> 0,53
CaO	<u>10,83</u> 1,08	<u>9,85</u> 0,47	<u>9,09</u> 0,88	7,32	<u>7,65</u> 0,90	6,81	<u>5,56</u> 0,60	5,05	<u>2,83</u> 1,46	<u>1,83</u> 1,57
Na ₂ O	<u>1,98</u> 0,37	<u>2,68</u> 0,22	<u>2,50</u> 0,42	3,43	<u>2,86</u> 0,58	3,30	<u>3,76</u> 0,65	3,55	<u>4,25</u> 0,41	<u>3,69</u> 1,45
K ₂ O	<u>0,34</u> 0,14	<u>0,69</u> 0,18	<u>0,54</u> 0,18	1,40	<u>0,83</u> 0,32	1,28	<u>0,79</u> 0,19	2,24	<u>1,55</u> 0,90	<u>3,67</u> 3,26
ИК	25,7	7,2	19,9	-7,9	17,4	3,9	11,3	-5,5	5,4	-9,5
Число анализов	84	19	42	2	25	3	6	2	5	7

Таблица 17 (продолжение)

Окислы	Базальты			Андезито-базальты			Андезиты			Дацинты			Риолиты	
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II
Дуга Хонсю														
SiO ₂	51,83	51,47	50,05	55,02	55,40	54,98	59,29	59,95	60,62	64,21	65,08	63,79	70,58	71,50
	1,09	1,06	0,90	1,19	1,25	1,19	1,44	1,14	1,24	0,89	0,93		1,57	2,08
TiO ₂	0,91	0,81	1,31	0,89	0,94	0,68	0,79	0,70	0,69	0,51	0,48	0,74	0,43	0,40
	0,22	0,18	0,36	0,25	0,36	0,11	0,28	0,20	0,31	0,20	0,09		0,32	0,20
Al ₂ O ₃	18,55	20,09	16,67	18,28	17,91	18,36	17,06	17,12	17,58	16,08	15,64	17,04	15,07	14,68
	1,49	1,83	1,24	1,32	1,08	1,43	0,99	0,99	0,80	0,65	0,47		0,97	1,02
Fe ₂ O ₃	3,38	3,06	3,98	3,01	3,32	3,47	3,12	2,97	2,55	3,17	2,59	1,98	1,98	1,71
	0,57	0,68	0,61	0,70	1,13	1,16	0,91	0,85	0,85	0,85	0,67		0,94	0,39
FeO + MnO	7,22	6,60	6,50	6,50	5,83	5,82	5,27	4,41	4,12	3,60	3,45	3,31	2,13	1,75
	0,76	1,08	0,93	0,97	1,43	1,01	1,10	1,07	1,05	1,21	0,88		0,62	0,50
MgO	5,15	4,56	7,12	4,18	4,33	4,41	3,55	3,33	2,62	2,12	2,28	1,95	0,94	0,72
	1,27	1,35	1,74	1,02	1,02	0,85	0,85	0,58	0,46	0,59	0,44		0,30	0,30
CaO	10,35	10,16	10,25	8,93	8,21	8,17	7,31	6,95	6,50	5,74	5,30	4,93	3,64	3,10
	0,75	0,89	0,79	0,86	0,72	0,73	0,56	0,61	0,94	0,52	0,26		0,55	0,79
Na ₂ O	2,25	2,39	2,98	2,56	3,08	3,59	2,66	3,28	3,35	3,30	3,31	3,89	3,68	3,71
	0,26	0,40	0,69	0,33	1,08	0,84	0,47	0,52	0,49	0,44	0,41		0,61	0,47
K ₂ O	0,37	0,84	1,14	0,61	0,98	1,52	0,96	1,30	1,97	1,26	1,89	2,36	1,54	2,41
	0,22	0,95	0,42	0,27	0,42	0,22	0,28	0,41	0,84	0,48	0,61		0,42	0,71
ИК	21,7	12,4	-6,7	18,6	4,5	-13,8	20,4	4,6	-7,1	13,3	5,6	-14,2	13,2	2,8
Число анализов	18	6	9	41	14	16	64	46	5	7	5	3	14	5

Таблица 17 (продолжение)

Окислы	Базальты		Андезито-базальты		Андезиты		Риолиты
	I	II	I	II	I	II	I
Марианская дуга							
SiO ₂	<u>52,48</u> 0,71	<u>50,82</u> 1,10	<u>54,24</u> 0,68	54,74	58,04	59,25	79,69
TiO ₂	<u>0,82</u> 0,05	<u>0,84</u> 0,34	<u>0,75</u> 0,21	0,89	0,42	0,83	0,23
Al ₂ O ₃	<u>18,63</u> 2,00	<u>17,89</u> 1,31	<u>17,45</u> 1,19	16,06	17,27	16,46	11,17
Fe ₂ O ₃	<u>4,05</u> 2,25	<u>3,92</u> 1,15	<u>3,41</u> 0,82	3,81	5,56	2,89	0,52
FeO + MnO	<u>5,70</u> 1,55	<u>7,11</u> 1,21	<u>6,29</u> 0,77	7,31	2,85	6,20	0,92
MgO	<u>4,57</u> 1,41	<u>5,04</u> 0,79	<u>4,40</u> 1,35	3,93	3,49	2,31	0,36
CaO	<u>10,52</u> 0,94	<u>11,08</u> 0,88	<u>10,08</u> 0,50	8,86	8,20	6,08	2,10
Na ₂ O	<u>2,69</u> 0,34	<u>2,61</u> 0,33	<u>2,73</u> 0,28	3,20	3,15	4,16	3,42
K ₂ O	<u>0,54</u> 0,09	<u>0,69</u> 0,11	<u>0,64</u> 0,11	1,18	1,02	1,82	1,59
ИК	12,8	8,7	13,0	-1,6	9,7	-20,3	32,1
Число анализов	5	18	12	3	2	4	1

Таблица 17 (продолжение)

Оксилы	Базальты			Андезито-базальты			Андезиты			Дациты			Риолиты	
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II
Курильская дуга														
SiO ₂	51,07	50,66	49,52	55,07	54,99	55,21	59,56	59,59	58,81	65,39	64,69	65,94	71,21	71,23
	1,20	1,68	1,51	1,19	1,11	1,12	1,64	1,48	1,56	1,45	1,16		2,34	2,93
TiO ₂	0,73	0,83	0,75	0,70	0,70	0,77	0,66	0,64	0,66	0,62	0,51	0,44	0,72	0,40
	0,24	0,32	0,24	0,32	0,26	0,31	0,26	0,26	0,31	0,29	0,22		0,42	0,25
Al ₂ O ₃	18,52	18,65	18,87	18,10	18,32	18,65	17,37	17,46	16,92	15,91	16,01	16,16	14,24	14,54
	1,58	2,04	1,30	1,38	1,45	1,10	1,25	1,20	1,35	0,98	1,38		0,78	1,57
Fe ₂ O ₃	4,68	4,71	4,23	3,97	3,80	3,86	3,41	3,32	3,74	3,01	2,66	1,56	1,78	1,43
	1,80	1,91	1,23	1,61	1,43	1,04	1,29	1,24	1,66	1,58	1,42		0,73	0,84
FeO + MnO	6,42	5,89	5,87	5,89	5,18	4,16	4,84	4,29	3,90	3,58	3,52	4,11	2,43	2,27
	1,61	1,60	1,10	1,56	1,49	1,04	1,32	1,44	1,40	1,53	1,21		1,26	1,11
MgO	5,38	5,27	5,97	4,24	4,20	4,04	3,15	3,07	3,29	1,78	1,93	1,61	0,90	1,04
	1,13	1,52	1,93	1,07	0,97	0,65	0,79	0,81	0,84	0,54	0,61		0,35	0,60
CaO	10,42	10,30	9,85	8,81	8,54	7,98	7,11	6,83	6,78	5,23	5,02	3,83	3,51	2,59
	0,90	1,29	1,12	0,94	1,04	0,49	0,89	1,06	1,09	1,14	1,23		0,71	1,62
Na ₂ O	2,25	2,76	3,17	2,63	3,09	3,30	2,94	3,30	3,74	3,61	4,14	4,50	4,04	3,93
	0,32	0,53	0,42	0,37	0,43	0,32	0,52	0,54	0,36	0,72	0,46		0,69	0,67
K ₂ O	0,51	0,93	1,77	0,59	1,17	2,02	0,96	1,50	2,15	0,86	1,51	1,87	1,17	2,57
	0,25	0,45	0,39	0,38	0,45	0,37	0,54	0,54	0,39	0,39	0,74		0,43	1,17
ИК	19,6	3,4	-18,8	18,4	1,4	-13,0	15,7	1,5	-16,9	14,7	-6,3	-16,9	11,9	-4,7
Число анализов	65	80	38	85	175	18	109	211	22	42	50	4	13	11

Таблица 17 (продолжение)

Окислы	Базальты		Андезито-базальты		Андезиты		Дациты		Риолиты	
	II	III	II	III	II	III	II	III	II	III
Дуга Южной Камчатки										
SiO ₂	<u>50,92</u> 1,57	<u>51,03</u> 1,24	<u>54,76</u> 1,09	<u>54,45</u> 1,22	<u>60,42</u> 1,65	<u>60,01</u> 1,72	<u>64,90</u> 1,29	<u>64,72</u> 1,27	<u>70,16</u> 1,61	71,90
TiO ₂	<u>0,85</u> 0,20	<u>1,09</u> 0,21	<u>0,86</u> 0,17	<u>0,95</u> 0,23	<u>0,73</u> 0,19	<u>0,76</u> 0,26	<u>0,65</u> 0,22	<u>0,75</u> 0,24	<u>0,38</u> 0,16	0,33
Al ₂ O ₃	<u>19,55</u> 1,85	<u>18,61</u> 1,02	<u>18,53</u> 1,20	<u>17,78</u> 1,09	<u>17,01</u> 1,00	<u>17,77</u> 1,21	<u>16,32</u> 0,99	<u>16,67</u> 0,96	<u>14,90</u> 0,91	14,82
Fe ₂ O ₃	<u>4,69</u> 1,78	<u>4,27</u> 1,88	<u>3,82</u> 1,56	<u>3,33</u> 0,91	<u>3,33</u> 1,48	<u>3,12</u> 1,23	<u>2,26</u> 0,85	<u>2,51</u> 0,87	<u>2,39</u> 1,02	1,26
FeO + MnO	<u>5,63</u> 1,58	<u>5,94</u> 1,76	<u>5,47</u> 1,97	<u>5,37</u> 1,54	<u>4,17</u> 1,40	<u>3,56</u> 1,27	<u>3,11</u> 0,83	<u>2,65</u> 1,06	<u>1,21</u> 0,64	1,43
MgO	<u>4,84</u> 1,15	<u>5,07</u> 1,19	<u>3,90</u> 1,14	<u>5,01</u> 1,48	<u>2,74</u> 0,79	<u>2,48</u> 0,81	<u>1,86</u> 0,44	<u>1,84</u> 0,79	<u>1,17</u> 0,35	0,73
CaO	<u>10,18</u> 1,05	<u>9,71</u> 0,69	<u>8,53</u> 0,86	<u>8,30</u> 0,86	<u>6,62</u> 1,00	<u>5,87</u> 1,05	<u>5,12</u> 0,81	<u>3,75</u> 0,80	<u>3,54</u> 0,63	2,79
Na ₂ O	<u>2,65</u> 0,59	<u>3,11</u> 0,55	<u>3,05</u> 0,31	<u>3,26</u> 0,38	<u>3,55</u> 0,64	<u>4,08</u> 0,72	<u>4,11</u> 0,54	<u>4,55</u> 0,54	<u>4,01</u> 1,24	3,97
K ₂ O	<u>0,68</u> 0,39	<u>1,16</u> 0,39	<u>1,08</u> 0,51	<u>1,55</u> 0,29	<u>1,44</u> 0,49	<u>2,36</u> 0,61	<u>1,66</u> 0,51	<u>2,56</u> 0,50	<u>2,24</u> 0,75	2,74
ИК	9,9	-5,8	3,4	-8,8	-0,9	-23,9	-7,5	-27,5	-3,1	-6,6
Число анализов	41	30	25	20	52	40	45	21	13	4

Таблица 17 (продолжение)

Окислы	Базальты		Андезито-базальты			Андезиты		Дациты		Риолиты	
	I	II	I	II	III	II	III	II	III	II	III
Дуга Восточной Камчатки											
SiO ₂	<u>50,60</u> 1,09	<u>51,26</u> 1,31	55,24	<u>54,91</u> 1,06	56,06	<u>59,38</u> 1,67	<u>61,41</u> 1,08	<u>64,28</u> 1,26	<u>63,89</u> 0,84	71,32	<u>70,43</u> 2,26
TiO ₂	<u>0,65</u> 0,10	<u>0,98</u> 0,27	0,93	<u>1,08</u> 0,36	0,94	<u>0,83</u> 0,28	<u>0,96</u> 0,25	<u>0,71</u> 0,26	<u>0,85</u> 0,35	0,60	<u>0,44</u> 0,13
Al ₂ O ₃	<u>19,22</u> 1,70	<u>18,58</u> 1,97	18,40	<u>17,99</u> 1,56	17,61	<u>17,34</u> 1,64	<u>17,02</u> 0,64	<u>16,76</u> 1,33	<u>16,93</u> 1,07	14,68	<u>15,34</u> 0,89
Fe ₂ O ₃	<u>2,66</u> 0,62	<u>4,13</u> 2,13	3,67	<u>3,90</u> 1,56	3,23	<u>3,66</u> 1,61	<u>2,45</u> 0,69	<u>2,71</u> 1,25	<u>1,85</u> 0,78	1,31	<u>0,88</u> 0,58
FeO + MnO	<u>6,44</u> 0,87	<u>5,87</u> 1,66	5,99	<u>6,26</u> 1,43	4,14	<u>3,77</u> 1,71	<u>3,70</u> 0,72	<u>2,83</u> 1,66	<u>3,23</u> 0,94	1,56	<u>1,68</u> 0,64
MgO	<u>6,36</u> 1,32	<u>5,75</u> 2,17	3,82	<u>4,21</u> 0,88	5,08	<u>3,20</u> 1,11	<u>2,50</u> 0,68	<u>2,05</u> 0,81	<u>1,77</u> 0,46	0,84	<u>0,74</u> 0,51
CaO	<u>11,50</u> 0,78	<u>9,98</u> 0,80	8,31	<u>8,59</u> 0,77	7,73	<u>6,88</u> 0,80	<u>5,76</u> 0,65	<u>4,86</u> 0,81	<u>5,08</u> 0,76	2,36	<u>2,71</u> 0,76
Na ₂ O	<u>2,23</u> 0,24	<u>2,65</u> 0,58	3,01	<u>3,19</u> 0,43	3,96	<u>3,55</u> 0,57	<u>4,50</u> 0,30	<u>3,97</u> 0,49	<u>4,55</u> 0,46	4,57	<u>4,71</u> 0,47
K ₂ O	<u>0,34</u> 0,07	<u>0,79</u> 0,29	0,62	<u>0,88</u> 0,26	1,26	<u>1,38</u> 0,47	<u>1,69</u> 0,20	<u>1,82</u> 0,37	<u>1,85</u> 0,27	2,75	<u>3,06</u> 0,31
ИК	18,0	7,9	11,1	3,6	-16,3	-1,7	-21,8	-7,2	-20,6	-19,4	-28,5
Число анализов	13	38	3	61	4	57	31	27	14	4	9

Таблица 17 (продолжение)

Окислы	Базальты			Андезито-базальты			Андезиты		Дациты			Риолиты		
	I	II	III	I	II	III	II	III	I	II	III	I	II	III
Дуга Кюсю—Рюкю														
SiO ₂	<u>50,64</u> 1,64	50,85	<u>51,60</u> 1,24	55,90	<u>55,71</u> 1,19	<u>54,19</u> 0,99	<u>59,72</u> 1,57	<u>58,78</u> 0,62	64,69	<u>65,59</u> 1,49	67,72	68,73	69,16	73,09
TiO ₂	<u>0,87</u> 0,09	1,28	<u>1,02</u> 0,15	0,77	<u>0,80</u> 0,14	<u>0,81</u> 0,24	<u>0,82</u> 0,18	<u>0,88</u> 0,16	0,35	<u>0,64</u> 0,09	0,81	0,32	0,64	0,40
Al ₂ O ₃	<u>18,35</u> 0,80	18,47	<u>18,53</u> 1,31	16,41	<u>17,75</u> 1,01	<u>18,16</u> 0,50	<u>16,94</u> 0,78	<u>17,53</u> 0,77	18,02	<u>16,25</u> 0,65	16,37	14,26	14,87	14,02
Fe ₂ O ₃	<u>2,79</u> 1,12	4,86	<u>3,71</u> 0,72	2,79	<u>2,99</u> 0,84	<u>3,48</u> 1,00	<u>2,58</u> 0,96	<u>3,05</u> 0,65	1,87	<u>1,98</u> 0,75	1,22	2,04	2,40	0,40
FeO + MnO	<u>7,97</u> 1,33	5,79	<u>6,30</u> 0,36	6,58	<u>5,66</u> 0,72	<u>5,75</u> 0,75	<u>4,82</u> 0,99	<u>4,90</u> 0,76	2,87	<u>3,09</u> 1,03	2,85	3,55	2,61	1,45
MgO	<u>5,16</u> 0,94	4,96	<u>5,04</u> 1,00	5,25	<u>4,55</u> 0,89	<u>4,33</u> 0,58	<u>3,14</u> 0,48	<u>3,08</u> 0,39	2,03	<u>1,82</u> 0,43	0,91	1,09	1,05	0,02
CaO	<u>11,53</u> 0,91	10,36	<u>9,48</u> 1,07	9,46	<u>8,51</u> 0,80	<u>8,63</u> 0,50	<u>7,22</u> 0,81	<u>5,88</u> 1,04	5,10	<u>5,01</u> 0,74	2,97	4,57	3,42	1,35
Na ₂ O	<u>2,17</u> 0,17	2,54	<u>2,99</u> 0,45	2,19	<u>2,72</u> 0,55	<u>3,17</u> 0,52	<u>3,17</u> 0,35	<u>3,35</u> 0,47	3,30	<u>3,68</u> 0,54	4,15	3,58	3,64	4,20
K ₂ O	<u>0,52</u> 0,11	0,90	<u>1,34</u> 0,39	0,66	<u>1,31</u> 0,39	<u>1,47</u> 0,42	<u>1,58</u> 0,29	<u>2,54</u> 0,63	1,76	<u>1,95</u> 0,42	3,01	1,87	2,21	5,05
ИК	18,1	9,6	-5,4	25,3	7,1	-6,0	2,5	-14,1	6,6	-1,6	-20,5	6,9	3,4	-39,3
Число анализов	10	5	6	2	9	8	51	14	2	10	1	1	1	1

Таблица 17 (продолжение)

Окислы	Базальты		Андезито-базальты		Андезиты		Дациты		Риолиты
	II	III	II	III	II	III	II	III	II
Алеутская дуга									
SiO ₂	50,91	50,85	55,43	54,94	59,25	60,53	64,56	64,63	69,73
	1,18	1,84	0,90	0,85	1,52	1,70		1,49	
TiO ₂	0,82	0,88	0,90	1,10	0,80	0,82	0,55	0,72	0,36
	0,14	0,23	0,12	0,49	0,13	0,29		0,11	
Al ₂ O ₃	17,42	18,85	17,98	17,55	17,27	17,15	16,50	16,40	15,22
	2,43	1,22	1,22	1,23	0,75	0,97		0,97	
Fe ₂ O ₃	3,43	3,79	3,29	3,33	2,92	3,00	2,15	1,96	1,44
	1,38	1,06	0,50	1,00	0,83	1,00		0,56	
FeO + MnO	5,95	3,78	5,23	5,89	4,51	3,75	3,03	3,62	2,27
	0,99	0,98	0,57	1,67	0,85	1,81		1,10	
MgO	7,37	5,14	4,67	4,04	3,09	2,32	2,14	1,55	1,06
	2,48	1,36	1,67	1,08	0,49	0,75		0,74	
CaO	10,82	10,26	8,37	8,34	7,04	6,05	5,34	4,16	3,46
	1,00	1,16	1,65	0,61	0,85	0,92		0,89	
Na ₂ O	2,55	3,29	3,04	3,51	3,62	4,34	4,05	4,41	4,42
	0,40	0,53	0,57	0,38	0,45	0,41		0,31	
K ₂ O	0,74	1,16	1,09	1,30	1,52	2,06	1,67	2,55	2,04
	0,19	0,48	0,33	0,24	0,27	0,60		0,55	
ИК	7,2	-9,1	3,6	-8,9	-6,1	-24,5	-7,5	-25,3	-10,6
Число анализов	10	20	13	14	22	16	4	10	3

Таблица 17 (окончание)

Окислы	Базальты		Андезито-базальты		Андезиты		Дациты	
	II	III	II	III	II	III	II	III
Центральная Камчатская депрессия								
SiO ₂	<u>51,39</u> 2,24	<u>51,24</u> 1,09	<u>54,18</u> 1,10	<u>54,93</u> 1,12	<u>59,70</u> 1,24	<u>59,36</u> 1,46	<u>64,25</u> 0,66	65,27
TiO ₂	<u>1,05</u> 0,21	<u>1,27</u> 0,36	<u>1,04</u> 0,24	<u>1,01</u> 0,41	<u>0,76</u> 0,20	<u>0,69</u> 0,21	<u>0,57</u> 0,20	0,47
Al ₂ O ₃	<u>16,06</u> 1,97	<u>16,99</u> 1,44	<u>17,60</u> 1,28	<u>17,12</u> 1,33	<u>17,75</u> 0,88	<u>16,98</u> 1,27	<u>16,62</u> 0,45	16,15
Fe ₂ O ₃	<u>4,02</u> 1,70	<u>3,96</u> 1,57	<u>3,85</u> 1,51	<u>3,47</u> 0,89	<u>3,70</u> 1,38	<u>4,08</u> 2,22	<u>2,99</u> 0,68	1,62
FeO + MnO	<u>6,61</u> 4,04	<u>6,35</u> 1,69	<u>5,45</u> 1,29	<u>5,04</u> 1,27	<u>3,40</u> 1,14	<u>2,81</u> 1,74	<u>2,45</u> 0,92	2,62
MgO	<u>7,21</u> 1,80	<u>6,30</u> 1,76	<u>5,04</u> 1,14	<u>5,23</u> 1,35	<u>2,99</u> 0,70	<u>3,94</u> 1,13	<u>2,21</u> 0,44	3,02
CaO	<u>9,51</u> 1,05	<u>9,17</u> 0,84	<u>8,43</u> 0,70	<u>8,21</u> 0,87	<u>6,54</u> 0,76	<u>6,54</u> 1,08	<u>5,45</u> 0,45	4,84
Na ₂ O	<u>2,95</u> 0,48	<u>3,20</u> 0,39	<u>3,24</u> 0,42	<u>3,64</u> 0,58	<u>3,77</u> 0,32	<u>3,96</u> 0,46	<u>3,80</u> 0,35	4,30
K ₂ O	<u>1,18</u> 0,40	<u>1,52</u> 0,44	<u>1,18</u> 0,33	<u>1,36</u> 0,49	<u>1,38</u> 0,29	<u>1,65</u> 0,56	<u>1,67</u> 0,16	1,72
ИК	-4,5	-13,1	-3,4	-13,1	-5,3	-13,8	-2,0	-13,2
Число анализов	51	33	48	23	38	32	7	2

Примечание. Петрохимические серии: I — известковая, II — известково-щелочная, III — субщелочная. Здесь и далее: ИК — индекс классификации. Средние составы пород четвертичных вулканических комплексов дуг северо-западной части Тихого океана рассчитаны по анализам, приведенным в следующих источниках: Абдурахманов и др., 1978; Важевская, 1983; Вольнец и др., 1965; Вулканы..., 1972; Говоров и др., 1980; Горшков, 1967; Гушин, 1978; Долгоживущий..., 1980; Ермаков, 1977; Ермаков и др., 1977; Иванов, 1970; Кичина и др., 1975; Колосков и др., 1979; Кравченко, 1977; Кутыев и др., 1979; Леонова, 1977, 1979; Леонова и др., 1975; Магматизм..., 1979; Мархинин, 1959, 1967; Масуренков, 1979; Неверов и др., 1963; Опыт..., 1966; Остапенко, 1969; Остапенко и др., 1977; Петрохимия..., 1966; Пискунов, 1975, 1976; Сергеев, 1976; Стратула, 1969; Тимербаева, 1967; Федоренко и др., 1969; Фролова и др., 1978; Эрлих, 1973; Arculus et al., 1977; Blak et al., 1964; Burk, 1965; Byers, 1961; Catalogue..., 1962, Coats, 1952; Delong, 1975; Freser et al., 1959; Gates, 1971; Ishihara, 1974; Isshiki, 1963; Katsui et al., 1974, 1978; Kawano et al., 1960, 1961; Kay, 1977; Kay et al., 1978; Konishi, 1965; Kuno, 1950, 1959, 1964; Marsh, 1976; Marsh et al., 1979; McCulloch et al., 1981, McLennan et al., 1981; Miyashiro, 1973, 1974; Oba, 1966. В расчеты также включены любезно предоставленные нам неопубликованные анализы пород из коллекций А.И. Абдурахманова, И.П. Аверьянова, В.Е. Бевза, В.С. Знаменского, Е.К. Мархинина, Ю.Л. Неверова, В.Ф. Остапенко, И.Г. Смирнова, В.Н. Шилова и автора.

Второй континуум по щелочности выражается преимущественно в необычайно широких вариациях содержания окиси калия и сравнительно недавно лишь стал объектом внимания исследователей. Окись калия в лавах Курильских островов — самый вариабельный компонент. Коэффициент ее вариации (отношение стандартного отклонения к среднему значению) превышает 50%. Особенностью распределения K_2O является тот факт, что различие ее содержания в породах с одинаковой кремнекислотностью в большинстве случаев равно или даже превосходит разницу концентраций между основными и кислыми породами (рис. 31). Угловой коэффициент линий регрессий окиси калия по кремнезему колеблется от 0,015 до 0,125, увеличиваясь почти в 10 раз, что соответствует максимальному приросту содержания K_2O 1,25% на 10% увеличения кремнекислотности пород. Содержание же этой окиси в базальтах меняется от 0,2 до 2%, свидетельствуя о значительном разнообразии состава пород одной группы по содержанию кремнезема. Этим объясняется и резко различный характер связи между кремнекислотностью пород и содержанием в них K_2O — тесной с высоким значением коэффициента корреляции для отдельных вулканических центров с дифференцированным составом лав от базальтов до риолитов и слабой на пределе значимости на 95%-ном доверительном уровне для всего комплекса в целом. Вопрос о типах вариаций, их соотношениях с поверхностным и глубинным строением и петрогенетических следствиях будет предметом специального рассмотрения в следующих главах.

Содержания породообразующих окислов скоррелированы друг с другом, в первую очередь с содержанием кремнезема. Теснота связи в пределах отдельных групп пород и для комплекса в целом различна для отдельных окислов. Так, кремнезем имеет сильные отрицательные связи во всех типах пород с алюминием, магнием и кальцием и слабые положительные — с натрием и калием. Корреляция его с калием для всех пород, кроме риолитов, находится на пределе значимости при 95%-ном доверительном уровне. Для всего комплекса с кремнием отрицательно скоррелированы все элементы, кроме щелочных, причем абсолютная величина коэффициента корреляции с калием намного ниже, чем с другими элементами.

Титан во всех породах значимо положительно связан с закисью железа, эта же связь проявлена и во всей совокупности. Алюминий проявляет отрицательную связь с закисью железа и магнием в большинстве типов пород, хотя во всей совокупности он положительно скоррелирован со всеми элементами, кроме щелочных. Окисное железо имеет высокую отрицательную

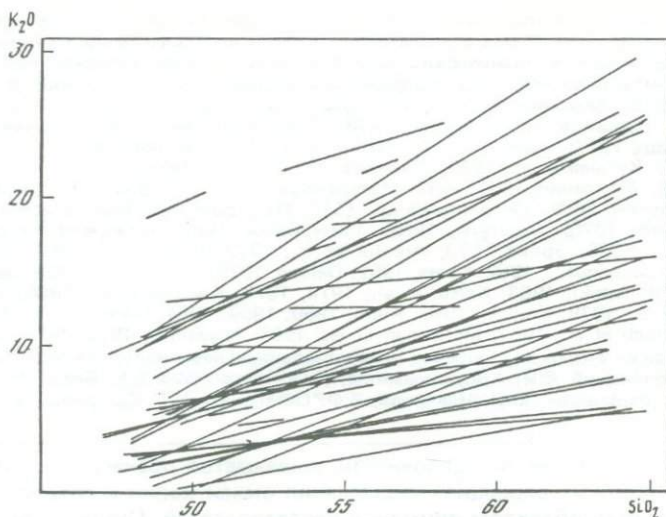


Рис. 31. Линейные зависимости содержания окиси калия от кремнекислородности в лавах курильских вулканов

связь с закисным, что характерно для всех пород от базальта до риолита. В базальтах трехвалентное железо положительно связано с калием, хотя в средних по кремнекислотности породах эта связь ослабляется до незначимой, а в риолитах коэффициент меняет знак на обратный. Кальций закономерно проявляет отрицательные связи со щелочами, а натрий — положительные с калием, что соответствует поведению этих компонентов в дифференцированных сериях. Следует отметить лишь, что связь между последними уменьшается от базальтов к кислым породам, а в риолитах незначима.

Содержание микроэлементов. Распределение редких элементов в лавах Курильских островов исследовалось многими авторами (Горкун и др., 1963; Родионова и др., 1966; Мархинин, 1967; Леонова и др., 1974; Балашов, 1976, 1977; Кравченко, 1977; Леонова, 1977; Хедж и др., 1977; Говоров и др., 1980; Попеко, 1980; Веселов и др., 1981; Пополитов и др., 1981; Абдурахманов, 1982; Щеглов и др., 1982). Приводимые данные несколько отличаются друг от друга, однако в общем в достаточно полной мере характеризуют геохимическую специфику пород и основные тенденции изменения состава. Сводка материалов перечисленных авторов приведена в табл. 18, в которой содержания элементов даются в виде пределов колебания средних значений по различным источникам.

Данные таблицы характеризуют общую особенность распределения редких элементов в продуктах вулканизма островных дуг — пониженное содержание когерентных элементов (особенно сидерофильной группы) и повышенное — некогерентных (щелочных, щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных), что отличает их от вулканических пород океана (Лутц, 1980). Эта специфика состава, проявляющаяся в повышенной концентрации одних элементов и пониженной — других, выдерживается для всего ряда пород от базальтов до риолитов, свидетельствуя об унаследованности геохимических признаков.

Концентрация микроэлементов группы железа — никеля, кобальта, хрома и ванадия, как отмечалось, характеризуется относительно пониженными значениями, исключая последний элемент. Содержания их су-

Таблица 18

Вариации средних содержаний редких элементов в породах андезитового комплекса (в г/т)

Элемент	Базальты	Андезито- базальты	Андезиты	Дациты и риолиты
Rb	2,6—34	4,4—39,5	4,4—44	8,5—25
Li	4,4—9	5,6—8,6	8,2—11,8	6,2—11
Ba	155—512	—	—	—
Sr	256,4—634	193,3—353,1	156,2—430	125—208
F	300—700	266—525	297—525	317—375
Be	0,4—0,85	0,42—0,44	0,45—0,9	0,37—0,45
Ni	16—35	13—23,2	11,2—21	6—16
Co	21,1—38	12,9—48	7,4—25	7,6—29
V	297,2—398,9	91—275,3	114—201,4	78,8—188,6
Cr	26—67	19—23	3,5—11	10—21
Sc	35,8—42,1	21,8—32,5	13,9—35,5	15,8—39,8
Cs	0,6—0,8	1,4—1,6	1,0—1,4	1,6—1,9
Cu	78—150	15—130	13—160	16—48
Zn	87—114	61—90	71—90	59—71
Pi	3,2—5,5	4,8—6,1	2,9—5,8	6,1—6,7
Ag			0,2	0,09
Au*	0,09—0,18	0,13—0,15	0,13—0,15	0,14—0,18
Mo	3,1—3,2	0,9—2,7	1,1—4	0,8—1,8
Sn	2,4—3,3	1,9—3,2	1,3—2,4	1,8—3,5
B	18—26	11—31	21—26	25—40
TR	43—80	57	110—125	105
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7029—0,7042	0,7030—0,7034	0,7033—0,7034	0,7034—0,7036

*Au — в $1 \cdot 10^{-6}$ %.

Примечание. Изотопный состав пород приведен по данным В.И. Виноградова (личное сообщение).

щественно убывают в ряду базальт—риолит, будучи сопряженными с поведением магния и железа. Никель, как правило, находится в несколько меньших количествах, чем кобальт, а хром почти на порядок уступает в распространенности ванадию. По значению никель-кобальтового и хром-ванадиевого отношения, не превышающего единицы для первого и намного меньше — для второго, породы комплекса относятся И.Н. и Г.И. Говоровыми (1980) к кобальт-ванадий-железистому подтипу таллассоциальмафического геохимического типа. Отношение ванадий—никель, имеющее важное классификационное и петрологическое значение (Taylor et al., 1969), для всего ряда пород андезитового комплекса превышает 10,0, тогда как для разнообразных базальтов океана оно в среднем равняется 2—3.

Халькофильные элементы слабо различаются в содержаниях в зависимости от кремнекислотности пород, хотя цинк и медь в дацитах и риолитах содержатся в заметно меньших количествах. Серебро, олово и молибден не обнаруживают закономерных вариаций. В отношении олова, однако, существует мнение о росте его концентраций к основным породам до значительных количеств — 20—35 г/т (Горкун и др., 1963). При минералогическом анализе базальтов многих вулканов гряды в тяжелой фракции обнаружен касситерит (Гаврилов и др., 1980). Золото содержится в породах в среднем в количестве 1—2 мг/т и не обнаруживает тенденции к изме-

нению концентраций от основных пород к кислым. Для вулкана Тятя А.И. Абдурахмановым (1982) отмечено 5–10-кратное увеличение его содержания, что согласуется с находками самородного золота в тяжелой фракции базальтов этого вулкана (Гаврилов и др., 1980). Концентрация бора несколько увеличивается к кислым породам, а фтора заметно уменьшается в этом же ряду.

Количество редкоземельных элементов также коррелируется с содержанием калия и увеличивается в процессе фракционной кристаллизации. По результатам 8 определений редкоземельного состава пород Курильских вулканов они недосыщены РЗЭ (Балашов, 1977). Сумма их варьирует от 43 до 125 г/т, увеличиваясь к кислым породам в 1,5–2 раза. Такое же двукратное изменение суммы отмечается и для базальтов, различающихся по содержанию калия (43–80 г/т). В связи с вариациями пород по щелочности наблюдаются и изменения в соотношениях РЗЭ: отношение лантана к иттербию в низкокалиевых породах составляет 2–2,5, в высококалиевых — до 4,5, что указывает на их обогащение легкими лантаноидами.

“Европейский” критерий в андезитах близок к таковому в базальтах и андезито-базальтах (0,7–0,92) и в хондритах (1,0). Лишь в кислых породах обнаруживается резкий дефицит европия и снижение критерия до 0,43.

Изотопный состав стронция вулканических пород Курильской гряды, по данным В.И. Виноградова, варьирует от 0,7029 до 0,7042, что в целом типично для островных дуг (Пополитов и др., 1981). Максимальные вариации и наибольшие значения отношения изотопов стронция наблюдаются в группе основных пород вулкана Алаид на севере дуги.

Заканчивая описание островодужной вулканической ассоциации Курильских островов, отметим следующее.

1. Островодужная ассоциация представляет собой сложно построенное и длительно формировавшееся геологическое образование, сложенное разнофациальными вулканическими, вулканогенно-осадочными и интрузивными породами — прямыми и косвенными продуктами вулканической деятельности в стадию формирования Курильской дуги. Преимущественно грубообломочный состав пород, резкая фациальная изменчивость отложений, обилие экструзивных и субвулканических образований свидетельствуют о близости источников поступления вулканического материала и областей его захоронения, а также об относительно стабильном положении осевой зоны вулканической цепи в период от позднего олигоцена до голоцена.

2. В составе ассоциации выделяются четыре региональных комплекса, образовавшихся в различные фазы вулканизма, протекавшего на фоне колебательных движений земной коры. Формирование наиболее мощного “зеленотуфового” комплекса происходило при интенсивном прогибании морского бассейна с постепенным замедлением темпа и смене знака движения в среднем миоцене. Накопление пород вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса происходило в континентальных и мелководноморских условиях при стабильном тектоническом режиме или слабом подъеме региона. Базальтоидный комплекс формировался вновь при интенсивном погружении региона в компенсированных прогибах в условиях субаквальной вулканической деятельности. Время становления четвертичного андезитового комплекса характеризуется положительными движениями и условиями накопления отложений, типичными для современной островной дуги.

3. Вулканические породы, входящие в состав вертикального ряда

комплексов, обнаруживают глубоководное генетическое родство. Представлены они, по существу, одними и теми же петрографическими разновидностями, включающими базальты, андезиты, дациты и риолиты. В каждую фазу варьировало лишь количественное соотношение пород, степень их измененности и содержание породообразующих минералов. Набор же последних в ряду комплексов остается практически постоянным в течение всего периода формирования дуг. Вулканические породы комплексов обнаруживают также и общие петрохимические и геохимические черты, выражающиеся в принадлежности всех их к известково-щелочному магматическому семейству.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОАЗИАТСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Полуостров Камчатка

Работами многих исследователей (Е.А. Апрельков, В.Н. Бондаренко, Г.М. Власов, О.Н. Волынец, В.А. Ермаков, Ю.В. Жегалов, Е.А. Лоншаков, Б.А. Марковский, Н.В. Огородов, В.И. Пийп, В.К. Ротман, Ю.М. Слепов, М.Ю. Хотин, М.А. Фаворская, А.Г. Цикунов, М.Н. Шапиро, В.С. Шеймович и др.) установлено, что первые проявления вулканизма стадии островных дуг на Камчатке относятся к концу палеогена и следуют после инверсии геосинклинального режима и периода коренной перестройки тектонического плана региона. Область развития неогенового вулканизма охватывала сравнительно узкую по отношению к площади мел-палеогенового геосинклинального вулканизма Центрально-Камчатскую структурно-фациальную зону, протягивающуюся вдоль всего полуострова, и Южно-Камчатскую, представляющую структурное продолжение первой, сочлененное по Петропавловско-Малкинской зоне разломов. В последние годы появились данные о наличии неогеновых вулканических образований и на Восточной Камчатке в бассейне р. Авача, в Валагинском, Тумрокском и Кумрокском хребтах (Щепотьев, 1979). В плиоцене и плейстоцене область вулканизма имела более широкое распространение, локализуясь в пределах Срединного и Восточного вулканических хребтов.

К числу особенностей строения позднекайнозойской вулканической ассоциации Камчатки относятся пестрый состав отложений в вещественном, фациальном и генетическом отношении, тесная ассоциация интрузивных, субвулканических и эффузивных пород с вулканогенно-осадочными, а также изменения состава вулканитов в зависимости от положения древних вулканов.

В истории позднего кайнозоя установлено проявление трех вулканотектонических циклов — анавайского, алнейского и четвертичного, с которыми связаны основные этапы вулканизма (Геология..., 1964; Ротман, 1975; Шеймович, 1979).

Наиболее древний анавайский вулканогенно-осадочный комплекс Камчатки (поздний олигоцен—средний миоцен) объединяет крапивницкую, вилючинскую, паратунскую и березовскую свиты и соответствует "зеленотуфовому" комплексу Курильских островов. Абсолютный возраст отложений по данным 16 определений составляет $30,0 \pm 1,6$ млн лет (Лоншаков, 1982).

Нижняя часть разреза на юге Камчатки представлена ритмично переслаивающимися аргиллитами, туфопесчаниками, гравелитами, брекчиями основного—среднего состава с потоками порфиритов, андезитов, альбитофиринов. Выше с размывом залегают вулканогенно-осадочная пачка пород,

представленных туфами, туфопесчаниками и эффузивами среднего и кислого состава. Она перекрывается толщей, состоящей из лав, туфов и туфобрекчий преимущественно андезитового состава. На отдельных участках в разрезе присутствуют кислые эффузивы и игнимбриты. Отложения верхней части разреза залегают с несогласием и представлены спекшимися туфами, игнимбритами и кислыми лавами.

В Центрально-Камчатской зоне в основании комплекса залегают спилиты, чередующиеся с туфами, туфоалевролитами, песчаниками и туфоконгломератами. В породах отмечается обилие обломков метаморфических пород фундамента. Выше наблюдаются песчаники с прослоями туфогравелитов и туфоконгломератов с обломками базальтов. Широкое распространение в этой зоне имеют отложения верхней части комплекса мощностью около 1000 м, представленные дацитовыми и андезито-дацитовыми лавами и туфами аналогичного состава, туфоконгломератами и туффитами. Максимальная мощность комплекса отмечается на юге Камчатки, где она достигает 5000 м.

Отложения пронизаны многочисленными интрузивными и субвулканическими телами гранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Особенность состава стратифицированных отложений состоит в их значительной изменчивости, носящей региональный характер. Пропилитизацией затронуты как вулканогенно-осадочные, так и эффузивно-пирокластические породы. Особенно интенсивно изменение вблизи интрузивных массивов и в зонах разломов. По ассоциации вторичных минералов породы комплекса уверенно сопоставляются с формацией "зеленых туфов" Японии (Ротман, 1965). Типичными вторичными минералами являются хлориты, цеолиты, карбонаты, альбит, эпидот, редко — актинолит. Широким развитием пользуются адуляровые и слюдяные метасоматиты и аргиллизиты.

Накопление вулканических и вулканогенно-осадочных отложений комплекса происходило в подводных и субаэральных условиях в обстановке типичной островной дуги. Начало ее становления характеризуется вспышкой интенсивного вулканизма в конце олигоцена после замыкания морского бассейна в пределах Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны. Чередование пород в разрезе отражает неустойчивый режим вулканических островов с замещением эффузивно-пирокластических образований прибрежно-морскими вулканогенно-осадочными. К окончанию цикла в середине миоцена вулканизм протекал преимущественно в континентальных условиях и характеризовался массовыми извержениями игнимбритов и накоплением в депрессиях туфогенных отложений с углями. Судя по характеру разреза и расположению интрузивных массивов — корней вулканов, осевая зона дуги проходила вблизи тихоокеанского побережья на юге полуострова и в его осевой части вдоль восточного склона Срединного хребта.

Петрографический состав пород довольно разнообразный — от базальтов до риолитов с преимущественным развитием разностей основного состава. Многими исследователями отмечается гомодромный характер изменения состава комплекса. Так, по данным В.К. Ротмана, в составе крапивнинской свиты преобладают андезито-базальты, вилочинской — андезиты; в паратунской свите наряду с андезито-базальтами и андезитами появляются дациты и плагиолипариты. В верхах комплекса (березовская свита) кислые породы играют уже существенную роль (Магматические ..., 1979). По этим же данным, на долю базальтов и андезитов приходится около 70% из проанализированных эффузивных пород.

По химическому составу продукты вулканизма представляют типичную высокоглиноземистую известково-щелочную с натриевым уклоном

Таблица 19

Латеральные вариации состава вулканических образований "зеленотуфового" комплекса (в мас. %)

Окислы	Кунашир		Уруп		Парамушир		Южная Камчатка	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,43	50,49	54,18	52,14	56,14	59,05	54,27	55,62
	2,75	3,34	1,60	3,31	3,28	5,28		
TiO ₂	0,61	0,93	0,73	0,66	0,86	0,62	0,84	0,80
	0,24	0,29	0,25	0,40	0,22	0,11		
Al ₂ O ₃	18,41	19,57	18,44	19,48	19,42	18,11	20,02	18,67
	0,82	1,39	1,02	2,07	1,47	1,15		
Fe ₂ O ₃	6,16	4,76	4,49	4,01	4,29	4,37	4,13	5,17
	1,32	2,80	1,21	1,64	1,60	2,24		
FeO+MnO	4,22	5,92	5,95	5,93	3,68	2,67	5,04	3,72
	0,28	2,55	0,95	1,43	2,06	0,65		
MgO	6,26	7,69	6,33	5,74	3,47	2,91	4,10	3,37
	0,78	1,63	0,56	1,55	1,03	1,44		
CaO	8,21	5,71	6,01	7,67	8,45	7,44	7,52	8,28
	2,56	2,67	1,85	0,93	0,68	0,40		
Na ₂ O	4,11	3,75	3,35	3,05	2,82	3,74	3,22	3,29
	1,46	1,04	0,84	0,36	0,38	0,60		
K ₂ O	0,59	1,20	0,52	1,33	0,87	1,09	0,85	1,08
	0,27	0,77	0,30	0,74	0,43	0,41		
ИК	-16,8	-20,4	3,1	-5,5	14,4	-1,7	2,9	2,2
Кн	4,7	10,4	3,4	10,1	5,1	5,4	5,6	6,5
Число анализов	4	6	8	8	7	7	2	2

Примечание. 1, 3, 5, 7 — породы с тихоокеанского побережья, 2, 4, 6, 8 — с охотского. 1 — по Аверьянову и др. (1966); 2 — по Сергееву (1976, прил. 5); 3, 4 — по Пискунову (1975, табл. 6); 5, 6 — по Гаврилову и др. (1973, табл. 12); 7, 8 — по Лоншакову (1983); Здесь и далее: ИК — индекс классификации, Кн — калиевая насыщенность. В числителе — средние значения, в знаменателе — стандартные отклонения.

серию с содержанием кремнезема от 47 до 75%. Отмечаются вариации по содержанию K₂O (табл. 19), причем низкокалиевые разности пород тяготеют к тихоокеанскому побережью, сменяясь к западу нормально-калиевыми. По характеру распределения никеля и хрома базальтоиды комплекса обнаруживают сходство с типичными вулканитами островных дуг (Лоншаков, 1983). Этим же автором отмечается повышенное содержание в породах меди, свинца, марганца в пределах рудных полей.

А л н е й с к и й комплекс объединяет породы от верхнемиоценовых до верхнеплиоценовых и залегают на нижележащих отложениях со стратиграфическим перерывом и несогласием. Площадь его распространения выходит далеко за пределы развития анавгайского комплекса. По возрастному диапазону на Курильских островах ему соответствуют вулканогенно-кремнисто-диатомитовый и базальтоидный комплексы. Выделение со-

ответствующих аналогов на Камчатке не представляется возможным из-за разногласий в отношении возраста и объема понятия "алнейская серия". По крайней мере некоторыми авторами в пределах алнейского тектономагматического цикла выделяются два периода вулканизма — позднемiocен-плиоценовый и позднеплиоценовый, синхронные соответствующим фазам вулканизма на Курильских островах (Шеймович, 1979; Долгоживущий ..., 1980).

Во всей Центрально-Камчатской зоне комплекс слагается лавово-туфовыми породами базальт-андезит-риолитового состава, последовательно раскисляющимися к верхам разреза. В нижней и средней его частях в обилии встречаются туфобрекчии и туфоконгломераты, представляющие продукты отложения лахаровых потоков и размыва вулканических островов (Ротман, 1975). В прилегающих к вулканической зоне прогибах лахаровые отложения сменяются туфогенно-осадочными континентальными и морскими осадками. В пределах Паужетской вулкано-тектонической структуры Н.Е. Литасов расчленяет отложения алнейской серии на средне-верхнемiocеновые вулканогенно-осадочные и верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые вулканические, сложенные туффитами, туфами, брекчиями, лавами и интрузивными породами (Долгоживущий ..., 1980).

На юге Камчатки вулканическая фация алнейского комплекса локализуется в двух подзонах, контролируемых глубинными разломами. Несмотря на эродированность, плиоценовые вулканы выражены в рельефе и представлены одиночными постройками и хребтами. Низы комплекса здесь сложены переслаиванием туфов, туфобрекчий, песчаников и алевролитов. Вышележащие отложения образуют сформированную в континентальных условиях эффузивно-пирокластическую толщину базальт-андезитового состава. К началу позднего плиоцена в результате слияния вулканических центров и подъема территории происходит повсеместный переход к общим континентальным условиям. Вулканизм этой стадии характеризуется максимальным раскислением материала и образованием обширных игнимбритовых полей. Общая мощность комплекса достигает 2000—3000 м.

В распределении пород по разрезу отчетливо проявлен гомодромный характер вулканизма. С начальными его этапами связаны извержения базальтов и андезитов-базальтов. В дальнейшем наряду с ними появляются андезиты и дациты. С заключительной стадией формирования комплекса связаны извержения кислых пород. В целом же в составе комплекса преимущественная роль принадлежит андезито-базальтам и основным андезитам. По нашей выборке из 145 силикатных анализа средние составы вулкаников содержат 57—58% кремнезема и характеризуются значительными стандартными отклонениями (табл. 20). По содержанию других породообразующих окислов они близки соответствующим по кремне-содержанию породам анавайского и четвертичного комплексов.

Характерны значительные латеральные вариации состава пород, проявляющиеся в изменении содержания щелочей, в первую очередь калия (табл. 21). Четкие изменения K_2O и сопряженных с ним рубидия, стронция и циркона установлены в Центрально-Камчатском блоке, где с известково-щелочными вулканикатами сопряжены породы шошонитовой серии (Ротман, 1975; Ротман и др., 1975).

Ч е т в е р т ы й андезитовый вулканический комплекс сформирован в результате наземной вулканической деятельности и залегает в общем несогласно на всех нижележащих отложениях. Вулканизм четвертичного периода проявился на Камчатке очень интенсивно в грабен-синклинальных поясах Срединного хребта, Центральной Камчатской депрессии

Таблица 20

Средний химический состав (в числителе) и стандартное отклонение (в знаменателе) поздненеогеновых вулканических пород Камчатки и Курильских островов (в мас. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	53,83	52,37	55,19	57,75	55,98	57,06
	3,38	1,22	4,97	6,91	6,77	4,22
TiO ₂	0,75	0,44	0,65	0,82	0,38	0,75
	0,24	0,17	0,24	0,27	0,15	0,17
Al ₂ O ₃	18,42	20,70	18,94	18,94	18,25	18,23
	1,26	1,42	1,54	1,92	1,06	1,44
Fe ₂ O ₃	4,90	3,55	4,37	4,07	4,45	4,74
	1,52	0,95	1,23	1,61	1,89	1,91
FeO	4,64	5,28	4,61	3,98	3,99	3,10
	1,57	1,11	1,54	2,05	2,23	1,89
MgO	4,38	4,57	3,82	3,32	4,55	3,82
	1,27	0,81	1,54	1,67	2,33	1,62
CaO	9,65	10,53	8,42	7,05	8,21	7,41
	1,46	1,36	1,79	3,00	2,90	1,89
Na ₂ O	2,65	2,07	3,02	3,44	3,27	3,28
	0,44	0,43	0,53	0,92	0,80	0,61
K ₂ O	0,78	0,49	0,97	1,50	0,91	1,60
	0,37	0,27	0,48	0,88	0,48	0,79
Кн	5,7	4,10	7,35	8,4	5,21	9,00
	2,58	2,97	7,11	6,59	1,00	3,54
Число анализов	36	10	22	98	4	43

П р и м е ч а н и е. 1—3 — позднеплиоценовый комплекс Курильских островов: 1 — южных (Неверов, 1970; Пискунов, 1975), 2 — центральных (Пискунов, 1975), 3 — северных (Гаврилов и др., 1973; Сергеев, 1976); 4—6 — аллейская серия Камчатки: 4 — Южная Камчатка (Магматизм., 1965, 1979; Долгоживущий ..., 1980), 5 — Кроноцкий полуостров (Федоренко и др., 1969), 6 — Срединный хребет (Ротман, 1963; Вулканы, 1972).

и Восточной вулканической зоны, в пределах которых выделяются структуры высших порядков — ряды, подзоны и вулканотектонические депрессии. Сочетание разнообразной вулканической деятельности и процессов аккумуляции обусловило пестрое разнообразие фаций вулканических и вулканогенных пород, в совокупности характеризующих комплекс наземных отложений вулканического пояса — лавовые и агломератные потоки, отложения раскаленных лавин и направленных взрывов, экстружии, лахаровые потоки, делювиально-пролювиальные, ледниковые, озерные и обвальнo-осыпные отложения.

С началом плейстоценового цикла связано образование щитовых вулканов с излияниями базальтовых лав. На конечных этапах деятельности некоторых вулканов отмечается раскисление магматических продуктов и образование лавово-туфовых толщ кислого состава. В тот же период

Таблица 21

Поперечная зональность химических составов позднеэоценовых вулканических пород Курило-Камчатской дуги (в мас. %)

Окислы	О-в Уруп		Южная Камчатка	
	1	2	3	4
SiO ₂	53,67	52,02	65,00	57,02
	1,85	3,81	3,21	6,64
TiO ₂	0,75	0,66	0,90	0,80
	0,25	0,25	0,18	0,29
Al ₂ O ₃	18,50	18,67	17,40	18,24
	1,17	1,49	1,94	1,84
Fe ₂ O ₃	5,07	5,45	3,47	4,42
	1,62	1,10	1,53	1,85
FeO + MnO	4,25	3,95	2,35	4,51
	1,08	2,12	0,88	1,96
MgO	4,05	5,62	1,50	3,48
	0,82	1,36	0,62	1,54
CaO	9,82	9,98	2,80	7,32
	1,27	1,78	0,87	2,44
Na ₂ O	2,95	2,28	4,22	2,92
	0,21	0,50	1,53	0,60
K ₂ O	0,96	0,37	2,37	1,29
	0,24	0,17	0,61	0,82
Кн	7,30	3,60	9,40	7,40
	1,87	2,20	1,95	3,80
Число анализов	17	10	12	33

Примечание. В числителе — среднее содержание окислов, в знаменателе — стандартные отклонения. О-в Уруп: 1 — охотоморское, 2 — тихоокеанское побережье (Неверов, 1970; Пискунов, 1975). Южная Камчатка: 3 — северо-западная граница Мутновского блока, 4 — восточная и центральная части полуострова (Магматизм..., 1979, табл. 2, 3).

происходит заложение крупных долгоживущих вулканов. С середины среднего плейстоцена выделяется второй цикл активности, в течение которого происходит увеличение напряженности вулканической деятельности, развитие долгоживущих центров, сложных вулcano-тектонических структур и стратовулканов центрального типа. Всего на Камчатке насчитывается 270 вулканов, из которых 28 действующих. Широко развиты небольшие ареальные вулканы, шлаковые или лавовые конусы (более 2000). В целом вулканы полуострова представляют разнообразную гамму типов по форме, характеру извержений и набору разновидностей пород, изучению которых посвящена обширная геологическая литература (Вулканический центр..., 1980; Вулканы ..., 1972; Долгоживущий ..., 1980; Ермаков, 1977; Петрохимия ..., 1966; Пополитов и др., 1981; Эрлих, 1973).

Состав вулканитов меняется в широких пределах — от базальтов до

риолитов с преобладанием андезито-базальтов и андезитов (см. табл. 17). Для отдельных вулканических зон и центров соотношение пород более сложное: наряду с дифференцированными сериями широко развиты одно-родные, а также контрастные формации.

Основные породообразующие минералы во всех разновидностях пород — плагиоклаз и пироксены. Оливин более обычен в базальтах, где встречается как во вкрапленниках, так и в микролитах. Амфибол в небольших количествах присутствует во всех типах пород по содержанию кремнезема, однако чаще всего наблюдается в андезитах. Биотит более обычен для кислых пород, хотя в целом для пород комплекса не типичен.

По химическому составу продукты вулканизма представляют известково-щелочную группу пород, характеризующуюся повышенным содержанием глинозема и извести, пониженным — титана, а также преобладанием натрия среди щелочей. В зависимости от содержания главных породообразующих окислов выделяется несколько разновидностей базальтов — магнезиальные, плагиоклазовые, низко-, средне- и высококальциевые и др. (Ермаков и др., 1977), что отражает широкие вариации состава комплекса, формировавшегося в различных структурно-формационных зонах. Для кислых пород отмечается преемственность состава, т.е. сохранение тех же особенностей соотношения породообразующих окислов, которые характерны и для основных пород данного региона или центра (Пополитов и др., 1981). Наибольшие вариации наблюдаются по содержаниям щелочей, благодаря чему на известной диаграмме Х. Куно "глинозем—щелочи" точки составов комплекса занимают все три поля — пород толеитового типа, высокоглиноземистого и щелочного с максимальной концентрацией на второй из них. На диаграмме А.Н. Заварицкого составы пород занимают область между кривыми типа Пеле и Йеллоустонский парк.

Несмотря на дискуссионность вопроса о зональности состава вулканитов Камчатки, не вызывает сомнения тот факт, что породы Восточно-Камчатского пояса отличаются пониженной щелочностью по сравнению со Срединным хребтом и Центрально-Камчатской депрессией. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен далее.

По типу геохимической специализации вулканиты комплекса проявляют общие черты, свойственные породам островных дуг, — повышенное по сравнению с толеитами океана содержание некогерентных литофильных элементов (щелочных, щелочноземельных, радиоактивных и легких РЗ) и пониженное — элементов сидерофильной группы и амфотерных. Проявляются значительные вариации содержаний некоторых элементов, коррелируемых с концентрацией породообразующих окислов (калия, магния и кальция).

Подводя итог описанию, отметим, что длительно формировавшаяся островодужная вулканическая ассоциация Камчатки представляет собой сложное по составу, строению и структуре геологическое образование, в составе которой выделяются три региональных формационных комплекса. Сложены они одними и теми же в вещественном отношении породами с преобладанием в каждом какого-либо одного типа. Для первых двух комплексов отмечается гомодромное строение с изменением состава от основных пород в основании к кислым в верхней части. Набор породообразующих минералов остается практически постоянным в течение всего периода образования ассоциации. Вулканиты в составе комплекса имеют общие петрохимические черты, выражающиеся в принадлежности всех их к семейству известково-щелочных магм.

Вулканические породы комплексов тесно ассоциируют с вулканогенно-осадочными и вулканомиктовыми отложениями, отражая в совокуп-

ности изменение фациальных условий в процессе развития региона от островной дуги к континентальному горно-вулканическому сооружению. Породы ассоциации инъецированы многочисленными интрузивными, субвулканическими и экструзивными телами сходного состава с эффузивами, щепочки которых трассируют осевые зоны вулканических поясов.

Северо-Восточное Хонсю

Внутренний пояс Северо-Восточной Японии явился ареной бурной вулканической деятельности, зародившейся в олигоцене и продолжающейся с перерывами до настоящего времени. Данные о строении и составе отложений, накопившихся в результате вулканической деятельности, приведены в основном по сводке "Геологическое развитие Японских островов" (1968), дополненной и уточненной работами последующих лет.

В конце палеогена после длительного этапа континентального развития наступил, как это признается всеми японскими исследователями, "драматический период", связанный с вступлением территории в новую геотектоническую стадию — стадию развития островной дуги. Начало ее проявилось в заложении западнее тектонической линии Мориоко—Сиракава грабен-синклинальных структур, резко дискордантных предшествующим тектоническим планам палеозойских и мезозойских отложений, развитию морской трансгрессии и зарождению вулканических центров. В пределах Северо-Восточного Хонсю выделяются пять субпараллельных поясов накопления позднекайнозойских вулканогенных отложений — бассейн р. Китаками (восточный пояс), тыловые хребты, возвышенности Дэва, межгорного бассейна и побережья Японского моря. Вулканические процессы протекали в них в разные эпохи с неодинаковой интенсивностью и несколько отличались составом продуктов.

Детальное расчленение отложений дуги Хонсю основано на результатах литологического и биофациального анализов разреза п-ова Ога. Многие дискуссионные вопросы были решены с завершением работ по радиологическому определению возраста пород и минералов островодужной ассоциации (Конда и др., 1978). Согласованные данные биостратиграфического анализа и абсолютной геохронологии приняты в качестве схемы стратиграфического расчленения для зон неогенового вулканизма (табл. 22).

Интенсивность извержений и состав магматического материала, а также условия его накопления менялись в течение всего времени и определили формирование в разрезе островодужной ассоциации четырех регионально выдержанных вулканических комплексов: олигоцен-среднемиоценового "зеленых туфов", средне-позднемиоценового вулканогенно-флишоидного, позднемиоцен-плиоценового вулканогенно-молассового и четвертичного андезитового (Тацума и др., 1973; Сергеев, 1976; Конда, 1977; Богатиков и др., 1979).

Комплекс "зеленых туфов" включает вулканические и вулканогенно-осадочные отложения от верхнеолигоценовых до среднемиоценовых (от яруса Мондзен до Нисикуросава), сформировавшиеся в результате проявления наиболее длительной и интенсивной фазы вулканизма на дуге Хонсю. Продукты первых излияний и эксплозий известны почти на всех поясах неогенового осадконакопления (ярус Мондзен—Нисиога). В восточной части они представлены андезитовыми эффузивно-пирокластическими толщами, перекрывающими палеозойский массив Китаками. В западной его части вместе с андезитами извергались кислые и щелочно-сапунчатые породы (трахиты и щелочные риолиты). В тыловых хребтах продукты

Таблица 22

Результаты определения возраста вулканических пород дуги Хонсю калий-аргоновым методом (Конда и др., 1978)

Система, отдел		Стратиграфическое подразделение	Радиологическое определение, млн лет
Плейстоцен		Сибикава	2–3,1
Плиоцен		Вахимото	3–6
		Китаура	6,9–10,9
Миоцен	Верхний	Фунакава	9–11,0
	Средний	Онагава	12–14,7
		Нисикурсава	16–16,5
	Нижний	Дайдзима	21,5–31,5
Опигоцен		Мондзен	32,8–38,5

первых этапов вулканизма представлены пропилитовыми лавами, лаво- и туфобрекчиями, залегающими на гранитах и гнейсах донеогенового основания и содержащих в большом количестве обломки интрузивных пород. В поясе Дэва развиты базальты и андезиты с подчиненными щелочными риолитами.

Основные извержения вулканических продуктов в период формирования комплекса связаны с активностью в конце раннего и в среднем миоцене (ярусы Дайдзима и Нисикурсава). Вулканиды этого времени широко распространены во всех районах, кроме Восточного пояса. В основании разреза они представлены лавами и туфами андезитов. Сменяются они мощной толщей кислых вулканических образований, накопленных в ярусе Нисикурсава. С вулканизмом этого времени во всех поясах связана интенсивная пропилитизация пород, формирование руд типа Куроко и жильной полиметаллической минерализации. Продукты вулканизма представлены в основном риолитами (низко- и высококалиевыми). Во вкрапленниках они содержат плагиоклаз, реже — кварц, амфибол и биотит. Близ япономорского побережья встречаются эгиринсодержащие разности. Наряду с подводными кислыми эксплозиями происходят извержения небольшого количества продуктов базальтовой магмы, отчего к концу периода накопления комплекса вулканизм приобретает контрастный характер. Так, Т. Конда приводит следующие объемы изверженных пород (ярус Нисикурсава): дациты и риолиты — 3100 км^3 , андезиты — 2 км^3 , базальты — 877 км^3 .

В основании комплекса эффузивно-пирокластические породы ассоциируют с маломощными континентальными отложениями. Выше они повсеместно, кроме районов, прилегающих к Восточному поясу, переслаиваются исключительно с морскими песчано-конгломерато-алевритовыми толщами, что свидетельствует об устойчивом погружении региона и захоронении материала в морском бассейне. Общая мощность комплекса составляет 3000 м.

Вторичные изменения, благодаря которым породы получили обобщающее название "зеленые туфы", широко охватывают весь комплекс отложений и представлены несколькими типами — автотетасоматическим, регионально-тектоническим и жильно-гидротермальным.

Таблица 23

Средние составы неоген-четвертичных вулканических пород Северо-Восточного Хонсю (в мас. %)

Окислы	I			II		III		IV
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,82	60,65	78,84	52,67	49,34	51,29	48,20	57,49
TiO ₂	0,84	0,92	0,15	0,91	1,25	1,25	1,10	0,72
Al ₂ O ₃	17,70	17,43	12,65	18,02	18,37	17,79	17,80	17,96
Fe ₂ O ₃	4,19	3,03	1,22	3,57	2,43	3,90	3,90	2,77
FeO+MnO	5,46	4,22	0,25	5,48	6,24	5,22	5,70	4,97
MgO	7,15	2,27	0,58	6,40	9,32	7,63	8,20	4,10
CaO	9,30	5,90	1,77	10,14	9,07	9,48	10,90	7,70
Na ₂ O	3,43	4,35	2,64	2,51	2,68	2,86	3,00	2,97
K ₂ O	1,11	1,23	1,91	0,30	1,32	0,58	1,00	1,33
Число анализов	5	4	6	1	1	9	5	200

Примечание. I—IV — вулканические комплексы: I — “зеленых туфов”; II — вулканогенно-флишоидный; III — вулканогенно-молассовый; IV — андезитовый. 1 — базальт, префектура Акита; 2 — андезит, там же; 3 — риолиты, район Тсучихата; 4 — шаровый базальт, район Дэва; 5 — базальт, побережье Японского моря; 6 — средний базальт комплекса; 7 — базальт, западная часть Хоккайдо; 8 — средний андезит по Японии. Анализы: 1, 2 — по Ozuma (1963); 3 — по Tatsumi et al. (1972); 4—6 — по Конда (1977); 7 — по Oba (1975); 8 — по Aramaki et al. (1978)

Таблица 24

Содержания редких элементов в породах комплекса “зеленых туфов” (в г/т)

Элементы	Число анализов	Медь	Свинец	Цинк	Хлор	Фтор
Базальт	3	67—134	9—12	80—95	40—85	110—150
Андезит	7	63—161	8—11	81—115	30—180	130—250
Дацит	3	4—14	10—11	76—103	25—55	290—390
Риолит	30	2—83	2—24	18—93	20—370	80—1200

Средний химический состав главных разновидностей вулканитов приведен в табл. 23. Данные о содержании некоторых рудных элементов, хлора и фтора в рудовмещающих отложениях комплекса приведены в работе С. Исихары (Ishihara, 1974), откуда они и заимствованы нами (табл. 24).

Вулканогенно-флишоидный комплекс включает отложения среднего миоцена и частично верхнемиоценовые. Этот этап истории развития дуги (ярусы Онагава и Фунакава) связан с региональной вспышкой интенсивного базальтового вулканизма, совпадающего с периодом максимального прогибания бассейна осадконакопления. Оси прогибов смещаются к западу по сравнению с предшествующим временем, захватывая пояса Дэва и побережье Японского моря. Пояс тыловых хребтов остается относительно приподнятым после накопления “зеленых туфов”.

В морских бассейнах происходило формирование мощных (до 1000 м) толщ флишоидно чередующихся кремнисто-глинистых алевролитов, аргиллитов, псаммитовых туфов, туфодиамитов, доломитовых мергелей и

глауконитовых песчаников. Вулканические породы представлены почти исключительно базальтами, залегающими в виде интрузивных залежей и потоков. Эффузивные породы часто встречаются в виде пиллоу-лав и обломочно-подушечных брекчий с характерной палагонитовой минерализацией.

По составу вулканыты отвечают плагиофировым и пироксен-оливин-плагиоклазовым базальтам с повышенным содержанием глинозема, варьирующим по содержанию главных окислов от кварцевых толеитов до нефелин-нормативных щелочных базальтов (см. табл. 23). В вариациях состава отчетливо проявлено закономерное увеличение щелочности и степени недосыщенности кремнеземом в направлении к Японскому морю. Этот тип латеральной петрохимической зональности средне-верхнемиоценовых базальтоидов совпадает с изменением состава четвертичных лав Хонсю.

Период формирования вулканогенно-флишоидного комплекса сопровождается становлением мелких интрузий гранитоидов и субвулканических тел кварцевых порфиров, начало внедрения которых относится ко времени накопления предыдущего комплекса.

Вулканогенно-молассовый верхнемиоцен-плиоценовый комплекс завершает строение неогенового разреза островодужной ассоциации (Яруссы Китаура—Сибикава). Его формирование происходило после фазы складчатости в конце яруса Фунагава на фоне постепенного подъема территории и замыкания бассейнов осадконакопления. Вулканическая деятельность существенно ослаблена и проявилась лишь в виде выбросов кислот пироклаستيку, отложений агломератов среднего состава и излияний базальтов. В начале формирования комплекса вулканическая деятельность протекала еще в морских условиях, однако уже во вторую половину позднего миоцена извержения происходят в континентальных условиях, о чем свидетельствуют пачки спекшихся туфов и игнимбритов, чередующихся с вулканотерригенными отложениями — продуктами разрушения вулканов.

В плиоцене вулканическая деятельность фиксируется лишь в виде отдельных вспышек, сопровождаемых извержениями лав и накоплением пемзового материала. Поля базальтовых излияний сохраняют в современном рельефе характерную поверхность лавовых потоков.

Породы комплекса почти не затронуты вторичными изменениями и по составу представляют типичную известково-щелочную серию, варьирующую по содержанию кремнезема и щелочности. Исследованиями Я. Оба (Оба, 1975) доказывается сходство позднеогеновых базальтов по содержанию основных окислов (см. табл. 23) с четвертичными высокоглиноземистыми базальтами Х. Куно.

Четвертичный андезитовый комплекс сформирован в результате последней интенсивной фазы вулканизма, во время которой образовалось свыше 180 вулканов (из них около 50 считаются действующими). Вулканы концентрируются в серии кулисообразных зон в пределах внутренней гряды. Большинство центров локализуется вблизи вулканического фронта — тектонической линии между внешней и внутренней грядами.

Начало четвертичного вулканизма относится к раннему плейстоцену и фиксируется накоплением мощных толщ пирокластических пород, связанных с образованием вулканотектонических депрессий. Средний плейстоцен был периодом роста основных вулканических сооружений и образования древних кальдер. Вулканические процессы в позднем плейстоцене и голоцене обусловили окончательное оформление современного облика вулканического пояса.

По составу вулканыты комплекса представлены всеми типами пород — базальтами, андезитами, дацитами и риолитами. По частоте встречаемости

Таблица 25

Возраст	Объем, км ³ × 10 ³	Доля пород, %	
		основных	кислых
Четвертичный период	5	80	20
Средний и поздний неоген	20	70	30
Ранний неоген	150	40	60

преобладающими являются основные андезиты с 57–58% кремнезема (см. табл. 23). В пространственном распределении пород выражена определенная закономерность, давно обратившая внимание японских исследователей. Она проявляется в увеличении щелочности (главным образом K_2O), степени недосыщенности кремнеземом и в появлении водосодержащих минералов в направлении к континенту. После работ Х. Куно, наиболее детально исследовавшего зональность (Kuno, 1966) и выделившего три петрографические провинции, в японской литературе традиционно принято выделение четырех серий вулканических пород — толеитовой, высокоглиноземистой, щелочной и известково-щелочной. К названию последней, в которую включаются породы с повышенным содержанием кремнезема, добавляется название серии исходной базальтовой магмы, хотя критерии серийной принадлежности не определены достаточно строго.

В минералогическом и химическом отношении четвертичный комплекс представляет классическую известково-щелочную ассоциацию островных дуг, состав которой детально исследован на примере отдельных вулканических центров — Асама, Ивате, Хаконе, Хачимантай, Ичиномегата и др. (Kuno, 1950; Kawano et al., 1960; Kawano et al., 1961; Oba, 1966; Katsui et al., 1974).

Из приведенного краткого описания видно, что ассоциация пород дуги Хонсю образовалась в результате длительной и интенсивной вулканической деятельности, протекавшей на фоне погружения, последующего подъема территории и становления современной вулканической гряды. Оценки исследователей преобладающего типа вулканитов в разрезе ассоциации противоречивы. А. Сугимура с соавторами приводят следующие данные о распределении типов пород (табл. 25) (Sugimura et al., 1963).

Как видно из таблицы, наиболее интенсивный вулканизм приходится на ранний неоген и характеризуется кислыми извержениями. По данным же Т. Конда и Е. Уеда (1978), преобладающими породами в главную фазу вулканизма являются андезиты. Несмотря на расхождение оценок, мнение исследователей сходится в признании основной фазы вулканизма в начале неогена и о постепенном ослаблении его интенсивности до начала четвертичного периода. Продукты вулканизма представлены, по существу, одними и теми же разновидностями пород, и характер вариаций их составов сходен с зональностью вулканитов четвертичного комплекса.

Алеутская дуга

Геологические данные о составе, строении и возрасте пород, слагающих острова Алеутской дуги, еще во многом фрагментарны. Несколько лучше обстоит дело с западным флангом дуги — Командорскими островами. Так, по мнению коллектива сотрудников СахКНИИ, авторов монографии, содержащей большой оригинальный материал и обобщающей все предшествую-

Таблица 26

Схема сопоставления формаций Алеутской гряды

Дочетвертичные формации и основные этапы развития Алеутских островов по Делонгу и др. (Delong et al., 1978)	Командорские острова	
	вещественные комплексы по Иващенко и др. (1984)	магматические формации по Борсуку и др. (1982)
Субаэральный магматизм и осадконакопление (формации Мас-сакра Бэй и Фането, о-в Атту; Киска Харбор, о-в Киска; Макушин, о-в Уналашка); 6—8 млн лет	Водопадский андезитовый комплекс, интрузии кварцевых диоритов Поздний миоцен—плиоцен	Андезитовая, диорит-гранитоидная; 8,5—11,5 млн лет
Подъем, несогласие		
Островодужный вулканизм и интрузии (формации пост-Чуниксак, о-в Атту; магматические проявления на о-вах Агатту; Амчитка, Адак, Уналашка и др.); 15 млн лет	Беринговский базальто-терригенный комплекс, интрузии трахидолеритов, ранний—средний миоцен—плиоцен	Базальт-трахидолеритовая; 21—25 млн лет
Морская глубоководная седиментация (формация Чуниксак, Чириков, о-в Атту)		
Миоцен		
Эрозия; мелководная седиментация (формация Невидисков, о-в Атту)		
Миоцен (?)		
Складчатость, несогласие, метаморфизм; 30 млн лет		
Мелководная седиментация, слабый вулканизм, интрузии (формации Уналашка на о-ве Уналашка, Круглова на о-ве Агатту)	Диковский терригенный комплекс, ранний миоцен—олигоцен (?) Прибрежный флишоидный комплекс, олигоцен, возможно, эоцен	Базальт-риолитовая; 28—35 млн лет, в нижней части, возможно, палеоцен-меловой
Олигоцен—эоцен		
Магматические и осадочные формации "основания" (Рат, о-в Рат; Финге Бэй, о-в Адак; Амчитка, о-в Амчитка и др.)	Командорский базальтовый комплекс Медновский риолитовый комплекс олигоцен, возможно, доэоценовый	
Эоцен или древнее		

щие работы (Иващенко и др., 1984), в настоящее время не вызывают сомнения по крайней мере общая последовательность и взаимоотношения осадочных и вулканических комплексов на этих островах. Однако много трудностей возникает при обосновании их возрастов. Эти же авторы столкнулись с парадоксальным противоречием данных биостратиграфического анализа и результатов определения абсолютного возраста, которое они назвали "командорской загадкой", оставив ее решение будущим исследователям.

Мы попытались сопоставить взгляды различных авторов на строение разреза и возраст выделяемых подразделений (табл. 26). По алеутской части за основу взята схема С. Делонга с соавторами (Delong et al., 1978), обобщающая американские исследования по геологии и геохронологии. По командорскому региону принята схема авторов упомянутой моно-

графии и основанная на определениях абсолютного возраста, схема магматических формаций сотрудников ИГЕМ АН СССР (Борсук и др., 1980). Из анализа таблицы видно, что, несмотря на ряд противоречий и неясных моментов, общая оценка характера строения разреза дуги принципиально сходна. Главной особенностью разреза является наличие двух разновозрастных несогласно залегающих вулканических ассоциаций, разделенных мощной, почти 3-километровой толщей амагматических осадочных пород.

Принадлежность вулканитов верхней части разреза (ее основание датируется средним или ранним миоценом) и связанных с ними интрузивных пород к островодужной ассоциации ни у одного из исследователей не вызывает сомнения. Относительно принадлежности вулканитов нижней части, возраст которой оценивается от олигоцена до позднего мела, мнения различны. Разными исследователями они относятся к следующим типам: а) к океанической ассоциации (Шмидт, 1976; Высоцкий и др., 1980); б) к островодужной кайнозойской ассоциации (Цветков, 1983; Иващенко и др., 1984); в) к донеогеновой островодужной ассоциации (DeLong et al., 1978); г) к геосинклинальным образованиям раннего этапа развития альпийской геосинклинали (Марков, 1975; Шапиро, 1976). Подобное расхождение взглядов объясняется как сложностью строения и недостаточной изученностью отложений, так и конвергентностью некоторых геологических признаков. Автору представляется справедливой последняя точка зрения о принадлежности древних толщ к геосинклинальным формациям. Основным аргументом в ее пользу является то обстоятельство, что почти всеми исследователями они сопоставляются с породами мел-палеогеновых стратиграфических подразделений Восточных Камчатских полуостровов, геосинклинальная природа которых (раннегеосинклинальная и предорогенная стадии) сомнения не вызывает (Шапиро, 1981) и в составе которых установлено присутствие контрастных эффузивов (тарховская свита). В качестве дополнительных аргументов может быть отмечено следующее.

1. Как показали детальные исследования (Иващенко и др., 1984), гипотеза об океанической природе "нижних" вулканитов может быть отвергнута из-за несходства их состава с породами океана.

2. По приводимым разными авторами силикатным анализам базальтов основания среднее содержание глинозема в них составляет 14,76 (из 18 анализов), что затрудняет их отнесение к островодужному типу.

3. Если все вулканические породы Алеутской дуги относить к островодужной ассоциации, то возникают новые сложности с объяснением длительного перерыва в вулканической активности, в течение которого вдоль всей дуги происходило накопление мощной толщи осадочных пород.

По поводу сходства палеогеновых базальтов с толеитами островных дуг по содержанию редких и РЗЭ (Цветков, 1983) отметим, что, вероятно, здесь мы имеем дело с конвергентностью признаков состава, так как к аналогичному выводу в отношении геосинклинальных вулканитов Кроноцкого полуострова пришел и С.А. Хубуная (1981), который выделил их в самостоятельную слабодифференцированную низкокальциевую формацию. Большая часть геологических признаков свидетельствует о геосинклинальной природе "нижних" базальтов дуги, хотя в целом вопрос этот не может считаться окончательно решенным.

Таким образом, приведенный материал свидетельствует о принадлежности к островодужной ассоциации лишь верхних частей разреза дуги. В ее составе выделяются три вулканических комплекса — миоценовый, верхнемиоцен-плиоценовый и четвертичный.

Миоценовый вулканический комплекс включает отложения от нижне- до верхнемиоценовых и широко распространен на всех островах дуги. На Командорах ему соответствует беринговский литолого-петрографический комплекс.

Нижняя его часть, сложенная осадочными и вулканомиктовыми породами, залегает в большинстве случаев с несогласием на отложениях основания. С начальными стадиями вулканизма связано образование базальтовых и андезито-базальтовых потоков на о-вах Амастигнак, Уналашка с абсолютным возрастом 23 млн лет и формирование одновозрастных габброидов на о-ве Атту. Им синхронны трахидолеритовые силлы, локально развитые на Командорских островах и выделяемые некоторыми исследователями в самостоятельную магматическую формацию (Борсук и др., 1982).

Максимальной активности вулканизм достиг в среднем миоцене: одновозрастные отложения фиксируются почти на всех островах дуги. На о-ве Деларова из группы Андреяновских разрез представлен чередованием туфов и туфобрекчий, переслаивающихся с амфибол-пироксеновыми базальтоидами, шаровыми лавами и брекчиями. В подчиненном количестве встречаются дациты и риодациты. Аналогичное переслаивание основных и средних туфов и туфобрекчий устанавливается на о-ве Семия из группы Ближних островов. Здесь же в резко подчиненном количестве отмечены также амфиболовые дациты, возраст которых определяется в 15 млн лет.

Беринговский комплекс образован как осадочными, так и вулканическими отложениями (Иващенко и др., 1984). Разрез вулканической фации образован грубым чередованием лав, лавобрекчий и вулканомикто-вых брекчий базальтоидов с конгломератами, гравелитами и песчаниками. Здесь же в составе комплекса присутствуют и трахибазальты, относительная распространенность которых оценивается по-разному. Выходы щелочных базальтовых пород (лимбуртитов), содержащих дунитовые нодулы, известны также на побережье о-ва Канага (Fraser et al., 1959).

С заключительной стадией формирования миоценового комплекса, завершившейся подъемом территории и фазой складчатости, связано становление интрузивных тел гранитоидов. Породы этой интрузивной формации встречаются на многих островах дуги, особенно в ее центральной части. По данным абсолютной геохронологии, возраст становления интрузий оценивается в 15–8 млн лет (Борсук и др., 1980). Комагматичные им эффузивы в верхах комплекса, по данным этих же исследователей, изливались в субэвральном условиях и представлены андезито-дацитами с возрастом 12 млн лет.

Средний химический состав пород комплекса оценить трудно из-за малочисленности аналитических данных. По американским сводкам, состав пород варьирует от базальтов до дацитов при широком развитии основных и средних разновидностей (табл. 27). По данным Р.У. Иващенко с соавторами (1984), наиболее распространенными породами беринговского комплекса являются базальты и андезито-базальты (среднее содержание кремнезема 53,19%). В подчиненном количестве встречаются андезиты, редко — андезито-дациты. По содержанию породообразующих окислов базальтоиды относятся к насыщенным и слабо недосыщенным высокоглиноземистым породам известково-щелочного типа и отличаются повышенной титанистостью, щелочностью и относительно высокой ролью калия в составе щелочей. Эти же особенности состава свойственны, хотя и в большей степени, интрузивным трахидолеритам, что подчеркивает комагматичность силлов с вулканистами. Редкоземельный состав и соотношения элементов в интрузивных гранитоидах и комагматичных им эффузивах комплекса, по дан-

Таблица 27

Средние химические составы вулканических пород Алеутской дуги (в мас. %)

Окислы	I	II	II	III	IV
	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,60 3,86	53,19 2,95	59,49 6,41	60,67 3,79	57,10 5,25
TiO ₂	0,80 0,29	1,21 0,25	0,71 0,36	0,60 0,18	0,84 0,27
Al ₂ O ₃	15,47 1,78	17,59 1,56	17,53 1,87	17,29 1,69	17,53 1,43
Fe ₂ O ₃	5,86 2,36	5,53 1,14	2,98 1,45	3,15 0,89	3,08 1,06
FeO + MnO	5,25 1,46	3,40 1,32	3,65 1,75	2,69 0,88	4,83 1,53
MgO	6,30 2,95	4,89 1,32	3,31 1,49	3,69 1,15	3,82 2,04
CaO	10,42 3,17	9,28 1,21	7,07 2,77	6,06 1,28	7,74 2,33
Na ₂ O	3,78 0,79	3,52 0,51	3,93 0,52	4,19 0,50	3,59 0,71
K ₂ O	0,53 0,19	1,39 0,63	1,32 0,77	1,61 0,68	1,49 0,63
Число анализов	18	40	9	38	114

Примечание. I–IV – вулканические комплексы: I – доостроводужный; II – миоценовый; III – верхнемиоцен-плиоценовый; IV – четвертичный. 1 – базальт из базальт-риолитовой формации Командорских островов; 2 – андезито-базальт Командорских островов; 3 – андезит островов Ближних и Андреяновских; 4 – андезит Командорских островов; 5 – андезит Алеутских островов. Анализы 1, 2, 4 – по данным Р.У. Иващенко и др. (1984); 3 – Fraser et al. (1959), Gates et al. (1971); 5 – по выборке автора. В числителе – среднее значение, в знаменателе – стандартное отклонение.

ным А.А. Цветкова (1983), тождественны известково-щелочным породам ряда островных дуг Тихого океана.

Верхнемиоцен-плиоценовый вулканический комплекс также широко распространен на островах гряды. Его формирование связано с субарзальной вулканической активностью, протекавшей на фоне подъема территории после позднемиоценовой фазы тектогенеза. Вулканическая фация отложений комплекса описана на Андреяновских островах (Fraser et al., 1959) и выделена О.А. Шмидтом в стратотипический "кангинский горизонт" (1978). Эффузивно-пирокластическая толща пестрого, преимущественно среднего состава формирует здесь руины доплиоценовых щитовых вулканов. Последние фазы их активности сопровождались раскислением материала и кальдерообразованием.

На о-ве Атту разрез сложен грубозернистыми песчаниками, конгломератами, туфами, потоками андезитов. В конгломератах в обломках содержатся базальты, андезиты, габбро и диабазы. Общая мощность отложений 600–700 м, возраст – 5,9–7,5 млн лет (Delong et al., 1978).

На о-ве Медном синхронные отложения выделяются в водопадский комплекс мощностью 700 м (Иващенко и др., 1984). В его строении

основная роль принадлежит лавам, лавобрекчиям, туфобрекчиям и туфам среднего и основного состава. В разрезе встречаются слои лигнитов и окаменевшие стволы деревьев, что указывает на континентальные условия формирования отложений. С вулканическими образованиями комплекса ассоциируют субвулканические тела диоритовых порфиритов, близких по составу эффузивным породам.

Среди вулканитов основная роль принадлежит двупироксеновым и амфиболовым андезитам, меньшее значение имеют андезито-базальты и андезито-дациты, переходящие иногда друг в друга в ритмично-слоистых лавовых потоках. Средний химический состав пород соответствует андезиту с высоким содержанием глинозема, щелочей, окиси калия и пониженной титанистостью (см. табл. 27). Вся совокупность пород при колебаниях содержания кремнезема 55–64% представляет слабо пересыщенную известково-щелочную серию типа Лассен-Пик, дифференциация которой сопровождается ростом щелочности без заметного обогащения железом. Средняя величина параметра *A*. Ритмана около 2,0.

Среди вулканических пород комплекса описаны авгитсодержащие "магнезиальные" андезиты (Kay, 1978), характеризующиеся необычно высокими по сравнению с островодужными лавами содержаниями хрома, никеля, стронция, легких РЗЭ и отношением калий/рубидий, требующие для происхождения нестандартных петрогенетических условий.

Четвертичный андезитовый комплекс образован постплиоценовыми эффузивно-пирокластическими толщами, формирующими постройки стратовулканов, часть из которых активна и в настоящее время. Всего в пределах дуги насчитывается не менее 74 четвертичных вулканов. В западной части на о-вах Ближних и Командорских вулканы отсутствуют; наибольшая их концентрация наблюдается на участке от о-ва Кыска до оконечности п-ова Аляска. Цепь вулканов занимает в плане секующее положение по отношению к простиранию морфологических элементов Алеутско-Аляскинской тектонической системы. На западе они сосредоточены на вогнутой стороне дуги, на востоке — вдоль главной оси дуги.

В целом вулканы Алеутских островов изучены слабо, хотя отдельным из них посвящены публикации, отличающиеся всесторонним изучением состава и глубиной анализа петрогенетических проблем (Marsh, 1976; Arculus et al., 1977; Kay et al., 1978; McCulloch et al., 1981; Kay et al., 1982).

По материалам этих исследований, продукты вулканизма представлены типичными высокоглиноземистыми известково-щелочными породами тихоокеанского типа, варьирующими по составу от базальтов до риолитов при преобладании андезитов. Общее количество базальтов довольно велико (25%) и превышает долю пород кислого состава. Среднее содержание кремнезема в лавах дуги 57,10% (см. табл. 27).

По петрографическому составу продукты разных центров извержений сходны между собой и представляют порфириновые породы, содержащие плагиоклаз, пироксены и магнетит. Оливин обычен для более основных лав, в которых он иногда сопровождается роговой обманкой и (или) ортопироксеном. Амфибол более характерен для андезитов и, как правило, ассоциирует с клинопироксеном, реже — с ортопироксеном. Кварц и биотит встречаются в кислых породах. Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом, шпинелью и апатитом. В интерстициях наряду со стеклом встречается пироксен, натриевый плагиоклаз и ортоклаз.

Химический состав пород характеризуется повышенным содержанием кремнезема, глинозема и щелочей при пониженном содержании титана и

магния. По нормативному составу все они являются насыщенными и пере-
сщенными породами, за исключением нефелинсодержащих лав вулкана
Богослов. Особое внимание обращает повышенная концентрация окиси
калия. Его содержание выше, чем в аналогичных породах дуг Идзу-Бонин-
ской, Марианской, Курило-Камчатской, Рюкю и Хонсю. В этом отношении
лавы Алеутской дуги уступают лишь породам о-ва Ява и частично Централь-
ной Америки (Nelson et al., 1973).

Вопросы зональности Алеутской дуги рассматривались Г.С. Горшковым
(1967) и Х. Куно (1970). По мнению первого из них, на дуге проявляются
два типа зональности — продольная и поперечная. Продольная выражена в
смещении вариационных кривых на графике А.Н. Заварицкого в щелочную
область при продвижении от западного фланга дуги к восточному. Попереч-
ная зональность проявляется при сопоставлении состава лав главной зоны
с породами вулканов в тыловой зоне. Подробнее этот вопрос будет рас-
смотрен ниже.

Особенностью распределения элементов-примесей в алеутских лавах
является повышенная концентрация рубидия, бария, свинца, стронция,
пониженное — элементов группы железа. Калий-рубидиевое отношение
не превышает 450 и закономерно уменьшается от базальтов к дацитам.
“Пиковое” содержание рубидия и бария наблюдается в андезитах вулкана
Богослов (соответственно 128 и 1850 г/т) при отношении K/Rb около 260
(DeLong, 1974). Концентрация стронция варьирует от 400 до 500 г/т и почти
не коррелируется с содержанием кремнезема.

Базальты дуги умеренно обогащены легкими РЗЭ, тогда как для андези-
тов типична большая степень фракционирования легких лантаноидов при
относительно высоком общем содержании редких земель (70—85 г/т).
Отношение лантана к иттербию варьирует от 3 до 8. В спектрах РЗЭ обнару-
живается слабая европиевая аномалия (McLennon et al., 1981).

Отношение изотопов стронция колеблется от 0,70289 до 0,70342 при
среднем 0,703, что несколько ниже, чем для других дуг Тихого океана.
Изотопные отношения ниодимия для вулканических пород дуги также
находятся в области мантийных значений (0,51217—0,51230).

Таким образом, краткий анализ состава и строения верхнекайнозойско-
го разреза Алеутской дуги позволил прийти к следующему заключению.

Территория островов по крайней мере с раннего миоцена испытывала
отрицательные движения, последовавшие за фазой складчатости в конце
палеогена. К концу миоцена погружение сменилось поднятием и слабой
фазой тектогенеза. Субаквальная вулканическая деятельность в раннюю
стадию формирования ассоциации сменилась субазальной к ее заверше-
нию. Продукты вулканизма наряду с осадочными и интрузивными порода-
ми формируют неоген-четвертичный разрез мощностью около 3000 м,
разделяемый на три региональных вулканических комплекса. По веще-
ственному составу продукты позднекайнозойского вулканизма представ-
ляют известково-щелочные породы тихоокеанского типа и обладают об-
щими минералогическими и геохимическими особенностями. Локальное
развитие в составе ассоциации имеют щелочные породы. Отличительной
чертой вулканитов Алеутской дуги является повышенная щелочность
всех типов пород во всех комплексах, относительно высокое содержание
окиси калия и связанных с ним рубидия, бария и в меньшей степени строн-
ция и легких лантаноидов по сравнению с породами других дуг Восточной
Азии.

ВЫВОДЫ

1. В конце палеогена—начале миоцена в пределах различных структур переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану произошла глобальная перестройка тектонического плана, сопровождавшаяся заложением грабен-синклинальных прогибов, интенсивным вулканизмом и морской трансгрессией. В позднем миоцене после тектонической фазы складчатости произошла смена знака движений. Последующий подъем территории в плиоцен-четвертичное время и субаэральный вулканизм обусловил формирование современного облика островных дуг Восточной Азии. Такова общая принципиальная схема развития всех дуг северо-западной части Тихого океана: погружение на ранних этапах, подъем — на поздних; в деталях же эволюция каждой из них характеризуется своими особенностями. Например, Курильская дуга в позднем плиоцене вновь испытывает кратковременное погружение в то время как сопряженные структуры Камчатки находятся в стадии континентального развития.

2. Активный вулканизм в различных формах его проявления, процессы деструкции и осадконакопления в совокупности обусловили формирование островодужных вулканических ассоциаций — вертикального ряда сложно построенных вулканических комплексов, состоящих из разнофациальных, преимущественно грубообломочных вулканических, вулканогенно-осадочных, вулканомиктовых и интрузивных пород. Вулканическая деятельность в период развития островных дуг явилась основным поставщиком материала и носила пульсационный характер с периодическим усилением и ослаблением. Каждой из фаз активности вулканизма соответствует формационный комплекс, состоящий из парагенетически связанных пород определенного состава и возраста. Периоды активного вулканизма не были строго синхронными на всех дугах: извержения происходили с разной интенсивностью и в различной фациальной обстановке. Так, для дуг Хонсю и Алеутской плиоценовый период характеризуется значительным ослаблением вулканизма, тогда как на Курильской дуге и Камчатке в этот период происходили крупные извержения подводных (Курильские острова) и наземных (Камчатка) вулканов. Четвертичный период характеризуется повсеместной активизацией вулканизма в аэральных условиях, кроме западного фланга Алеутской дуги.

3. Вулканические породы, входящие в состав разновозрастных комплексов, обнаруживают глубокое генетическое родство. Они представлены, по существу, одними и теми же петрографическими разновидностями, включающими базальты, андезиты, дациты и риолиты. Породы каждого типа представлены как низкощелочными, так и нормально- и высокощелочными разновидностями. Основное различие составов между комплексами каждой дуги и отдельных их звеньев заключается лишь в количественном соотношении пород с разным содержанием кремнезема и в степени их изменения. Набор же породообразующих минералов и вариации составов по щелочности остаются практически постоянными в течение всего периода формирования рядов комплексов. Общие петрохимические и геохимические черты вулканитов выражаются в принадлежности всех их к тихоокеанскому известково-щелочному магматическому семейству.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА КОМПЛЕКСОВ

Исследованиями многих петрологов доказана значительная изменчивость состава вулканитов островных дуг и окраинно-континентальных поясов, варьирующих от толеитового до щелочного типа и образующих непрерывный ряд по возрастанию кремнезема. Вполне естественно, что уже с давних пор предпринимаются попытки упорядочить это разнообразие путем выделения комагматических или "единокровных" групп пород. Так, начиная с работ Т. Джадда, возникло понятие о сериальных минералогических и химических особенностях магматических пород (Барт, 1956). Под ними подразумеваются определенные отклонения в содержаниях одного или нескольких компонентов от характерных для всей магматической провинции. Эти вариации нередко проявляются одинаково в разных по содержанию кремнезема породах, что позволяет объединять их в родственные петрографические группы или серии.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Современные представления о вулканических сериях отличаются многообразием взглядов и обилием схем классификации. Полный перечень применяемых обозначений серий намного превышает общепринятое количество типов известково-щелочных пород по кремнекислотности. В самых последних публикациях для избежания путаницы названия серий стали употребляться с указанием авторов классификаций или типичных районов их распространения (например, "толеитовая серия по П. Якешу и А. Уайту", "толеитовая серия по С. и Р. Кэю", "толеитовая серия типа дуги Сунда" и др.). Рассмотрим кратко основные типы и методы выделения серий.

Вулканические серии и методы их выделения

Для вулканических серий основными методами классификации являются нормативно-минералогические и петрохимические. Рекомендуемый Х. Куно способ, основанный на различии состава пироксенов в основной массе, не нашел широкого применения из-за трудностей определения молярного состава эффузивных пород.

Одна из ранних схем петрохимической систематики изверженных пород — классификация М. Пикока, количественно учитывающая их щелочность (Барт, 1956). Характеристика серии осуществляется с помощью известково-щелочного индекса, выражаемого в процентах кремнезема, соответствующего равенству содержания суммы окисей щелочных металлов и извести. Классификация на основе соотношения "щелочность—известковистость" прочно утвердилась в петрологии и в различных вариантах использовалась авторами других методов. Сложность метода М. Пикока заключается в необходимости иметь значительное количество анализов разных по кислотности пород для уверенного проведения вариационных линий и достижения критической точки. Кроме того, индекс не характеризует отрезки кривых вне точки их пересечения, наклоны которых могут существенно меняться у серий с равными его значениями.

Для установления степени комагматичности породных групп А. Ритманом (1964) предложен "показатель родства", являющийся относительно постоянным параметром, благодаря чему появилась возможность определять сериальную принадлежность по единичным анализам. В зависимости от величины показателя родства выделяются тихоокеанский, атлантический и средиземноморский ряды с подразделением каждого на 4 подгруппы. Недостатком метода является его слабая эффективность в области основных пород вблизи схождения вершин парабол, где при небольших вариациях щелочности показатель существенно меняет свою величину. По этой причине сериальную принадлежность базальтов автор рекомендует определять не по формуле индекса родства, а "только по ее совместному нахождению с вулканитом с более выраженным характером родственной группы" (Ритман, 1964, с. 170), что значительно снижает ценность предложенного метода.

В отечественной литературе для классификации изверженных пород применяется метод А.Н. Заварицкого, по которому сериальная принадлежность определяется положением проекции состава относительно вариационных кривых типичных петрохимических ассоциаций. Достоинства этого метода хорошо известны, благодаря чему он нашел широкое применение при петрохимических исследованиях. Главный его недостаток заключается в том, что различие серий фиксируется лишь на правой (щелочной) части диаграммы, которое в области основных пород к тому же нивелируется. Кроме того, метод не дает количественного параметра принадлежности к типовым ассоциациям.

В последние десятилетия с развитием исследований океана широкое развитие получили методы систематики, в основу которых положено сходство с типовыми океаническими ассоциациями. Впервые такая схема была предложена японским петрологом Х. Куно (Куно, 1959). Опираясь на идентичность состава некоторых типов пород Японских островов с гавайскими вулканами, он выделил среди островодужных вулканитов толеитовую, щелочную и промежуточную высокоглиноземистую базальтовые серии. Их дифференциаты разделялись соответственно на пижонитовую, щелочную и гиперстенную (известково-щелочную) серии по составу пироксенов в основной массе и поведению железа при дифференциации. И хотя в последующем было убедительно доказано различие пород островных дуг от вулканитов океана, метод разделения состава на толеит-щелочно-базальтовой "основе" и поведении железа получил дальнейшее развитие.

Так, А. Сугимура (1970) предложил индекс "толеитовости", рассчитываемый как свободный член в уравнении регрессии, связывающем содержание кремнезема с отношением щелочей к глинозему. В основе метода лежит допущение, что эта величина изменяется линейно с ростом кремнекислотности пород. Такое допущение не соответствует действительности, так как содержание глинозема при дифференциации меняется не линейно. Кроме того, остается неясным, что следует принимать за единицу "толеитовости" и какими значениями индекса разделяются соседние серии.

Поведение железа в процессе дифференциации было использовано А. Миасиро (Miyashiro, 1974) для разделения пород на толеитовую и известково-щелочную серии. По мнению автора, породы, первой из них характеризуются ростом железо-магниевого отношения с увеличением кремне содержания, для второй это отношение сравнительно постоянно. Из приводимых автором графиков видно, что наблюдаемые различия по этому параметру нивелируются для базальтоидных составов.

Упомянутая схема Х. Куно получила дальнейшее развитие в работах П. Якеша с соавторами (Jakes et al., 1970, 1972). Чтобы избежать термино-

логической путаницы и подчеркнуть различие составов, они заменили "толеитовую" серию на "толеитовую островодужную", выделив, кроме нее, в ассоциации вулканитов дуг "известково-щелочную" и "шошонитовую" серии. Толеитовая и известково-щелочная серии соответствуют, по мнению авторов, составам двух направлений дифференциации магмы — с обогащением железа и щелочей. Поэтому главными признаками первой из них являются высокое содержание железа и низкое — щелочей, особенно калия и сопутствующих редких и РЗ элементов.

Основное возражение к схеме П. Якеша и другим методам, основанным на поведении железа, сводится к отрицанию значимости "феннеровского тренда" как основного параметра классификации. Экспериментальные данные показали, что направление дифференциации зависит главным образом от $P-T$ условий кристаллизации и парциального давления кислорода (Осборн, 1964), т.е. от внешних параметров системы и в меньшей степени от состава исходных пород. Многочисленные данные по вулканическим толщам показывают, что дифференциация не ограничивается двумя дискретными направлениями (с обогащением и без обогащения железом), реальные сообщества пород чаще обнаруживают промежуточную степень обогащения железом. Описаны также примеры проявления "феннеровского" типа эволюции в типичных известково-щелочных вулканитах (Lowder et al., 1970; Whitford, 1975). Неудобен и рекомендуемый метод определения серийной принадлежности по типу эволюции, требующий значительного количества анализов разных по кремнекислотности пород.

Аналогичный принцип был принят за основу в исследованиях С. Кэя с соавторами, которые на примере пород Алеутской дуги выделили вулканические серии, соответствующие толеитовому и известково-щелочному направлениям дифференциации (Kay et al., 1982). В качестве критерия серийной принадлежности взято железо-магниевое отношение в Миасиро и встречаемость среди породообразующих минералов амфибола. Породы толеитовой серии, по авторам, отличаются от толеитов островных дуг П. Якеша повышенным (даже по сравнению с известково-щелочными вулканитами) содержанием в средних членах дифференциального ряда калия, натрия, РЗЭ и пониженным — кальция и магния. Выделение столь необычной по составу толеитовой серии, не имеющей даже отдаленного сходства с толеитами океана, может быть объяснено лишь ненадежностью критериев классификации, что отмечают и сами авторы, указывая на перекрытие составов серий для пород с содержанием кремнезема меньше 54%.

Группой австралийских петрологов Д. Витфирдом, И. Никкольсом и С. Тейлором на примере вулканических пород дуги Сунда (Индонезия) предложено разделение "нормальной островодужной ассоциации" на четыре серии: толеитовую, известково-щелочную, высококалиевую известково-щелочную и высококалиевую щелочную (Whitford et al., 1979). В основу классификации положен принцип пропорционального разделения состава пород по содержанию калия и некогерентных элементов. В работе проводятся "опорные" химические и геохимические составы главных типов серий, сходство с которыми и должно служить основанием для определения серийной принадлежности. Авторы подчеркивают отличие их толеитовой серии от предложенной П. Якешем как предельно "примитивной" по составу, однако считают целесообразным сохранять этот термин и для пород Индонезийских дуг.

Петрохимическая классификация вулканических серий

Оценка методов выделения магматических серий показывает, что ни один из них, несмотря на отдельные достоинства, не является универсальным. Требование универсальности заключается в равной применимости его к любым породам по кремнекислотности и количественная основа классификации. С учетом всего сказанного, исходя из реального разнообразия пород островодужной ассоциации, нами предложен метод выделения вулканических серий (Пискунов, 1976), в основе которого лежат следующие положения: а) изменение состава вулканической ассоциации оптимальным образом может быть отражено с помощью графика "щелочность—кремнекислотность"; б) по этим параметрам вулканическая ассоциация дуг образует такой же спектр составов от низкощелочных известковых до высокощелочных, как и сообщество пород Гавайских вулканов; в) линия раздела Г. Макдональда и Т. Катсуры (Macdonald et al., 1964) толеитов и оливиновых базальтов как классических представителей известкового и щелочного магматических типов в трансформированном виде может быть использована в качестве "точки отсчета" для всего ряда пород по кремнекислотности.

На оси абсцисс классификационной диаграммы (рис. 32) вместо общепринятого содержания кремнезема откладывается расчетная величина q , отражающая избыток или недостаток кремнезема для образования наиболее насыщенных минералов. Связано это с тем, что содержание кремнезема в отрыве от других окислов является характеристикой в значительной степени условной. Величина q , напротив, учитывает соотношение главных окислов и при положительных значениях близка к содержанию в породе кварца. Рассчитывается она по системе CIPW по формуле

$$q = \frac{60(\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MnO} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - 5\text{R}_2\text{O})}{1000} \%,$$

в которой $\text{R}_2\text{O} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Все окислы в формуле взяты в молекулярных количествах. Множитель в числителе представляет округленное значение молекулярного веса кварца. Деление на 1000 производится при оперировании табулированными молекулярными количествами, увеличенными на 1000.

На оси ординат вместо процентного содержания суммы щелочей откладывается их молекулярное количество, что связано с различиями в молекулярных весах натрия и калия (Шейнманн, 1965).

На графике $\text{R}_2\text{O} - q$ обеспечивается уверенное разделение толеитов и щелочных оливиновых базальтов по отношению к диагональной линии, представляющей границу Г. Макдональда и Т. Катсуры в данных координатах. Эта линия, аппроксимирующая, вероятно, след плоскости критического недосыщения в базальтовом тетраэдре, может быть задана уравнением типа $y = x + a$ и в координатах графика выражена $\text{R}_2\text{O} = q + 566$.

Как показано ранее (Пискунов, 1976), эта дискриминантная линия гавайских лав является также границей раздела и для высокоглиноземистых базальтов разных типов, а также ассоциирующих с ними дифференциатов. Для меланократовых разностей разделение на щелочной и щелочно-земельный типы проведено А.А. Маракушевым на сходном графике в координатах "щелочи—кремнезем" (Маракушев, 1973).

Положение точки любого состава на линии раздела и вблизи нее свидетельствует о неопределенности классификации и принадлежности породы к переходному типу. Удаление от нее означает усиление петрохимических свойств соответствующего магматического типа. В связи с этим целесооб-

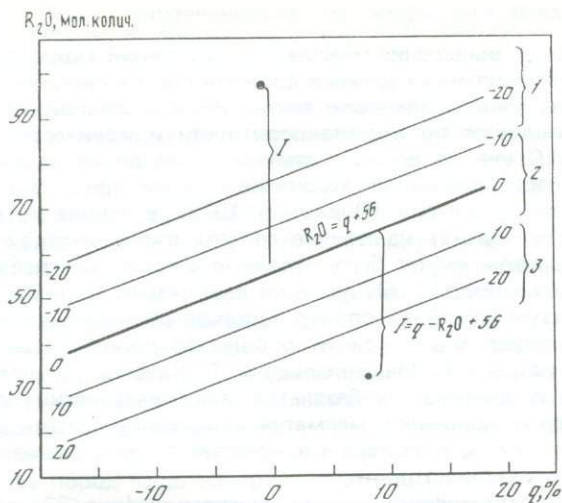


Рис. 32. Классификация петрохимических серий вулканических пород островных дуг
 1 — индекс классификации серий. Серии: 1 — субщелочная, 2 — известково-щелочная, 3 — известковая. 0-0 — линия разделения щелочно-оливиновых базальтов и толеитов Гавайских островов. $R_2O = Na_2O + K_2O$;

$$q = \frac{60(SiO_2 + TiO_2 + Fe_2O_3 - FeO - MgO - MnO - CaO - Al_2O_3 - 5R_2O)}{1000}$$

разно ввести количественную меру удаленности точки состава от границы раздела, которая одновременно бы являлась количественной оценкой принадлежности анализируемой породы к известковому или щелочному магматическим типам. Такой мерой взято вертикальное расстояние от точки до линии, называемое нами ИК и обозначаемое на графике знаком "1".

Вертикальное расстояние от любой точки графика до границы раздела определяется из уравнения линии, параллельной дискриминантной и отстоящей от нее на расстоянии, равном ИК: $ИК = q - R_2O + 56$.

Положительные значения индекса указывают на проекцию состава в область пород известкового, отрицательные — щелочного типа, а абсолютная величина характеризует степень удаления точки от границы раздела.

Для упрощения расчетов и определения индекса классификации непосредственно по данным химического анализа эта формула после несложных преобразований и округления может быть приведена к следующему виду: $ИК = SiO_2 + TiO_2 + 0,3Fe_2O_3 + 56 - 0,6Al_2O_3 - 0,8FeO - 0,8MnO - 1,5MgO - 1,1CaO - 21Na_2O - 14K_2O$ (все окислы в массовых процентах).

Породы одной родственной группы, образующие петрохимическую серию, проектируются на равном удалении от нулевой линии и характеризуются постоянным отношением щелочей к степени насыщения кремнеземом.

Для подавляющего большинства пород Восточноазиатских дуг значение ИК колеблется от 30 в сильно известковых лавах до -30 в щелочных. Вся совокупность вулканитов между крайними составами разделена нами

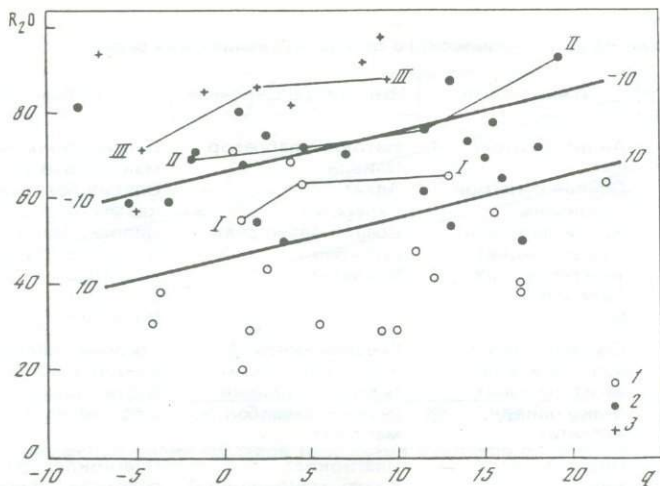


Рис. 33. Сопоставление классификаций вулканических серий по данным разных авторов.

1 — толеитовая; 2 — известково-щелочная; 3 — щелочная серия. I—III — вариационные линии соответствующих серий по Д. Витфурту с соавт. (1979) для вулканов Индонезии

на три петрохимические серии с сохранением традиционных в петрологии названий:

- известковая серия (ИК больше 10),
- известково-щелочная серия (ИК от 10 до -10),
- субщелочная серия (ИК меньше -10).

Границы между сериями условны ввиду отсутствия абсолютной дискретности и равномерного заполнения всего петрохимического поля составов.

Для сравнения серий нами были пересчитаны составы типичных пород всех указанных выше исследователей (рис. 33). Как видно, "толеитовая", "пижонитовая" и "толеитовая островодужная" серии в общем соответствуют известковой серии, хотя некоторые составы проектируются даже в щелочную область ("толеиты по С. Кэю" и др.). Хорошее совпадение наблюдается и для субщелочной серии, хотя в ее поле проектируется много составов пород известково-щелочной серии. Предлагаемые нами границы в целом субпараллельны составам австралийских петрологов, но их вариационные кривые (I—I для толеитовой и II—II для известково-щелочной серий) несколько смещены к более щелочным областям, что может объясняться региональной особенностью вулканитов Индонезии. В большинстве же случаев, как видно, разными методами выделяются в общем однотипные по составу породы. Учитывая простоту, количественную основу и универсальность предлагаемого способа, мы используем его в дальнейшем для анализа основных закономерностей вариаций состава островодужной ассоциации.

Характеристика состава вулканических серий

Разные по кремнекислотности представители выделенных серий обнаруживают существенное отличие по минералогическому составу, содержанию основных породообразующих окислов, а также редких и РЗ элементов.

Таблица 28

Характеристика петрографического состава вулканических серий

Серия	Известковая	Известково-щелочная	Субщелочная
Вкрапленники	Анортит-битовнит Оливин с каймой пироксена Авгит, переходящий в пижонит-авгит, пижонит Гиперстен Магнетит	Битовнит-лабрадор Оливин Авгит Гиперстен Сравнительно редко амфибол Магнетит	Лабрадор-андезин с каймой щелочного шпата Оливин без реакционной каймы Диопсид-авгит, титан-авгит, редко эгирин-авгит Амфибол Биотит Магнетит
Основная масса	Средний плагиоклаз, гиперстен, авгит, пижонит, редко оливин, магнетит	Средний—кислый плагиоклаз, авгит, гиперстен, оливин, редко — амфибол, магнетит	Средний—кислый плагиоклаз, оливин, амфибол, биотит, щелочной полевоый шпат, авгит, магнетит
Характерные нормативные минералы	Плагиоклаз Кварц Моноклинный и ромбический пироксены	Плагиоклаз Кварц, моноклинный и ромбический пироксены, редко — оливин	Плагиоклаз, ромбический пироксен, оливин, нефелин

Минералогический состав. Характеристика состава минералов-вкрапленников и основной массы вулканитов трех серий приведена в табл. 28. В нее помещены данные, полученные как в результате оригинальных петрографических исследований (Пискунов, 1975; Абдурахманов и др., 1978), так и из литературных источников. В качестве типичных представителей взяты известные вулканы Восточноазиатских дуг, представляющие все типы серий: известковую — Осима, Насу, Масю, Головина; известково-щелочную — Чокай, Эбеко, Ксудач; субщелочную — Алаид, Опала, Богослов (Kuno, 1950; Isshiki, 1963; Опыт..., 1966; Мархинин, 1967; Остапенко, 1969; Ермаков и др., 1977; Katsui et al., 1978; Kay et al., 1982). Положение средних составов пород этих вулканов на классификационной диаграмме показано на рис. 34.

Главное отличие минералогического состава заключается в появлении как во вкрапленниках, так и в микролитах пород субщелочной серии амфибола и в меньшей степени биотита. Они более характерны для средних и кислых членов серий, но амфибол нередок и для базальтов со значениями ИК менее —20. Представлен он обыкновенной роговой обманкой, иногда промежуточной разностью между паргаситом и чермакитом, часто опацизирован. Состав его характеризуется высоким содержанием алюминия в четверной координации, что свойственно амфиболам островных дуг (Jakes et al., 1972), и значительными вариациями окиси калия (от 0,1 до 2%). Биотит в крупных выделениях встречается довольно редко (о-в Симушир) и представлен высокодвупреломляющей разновидностью — аннитом.

Состав плагиоклаза меняется к породам субщелочной серии в сторону обогащения альбитовым компонентом. В лавах известковой серии нередко содержатся почти чистые анортитовые разновидности как во вкрапленниках, так и в гломеропорфировых скоплениях (Федорченко и др., 1975; Леснов и др., 1978; Щека и др., 1978). В субщелочных породах плагиоклаз обрастает щелочными полевыми шпатами в виде оторочек на удлинённых

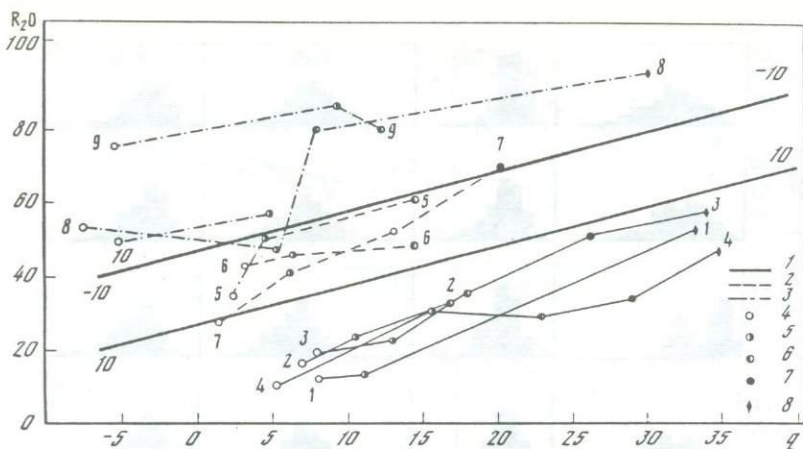


Рис. 34. Вариационные линии составов некоторых вулканов островных дуг Восточной Азии

Петрохимические серии: 1 — известковая; 2 — известково-щелочная; 3 — субщелочная. Типы пород: 4 — базальты; 5 — андезито-базальты; 6 — андезиты; 7 — дациты; 8 — риолиты. Цифры 1—10 у линий соответствуют вулканам: 1 — Осима, 2 — Насу, 3 — Масу, 4 — Головнина, 5 — Чокай, 6 — Эбеко, 7 — Ксудач, 8 — Опала, 9 — Богослов, 10 — Алайд

концах кристаллов, последние присутствуют также в виде ксеноморфных образований в основной массе.

Оливин встречается в породах всех серий, но более обычен в резко недосыщенных кремнеземом субщелочных базальтах. Характерно, что в известковой и известково-щелочной сериях он почти всегда проявляет реакционные взаимоотношения с бедными кальцием пироксенами, в субщелочной же всегда находится в котектических отношениях с моноклинным пироксеном. По нашим данным, состав оливина не обнаруживает закономерных вариаций и, как правило, содержит не более 40—45% фаялита. Сходные данные в отношении состава и содержания редких элементов приводят и О.Н. Волинец с соавторами (Волинец и др., 1977). Однако для субщелочных пород Алеутской дуги опубликованы сведения о находках высокожелезистых (до 83% фаялита) оливинов (Kay et al., 1982).

Различие в составе минералов пироксеновой группы проявляется в присутствии в породах известковой серии низкокальциевого пижонита, проявляющего реакционные отношения с авгитом (Kuno, 1950; Пискунов, 1975), тогда как в субщелочной серии он неизвестен или заменяется редко встречающимся гиперстеном. Состав моноклинной разновидности также варьирует от серии к серии: в известковых породах она чаще представлена авгитом, в субщелочных — диопсид-авгитом, титан-авгитом и эгирин-авгитом. Для Курильской дуги содержание титана в пироксенах из пород субщелочной серии в 2—3 раза повышено по сравнению с известковой, а концентрация глинозема достигает 5—6%. Породы известково-щелочной серии по составу пироксенов занимают промежуточное положение.

Для полураскристаллизованной основной массы вулканитов разных серий наблюдаются те же признаки отличия составов, хотя и в ослабленном виде. Амфибол с биотитом и щелочным полевым шпатом характерен для представителей субщелочной серии, пижонит — известковой. Примечательно также и несходство пород по нормативно-минералогическому составу.

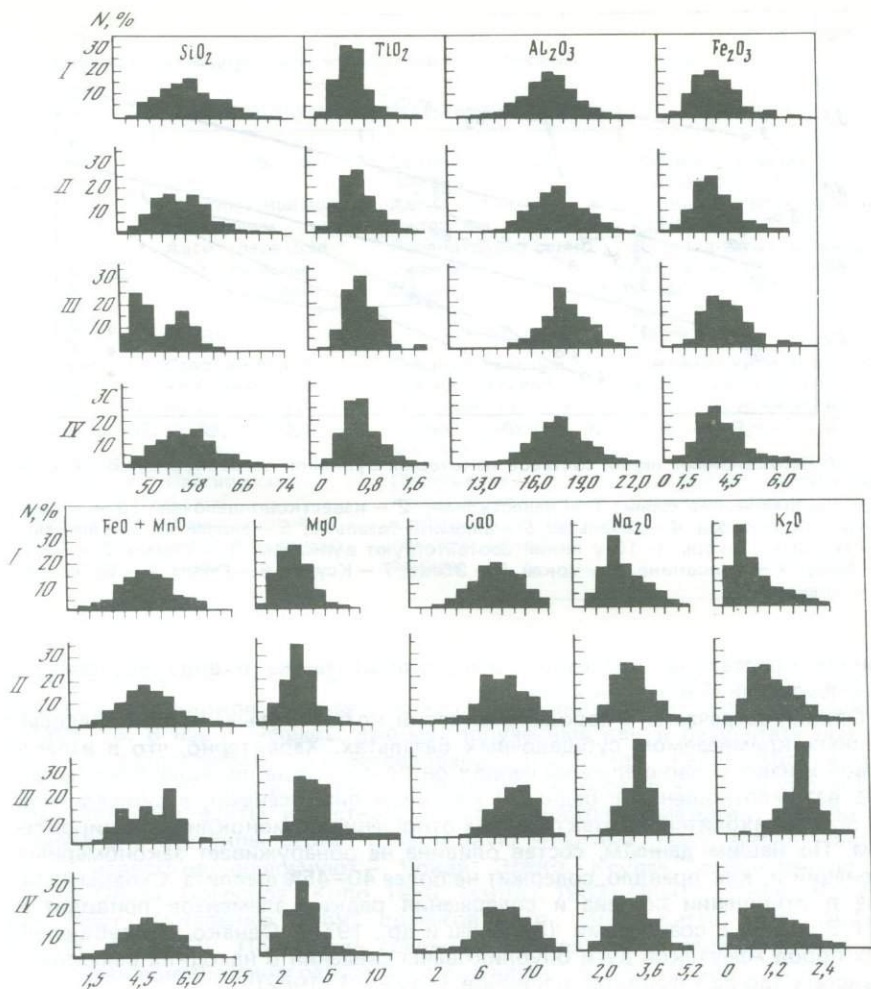


Рис. 35. Гистограммы распределений содержаний породообразующих окислов в четвертичных вулканических породах Курильской дуги

Серии: I — известковая, II — известково-щелочная, III — субщелочная; IV — дуга в целом

При более кислом составе плагиоклаза базальты субщелочной серии резко недосыщены кремнеземом и, кроме оливина, содержат иногда небольшие количества нефелина. Аналогичные породы известковой серии, имея плагиоклаз с высоким содержанием анортита, характеризуются кварц-нормативными, а известково-щелочные — оливин-гиперстеновыми составами.

Химический состав. Данные о средних составах и соответствующих стандартных отклонениях четвертичных пород всех серий Восточноазиатских дуг приведены в табл. 17. Подробный сравнительный анализ проведен для вулканитов Курильской дуги.

Диаграмма распределения по кремнезему (рис. 35) свидетельствует о разной распространенности однотипных пород. Если графики для извест-

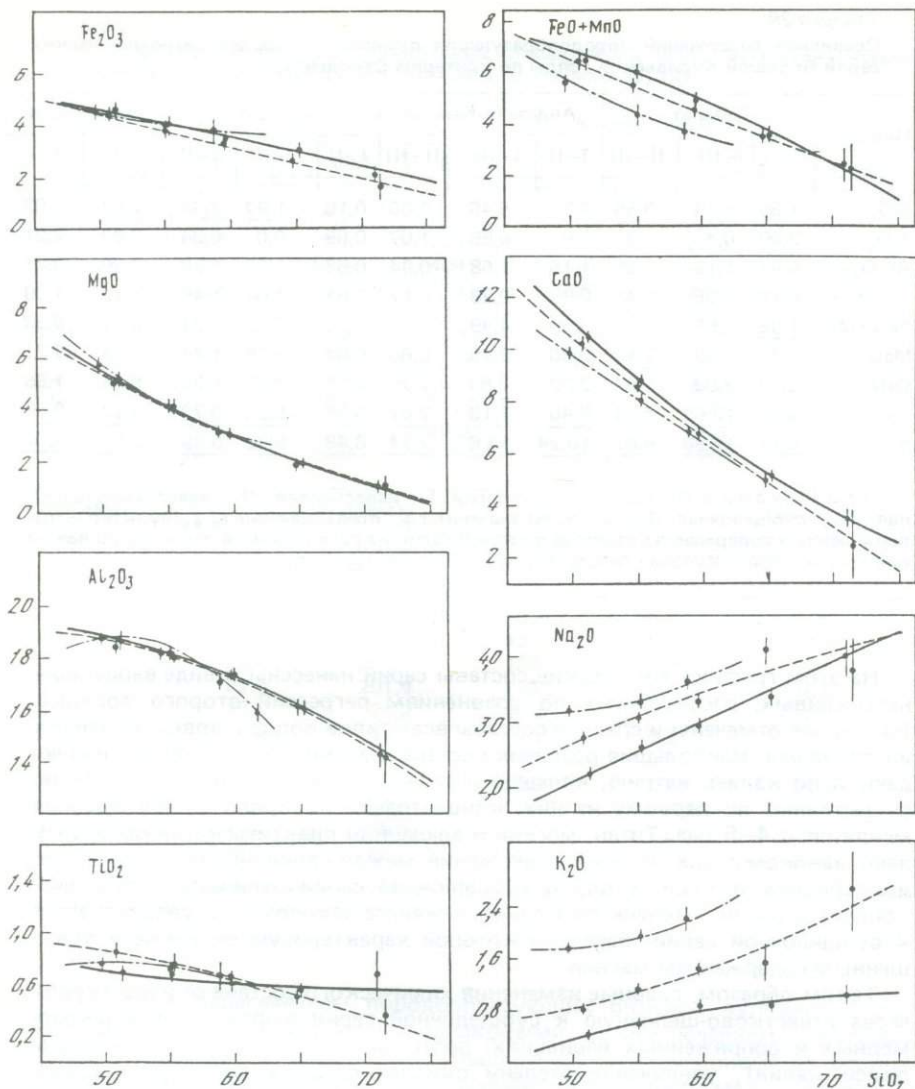


Рис. 36. Вариационные диаграммы средних составов базальта, андезито-базальта, андезита, дацита, риолита четвертичных вулканов Курильской дуги по сериям: известковой (сплошная линия), известково-щелочной (пунктирная) и субщелочной (штрихпунктирная)

Вертикальными линиями показаны 95%-ные доверительные интервалы для средних значений

ковой и известково-щелочной серий имеют одномодальный характер с предельным содержанием кремнекислоты до 74%, то диаграмма субщелочной серии — два максимума и крайне кислые породы в ее составе отсутствуют или чрезвычайно редки. Частотные графики обнаруживают различия по другим окислам, но, поскольку все они скоррелированы с кремнеземом, анализ их содержаний лучше провести на диаграмме Харкера (рис. 36).

Таблица 29

Сравнение содержаний породообразующих окислов в породах петрохимических серий Большой Курильской гряды по критерию Стьюдента

Окислы	Базальт			Андезито-базальт			Андезит			Дацит	Риолит
	I-III	I-III	II-III	I-II	I-III	II-III	I-II	I-III	II-III	I-II	I-II
SiO ₂	1,65	<u>5,74</u>	<u>3,55</u>	0,53	0,46	0,80	0,16	<u>1,97</u>	<u>2,34</u>	<u>2,57</u>	0,02
TiO ₂	2,09	0,41	1,37	0,0	0,85	1,07	0,65	0,0	0,34	2,07	2,21
Al ₂ O ₃	0,42	1,15	0,61	1,16	1,58	0,94	0,63	1,52	1,98	0,39	0,61
Fe ₂ O ₃	0,10	1,36	1,41	0,86	0,28	0,17	0,61	1,04	1,46	1,12	1,09
FeO+MnO	<u>1,98</u>	1,86	0,07	<u>3,55</u>	<u>4,49</u>	<u>2,83</u>	<u>3,33</u>	<u>3,02</u>	1,21	0,21	0,33
MgO	0,48	1,96	<u>2,14</u>	0,30	0,76	0,68	0,84	0,75	1,21	1,24	0,71
CaO	0,63	<u>2,83</u>	1,84	<u>2,02</u>	<u>3,63</u>	<u>2,25</u>	<u>2,36</u>	1,52	0,21	0,84	1,85
Na ₂ O	<u>6,81</u>	<u>12,52</u>	4,18	<u>8,46</u>	<u>7,13</u>	<u>2,01</u>	<u>5,72</u>	<u>6,88</u>	<u>3,73</u>	<u>4,27</u>	<u>0,39</u>
K ₂ O	<u>6,72</u>	<u>19,98</u>	<u>9,87</u>	<u>10,24</u>	<u>14,6</u>	<u>7,74</u>	<u>8,48</u>	<u>9,82</u>	<u>5,49</u>	<u>5,12</u>	<u>4,02</u>

П р и м е ч а н и е. Петрохимические серии: I — известковая; II — известково-щелочная; III — субщелочная. Подчеркнуты значения t_{Φ} , превышающие $t_{0,05}$ (пунктир — при повышенных содержаниях окислов в первой серии из сравниваемой пары, сплошная линия — во второй). Нулевая гипотеза отвергается при $t_{\Phi} > t_{0,05}$.

На этом графике химические составы серий нанесены в виде вариационных кривых, рассчитанных по уравнениям регрессий второго порядка. На нем же отмечены и средние составы всех типов пород с доверительными интервалами. Наибольшие различия состава, как видно из графика, наблюдаются по калию, натрию, кальцию и закисному железу, причем особенно существенно по первому из них, концентрация которого между сериями меняется в 4—5 раз. Титан, магний и алюминий практически не обнаруживают закономерных отличий содержаний между сериями. Окисное железо для средних и кислых пород субщелочной серии отличается большими концентрациями. Степень окисленного железа закономерно увеличивается к субщелочной серии, базальты которой характеризуются также и повышенным содержанием магния.

Таким образом, главные изменения химического состава от известковой через известково-щелочную к субщелочной серии выражаются в закономерных и сопряженных вариациях: росте щелочности (главным образом окиси калия), увеличении степени окисленности железа и уменьшении основности (уменьшении содержания кальция, закисного железа). Эти изменения обуславливают и отмеченные выше различия модальных и нормативных составов вулканических пород.

Значимость разницы содержаний окислов оценивалась по критерию Стьюдента (табл. 29). Ее анализ показывает, что почти для всех пород на 95%-ном уровне различия достоверны по щелочам. Столь же значима и разница в концентрациях закисного железа и кальция для андезито-базальтов и андезитов. В области кислых пород отличие составов несколько нивелируется.

Химические составы пород трех серий для других дуг Восточной Азии обладают аналогичными отличиями по основным окислам, и для экономии места таблицы сравнения содержаний по критерию Стьюдента не приводятся.

Таблица 30

Средние содержания (в г/т) некоторых элементов в четвертичных вулканических породах Курильских островов (по А.И. Абдурахманову, 1982)

Элементы	Базальты			Андезито-базальты		
	I(18)	II(46)	III(33)	I(17)	II(52)	III(21)
Li	4,4	6,2	6,6	5,6	7,1	8,2
Rb	4,9	8,1	32,6	5,2	12,0	39,5
Sr	256,4	265,5	409,7	193,3	256,3	353,1
V	297,2	319,1	378,9	275,3	264,8	232,5
Cr	34,9	26,5	42,6	21,7	18,8	41
Ni	20,4	18,8	32,1	21,2	13,0	23,2
Co	21,1	25,9	30,4	18,7	16,4	12,9
Sc	42,1	35,8	40,7	32,5	29,2	21,8
Zr	195,1	96,4	117,8	116,7	138,1	151
J	30,6	21,1	20,8	17,7	24,6	26,7
Cu	78	147,9	149,5	46,4	120,8	88,4

Элементы	Андезиты			Дациты	
	I(34)	II(51)	III(13)	I(13)	II(10)
Li	8,2	9,1	10,2	9,1	9,7
Rb	6,2	19,0	43	8,7	14,3
Sr	156,2	215	430	125	208
V	192,8	201,4	179,2	188,6	78,8
Cr	13,1	21,2	35,4	4,7	10,5
Ni	11,2	13,1	19,1	7,2	6,6
Co	13,0	16,1	7,4	9,7	7,6
Sc	35,5	22,9	13,9	39,8	15,8
Zr	132,7	140,9	136,5	115,8	127
J	23,6	28,0	225	23,2	20,8
Cu	45,2	79,1	74,9	48,5	39,8

Примечание. В скобках указано количество анализов. Петрохимические серии: I — известковая, II — известково-щелочная, III — субщелочная.

Линейные парагенезисы породообразующих окислов вулканитов разных серий в целом остаются одинаковыми, за исключением некоторых связей. В частности, в породах субщелочной серии усиливаются отрицательные связи калия с титаном и исчезает зависимость между закисным железом и магнезием по сравнению с известковой серией. Однако наиболее значительные изменения корреляций наблюдаются для двух- и трехвалентного железа. В субщелочных базальтах корреляция между ними достигает предельно высокого значения ($-0,79$). Как показано В.А. Кутюлиным (1972), отрицательная связь между двумя формами железа объясняется не только способом их химического определения, но зависит также и от состава магмы. В нашем случае усиление отрицательной корреляции окисного и закисного железа в субщелочной серии совпадает с появлением положительной связи между первым из них и щелочами, в частности натрием. Если в известковых и известково-щелочных породах она недостоверна, то в субщелочных коэффициент корреляции составляет 0,5, что намного выше порогового для данного числа анализов. Такое сопряженное появление новых связей в субщелочных породах позволяет сделать вывод

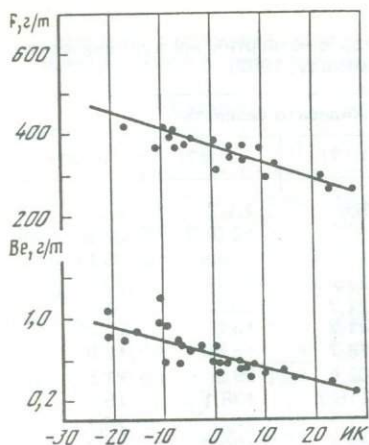


Рис. 37. Корреляция значений индекса классификации (ИК) пород некоторых вулканов Курило-Камчатской дуги и содержаний бериллия и фтора (из работы Петрова и др., 1982)

о влиянии на окисленность в них железа содержания щелочей, в первую очередь натрия.

Редкие и РЗ элементы. Редкие элементы, сопутствующие калию, обнаруживают столь же существенные различия между сериями. Анализ их поведения в лавах Курильской дуги на основе предложенной нами классификации серий методически был проведен А.И. Абдурахмановым (1982), из работы которого мы и заимствуем

таблицу содержаний элементов в породах известковой, известково-щелочной и субщелочной серий (табл. 30). Аналогичные данные для концентрации бериллия и фтора по сериям приводят Л.Л.Петров с соавторами (1982). Воспроизводимый из их работы рис. 37 показывает четкую корреляцию между содержаниями этих элементов и значениями от индекса классификации, проявляющуюся в увеличении концентраций от известковой к субщелочной серии.

Для удобства представления материала по редким элементам нами построен график их содержаний в однопородных породах трех серий, нормированных по составу базальтов океанических хребтов. Для нормализации принят базальт океана по К. Ведеполу (Wedepohl, 1981) как наиболее представительный и всесторонне охарактеризованный геохимически. Для лав Курильской дуги использованы уже упомянутые данные А.И. Абдурахманова (1982) и аналитический материал Э.И. Пополитова и О.Н. Волынца (1981). Содержание бария в андезитах взято по характеристике пород Камчатки из последней работы.

Анализ графика (рис. 38) показывает избыточное содержание во всех сериях рублидия, бария, стронция и циркония и дефицит элементов группы железа — титана, хрома, никеля и кобальта. Кроме калия, различие составов однопородных пород устанавливается по концентрациям рублидия, бария и стронция, содержания которых закономерно увеличиваются к субщелочной серии. Для этих же пород характерен меньший недостаток никеля, хрома и кобальта по сравнению с другими сериями, однако это различие выражено не столь четко. Интересно, что увеличение концентраций литофильных элементов первой группы от известковой к субщелочной серии одинаковым образом проявлено в базальтах, андезито-базальтах и андезитах, что указывает на геохимическую преемственность основных и средних по кремнекислотности пород.

В распределении РЗЭ наблюдается отчетливая зависимость содержания легких лантаноидов от сериальной принадлежности вулканитов. Для пород известковой серии характерна слабая дифференцированность РЗЭ, умеренное превышение легких элементов наблюдается для известково-щелочной серии, а субщелочные разновидности отличаются их резким избытком. Поведение РЗЭ в зависимости от индекса классификации показано на рис. 39, для построения которого использованы данные разных авторов

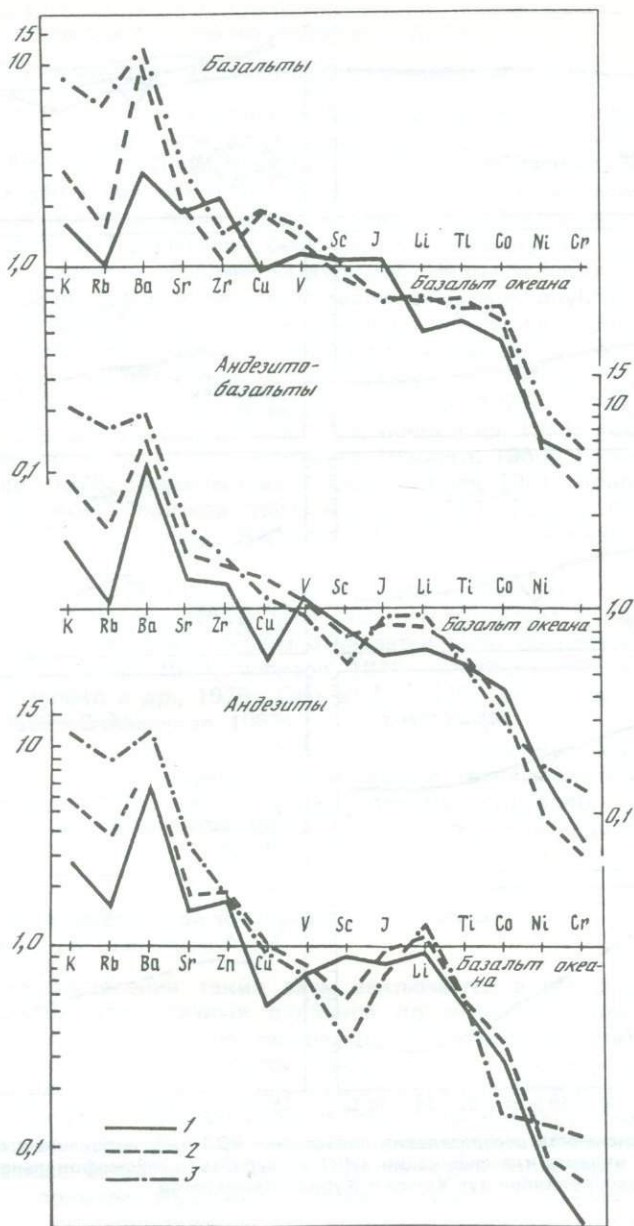


Рис. 38. График нормированных содержаний редких элементов в вулканических породах Курильской дуги

Петрохимические серии: 1 — известковая, 2 — известково-щелочная, 3 — суб-щелочная

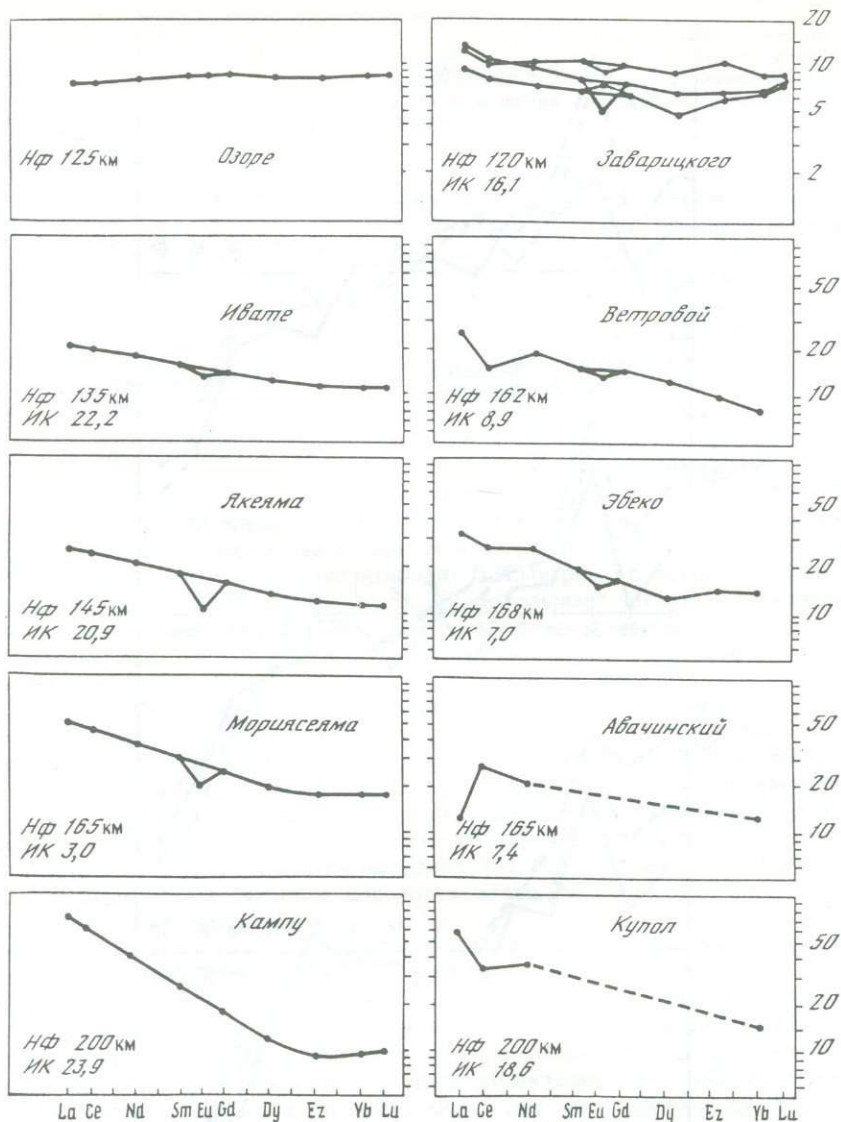


Рис. 39. Зависимость распределения содержаний РЗЭ (нормированных по хондриту) от значений индекса классификации (ИК) и глубины до сейсмофокальной зоны (Нф) для некоторых вулканов дуг Хонсю и Курило-Камчатской

(Балашов, 1976; Fujitani et al., 1981). Если степень дифференцированности РЗЭ выразить в значениях отношения нормированных концентраций лантана, то для известковой оно составляет 1–2, известково-щелочной – 2–4, в субщелочной превышает 4, достигая в лавах вулкана Богослов 8–9 единиц.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ СЕРИЙ НА ОСТРОВНЫХ ДУГАХ

Проблема зональности вулканических комплексов

Вопрос о зональности состава вулканитов, являющийся важной характеристикой островодужной ассоциации, до настоящего времени еще не решен окончательно. Первые данные о зональном распределении петрологических характеристик вулканов в поперечном направлении к простиранию Японской дуги были опубликованы почти 50 лет назад (Tomita, 1935). Позднее В. Беммеленом было замечено аналогичное закономерное изменение содержания щелочей на вулканах Индонезийских дуг (Bemmel, 1949). За прошедший период до наших дней было опубликовано большое количество работ, доказывающих либо зональное распределение типов пород, либо закономерные вариации содержания одного или нескольких элементов по различным дугам Земли — Японской (Kuno, 1959; Sugimura, 1960; Yagi et al., 1963; Katsui et al., 1978), Рюкю (Sugimura, 1960) Курильской (Горшков, 1960; Мархинин и др. 1971; Фролова и др., 1979; Говоров и др., 1980), Камчатке (Набоко, 1960; Горшков, 1960; Ротман и др., 1975; Пампура и др., 1980; Волынец, 1981; Пополитов и др., 1981), Алеутской (Горшков, 1967; Куно, 1970; Кау et al., 1982), юго-западной части Тихого океана (Hatherton et al., 1969; Dickinson, 1975; Best, 1975; Пискунов, 1979).

Наряду с исследованиями, приведенными в этом не полном списке, постоянно появляются работы критического характера, в которых идея зонального распределения состава отрицается либо полностью, либо частично (Nielson et al., 1973; Johnson, 1976; Sawthorn, 1977; Ермаков и др., 1977; Попеко и др., 1978; Carr et al., 1979; Добрецов, 1980; Шаров и др., 1982; Важевская, 1983).

Для объективной оценки вопроса о пространственных вариациях состава нами на основе количественной оценки сериальной принадлежности вулканитов предпринята попытка осветить этот вопрос с помощью схем петрохимической зональности вулканов островных дуг (Пискунов, 1976, 1977, 1978, 1979).

Схемы петрохимической зональности островных дуг Восточной Азии

Методика построения таких схем заключается в расчете сериальной принадлежности четвертичных вулканов по значениям индекса классификации слагающих их пород и соединении изолиниями центров с одинаковыми ИК. Крайние изолинии проводились методом экстраполяции. Необходимо отметить, что породы одного вулкана почти всегда отличаются друг от друга значениями индекса, причем величины расхождения бывают значительными. Для иллюстрации изменчивости ИК в табл. 31 приведены данные, характеризующие статистические параметры его распределения на примере отдельных вулканов. При достаточном количестве анализов ошибка определения выборочной средней намного меньше ширины интервала серии, поэтому генеральная средняя с вероятностью 95% характеризует принадлежность пород данного центра извержений к определенной серии.

Северо-Восточный Хонсю. Схема зональности дуги Хонсю, построенная на основании 253 анализов по 44 вулканам, представлена на рис. 40. Общее расположение серий подтверждает принципиальную справедливость схемы поперечной зональности Х. Куно и многих других япон-

Таблица 31

Параметры распределения индекса классификации

Параметры	Вулканы			
	Головнина	Медвежий	Большая Удина	Малая Удина
Число анализов	46	46	20	11
Среднее арифметическое	29,0	18,4	-6,1	-3,7
Стандартное отклонение	9,0	10,2	7,1	7,2
Ошибка определения средней с вероятностью 95%	±2,7	±3,1	±3,2	±4,3
Закон распределения		Нормальный		Логнормальный

ских исследователей, а простираение и конфигурация изолиний уточняют некоторые ее детали.

Прежде всего обращает внимание широкий диапазон вариаций состава вулканов — от известковой серии с ИК, равным 30 (Насу), до субщелочной с ИК—20 (Ичиномегата, Осима-Осима). Число вулканов в каждой серии неодинаково и убывает с величиной индекса. Максимальная их концентрация связана с известковой серией, локализованной во фронтальной ("близжелобной") части дуги. Расстояние между изолиниями, отражающее градиенты изменения ИК, максимально для Северо-Восточного Хонсю и уменьшается на Северо-Восточном Хоккайдо и особенно резко в районе Фосса Магна в переходной зоне к Идзу-Бонинской дуге. Сходный характер изменения градиентов наблюдается и на дуге Рюкю с переходом от о-ва Кюсю на о-ва Рюкю.

В северной части дуги на о-ве Хоккайдо изолинии образуют резкий коленообразный изгиб, отражая принадлежность пород Западного Хоккайдо по особенностям состава к дуге Хонсю. Альтернативная точка зрения, как известно, заключается в отнесении их к продолжению Курильской дуги. Подобная конфигурация изолиний в этой части дуги трудно интерпретируется с позиции "тектоники плит", на что ниже будет обращено внимание.

Сочленение южной части дуги Хонсю с Идзу-Бонинской обуславливает сложную конфигурацию изолиний и "аномальное" распределение серий в районе п-ова Хида. Появление изолированной зоны пород известковой серии в поле известково-щелочной, вероятно, следует связывать с Идзу-Бонинской системой, влияние которой прослеживается почти до побережья Японского моря.

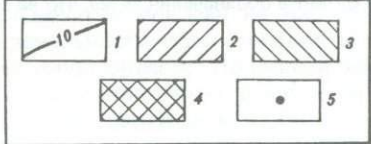
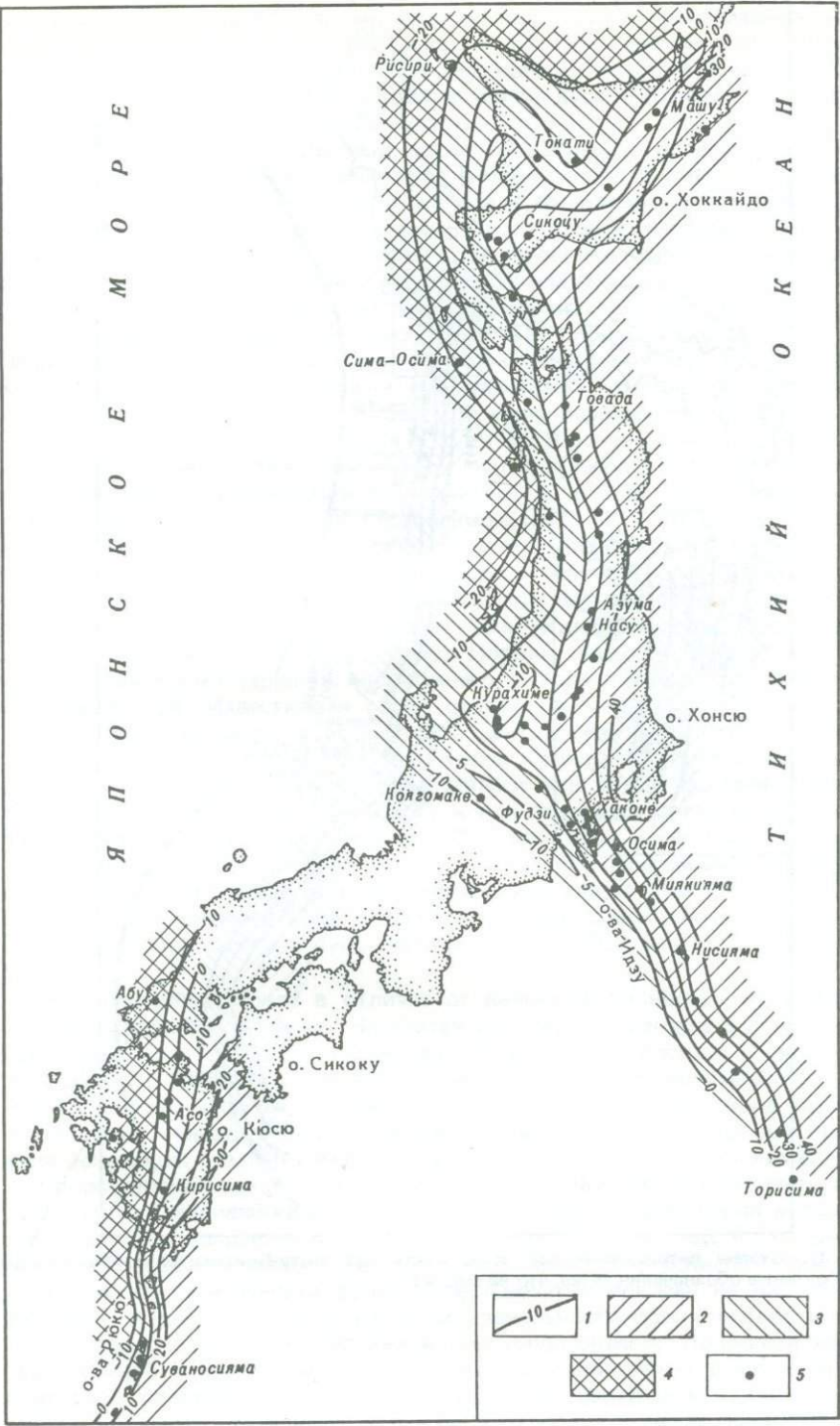
Дуги Идзу-Бонинская и Марианская. Схема зональности этих дуг по данным около 240 силикатных анализов для 29 вулканов представлена на рис. 41. Из ее рассмотрения видна общая принадлежность вулканов к известковой и в меньшей степени к известково-щелочной сериям при полном отсутствии субщелочных пород. Дуга Идзу образова-

Рис. 40. Схема петрохимической зональности дуги Хонсю

1 — изолинии индекса классификации и их значения; 2—4 — области распространения пород петрохимических серий: 2 — известковой, 3 — известково-щелочной, 4 — субщелочной; 5 — вулканы

Я П О Н С К О Е М О Р Е

О К Е А Н



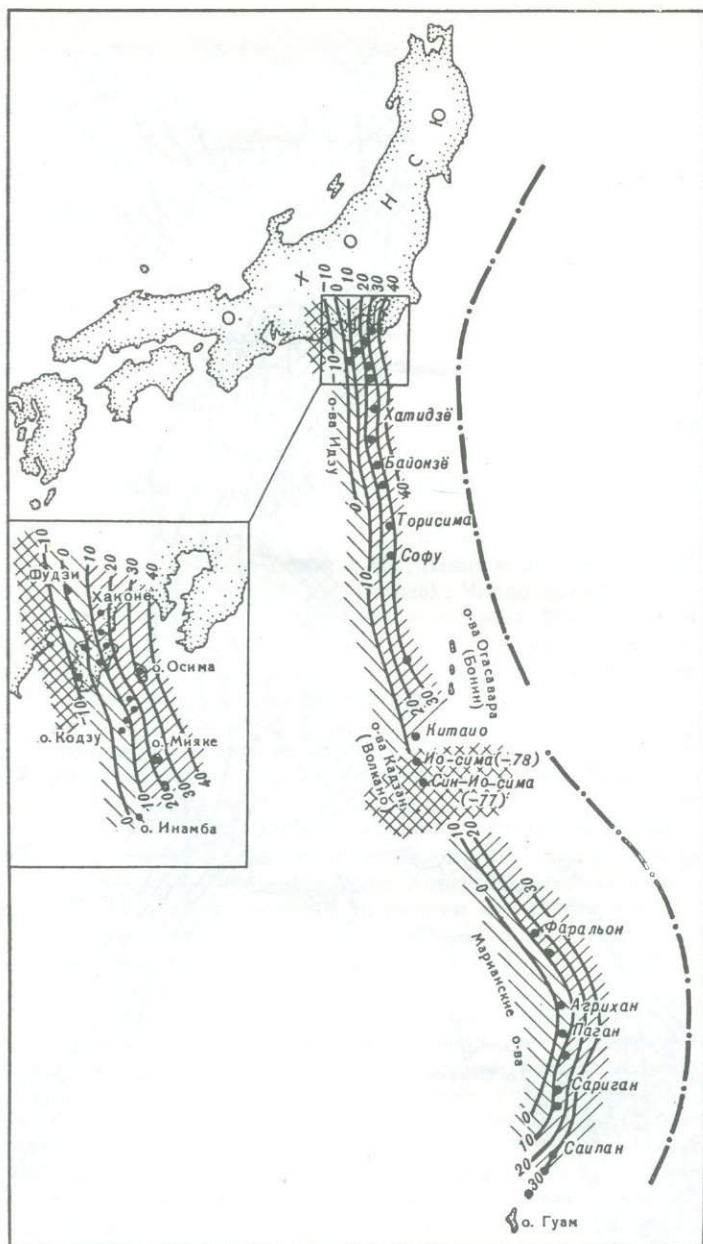


Рис. 41. Схемы петрохимической зональности дуг Идзу-Бонинской и Марианской
 Условные обозначения те же, что на рис. 40

на преимущественно вулканами известковой серии с максимально высокими значениями ИК, достигающими 35 (Осима). Вулканы Марианской дуги имеют менее известковый характер, хотя и относятся к той же серии (ИК не более 20). Центральный вулкан в этой дуге — Агрихан — отличается принадлежностью к известково-щелочной серии.

Несмотря на редуцированный характер вариаций, поперечная зональность выражена достаточно отчетливо и проявляется в уменьшении значений ИК с удалением вулканов от желоба к Филиппинскому морю. Большой диапазон зональности наблюдается в северной кулисообразно построенной части дуги Идзу, где появляются вулканы известково-щелочной серии с отрицательными значениями ИК (Козусима).

Выдержанное простирание изолиний прерывается в южной части дуги Идзу в районе активных вулканов Иосима и Синиосима, сложенных щелочными продуктами извержений — трахиандезитами и гавайтами (ИК меньше -70). Подобное явление мы называем "аномалиями" петрохимической зональности и к их рассмотрению вернемся несколько ниже.

К у р и л о - К а м ч а т с к а я д у г а. В основу схемы зональности (рис. 42) положены 1846 химических анализов около 150 вулканов центрального типа, подвергнутых предварительной отбраковке для исключения измененных пород. При построении схемы не учитывались продукты ареального вулканизма, плато базальты и платоигниобриты.

Вулканизм дуги, как видно из рисунка, локализуется в двух крупных поясах: Курильском—Восточно-Камчатском, в который входят и вулканы Центральной Камчатской депрессии (в дальнейшем внешний пояс), и Срединно-Камчатском (внутренний). Породы внешнего пояса представлены всеми тремя сериями, внутреннего — только известково-щелочной и субщелочной. Известковая серия развита в основном на Курильской дуге, преимущественно в ее южной и центральной частях. На Камчатке к ней относятся лишь некоторые вулканы Кроноцкой группы. Субщелочная серия, наоборот, широко представлена вулканами Восточно-Камчатского хребта, а на Курильской дуге к ней относятся вулканы северного звена (Западная зона вулканов по Г.С. Горшкову) и некоторые подводные вулканы в центральном и южном звеньях. Максимально известковыми лавами являются породы вулкана Головина (ИК от 28 до 33). Вулканы Ключевского дола относятся к известково-щелочной (Ключевской, Удина, Зимины) и субщелочной сериям (Плоский и Дальний Толбачик).

На внутреннем поясе в отличие от внешнего полностью отсутствуют породы известковой серии. Не считая нескольких центров с известково-щелочными лавами, большинство вулканов пояса относятся к субщелочной серии. В наиболее щелочных разновидностях значение индекса опускается до -50 (Лаучан, Уксичан). И хотя общий состав пород сдвинут в щелочную область, как и на внешнем поясе, здесь также хорошо проявлена зональность, выражаемая уменьшением ИК в западном направлении.

Сопоставление зональности обоих поясов на Камчатке выявляет сложную картину вариаций составов, в которой субщелочная серия внешнего пояса далее в направлении к континенту сменяется не еще более щелочными породами, а известково-щелочной серией внутреннего. Обобщенный профиль зональности вулканитов Камчатки показан на рис. 43, из которого виден самостоятельный тип зональности обоих поясов и смещение пород внутреннего из них в щелочную область. Подобный характер двойной зональности со смещением выявляется на дугах впервые благодаря предложенному методу разделения серий и в какой-то мере может объяснить неудачные попытки построения трендов вариаций для

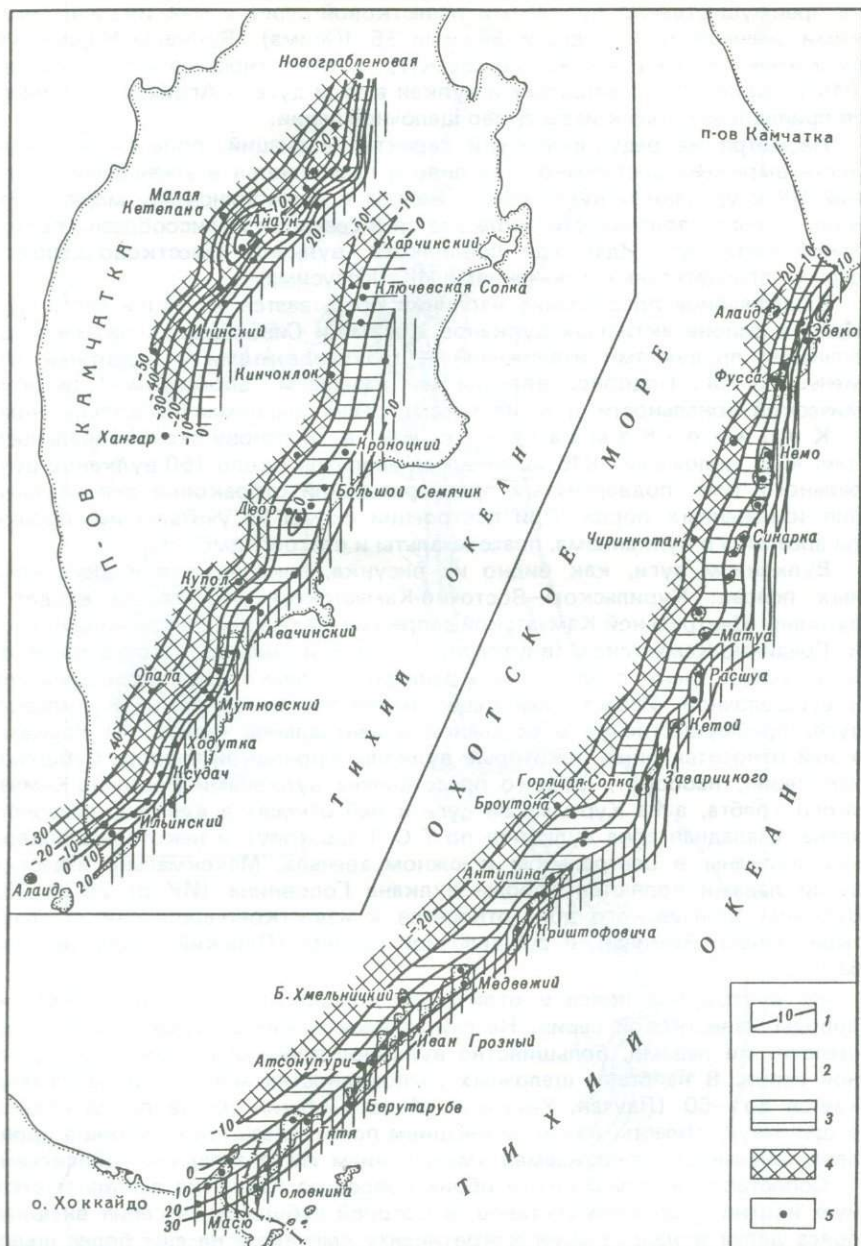


Рис. 42. Схема петрохимической зональности Курило-Камчатской дуги
 Условные обозначения те же, что на рис. 40

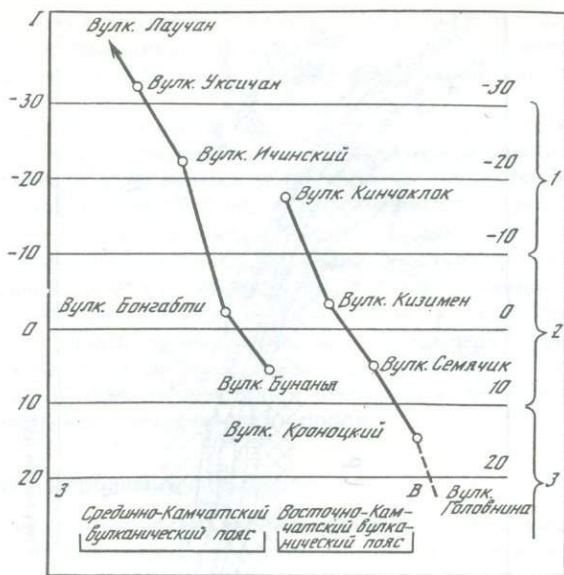


Рис. 43. Обобщенный петрохимический профиль вулканических поясов Камчатки
 1 — индекс классификации. Петрохимические серии: 1 — субщелочная; 2 — известково-щелочная; 3 — известковая

Камчатки как единой вулканической зоны с однотипным изменением состава пород.

Градиенты петрохимического поля не одинаковы для внешнего и внутреннего поясов и не постоянны по простиранию дуги. Для внутреннего пояса они отличаются большими значениями и достигают максимальных в его северной части. Для внешнего пояса они максимальны в его средней части (о-в Парамушир) и минимальны — в южной (о-в Кунашир). Изолинии индекса, фиксирующие границы петрохимических серий, в целом имеют северо-восточное простирание, но на отдельных участках поясов резко меняют свое направление. Такие ундуляции наблюдаются в районе пролива Буссоль, о-ва Парамушир, Дзендзур-Жупановской группы вулканов, вулканов Кроноцкого, Уксичан и др. Наблюдаются также случаи замыкания изолиний с образованием изолированных овалов. Каждая такая "аномалия" представляет особый интерес и требует специального истолкования.

Алеутская дуга. Схема петрохимической зональности дуги построена на основании 112 силикатных анализов пород для 16 вулканов (рис. 44). При ее анализе обращает на себя внимание положение большинства вулканов в поле субщелочной серии, что уже отмечалось ранее (Пискунов, 1978). Вулканы, сложенные породами известково-щелочной серии, появляются лишь на крайнем востоке дуги (Фрости) и на п-ове Аляска (Катмай). Породы известковой серии, широко развитые на других дугах, отсутствуют здесь полностью.

Положение изолиний вдоль осевой зоны дуги отражают наличие четкой поперечной зональности составов, которая лучше всего проявлена в районе о-вов Умнак и Амак. Вулканы, расположенные в тыловой части дуги на большем расстоянии от желоба (Богослов и Амак), характе-

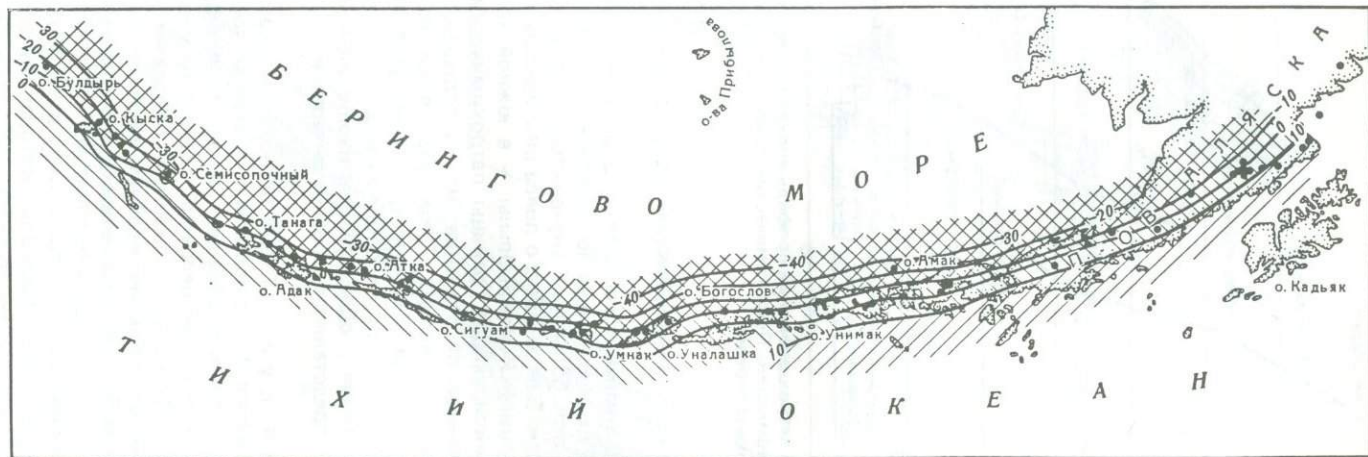


Рис. 44. Схема петрохимической зональности Алеутской дуги
1-5 — то же, что на рис. 40

ризуются значениями индекса соответственно $-31,5$ и $-22,3$. Центры же извержений, расположенные почти на 50 км ближе к желобу (Окмок и Фрости), сложены породами с менее щелочными свойствами ($-10,2$ и $3,2$).

По простиранию дуги состав варьирует незначительно, в пределах соседних серий. В восточной части, где вулканическая цепь косо пересекает ось п-ова Аляска и вулканические постройки смешаются к фронтальной части дуги, породы субщелочной серии сменяются известково-щелочной. Таким образом, схема зональности подтверждает точку зрения Х. Куно (1970) о появлении продольных вариаций в результате смещения вулканов во внешнюю зону, т.е. обусловлены той же причиной, что и поперечные вариации. Из рис. 44 видно, что изолинии индекса ориентированы в соответствии с простиранием основных морфоструктурных элементов Алеутско-Аляскинской системы, а секущее положение вулканов по отношению к ее оси и изолиниям петрохимического поля определяет вариации состава и серийной принадлежности пород.

“Аномалии” петрохимической зональности

Наблюдаемые отклонения от “нормального” типа зональности выражаются в локальном нарушении простирания изолиний, их прерывистости, появлении ареалов пород одной серии в поле другой и др. Как мы уже отмечали, каждый такой случай требует для интерпретации тщательных геологических и петрологических наблюдений. Остановимся подробнее на двух примерах.

Изолинии индекса вулканов Курильской дуги при выдержанном северо-восточном простирании в районе пролива Буссоль образуют резкий изгиб к востоку в сторону желоба. Обусловлен он постепенным увеличением в юго-западном направлении щелочных свойств и соответственно снижением ИК вулканов о-ва Симушир и аналогичным изменением свойств пород вулканов в районе о-ва Уруп в северо-восточном направлении. Комплексный анализ геолого-геофизической обстановки в районе глубоководного пролива показал наличие здесь сверхглубинного разлома, секущего структуры коры и уходящего “корнями” в мантию на 300–600 км (Сергеев и др., 1982). Влияние такого крупного поперечного разлома отражается на всех физических полях и особенностях геологического строения соседних блоков дуги (Пискунов, 1975; Сергеев, 1976). Вполне вероятно отнести изменение химических свойств вулканитов при приближении с обеих сторон к разлому за счет его влияния на процесс магмообразования и состав формирующихся в верхней мантии расплавов.

В южной части Идзу-Бонинской дуги в районе о-вов Волкано выдержанная зональность островодужных вулканитов резко прерывается появлением щелочных пород (Иосима и Синиосима), расположенных в том же линейном ряду, что и вулканы известковой серии дуги. Проведенный нами сбор и анализ батиметрических, вулканологических и сейсмических данных с неоспоримой очевидностью свидетельствуют о существовании в этом районе крупного поперечного разлома, протягивающегося в субширотном направлении от поднятия Маркус через о-ва Волкано до хр. Кюсю-Палау. Не вызывает сомнения связь с этой зоной дислокаций щелочных вулканических пород, локализованных на участке ее пересечения с разломом, питающим вулканы Идзу-Бонинской дуги.

Аналогичные случаи незакономерного проявления четвертичных и более древних щелочных пород среди островодужной ассоциации описаны С. Делонгом с соавторами (Delong et al., 1975), акцентировавшими

внимание на необходимости детального анализа геологической обстановки. Описанные выше примеры, а также ряд других на дугах юго-западной части Тихого океана (Пискунов, 1979) показывают, что построение петрохимических схем с помощью изолиний ИК облегчает выявление "аномальных" районов и в ряде случаев помогает их истолкованию.

ВАРИАЦИИ СОСТАВА ВО ВРЕМЕНИ И ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ДУГ

Проблеме эволюции дуг и изменению состава вулканического материала посвящены многочисленные публикации (Mitchell et al., 1973; Miyashiro, 1974; Маракушев и др., 1975; Маракушев, 1976; Молодые геосинклинали..., 1978; Ротман и др., 1982; Цветков, 1982). Прежде чем перейти к рассмотрению этого вопроса, отметим следующее. Во-первых, во многих из этих работ эволюция рассматривается в аспекте глобального процесса преобразования океанической коры в континентальную с включением в анализ вулканитов океанской и континентальной стадий. Выше было показано, что современные дуги являются наложенными системами по отношению к структурному плану мезозойских и нижнекайнозойских образований. Поэтому в данной работе будут рассмотрены вариации состава лишь в период становления собственно основной дуги без анализа эволюции предшествующих "доостроводужных" стадий. Во-вторых, современные выводы по эволюции во многом построены на результатах изучения четвертичных комплексов, т.е. образований одного "временного среза". На основании априорного представления о дугах как членах эволюционного ряда структур авторы располагают их в последовательность (чаще по мощности земной коры) и, обнаруживая изменение состава в этом ряду, делают выводы об эволюции и стадиях развития дуг. Методически такой прием не вполне корректен и будет заменен сравнением состава разновозрастных комплексов.

Современные представления

Наибольшее признание в вопросах эволюции дуг получили взгляды П. Якеша с соавторами (Jakes et al., 1969, 1970, 1972), отражающие результаты их исследований о-вов Папуа—Новая Гвинея и Фиджи. Взяв за основу пространственные вариации состава от кварц- до нефелиннормативных составов, они показали аналогичное изменение продуктов вулканизма и во времени. В первом варианте модели последовательность вулканитов дуг выражается в смене продуктов толеитового вулканизма и известково-щелочным и шошонитовым. По второму варианту толеитовая серия ранней стадии появлялась и в поздние этапы эволюции одновременно с другими сериями, которые отсутствовали в период заложения дуг.

Аналогичные взгляды развиваются и А. Миасиро (Miyashiro, 1974), хотя его модель основывается и на других петрохимических критериях серийной принадлежности. По его данным, эволюция дуг от океанической до окраинно-континентальной стадии сопровождается наряду с увеличением кремнекислотности магматического материала относительным увеличением роли известково-щелочной серии. Ранняя стадия, как и по схеме П. Якеша, характеризуется резким преобладанием толеитов, поздняя — известково-щелочных пород.

Этим моделям созвучны представления А.А. Маракушева (1975), соглас-

но которым эволюция вулканизма дуг сопровождается увеличением кислотности продуктов, изменением тренда дифференциации и ростом содержания щелочей (калия).

Модель П. Якеша принята за основу и в схеме А.А. Цветкова, однако в его представлениях имеются и весьма существенные отличия (Дмитриев и др., 1983). Наиболее важным, на наш взгляд, является выделение непостоянных членов эволюционного ряда — натриевых и калиевых щелочных ассоциаций, время проявления которых и место в эволюционном ряду носят случайный характер. Состав же известково-щелочной ассоциации "энсиалических" дуг во времени остается постоянным. То же постоянство характерно и для ассоциации "энсиматических" дуг, однако по схеме автора оно наступает после прохождения ими ранней (толеитовой) стадии.

Принципиально иные взгляды на эволюцию вулканизма последовательно развиваются В.К. Ротманом (1975, 1978, 1982). Признавая существование стадий развития дуг, отличающихся составом комплексов, автор склоняется к мнению об устойчивости главных петрохимических особенностей пород в ходе нормальной эволюции дуг. Этот вывод обоснован материалами по Курило-Камчатской дуге, свидетельствующими о стабильности петрохимического типа и увеличении основности вулканитов во времени.

Справедливость модели П. Якеша подвергается сомнению Р. Джонсоном и Р. Аркулусом (Arculus et al., 1977), которые на том же материале по о-вам Папуа—Новая Гвинея и Фиджи доказали независимость шошонитового вулканизма от вулканизма островных дуг и узколокальный характер распространения толеитового вулканизма ранней стадии. Отстаивая точку зрения об одновременном появлении в истории дуги продуктов вулканизма всех петрохимических серий, авторы отрицают существование общей для всех дуг закономерности эволюции.

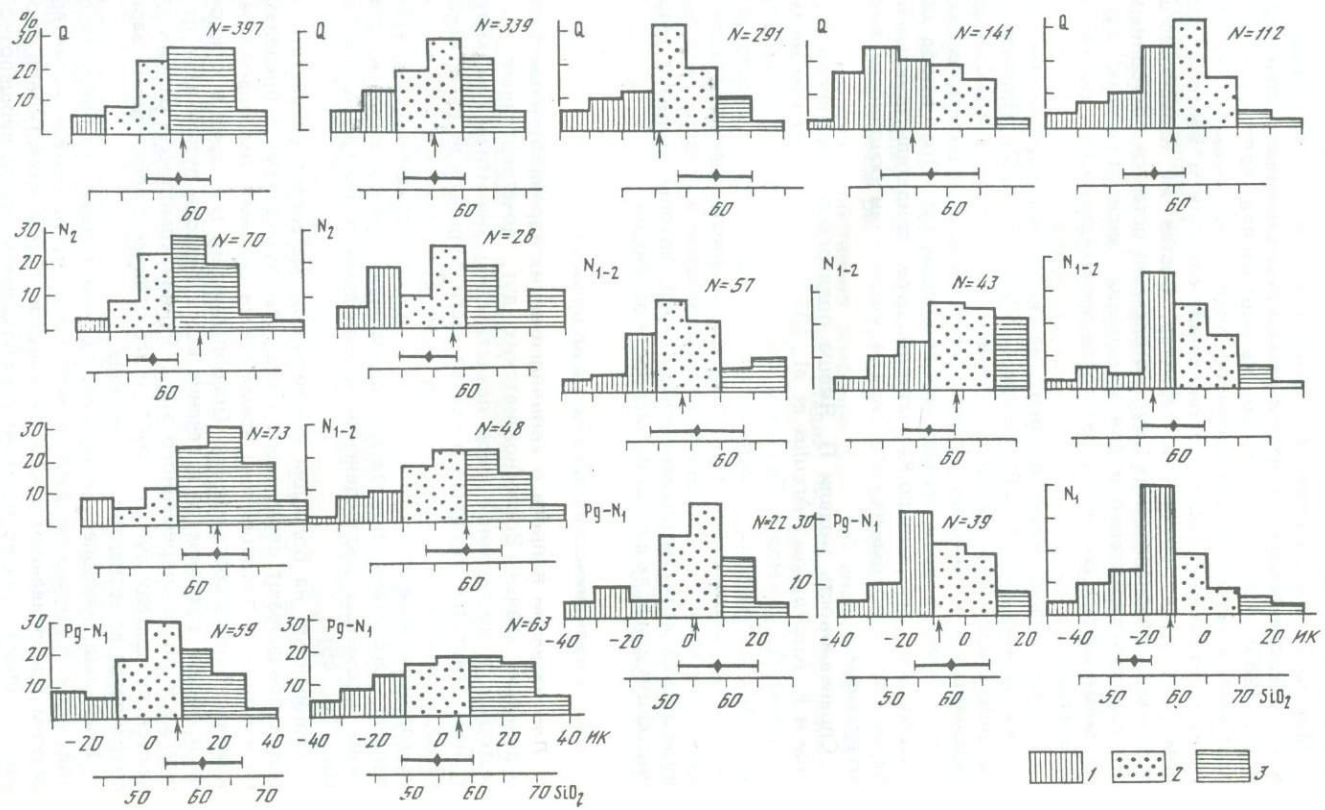
Состав вулканических продуктов во времени

Для изучения вопроса о хронологических вариациях нами были взяты отдельные звенья Восточноазиатских дуг, дочетвертичные комплексы которых в достаточной мере представлены аналитическим материалом. К ним относятся северная и южная части Курильской дуги, Южная Камчатка, Срединный хребет и Алеутская дуга (командорский сектор по неогеновым комплексам, вся дуга — по четвертичному). По всем комплексам рассчитаны показатели серийной принадлежности, статистические параметры распределения кремнезема и построены гистограммы ИК (рис. 45).

Основанные на большом фактическом материале результаты исследования показывают следующее. Продукты вулканизма в пределах каждого комплекса представлены всеми тремя сериями, имеющими различные количественные соотношения. Преобладающий тип серии в каждом регионе в общем сохраняется в течение всего периода вулканизма от заложения дуги до ее современного этапа. Ранние комплексы разных дуг отличаются по составу дуг от друга, и это отличие с небольшими вариациями сохраняется до четвертичного периода.

Крайними, наиболее несхожими такими типами являются породы южной части Курильской дуги и Алеутской дуги. Первая характеризуется резким преобладанием среди вулканитов пород известковой серии, вторая — устойчивым во времени преобладанием пород субщелочной серии. Для "зеленотуфового" комплекса Южных Курильских островов среднее

Курильская дуга		Камчатка		Алеутская дуга
Южное звено	Северное звено	Южная	Срединный хребет	



и модальное значение ИК несколько "сдвинуто" в область известково-щелочной серии, что связано с вторичными изменениями составов.

На фоне общей выдержанности количественного соотношения серий для Срединного хребта отмечается изменение пропорций за счет увеличения субщелочных пород. Резкое увеличение щелочности вулканитов Срединного хребта в начале четвертичного периода неоднократно отмечалось исследователями ранее (Ротман, 1963; Вулканы..., 1972), однако и этот факт не подтверждает схему П. Якеша, так как в составе анавайского и алнейского комплексов хребта преобладают не толеиты, а известково-щелочные и субщелочные породы. Анализ состава разновозрастных комплексов не подтверждает также и "эволюционную" модель А. Миасиро, ибо, за исключением четвертичных вулканитов Срединного хребта, вулканиты более молодых комплексов в разрезе островадужной ассоциации не обнаруживают тенденции к росту щелочности, кремнекислотности и сближения составов с вулканитами окраинно-континентальных поясов.

Среднее содержание кремнезема не выдержано и, варьируя от комплекса к комплексу и от дуги к дуге, не проявляет устойчивых тенденций к изменению (см. рис. 45). Сравнительно близки по кремнекислотности комплексы северной части Курильской дуги, состав которых подтверждает устойчивость во времени региональных различий в распространенности и объемах кислых продуктов вулканизма. С изменением среднего содержания кремнезема в каждую фазу вулканизма меняется соответственно и содержание скоррелированных с ним и других породообразующих окислов, что определяет общий характер вариаций главных и второстепенных элементов во времени.

Устойчивость петрохимического типа дуг, кроме прямого сопоставления разновозрастных комплексов, подтверждается также и косвенными методами, в частности наличием зональности состава неогеновых комплексов, сходной по типу, размаху вариаций и градиентам с показанной выше зональностью четвертичных вулканов. На данной стадии изученности не представляется возможным построить аналогичные схемы для древних комплексов. Поэтому мы ограничимся лишь несколькими примерами, подтверждающими существование пространственных вариаций.

Вулканические породы "зеленотуфового" комплекса на всех крупных островах Курильской гряды и Южной Камчатке обнаруживают стабильное изменение состава в зависимости от географического положения разрезом. Лавы охотского побережья островов в тыловой зоне дуги, как правило, отличаются большей щелочностью и меньшей известковистостью по сравнению с разновозрастными породами более восточных районов океанского побережья (см. табл. 19). Эти изменения отражаются уменьшением значения ИК в поперечном к простиранию дуги направлении. В табл. 21 приведены средние составы вулканитов базальтоидного комплекса о-ва Уруп и алнейского комплекса Южной Камчатки, разбитые на подгруппы по принципу максимального удаления в широтном направлении. Для первого из них среднее значение ИК меняется от 24,2 до 5,9, отражая замещение вулканитов известковой серии к тыловой части дуги

Рис. 45. Эволюция состава вулканических комплексов на примере некоторых дуг Восточной Азии

На гистограммах распределения пород различных петрохимических серий стрелками показано среднее значение индекса классификации (ИК). На горизонтальной оси ромбом отмечено среднее для комплексов содержание кремнезема и его стандартное отклонение. Петрохимические серии: 1 — субщелочная; 2 — известково-щелочная; 3 — известковая. N — число анализов

известково-щелочными. Для пород Камчатки ИК меняется в западном направлении от 8,9 до -15,8. Появление здесь субщелочной серии сопряжено со значительно большей удаленностью от желоба границы Мутновского блока и более полным спектром вариаций состава. Вопросы зональности вулканических пород юга Камчатки детально исследованы сотрудниками Института вулканологии АН СССР (Долгоживущий..., 1980), показавшими наличие пространственных вариаций для плиоценовых пород по многим главным и второстепенным элементам.

При описании островодужной ассоциации дуги о-ва Хонсю мы уже отмечали данные японских исследователей о совпадении типа и характера зональности неогеновых пород с четвертичным комплексом (Miyashiro, 1974; Конда, 1977; и др.). По содержанию и дифференцированности ряда РЗЭ было установлено, что положение вулканического фронта в раннем миоцене на северо-востоке Японии практически не отличается от его размещения в четвертичном периоде и лишь на 10–20 км смещено к востоку (Fujitani et al., 1982).

Проведенное Д. Кикучи (Kikuchi, 1975) исследование состава третичных гранитоидов Японии показало, что их изменение также согласуется с распределением петрографических провинций четвертичных вулканических пород. К аналогичному выводу на примере четвертичной гряды пришли и американские исследователи (Kay et al., 1982), выявившие сопряженное изменение серийной принадлежности третичных интрузивных и четвертичных вулканических пород.

Перечисленные примеры подтверждают точку зрения В.К. Ротмана о петрохимической устойчивости вулканизма островных дуг, так как, исходя из модели эволюции П. Якеша от толеитов к щелочным породам, трудно интерпретировать вариации состава пород от известковых к субщелочным в ранние этапы развития вулканизма дуг. Закономерный и устойчивый во времени характер пространственного распределения серий подтверждает также и справедливость представлений А.А. Цветкова о том, что встречающиеся иногда в составе островодужной ассоциации шошонитовые и трахидолеритовые формации не имеют постоянного места в схеме эволюции магматизма дуг.

В заключение хотелось бы обратить внимание на то, что петрохимическая устойчивость вулканизма не предполагает строгой выдержанности типа пород и количественного соотношения серий. Взаимодействие различных факторов обуславливают определенные колебания состава вулкаников, однако они не выходят за пределы соседних серий и не имеют тренда во времени.

КЛАССИФИКАЦИЯ ДУГ ПО ТИПАМ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В настоящее время существуют разнообразные классификации дуг, отражающие различия в истории предшествующего геологического развития (Белоусов, 1982), размещении относительно Азиатского континента (Сергеев, 1976), глубинах сопряженных желобов и сейсмофокальных зон (Sugimura, 1968), характере фундамента (Дмитриев и др., 1983), степени гипсометрического поднятия (Эрлих, 1973), "зрелости" развития и др. Каждая из этих схем, фиксирующих те или иные особенности в строении и положении дуг, имеет свое геотектоническое значение. Однако ни в одной из них не нашло отражение существо глубинных процессов, обуславливающих специфический характер островодужного вулканизма. Ближе всего задачам петрологической классификации отвеча-

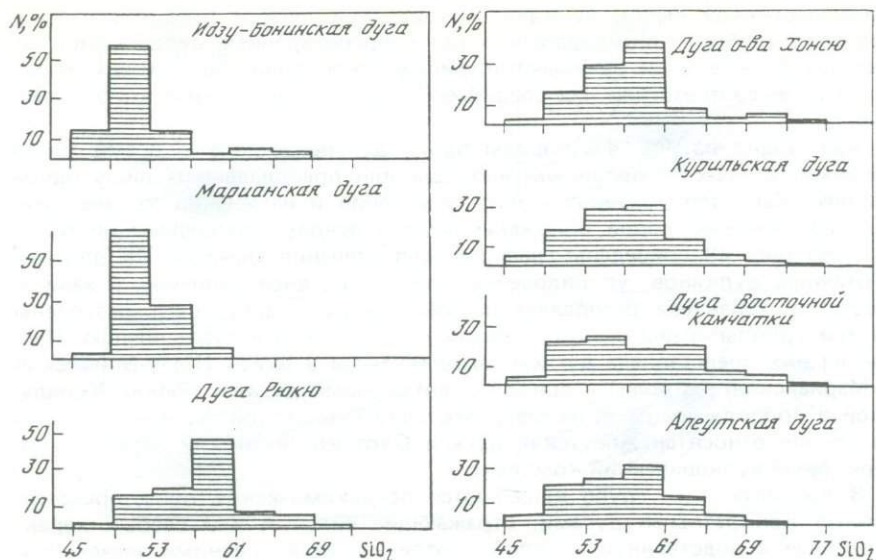


Рис. 46. Гистограммы распределения четвертичных вулканических пород островных дуг Восточной Азии по содержанию кремнезема

ет схема В.К. Ротмана (1978), в которой на основании общих черт геологического строения, состава и характера дифференциации продуктов вулканизма выделяются кермадекский, курильский и алеутский типы островных дуг.

Показанная в предыдущем разделе устойчивость типа вулканизма от ранних стадий развития до современной позволяет использовать состав хорошо изученных четвертичных комплексов для петрологической классификации дуг (Пискунов, 1981). В ее основе лежит различие составов продуктов вулканизма дуг как по содержанию кремнезема, так и по преобладающему типу петрохимических серий.

На диаграмме частоты встречаемости четвертичных эффузивов по содержанию кремнезема (рис. 46) отчетливо разделяются дуги, выдвинутые в океан (Идзу-Бонинская и Марианская) и прилегающие к континенту. Первые характеризуются небольшой шириной диапазона значений SiO_2 (47–57%) и максимумом в области 53%, вторые – значительными вариациями кремнеземистости пород (47–75%) с максимумами в пределах 57–61%, отчетливой правосторонней асимметрией и отрицательным эксцессом.

Содержание кремнезема, хотя и является важной характеристикой, далеко не отражает реального разнообразия состава эффузивов, которые при равном его значении могут относиться к разным сериям, существенно отличаться минералогическим и химическим составом. Это иллюстрируется рис. 47, на котором приведены диаграммы серийальной принадлежности "щелочи-нормативный кварц" четвертичных комплексов Восточноазиатских островных дуг. Положение составов показано линиями одинаковой плотности проектируемых точек в стандартном квадрате (изоденсами). Графики дуг расположены в порядке уменьшения роли известковой серии и увеличения субщелочной. Комплекс пород Идзу-Бонинской дуги представляет крайний тип с абсолютным преобладани-

ем известковой серии, вулканиты Алеутской дуги и Срединного Камчатского хребта — антиподальный тип с преобладанием субщелочной серии. Остальные дуги занимают промежуточное положение между этими типами в соответствии со спецификой состава вулканического комплекса.

Как видно из рис. 47, породы одних дуг представлены всеми тремя сериями, других — неполным набором или преобладанием лишь одной из них. Характер доминирующего типа серии и изменения количественных соотношений серий положены нами в основу классификации типов дуг. На рис. 48 приведены графики распределения значений ИК для четвертичных вулканов, упорядоченные по его средней величине. В зависимости от характера распределений ИК все дуги могут быть разделены на три группы: известковую, известково-щелочную и субщелочную. Первая из них представлена дугами, выдвинутыми в океан (Идзу-Бонинская и Марианская), вторая — приконтинентальными дугами (Рюкю, Курильской и продолжающей ее на север Восточно-Камчатской, Хонсо). К третьей группе относятся Алеутская дуга и Охотско-Чукотский окраинно-материковый вулканический комплекс.

В пределах этих групп выделяются петрохимические типы, представляемые конкретными дугами, отражающие сильный или слабый характер связи с родственной группой и отличающиеся средними значениями ИК (на диаграмме показаны черными треугольниками).

Комплекс вулканитов каждой дуги характеризуется одномодальным распределением с отчетливо выраженным максимумом частот. С увеличением щелочности вулканических комплексов наблюдается рост диапазона вариаций ИК, особенно резко проявляющийся при переходе от известкового к известково-щелочному типу и от островных дуг к окраинно-континентальному поясу (по базальтоидам и андезитовым формациям).

Доля пород известковой серии среди продуктов вулканизма дуг известково-щелочной и субщелочной групп последовательно уменьшается вплоть до полного их исчезновения. Эта особенность имеет важное значение при анализе эволюции вулканизма дуг. Тот факт, что на дугах известково-щелочного и слабощелочного типов известковая серия отсутствует или развита крайне незначительно, не согласуется с распространенным представлением о современных дугах как членах одного эволюционного ряда, наследующих в развитии друг друга (Miyashiro, 1974). Этот вывод подтверждается и данными Б.Г. Лутца, который в отношении типов дуг пришел к выводу о том, что они "не являются членами какого-то эволюционного ряда и здесь неправильно говорить о юных, молодых и зрелых дугах. И те и другие существуют сами по себе" (1980, с. 62).

Химическое и минералогическое отличие продуктов вулканизма островных дуг и окраинно-континентальных поясов, а также незначительная роль среди формаций последних пород известковой серии указывают на принадлежность их к разным по тектонической природе образованиям. В этом смысле окраинные пояса не являются аналогами островных дуг и не завершают эволюционный ряд структур переходной зоны, а представляют собой своеобразные континентальные тектоно-магматические структуры. Положение комплекса пород Срединного Камчатского хребта, равно как и Охотско-Чукотского пояса, в крайней субщелочной части классификационного ряда, а также одинаковый характер их графиков распределения ИК являются доказательством близости Срединно-Камчатской вулканической зоны к типу окраинно-континентальных поясов. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в следующей главе.

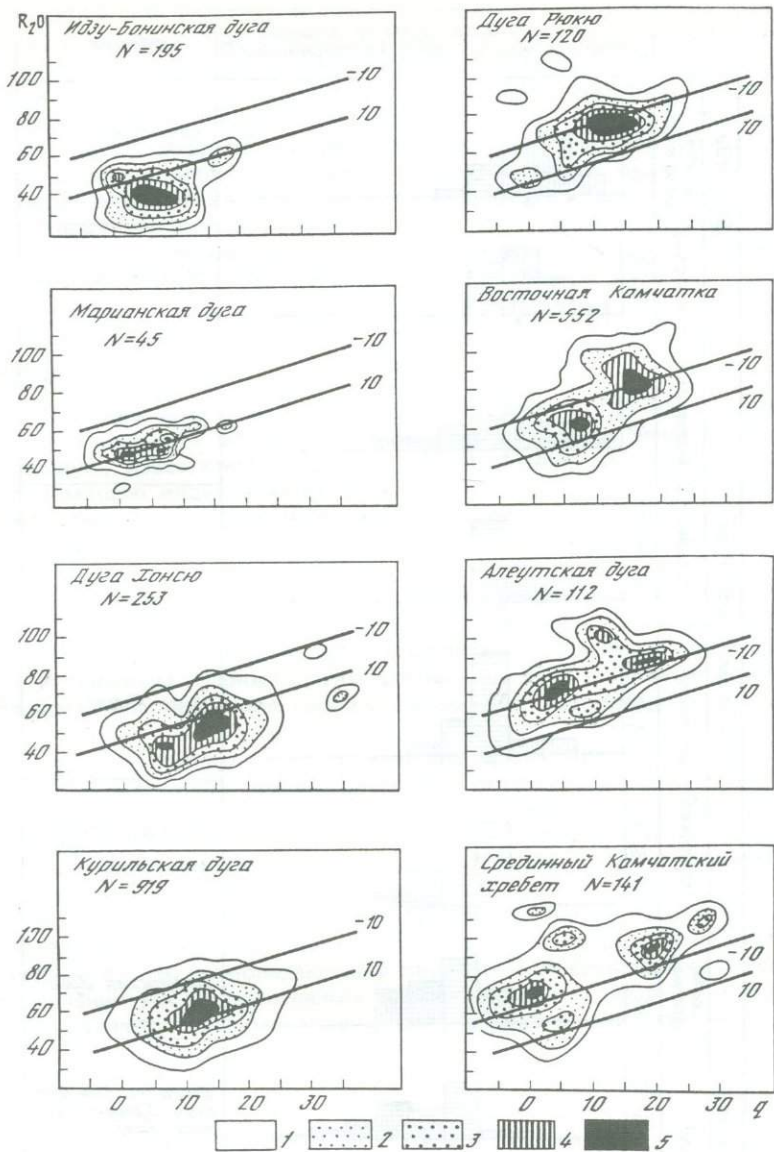


Рис. 47. Составы четвертичных комплексов островодужной ассоциации на диаграмме серийной принадлежности

Плотность проекций в стандартном квадрате: 1 — до 0,5%; 2 — от 0,5 до 1%; 3 — от 1 до 1,5%; 4 — от 1,5 до 2%; 5 — свыше 2%

Показатель серийной принадлежности пород не отражает более мелких вариаций состава вулканитов, связанных с изменением концентраций отдельных породообразующих окислов. Поэтому построенная на основе значений индекса классификация — лишь первый шаг в разделении комплексов дуг. Анализ табл. 17 показывает, что однотипные породы разных

Группа	Тип	Распределение пород по петрохимическим сериям (индексу классификации I)	Название
Известковая	Сильно известковый		Идзу-Бонинская дуга
	Известковый		Марианская дуга
Известково-щелочная	Щелочно-известковый		Дуга о-ва Хонсю
	Щелочная		Курильская дуга
	Известково-щелочной		Дуга Рюкю
Субщелочная	Известково-щелочной		Дуга Восточной Камчатки
	Слабо щелочной		Алеутская дуга
	Щелочной		Срединно-Камчатский вулканический пояс
	Субщелочной		Озотско-Чукотский вулканический пояс



дуг с одинаковой сериальной принадлежностью отличаются содержанием отдельных окислов. Так, известковые базальтоиды Идзу-Бонинской дуги характеризуются низким содержанием глинозема и окиси натрия, максимальной окисленностью железа, высоким содержанием титана и закисного железа. Известково-щелочные лавы Алеутской дуги отличаются повышенными содержаниями магния при предельно высокой окисленности железа. Базальты известково-щелочной серии Хонсю имеют самое низкое содержание магния и натрия. Эти вариации состава не имеют устойчивого характера и выдерживаются не во всех типах пород. Дальнейшее разделение комплексов дуг с учетом специфики содержаний основных и второстепенных элементов представляет задачу будущих исследований.

ВЫВОДЫ

1. Наблюдающееся разнообразие состава пород островодужной вулканической ассоциации может быть выражено на основе разделения их на известковую, известково-щелочную и субщелочную петрохимические серии с помощью индекса классификации. Породы каждой серии обнаруживают отчетливые различия по минералогическому и химическому составу, а также по содержанию некоторых литофильных и легких РЗ элементов.

2. Анализ распределения серий на основе построения схем петрохимической зональности выявляет общую закономерность вариаций состава — приуроченность известковой серии к фронтальным частям дуг, субщелочной — к тыловым. Наряду с этим для каждой дуги устанавливаются свои особенности распределения серий и "аномалии" петрохимической зональности.

3. Сравнение состава пород от наиболее древних до современных обнаруживает устойчивость петрохимического типа вулканизма, которая проявляется в выдержанности во времени количественного соотношения и доминирующего типа серий. Это подтверждается и однотипным с четвертичными породами характером пространственного распределения серий в составе древних комплексов.

4. Устойчивость типа вулканизма и наблюдаемые отличия четвертичных вулканических пород позволяют предложить петрохимическую классификацию дуг по преобладающему типу серий. Исследование гистограмм распределения ИК вулканических пород приводит к выводу о том, что дуги не являются членами эволюционного ряда и не наследуют в развитии стадии друг друга.

←
Рис. 48. Петрохимические типы Восточноазиатских островных дуг

Петрохимические серии: 1 — известковая, 2 — известково-щелочная, 3 — субщелочная; 4 — среднее значение /

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ АССОЦИИИ, КРИТЕРИИ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ

В решении такой фундаментальной проблемы геологии, как становление континентальной коры, существенную роль играет изучение вулканических ассоциаций. Сопряженностью их составов с тектоническим положением является важным инструментом при анализе геосинклиналию процесса как определенной последовательности тектоно-магматических стадий развития земной коры. В этом плане первоочередную роль играет изучение соотношения составов вулканических пород на уровне как крупных тектонических единиц — океанов и складчатых областей, так и более дробных подразделений — островных дуг и геосинклиналей, островных дуг и окраинно-континентальных вулканических поясов.

ОСТРОВОДУЖНАЯ И ОКЕАНИЧЕСКАЯ АССОЦИИИ. АНДЕЗИТОВАЯ ЛИНИЯ КАК ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ГРАНИЦА

В результате интенсивного изучения Мирового океана, предпринятого в последние десятилетия, установлено, что развитие в его пределах сообщество вулканических пород может быть разделено на три крупные формации (Канн, 1973; Фролова и др., 1979; Шараськин и др., 1979; Лутц, 1980; Пискунов и др., 1982а, б) :

1. Толейтов дна и срединно-океанических хребтов.
2. Толейтов асейсмических хребтов и оснований вулканических островов.
3. Щелочных оливиновых базальтов подводных гор, вершин вулканических хребтов и островов.

Толейты срединно-океанических хребтов и плато — наиболее распространенные и наименее дифференцированные среди продуктов океанического вулканизма. В хребтовых зонах с ними часто ассоциируют гипербазиты с небольшим количеством габбро, амфиболитов и измененных долеритов. Почти повсеместно базальты представлены шаровыми или подушечными лавами афирового, иногда редкопорфирового типа с преобладающими вкрапленниками плагиоклаза и оливина. Химический состав абиссальных и хребтовых толейтов довольно выдержанный, с небольшими вариациями породообразующих окислов. Характерной особенностью их состава является резкая обедненность калием и группой связанных с ним некогерентных элементов — рубидием, цезием, барием, стронцием, ураном, торием и редкими землями. Из кремнистых дифференциатов, связанных с этой ассоциацией, известны высокожелезистые андезиты, драгированные в Восточно-Тихоокеанском хребте (Hart, 1971).

Толейты асейсмических хребтов, вулканических островов и подводных поднятий обнаруживают большое химическое родство с ассоциацией пород срединных хребтов и плато. Классические представители этой ассоциации — хорошо изученные толейты Гавайских островов (Macdonald et al., 1964; Йодер и др., 1965; Dalrumple et al., 1974). Среди них преобладают оливиновые и безоливиновые разновидности базальтов. Дифференциация хорошо проявлена в образовании ряда пород убывающей меланократовости от пикритов до кварцевых толейтов. С этой ассоциацией известны и более кислые дифференциаты — исландиты, риодациты и комендитовые обсидианы (Гавайские острова, о-в Пасхи). Химический состав островных базальтов в отличие от абиссальных характеризуется несколь-

ко увеличенным содержанием большинства литофильных элементов — K, Rb, Sr, Ba, Ti, Zr, редких земель, однако такие показатели, как K/Na, Ba/Sr и др., остаются достаточно низкими, что вообще свойственно толеитам.

Ассоциация щелочных оливиновых базальтов — наименее распространенная в общем балансе продуктов океанического вулканизма, хотя первоначально считалось, что лавы этого состава слагают повсеместно дно океана. Встречаются щелочные базальты как в ассоциации с островными толеитами, где они надстраивают вершинные части огромных щитовых вулканов (Гавайские острова), так и самостоятельно на флангах срединных хребтов и островах вдоль трансформных разломов. Среди минералов-вкрапленников в базальтах преобладает плагиоклаз и оливин, реже встречаются моноклинный пироксен и амфибол. Для данной ассоциации весьма характерно наличие непрерывной серии дифференциатов от анкармитов через гавайты, муджиериты до трахитов, натриевых липаритов, комендитов и лейцитовых фонолитов. Все породы имеют отчетливую натриевую специализацию, однако в подчиненном количестве встречается калий-натриевая и калиевая серии (Маркизские острова, о-в Таити, поднятие Маркус-Неккер). В геохимическом аспекте формация щелочных базальтоидов продолжает тенденцию увеличения содержания некогерентных литофильных элементов — калия, рубидия, цезия, стронция, бария, урана, тория и PЗ.

Различие минералогического и химического состава пород этих трех формаций и степени их дифференцированности не затушевывает общих геохимических особенностей вулканитов океана (Лутц, 1980), что наряду с тектоническим положением позволяет рассматривать их как единую толеит-щелочно-базальтовую ассоциацию талассократона в противоположность известково-щелочной ассоциации островных дуг и континентальных окраин.

Проблема разделения составов вулканических пород Тихого океана и окружающих его складчатых областей привлекла внимание петрологов с начала XX в. Впервые химическое различие пород отметил П. Маршалл, согласно схеме которого океан представляет собой область базальтового вулканизма, а складчатые области — андезитового. Столь упрощенный взгляд на различие составов привел исследователей к противоречивым выводам. В частности, после обнаружения кислых эффузивов на о-ве Пасхи граница океана и складчатых областей была почти на 3000 км отодвинута в океан от Южно-Американского континента (Тихий океан, 1970).

Разнообразие вулканических продуктов океанов и складчатых зон по составу, формационной и сериальной принадлежности определяет возможность нахождения в "контактирующей" зоне любых по содержанию кремнезема эффузивов. Исходя из этого, "андезитовую линию" следует понимать не как границу между областями распространения базальтов и андезитов, а как линию между структурами со специфическими свойствами вулканических пород и соответственно определять ее не по содержанию SiO_2 , а по комплексу химических признаков, обеспечивающих максимальное различие ассоциаций независимо от кислотности составляющих их пород.

В качестве критериев для дискриминации составов использовались, кроме кремнезема, также содержания калия, титана, алюминия в "чистом" виде и в различных сочетаниях (Купо, 1960, 1964, 1966; Шейнманн и др., 1972; Кутюлин, 1972; Добрецов, 1975; Белоусов, 1976). Большинство из этих критериев не имеет универсального значения, так как они предназначены для разделения составов определенного типа. Так, с по-

$$k = [K_2O / (K_2O + Na_2O)] \cdot 100$$

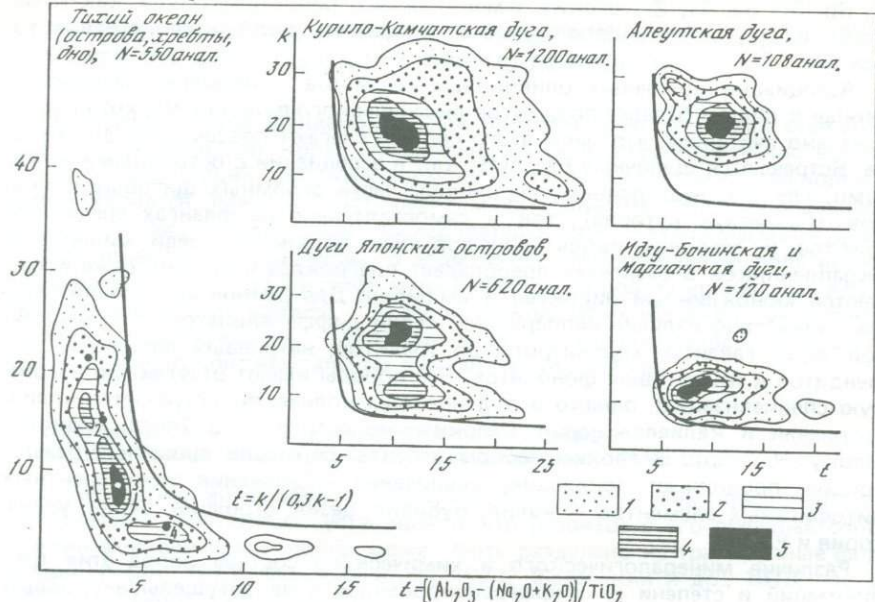


Рис. 49. Петрохимическая диаграмма сравнения составов вулканических пород Тихого океана и островных дуг Восточной Азии

Число проектируемых точек: 1 — 1–2,5%; 2 — 2,5–5%; 3 — 5–7,5%; 4 — 7,5–10%; 5 — более 10%. 1 — щелочной оливиновый базальт; 2 — базальт океана в целом; 3 — толеит островов; 4 — толеит ложа океана

мощью окиси калия отчетливо разделяются абиссальные толеиты и базальты островных дуг, однако этот критерий не эффективен при сравнении последних с толеитами океанических островов. Классификационное значение двуокиси титана в качестве дискриминантной функции значительно ослаблено в связи с обнаружением в океане низкотитанистых базальтов (скважина 37 глубоководного бурения) и высокотитанистых базальтов в окраинных вулканических поясах (Белый, 1978). Повышенное содержание глинозема, отличающее, как считалось ранее, породы островных и вулканических дуг, характерно также для некоторых толеитов срединно-океанических хребтов и дна океана (Добрецов, 1975).

В последние годы особое значение приобрели геохимические способы разделения пород, основанные на сравнении концентраций малых и рассеянных элементов. Особенно четко различие составов наблюдается при сравнении островодужных вулкаников с толеитами срединных хребтов, что показано нами в предыдущей главе (см. рис. 38). Подробный анализ геохимии океанического и континентального вулканизма приведен в специальной монографии Б.Г. Лутца (1980). Нет сомнения в том, что за геохимическими методами большое будущее, благодаря чему в настоящее время в мире идет интенсивное накопление геохимической информации и обобщение данных. Трудно, однако, согласиться с мнением автора упомянутой работы о том, что петрохимический метод, основанный на данных силикатного анализа, в значительной мере себя исчерпал и что петрохимические различия пород океана и континента несущественны.

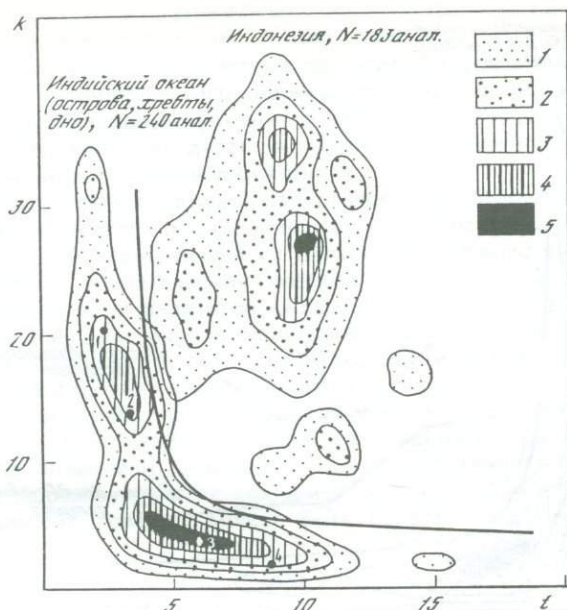


Рис. 50. Петрохимическая диаграмма сравнения составов вулканических пород Индийского океана и островных дуг Индонезии
Обозначения те же, что на рис. 49

С учетом дискриминационной способности каждого отдельно взятого окисла для классификации определенного типа пород океанов и складчатых зон нами была предпринята попытка подбора такого их соотношения, которое бы обеспечивало разделение ассоциаций в целом. Этой цели удовлетворяют характеристики k и t , где

$$k = K_2O \times 100 / (K_2O + Na_2O),$$

$$t = (Al_2O_3 - K_2O - Na_2O) / TiO_2$$

(все окислы в молекулярных количествах). Первая из них отражает роль калия в составе щелочей и обеспечивает разделение толеитов океана от близких к ним по составу известковых базальтов островных дуг. Вторая характеристика определяет отношение молекулярных количеств нормативного анортита и ильменита и разграничивает высокоглиноземистые низкотитанистые породы обрамления океана от умеренно-глиноземистых океанических эффузивов.

На эти параметры было пересчитано более 4000 силикатных анализов пород Мирового океана и островных дуг (Пискунов, 1977, 1979; Пискунов и др., 1983). Результаты нанесены на дискриминантные диаграммы в виде изолиний одинаковой плотности проектируемых точек. На рис. 49 показана проекция пород Тихого океана и Восточноазиатских дуг, на рис. 50 — соответственно Индийского океана и дуг Индонезии, на рис. 51 — то же для Атлантического океана и дуг Антильских и Сандвичевых островов. Состав вулканических островных дуг юго-западной части Тихого океана (Ново-Гвинейский—Меланезийский—Ново-Зеландский секторы) приведен на рис. 52 в виде овалов, включающих 95% проектируемых составов.

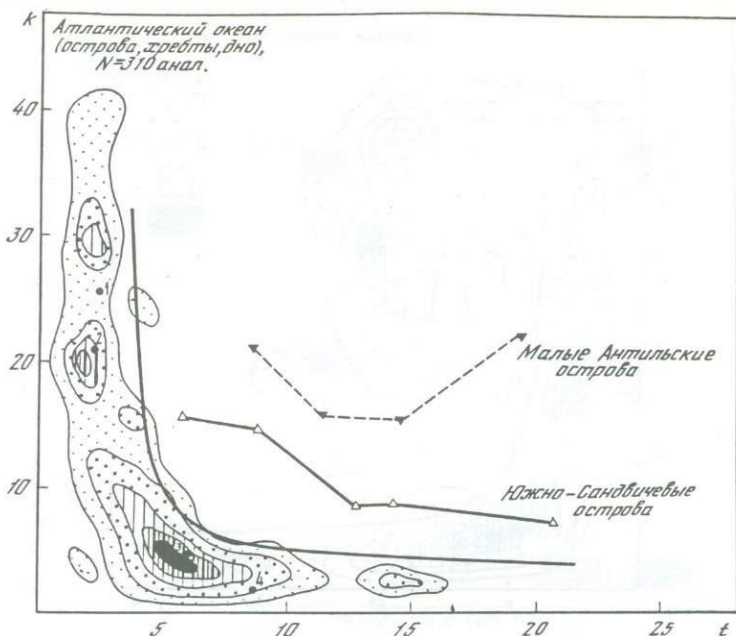


Рис. 51. Петрохимическая диаграмма сравнения составов вулканических пород Атлантического океана и дуг Анtilьских и Южно-Сандвичевых островов
Обозначения те же, что на рис. 49

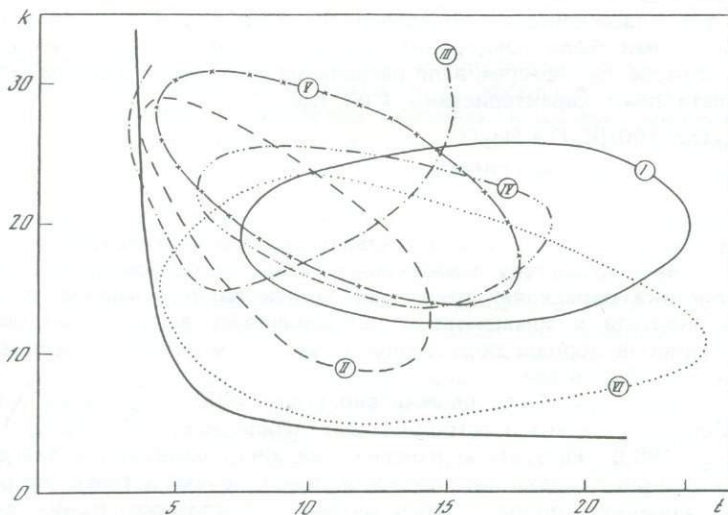


Рис. 52. Петрохимическая диаграмма сравнения составов океанических вулканических пород и продуктов вулканизма дуг юго-западной части Тихого океана

Область состава океанических пород левее и ниже дискриминантной линии (см. рис. 49, 50, 51), островодужных — в пределах полей I — IV: I — дуга Бисмарка, II — Новая Британия, III — восточная часть Папуа—Новая Гвинея, IV — Соломоновы острова, V — Новые Гебриды, VI — Тонга и Кермадек

На всех приведенных диаграммах видно, что проекции вулканитов толеит-щелочно-базальтовой ассоциации океана и известково-щелочной островных дуг образуют дискретные совокупности, разделенные областью минимального статистического перекрытия. В "островодужное" поле проектируются и составы вулканитов собственно геосинклинальной стадии (Курило-Камчатская дуга) и орогенной (Восточно-Катазиатский, Северо-Американский и Андийский пояса).

Верхняя часть линии раздела на графике обеспечивает разграничение любых по кислотности пород с повышенной относительной ролью калия в составе щелочей. Центральная ее область разделяет толеиты океанических островов и асейсмических хребтов Гавайского типа от умеренно-щелочных базальтов и андезитов складчатых зон. Нижняя ветвь кривой служит границей между низкокальциевыми породами окраинных поясов и одиночных островных дуг, с одной стороны, и высокоглиноземистыми толеитами ложа и средних хребтов океанов — с другой.

Эмпирическая линия, проведенная по зоне минимального перекрытия составов на графике, является границей предельных вариаций вулканических пород океанов и складчатых зон и представляет собой андезитовую линию, выраженную в петрохимическом поле. Аналитическая форма ее в координатах графика может быть представлена уравнением параболы

$$t = k/(0,3k - 1)$$

при значениях k , больших 3,4. Отсюда дискриминантное уравнение для разграничения ассоциаций имеет вид $D = 0,3kt - k - t$. Его положительное значение свидетельствует о принадлежности анализируемого состава к ассоциации островных дуг (складчатых зон), отрицательное — к толеит-щелочно-базальтовым ассоциациям океанов.

По значениям параметров дискриминантного уравнения для вулканических пород океанов может быть проведено более дробное подразделение в зависимости от их тектонического положения:

- 1) толеиты дна и срединных хребтов
 k меньше 7, t больше 5;
- 2) толеиты оснований островов и асейсмических хребтов
 k от 7 до 12, t от 5 до 3;
- 3) щелочные оливиновые базальты подводных гор и островов
 k больше 12, t меньше 3.

Установленное различие ассоциаций с помощью петрохимических критериев имеет важное значение в тектонике и петрологии. В тектоническом отношении андезитовая линия отвечает границе крупнейших структурных комплексов — океанов и переходных к континентам зон, включающих вулканические пояса и эвгеосинклинали и островные дуги. Граница этих комплексов, характеризующихся определенным типом строения коры и тектоно-магматическим режимом, проходит по глубоководным желобам или основаниям континентальных склонов и фиксируется современным положением андезитовой линии. В ретроспективном анализе она играет роль важного репера, указывающего на изменение палеотектонических и палеовулканологических условий. Примерами регионов, где по различным данным выделяется океаническая стадия в истории развития, являются Камчатский Мыс (Хотин, 1976), о-в Хоккайдо (Grapes, 1976), о-в Сахалин (Гаврилов и др., 1982), о-в Яп (Shiraki, 1971), о-в Малаита (Hughes et al., 1977), Калифорния (Хотин, 1976), тихоокеанское побережье Центральной и Южной Америки (Ломизе, 1979). Пересчеты состава

вов вулканических пород этих регионов по дискриминантному уравнению андезитовой линии подтверждают справедливость выделения океанической стадии. Таким образом, установленное различие составов может являться дополнительным инструментом при анализе истории развития геологических структур.

В петрологическом плане наиболее важное значение, на наш взгляд, имеет то обстоятельство, что андезитовая линия пространственно совпадает с границей изменения типов земной коры — океанического и континентального (в том числе и переходного). Различие составов вулканических пород по обе стороны от этой границы с неоспоримой очевидностью указывает на изменение условий формирования расплавов и состава магмогенерирующих субстратов. Действительно, несмотря на многолетние интенсивные исследования геологии дна океанов, до сих пор не известен ни один достоверный случай нахождения известково-щелочных (островодужных) пород в его пределах в коренном залегании. Нередко упоминающиеся в литературе океанические "андезиты" при ближайшем рассмотрении оказываются промежуточными членами толеитовой или щелочно-базальтовой океанической формации — исландитами, гофитами, тристанитами, гавайитами, муджиеритами, бенморейтами и пр. (Steward et al., 1975). Предпринятое нами совместно с В.И. Федорченко изучение кислых вулканических пород океана (Пискунов и др., 1983) показало принадлежность их к дифференциатам соответствующих базальтовых серий. Составы вулканитов островов с повышенным содержанием кремнекислоты проектируются в "океаническое" поле дискриминантной диаграммы. Это позволяет не согласиться с гипотезой о наличии погруженного в океан "сиаля", который привлекается для объяснения генезиса высококремнистых известково-щелочных магматических продуктов. Глобальная пространственно-структурная разобщенность вулканических образований ложа океана и континентальных областей (в том числе и островных дуг), особенности их минералогического и химического состава свидетельствуют о различной петрологической природе родоначальных расплавов этих ассоциаций и о влиянии сиалической коры в формировании последних. Подробнее этот вопрос будет обсужден ниже.

СОТНОШЕНИЕ СОСТАВОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ И ОСТРОВОДУЖНОЙ СТАДИЙ

Как уже отмечалось ранее, фундаментом островных дуг являются гетерогенные по природе, составу, возрасту и происхождению геологические образования. На большей части территории Дальневосточного региона основание дуг представлено позднемезозойскими—раннекайнозойскими геосинклинальными вулканическими комплексами, сформировавшимися в начальные стадии развития альпийских геосинклиналей. По представлениям В.К. Ротмана (1978), вулканиты этих стадий тектоно-магматического цикла развития образуют огромный по ширине и протяженности вулканический пояс, заложившийся в период прогибания переходной зоны ("периокеанический базальтовый пояс"). По месту и времени проявления геосинклинальный вулканизм предшествует островодужному и лишь незначительно уступает ему по распространенности продуктов извержений. Поэтому исследование соотношения состава пород этих двух стадий развития континентальной коры представляет интерес с разных точек зрения, в том числе и в отношении выработки критериев принадлежности к геосинклинальной и островодужной ассоциации.

Таблица 32

Средние содержания (в числителе) и стандартные отклонения (в знаменателе) породобразующих окислов в вулканических комплексах Малой Курильской гряды (в мас.%)

Окислы	Комплекс			Окислы	Комплекс		
	матакотанский	шикотанский	Томари-Ноторо		матакотанский	шикотанский	Томари-Ноторо
SiO ₂	$\frac{50,94}{2,24}$	$\frac{53,31}{2,60}$	$\frac{53,77}{1,13}$	MgO	$\frac{5,57}{1,90}$	$\frac{5,91}{1,68}$	$\frac{5,80}{1,96}$
TiO ₂	$\frac{0,49}{0,27}$	$\frac{0,54}{0,18}$	$\frac{0,74}{0,27}$	CaO	$\frac{9,32}{1,49}$	$\frac{8,37}{1,50}$	$\frac{8,32}{0,74}$
Al ₂ O ₃	$\frac{18,11}{1,36}$	$\frac{17,53}{1,29}$	$\frac{17,60}{1,73}$	Na ₂ O	$\frac{3,54}{0,66}$	$\frac{3,55}{0,66}$	$\frac{3,60}{0,42}$
Fe ₂ O ₃	$\frac{5,97}{1,85}$	$\frac{5,27}{1,23}$	$\frac{4,93}{0,96}$	K ₂ O	$\frac{1,14}{0,44}$	$\frac{1,35}{0,75}$	$\frac{1,83}{0,29}$
FeO + MnO	$\frac{4,92}{1,22}$	$\frac{4,18}{1,10}$	$\frac{4,16}{0,82}$				

Примечание. Средние рассчитаны по данным Гаврилова и др. (1973), Сергеева (1976), Родионовой и др. (1978), Фроловой и др. (1978), Говорова и др. (1980) с использованием неопубликованных анализов М.И. Стрельцова и автора.

На Курильской дуге геосинклинальные вулканы распространены на о-ве Шикотан и других островах Малой гряды. По мнению большинства исследователей, они разделяются на три комплекса: матакотанский, шикотанский и Томари-Ноторо. Их краткое описание приведено в главе II. Средние химические составы вулканических пород и стандартные отклонения содержаний окислов даны в табл. 32. В задачу нашего исследования входило:

1. Определение сходства и различия комплексов Малой Курильской гряды с целью установления общности химического состава вулканических пород разновозрастных фаз геосинклинального вулканизма.

2. Выяснение соотношения составов каждого из комплексов Малой Курильской гряды с породами всех типов петрохимических серий островодужной ассоциации Большой Курильской гряды.

Для решения этих вопросов использовались методы построения доверительных эллипсов для петрохимических параметров, сравнения многомерных средних величин, сравнения рядов по критерию В.Н. Бондаренко и установления различий с помощью обобщенного расстояния. Эти способы достаточно известны и подробно изложены во многих работах (Годлевский, 1970; Бондаренко, 1970; Девис, 1977), поэтому их описание здесь не приводится.

На рис. 53 показана часть диаграммы А.Н. Заварицкого для составов пород всех трех комплексов Малой гряды в виде доверительных эллипсов параметров a и b . Эллипсы включают площади на диаграмме, в которые попадают проектируемые точки, соответствующие избранному доверительному уровню 95%. Рисунок иллюстрирует перекрытие эллипсов и близкое положение их центров, что с высокой вероятностью свидетельствует о близости состава пород и принадлежности их к одной совокупности по параметрам aa и b . Но, так как полная химическая характеристика породы состоит из большего числа компонентов, достоверное

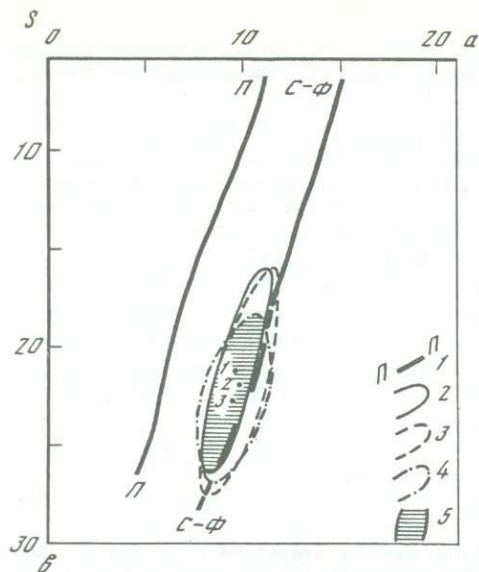


Рис. 53. Диаграмма А.Н. Заварицкого (правая часть) составов вулканических пород Малой Курильской гряды

1 — вариационные кривые (типа Пеле и Сан-Франциско); 2—4 — 95%-ные доверительные эллипсы для средних значений составов комплексов: 2 — Томари—Ноторо, 3 — шикотанского, 4 — матакотанского; 5 — область перекрытия всех трех эллипсов

закключение требует применения более тонких методов, которые бы учитывали не только содержания отдельных окислов, но и силу их связи друг с другом.

Для определения равенства векторов многомерных средних химический состав пород был представлен как 5-мерная величина путем объединения

кремния с титаном, обеих форм железа с марганцем, магния с кальцием и натрия с калием. Результаты определения критерия при попарном сравнении комплексов даны в табл. 33, в ней же приведено допустимое значение χ^2 при уровне значимости 0,05 и при 5 степенях свободы. Нулевая гипотеза (допущение об отсутствии различий) принималась, когда значение V не превышало предельно допустимое значение χ^2 .

Таким образом, многомерное сравнение показывает, что вектор средних составов матакотанского комплекса значимо отличается от векторов комплексов шикотанского и Томари—Ноторо. Вывод о сходстве составов этих двух последних сравниваемых выборок менее надежен и может измениться при увеличении мощности критерия и использования для сравнения всех компонентов химического анализа.

Другой способ сравнения многомерных совокупностей, дающий одновременно и ответ на вопрос, за счет каких компонентов обеспечивается отличие, предложен В.Н. Бондаренко (1970). Результаты расчетов представлены в графическом виде на рис. 54. Применение этого метода показывает существенное отличие составов пород матакотанского комплекса с двумя другими (суммарный критерий больше допустимого при уровне 0,01). В отношении шикотанского и Томари—Ноторо комплексов нулевая гипотеза не может отвергаться и различие считается недоказанным. Разница в содержаниях отдельных окислов показана на рисунке в виде векторов значений критерия В. Бондаренко, направленных от нулевой линии в сторону комплекса с большими содержаниями данного компонента. Здесь же нанесены уровни достоверности различия 0,05 и 0,01. Верхняя пара на графике (шикотанский и Томари—Ноторо комплексы) ни по одному из окислов не различается с достоверностью 0,05. По отношению к ним матакотанский комплекс характеризуется повышенными содержаниями глинозема и пониженными — магния, натрия и калия.

Таким образом, сравнение пород геосинклиналиных комплексов, проведенное разными методами, показывает, что они с большей вероятностью могут быть отнесены к двум вулканическим фазам, отличающимся соста-

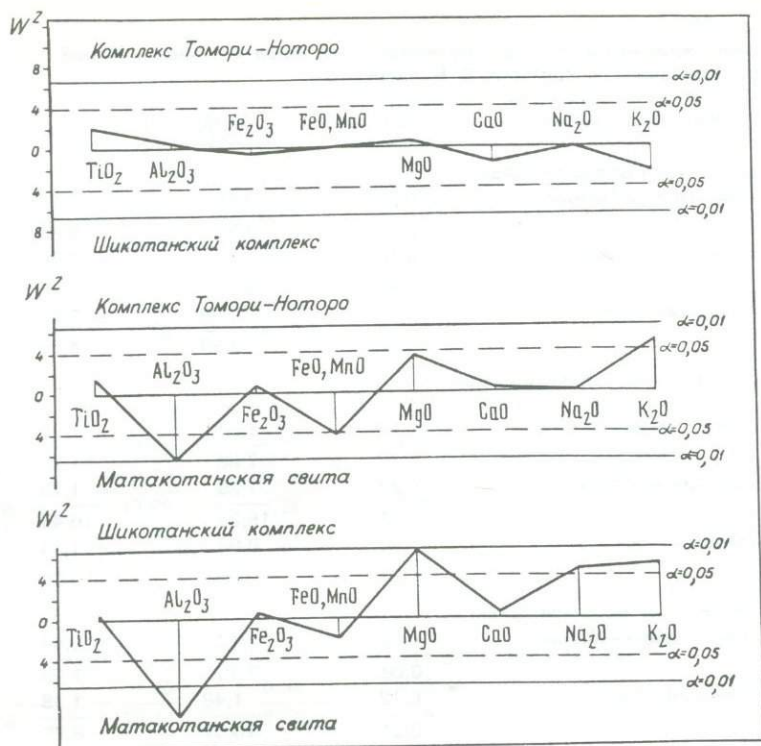


Рис. 54. Попарное сравнение составов пород вулканических комплексов Малой Курильской гряды по методу В.Н. Бондаренко

вами магматического материала. Доказанная общность вулканитов Томари-Ноторо с верхнемеловым шикотанским комплексом не согласуется с представлениями разных авторов о его неогеновом или даже плейстоценовом возрасте (Родионова и др., 1978). Этот вывод подтверждается недавней работой Г.И. Говорова с соавторами (Говоров и др., 1983), в которой на основании радиологических определений доказывается позднемеловой возраст эффузивов Томари-Ноторо.

В отношении общего сравнения ассоциаций Малой и Большой Курильской гряды известно их различие по преобладающему распространению высококремнистых разновидностей на второй из них. Поэтому задачей анализа

Таблица 33

Результаты многомерного сравнения состава вулканических пород Малой Курильской гряды

Сравниваемые выборки	Значение V	χ^2	Нуль-гипотеза
Матакотанский—шикотанский комплексы	31,5	11,1	Отвергается
Матакотанский комплекс—комплекс Томари-Ноторо	51,1	11,1	"
Шикотанский комплекс—комплекс Томари-Ноторо	0,67	11,1	Принимается

Таблица 34

Сравнение химических составов вулканических пород Большой и Малой Курильской гряды по критерию В. Бондаренко

Сравниваемые комплексы	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Известковая серия Большой гряды комплекс Томари-Ноторо	0,01	0,66	- 1,28
	0,01	3,77	9,86
шикотанский комплекс	0,10	0,80	- 1,50
	3,89	9,26	15,26
матакотанская свита	0,12	- 0,38	- 1,06
	3,06	2,59	4,36
Известково-щелочная серия Большой гряды комплекс Томари-Ноторо	0,13	1,07	- 1,26
	5,77	7,86	11,20
шикотанский комплекс	0,27	1,29	- 1,78
	14,81	15,39	16,42
матакотанская свита	0,31	0,03	- 1,44
	11,74	0,01	0,29
Субщелочная серия Большой гряды комплекс Томари-Ноторо	- 0,02	1,12	- 0,44
	0,08	7,33	1,09
шикотанский комплекс	0,12	1,48	- 1,18
	3,51	15,52	8,89
матакотанская свита	0,16	0,11	- 1,46
	7,59	0,24	7,54

Примечание. В числителе — средняя разница содержаний окислов (в мас.%), в знаменателе — W^2 . Положительное значение в числителе указывает на повышенное содержание окисла в породах Большой гряды, отрицательное — в породах Малой гряды.

были поиски химического отличия в однотипных породах базальтоидного состава. С этой целью среди вулканитов трех петрохимических серий островодужной ассоциации Большой гряды выборочно отобраны породы с содержанием кремнезема не менее 57%. В дальнейшем эти выборки по сериям сравнивались с тремя вулканическими комплексами геосинклинальной ассоциации Малой гряды по методу В.Н. Бондаренко. Расчетные и графические результаты сравнения приведены в табл. 34 и на рис. 55.

Данные анализа показывают, что для всех 9 сравниваемых пар (каждая выборка по серии с каждым комплексом) различия в содержаниях породообразующих окислов достоверны на уровне значимости 0,01. Степень несходства составов Малой и Большой гряды возрастает от субщелочной к известковой серии. "Сквозными" компонентами, разница в концентрациях которых наблюдается во всех парах (устойчивые пики на графике), являются натрий и магний (последний с меньшей достоверностью для матакотанского комплекса). В общем же породы островодужной ассоциации отличаются от геосинклинальных вулканитов повышенным содержанием титана, алюминия, закисного железа, кальция и пониженным — окисного железа, магния и натрия. Преобладание в геосинклинальных вулканитах из двух форм железа окисной, а в островодужных, наоборот, закисной

FeO + MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма W^2
2,49	- 1,70	1,64	- 1,07	- 0,74	90,56
18,00	10,95	16,45	16,43	17,09	
2,59	- 1,53	1,45	- 1,03	- 0,87	116,76
20,65	12,66	15,18	19,57	20,29	
2,10	- 0,41	1,53	- 1,29	- 0,67	90,89
19,25	2,14	14,27	22,62	22,60	
2,15	- 2,41	0,94	- 0,50	- 0,11	85,38
14,87	12,98	13,43	14,63	4,64	
2,43	- 2,14	0,82	- 0,48	- 0,34	114,79
19,76	17,85	7,26	12,38	10,92	
1,91	- 0,93	1,07	- 0,79	- 0,19	86,29
16,61	6,99	13,93	21,91	5,81	
0,24	- 1,72	0,64	- 0,43	0,61	52,35
0,52	13,58	5,52	11,09	13,14	
0,66	- 1,65	0,38	- 0,34	0,51	63,72
5,72	12,11	2,00	5,66	10,31	
0,69	- 0,09	0,43	- 0,54	0,64	66,49
4,30	0,07	3,74	19,45	23,56	

дл. $\chi^2_{8; 0,05} = 15,51$, $\chi^2_{8; 0,01} = 20,09$. Нулевая гипотеза отвергается при сумме W^2 , большей, чем $\chi^2_{8; 0,01}$.

указывает на резко различную степень их окисленности. Содержание калия, как уже показано ранее, подвержено сильным вариациям; в породах известковой серии его концентрации ниже по сравнению с вулканиитами Малой гряды, в субщелочной — соответственно выше.

Выдержанный характер различий в концентрациях некоторых элементов позволяет перейти к нахождению обобщенного дискриминантного уравнения для объединенных выборок по Малой и Большой гряде. Такое линейное уравнение в 9-мерном пространстве окислов приведено ниже:

$$-0,139 \text{ SiO}_2 - 1,551 \text{ TiO}_2 - 0,268 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,243 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 0,558 \text{ FeO} + \\ + 0,692 \text{ MgO} + 0,107 \text{ CaO} + 2,735 \text{ Na}_2\text{O} - 1,372 \text{ K}_2\text{O} + 3,306.$$

Положительные значения свидетельствуют о принадлежности к геосинклинальным вулканитам Малой гряды, отрицательные — к островодужной ассоциации Большой гряды. Обобщенное расстояние в многомерном пространстве равняется 4,34. Ошибка классификации не превышает 10%. Для средних составов комплексов Малой гряды (см. табл. 32) значения функции равны 2,13; 2,02 и 0,95. Соответствующие величины для базальтов Большой гряды в табл. 17 составляют -2,42; -1,81 и -0,87. Основное различие составов по данной формуле (97%) обеспечивают содержания

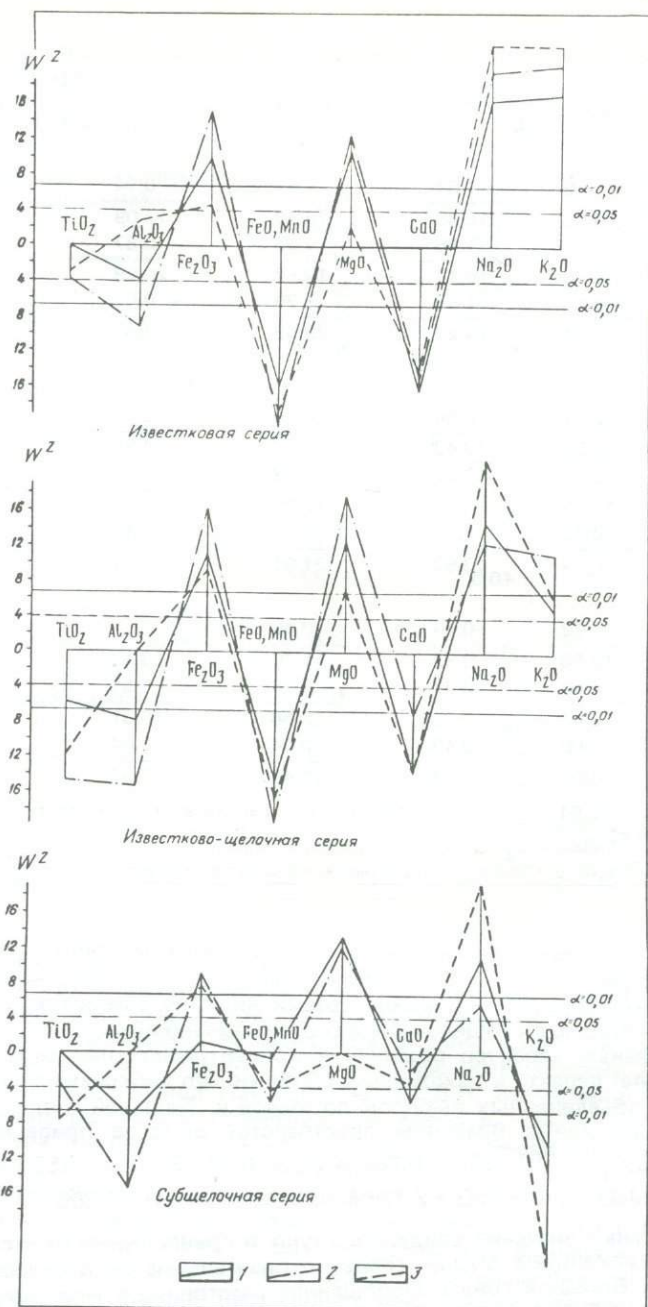


Рис. 55. Сравнение составов пород трех петрохимических серий Большой Курильской гряды и вулканических комплексов Малой Курильской гряды по методу В.Н. Бондаренко

1 — Томари-Ноторо; 2 — шикотанский комплекс; 3 — матакотанский комплекс

следующих окислов: натрия (42,9%), магния (21%), двухвалентного железа (19,4%), трехвалентного железа (7,5%) и титана (6,2%). Для упрощения расчетов можно ограничиться этими окислами.

В основу данного уравнения положено сравнительно небольшое количество анализов геосинклинальных вулканитов (95 проб), поэтому при увеличении представительности материала его коэффициенты могут измениться. Тем не менее различие сравниваемых составов пород Большой и Малой Курильской гряды остается достаточно убедительным и свидетельствует о разной природе мелового геосинклинального и кайнозойского островодужного вулканизма.

ОСТРОВНЫЕ ДУГИ И ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Восточная часть континента Евразии в мезозойское и кайнозойское время явилась ареной грандиозного проявления известково-щелочного (андезитового в широком смысле этого термина) вулканизма, локализованного в двух планетарных вулканических поясах — окраинно-континентальном (мезозой—ранний кайнозой) и островодужном (поздний кайнозой), протяженность которых измеряется тысячами километров, а объем извергнутого материала — сотнями тысяч кубических километров. Эти пояса вместе с восточно-тихоокеанскими не имеют аналогов в истории Земли по интенсивности и масштабам проявления вулканического процесса (Луцкич, 1971).

Продукты вулканизма представлены сложно чередующимися в разрезе эффузивами ряда базальт—андезито-базальт—андезит—дацит—риолит при доминирующей роли в обоих поясах пород среднего состава. Лавы ассоциируют с резко преобладающими по объему пирокластическими разновидностями и игнимбритами, особенно широко представленными на окраинах континентов. С зонами развития вулканитов связаны крупные и мелкие гипабиссальные и субвулканические интрузивные породы ("вулканоплутоническая формация" по Е.К. Устиеву). Минералогический и химический состав пород окраинного пояса и островных дуг хотя и подвержен значительным региональным и латеральным вариациям, в целом в полной мере соответствует представлению об известково-щелочной магматической ассоциации тихоокеанского типа, известной даже под названиями "андезитовая формация", "орогенная вулканическая ассоциация", "высокоглиноземистая серия" и др. Ее основными отличительными особенностями являются широкие колебания содержания кремнезема, повышенная глиноземистость и известковистость, умеренное содержание титана (Кузнецов, 1964; Федорченко и др., 1971; Белый, 1978). Характерная черта петрографического состава — лейкократовый "облик" пород, обусловленный высоким содержанием натрий-кальциевых полевых шпатов, и двупироксеновая ассоциация минералов в преобладающих породах среднего состава.

Если вопрос о формационном единстве продуктов вулканизма дуг и поясов почти всеми исследователями решается однозначно, то мнения о степени сходства составов противоречивы. Так, по данным Е.Н. Меланхолиной и Т.В. Молчановой (1977), позднемезозойские лавы континентальной окраины востока Азии обнаруживают большую близость составов с четвертичными эффузивами островных дуг по содержанию главных породообразующих окислов. Этой же точки зрения придерживаются и сторонники "новой глобальной тектоники", считая пояса и дуги аналогичными структурами над зонами поглощения литосферных плит (Зоненшайн и

др., 1976). Данные В.Ф. Белого (1978) свидетельствуют, однако, о некоторых отличиях между химическими составами пород поясов и дуг, в частности, по содержаниям кальция, титана и калия.

Задача настоящего исследования заключается в анализе черт сходства и различия составов пород этих двух крупнейших вулканических зон. От его результатов зависит решение вопроса, являются ли пояса и дуги аналогами в петрологическом и вещественном отношении и можно ли рассматривать вулканические ассоциации тех и других как однотипные индикаторные толщи при геотектонических построениях.

В качестве типичных представителей сравниваемых типов известково-щелочного вулканизма нами взяты Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) и Курильская островная дуга (КОД), достаточно хорошо представленные аналитическим материалом (Белый, 1978). Исходя из задач исследования, наибольший интерес для нас представляет не сопоставление объемов и характера распределения в разрезе отдельных разновидностей, а соотношение основных породообразующих окислов в породах с одинаковым содержанием кремнезема. Наиболее простой метод качественной оценки сходства составов — анализ вариационных кривых на диаграмме Харкера. Положение кривых определялось с помощью уравнений регрессии всех окислов по кремнезему. Для островодужной ассоциации из значительных вариаций рассчитывались линии отдельно для каждой петрохимической серии. Относительное положение вариационных кривых отражает реальное соотношение осредненных составов и облегчает выбор окислов, максимально отличающихся по содержанию. Дальнейшая обработка сводилась к поискам дискриминантной функции и проверке ее значимости.

Анализ вариационных кривых пород ОЧВП и КОД на диаграмме Харкера (рис. 56, 57) свидетельствует в первую очередь о формационной общности вулканитов. Это вытекает из близкого положения кривых, сливающихся на некоторых интервалах, сходной их конфигурации и наклону к оси кремнезема. Принадлежность пород пояса и дуги к общему известково-щелочному магматическому семейству складчатых зон выражается в одинаковом их отличии от толеит-щелочно-базальтовой ассоциации океанов. На дискриминантной диаграмме пород океана и островных дуг (см. рис. 49) составы вулканитов ОЧВП проектируются в то же поле, что и породы Восточноазиатских дуг. В несходство их составов существенный вклад вносят щелочи, глинозем и двуокись титана, отражающие повышенную в целом "лейкократовость" и "калийность" магматических образований подвижных поясов и более низкие содержания титана.

Формационное единство вулканических пород пояса и дуги не затушевывает различий в содержании некоторых окислов, особенно четко проявляющихся в отдельных группах пород по кремнекислотности. Так, концентрация титана в базальтоидах ОЧВП заметно выше по сравнению с однотипными породами всех трех серий КОД. В салических разностях ОЧВП отчетливо повышено содержание калия, хотя для основных пород эта закономерность справедлива лишь при сравнении с известковой и в меньшей степени известково-щелочной сериями. Базальтоиды субщелочной серии островных дуг имеют более высокие концентрации окиси калия. Магний, как титан, имеет относительно повышенные содержания в базальтах ОЧВП по сравнению с породами всех серий островодужной ассоциации, однако с увеличением кремнекислотности различие быстро исчезает и андезиты имеют уже одинаковые его концентрации.

Окись кальция, как это уже отмечалось (Белый, 1978), содержится в вулканитах пояса в заметно меньших количествах по сравнению со все-

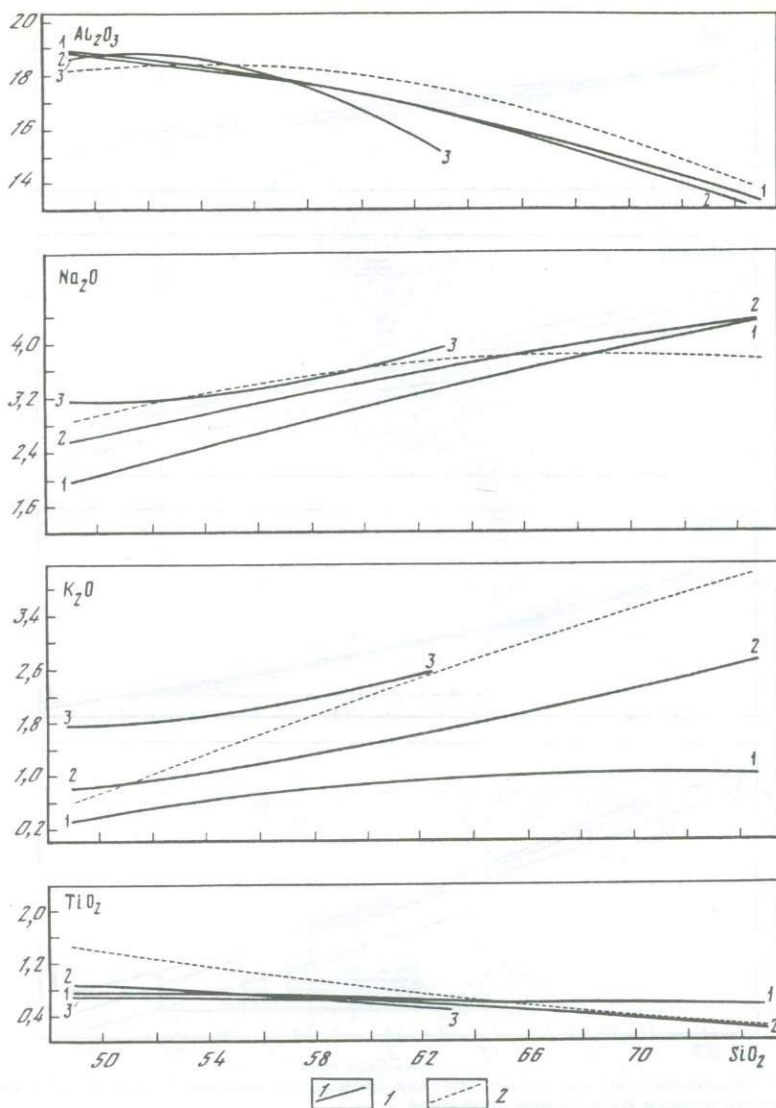


Рис. 56. Вариационные диаграммы средних составов вулканических пород Охотско-Чукотского пояса и Курильской островной дуги

1 — составы пород трех петрохимических серий Курильской дуги (1 — известковой, 2 — известково-щелочной, 3 — субщелочной); 2 — кривая составов пород Охотско-Чукотского пояса

ми тремя сериями и лишь в дацитах и более кислых дифференциатах различие исчезает. По содержанию суммарного железа и марганца породы ОЧВП занимают промежуточное положение и имеют более высокие концентрации по сравнению с субщелочной серией и более низкие — с известковой и известково-щелочной. Породы этих серий характеризуются и более низкой степенью окисленности железа. Содержание глинозема одина-

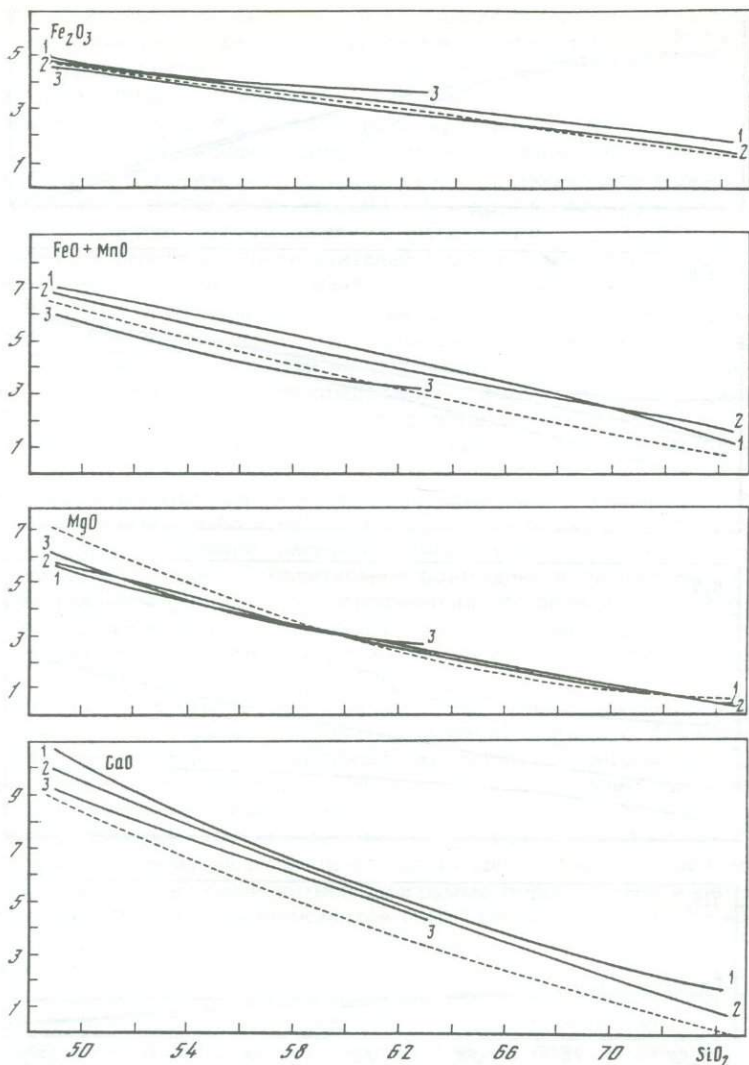


Рис. 57. Вариационные диаграммы средних составов вулканических пород Охотско-Чукотского пояса и Курильской островной дуги
Условные обозначения те же, что на рис. 56

ково высокое в породах пояса и дуги и не обнаруживает значимых вариаций.

Сопоставление кривых регрессий показывает, что, несмотря на имеющиеся различия составов, ни один окисел не может быть использован в "чистом" виде для разделения составов во всем диапазоне типов пород. Метод нахождения обобщенного расстояния между многомерными средними величинами, который применяли ранее при анализе соотношения вулканитов геосинклинальной и островодужной стадий, в данном случае мало эффективен из-за ярко выраженного тренда по кремнезе-

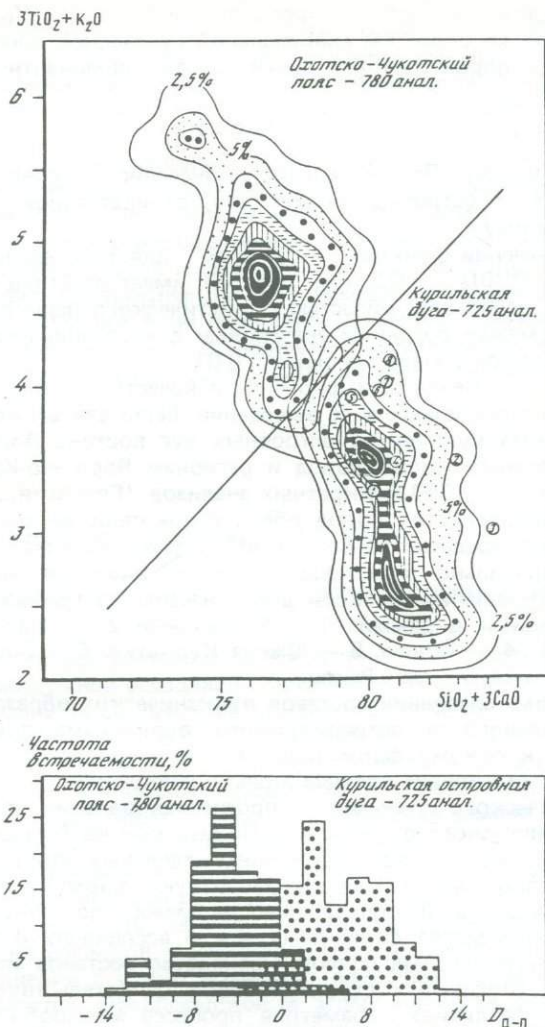


Рис. 58. Петрохимическая диаграмма сравнения составов вулканических пород островных дуг и окраинно-континентальных поясов

1-8 — средние составы пород дуг: 1 — Курильской, 2 — Идзу-Бонинской, 3 — Марианской, 4 — Хонсю, 5 — Южной Камчатки, 6 — Восточной Камчатки, 7 — Алеутской, 8 — Рюкю. $D_{д-п} = \text{SiO}_2 + 3\text{CaO} - 13,8 \text{TiO}_2 - 4,6 \text{K}_2\text{O} - 59,7$

му. Поэтому для поиска дискриминанты "дуга-пояс" мы применили метод перебора различных сочетаний породообразующих окислов, наиболее существенно отличающихся по содержанию (Пискунов, 1983). Опыт показал, что наилучшее разделение обеспечивается сочетанием титана, калия и кальция, взятых с определенными весами, при соответствующем уровне концентрации кремнезема. На рис. 58 приведен график в координатах "3 TiO₂ + K₂O" и "SiO₂ + CaO", на котором в виде изолиний плотностей точек нанесены составы пород ОЧВП и КОД (сечение изолиний через 2,5%). Несмотря на некоторое перекрытие полей, на графике четко

проявлена дискретность составов продуктов вулканизма. Уравнение прямой, проведенной по областям минимальной суммарной плотности фигуративных точек, аппроксимирует линейную дискриминантную функцию "дуга—пояс":

$$\text{SiO}_2 + 3 \text{CaO} - 11,8 \text{TiO}_2 - 4 \text{K}_2\text{O} - 57,9 = 0$$

(все окислы в мас.%). Положительное ее значение указывает на принадлежность породы к островодужному типу, отрицательное — к окраинно-континентальному.

Диаграмма значений функций "дуга—пояс" для 1500 анализов продуктов вулканизма ОЧВП и КОД (см. рис. 58) имеет отчетливо бимодальный характер с небольшой областью статистического перекрытия (менее 15%). Различие между средними значениями для сравниваемых совокупностей достоверно при уровне значимости 0,01.

Для проверки применимости формулы в качестве экспериментального материала, не участвовавшего в ее выведении, были взяты около 2000 анализов четвертичных вулканитов островных дуг востока Азии и средние составы по отдельным типам пород и регионам Восточно-Катазиатского пояса, представляющие 760 конкретных анализов (Геология..., 1978). Для подавляющего большинства пород обеих совокупностей значения функции соответствуют представляемому ими типу вулканических структур. Количество неправильно классифицированных анализов не превышает 15%. Средние составы комплексов дуг нанесены на графике кружками с соответствующими цифрами: 1 — Курильская, 2 — Идзу-Бонинская, 3 — Марианская, 4 — Хонсю, 5 — Южная Камчатка, 6 — Восточная Камчатка, 7 — Алеутская, 8 — дуга Рюкю.

Таким образом, сравнение составов вулканических образований окраинно-континентального и островодужного вулканизма показывает их принадлежность к одному формационному типу, что не противоречит их отнесению к индикаторным толщам лишь в отношении общности условий тектоно-магматического режима в противопоставлении таковому для продуктов океанического вулканизма. Показанные на большом статистическом материале отличия по содержаниям отдельных породообразующих окислов позволяют вывести дискриминантную формулу, являющуюся критерием формационной принадлежности между составными членами вулканического семейства складчатых зон — ассоциации островных дуг и окраинно-континентальных поясов. Несходство составов магматических продуктов этих глобальных структур Земли свидетельствует, вероятно, об устойчивых различиях параметров процесса магмообразования под островными дугами и окраинно-континентальными поясами.

ВЫВОДЫ

1. Сравнение составов вулканических пород островодужной и океанической ассоциаций свидетельствует об их различии по концентрации некоторых породообразующих окислов. Дискриминантная формула, учитывающая содержания калия, натрия, алюминия и титана, представляет собой петрохимическое выражение андезитовой линии как границы между крупнейшими структурными элементами Земли со специфическими сообществами вулканических пород. В петрологическом отношении установленное различие продуктов вулканизма свидетельствует о разных условиях формирования магматических расплавов и составах магмогенерирующих субстратов.

2. Анализ сходства и различия пород в пределах семейства продуктов

магматизма складчатых зон: островодужной и геосинклинальной стадий — на примере Курильской островной дуги выявляет устойчивые признаки химического различия, позволяющие вывести дискриминантную формулу в 9-мерном пространстве окислов. Основной вклад в установление формационной принадлежности вносит содержание натрия, магния, железа и титана.

3. По соотношению основных породообразующих компонентов в однотипных вулканических породах островные дуги и окраинно-континентальные пояса не являются аналогичными структурами. Вулканы поясов отличаются повышенным содержанием титана в базальтах и калия в кремнекислых дифференциатах и пониженным — кальция во всех членах ряда базальт—андезит. Построенная на этих параметрах формула отличия на примере структур востока Азии позволяет уверенно классифицировать ассоциации по их тектонической принадлежности и отражает специфику условий магмообразования под островными дугами и окраинно-континентальными поясами.

Глава VI

ОЦЕНКА РОЛИ ПАРАМЕТРОВ СТРОЕНИЯ И РЕЖИМА ОСТРОВНЫХ ДУГ В ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

Наиболее распространенные точки зрения на происхождение расплавов пород островодужной ассоциации связывают их образование с плавлением вещества земной коры, верхней мантии и океанической литосферной плиты, погружающейся под дуги. Сторонники каждой из конкурирующих гипотез пытаются обосновать генетические модели установлением зависимости состава магматических продуктов от соответствующих параметров строения и геодинамического режима — мощности земной коры, положения главного структурного элемента верхней мантии — сейсмофокальной зоны — и от кинематических характеристик погружающейся плиты. Данным вопросам посвящены работы многих исследователей, включая и автора, выводы из которых, однако, бывают противоречивы даже на примере одних и тех же регионов. В настоящей главе мы вновь возвращаемся к анализу соотношений с целью возможно однозначной оценки корреляционных зависимостей. Предпосылкой к этому является обширный аналитический материал по составу четвертичных и более древних комплексов дуг востока Азии, представляющих в совокупности группу с предельными вариациями типов глубинного строения и геодинамического режима.

ПРОДОЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВА КАК ОТРАЖЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Выше было показано, что вулканические породы каждой дуги как составные части островодужной ассоциации представляют индивидуальное в химическом отношении сообщество, состав которого в целом выдержан во времени и закономерно изменяется в поперечном (латеральном) направлении на всех дугах независимо от их типа и мощности коры. Не менее важен вопрос и о закономерностях изменения состава пород вдоль дуг, так как его решение связано с оценкой стабильности условий магмообразования и вклада земной коры в формирование расплавов. Мнения

исследователей по этому вопросу крайне противоречивы. Одна из распространенных точек зрения представлена гипотезой Г.С. Горшкова (1967) о глобальном отсутствии влияния коры и "сквозькоровом" характере островодужного вулканизма. Эта гипотеза аргументируется ее сторонниками отсутствием или незначительным различием содержания главных и редких элементов в вулканитах, расположенных на участках с разными типами и мощностями земной коры (Леонова и др., 1974; Шеймович и др., 1976; Попеко и др., 1978; Зубин и др., 1979; Dixone et al., 1979; Пузанков и др., 1979; Шеймович, 1982; Пузанков, 1983). Весомое подтверждение данной точка зрения получила в виде результатов анализа изотопных соотношений стронция и ниодима, свидетельствующих о сходстве островодужной ассоциации по этим характеристикам с мантийными производными океана, а также о незначительных колебаниях изотопных составов по простираению дуг (Хедж и др., 1977; Журавлев и др., 1982).

Более многочисленна группа исследователей, признающих наличие продольных вариаций состава, коррелируемых с изменениями мощности коры. На примере Курило-Камчатской дуги этот вопрос детально изучен Б.П. Золотаревым и С.Ф. Соболевым (1972), которые пришли к выводу о функциональной зависимости содержания щелочей в вулканических породах от мощности консолидированной коры. К аналогичному выводу в отношении состава неогеновых интрузивных пород дуги пришли и А.В. Колосков с соавторами (1979). Продольные вариации стронция и ряда других элементов наряду с латеральными изменениями их концентраций на большом геохимическом материале показали О.Н. Вольнец (1981) и Э.И. Пополитов (Пополитов и др., 1981). Для крупных регионов переходной зоны и всей системы островных дуг попытки установить корреляции содержаний кремнезема, калия, радиоактивных и других элементов с мощностью коры предпринимали многие исследователи (Rittmann, 1970; Беляев и др., 1973; Miyashiro, 1974; Маракушев и др., 1977; Дитмар и др., 1979; Collon et al., 1981). Общим выводом, вытекающим из этих работ, является признание положительной зависимости между содержанием некоторых компонентов, в первую очередь калия, и мощностью коры, а также ее гранитно-метаморфического слоя.

Не вдаваясь в анализ причин расхождения взглядов на оценку роли земной коры, отметим, что получаемые результаты во многом определялись выбором объектов, предмета и метода сравнения. Нами, как уже отмечалось, рассматриваются дуги, мощность коры которых меняется от близкой к океанической до континентальной. Вслед за большинством исследователей предметом сравнения взято содержание окиси калия, концентрации которого в вулканитах островодужной ассоциации подвержены наибольшим вариациям. Кроме того, как это показано экспериментами (Vguse, 1982), из всех породообразующих элементов калий — наиболее чувствительный индикатор воздействия сиалической коры благодаря высокой диффундирующей способности его ионов, что обуславливает эффект селективной контаминации.

Учитывая связь калия с кремнеземом, для исключения влияния последнего многие исследователи оперируют величинами концентраций K_2O при фиксированных значениях SiO_2 50, 55 и 60%. Для полной элиминации кремнесодержания, что позволило бы сравнивать концентрации калия в базальтах с андезитами и дацитами, лучше пользоваться отношением K_2O к SiO_2 , но этот параметр мало чувствителен из-за преобладания в силикатном анализе последнего. Мы несколько видоизменили данное соотношение, взяв содержание кремнезема, уменьшенное на 39%. Цифра эта соответствует тому значению SiO_2 , при котором продолжение вариационных линий

калия всех трех петрохимических серий пересекает на диаграмме Харкера ось абсцисс. В таком виде параметр представляет собой угловой коэффициент (тангенс угла) зависимости содержания калия от прироста содержания кремнезема по отношению к перидотиту мантии. Он отражает скорость насыщения кремнекислых дифференциатов калием и назван показателем "калинасыщения" (Кн).

В предыдущих главах отмечалось, что поперечные вариации являются характерной особенностью состава вулканических комплексов всех дуг, поэтому при выявлении продольных вариаций существует вероятность ошибочного сопоставления представителей известковой серии в одном регионе с субщелочной — в другом. Чтобы избежать этого, корректный анализ следует проводить не по отдельным фиксированным точкам (вулканам), а с учетом реального диапазона поперечных вариаций, т. е. проследить продольные изменения поперечной зональности. С этой целью были рассчитаны максимальные, минимальные и средние значения Кн для вулканов дуг и отдельных их звеньев. Важность поставленной задачи вынуждает для большей обоснованности выводов кроме Восточноазиатских дуг привлечь также и материал по дугам юго-западной части Тихого океана.

Пересчитанные данные для каждого региона в виде средних значений калинасыщенности и соответствующих им количеств анализов приведены в табл. 35. В ней же дан список вулканов с минимальными и максимальными средними Кн слагающих их пород. Аналогичный материал по плиоценовым вулканитам, миоценовым плутоническим образованиям и ксенолитам интрузивных пород Курило-Камчатской дуги помещен в табл. 36, 37.

На основании этих материалов построены графики зависимости содержания калия от мощности коры и выделяющихся в ее составе слоев. Для юго-западной части Тихого океана параметры строения коры приняты по Д. Маккензи и А. Эварту с соавторами (Mackenzie, 1976; Ewart et al., 1977). По Восточноазиатским дугам соответствующие источники приведены в главе II. В ней же обращено внимание на существующую неоднозначность в определениях мощности коры в связи с разными скоростями волн в ее подошве, наличием области инверсий скоростей и "коро-мантийной" переходной зоны, относимой одними авторами к верхней мантии, другими — к земной коре.

На рис. 59 показаны диапазоны изменения Кн и мощности коры дуг юго-западной части Тихого океана и Японских островов (Рюкю и Идзу-Бонинской). Тонга-Ново-Зеландский регион включен в анализ как классический пример продольных вариаций состава вулканических пород, связанных с ассимиляцией или прямым анатексисом вещества коры. Участие коровых пород в генезисе кислых вулканитов о-ва Северного в Новой Зеландии признается почти всеми исследователями и подтверждается обширным материалом, включая химический состав и изотопные соотношения стронция и кислорода (Steiner, 1963; Wood, 1974; Ewart et al., 1977; Cole, 1978; и др.). Механизм корового воздействия привлекается также и для генезиса вулканических пород нагорья Папуа—Новая Гвинея (Page et al., 1974), хотя в данном случае мнение исследователей не столь единодушно.

Как видно из графика на рис. 59, для всех анализируемых районов изменения калинасыщенности по простиранию дуг положительно коррелируются с мощностью всей коры, а также ее гранитно-метаморфического слоя. Вариации содержания калия проявляются как по крайним (максимальным и минимальным), так и по среднему значению показателя Кн для всего комплекса. На дугах с мощностью коры менее 20 км минималь-

Таблица 35

Значение калиевой насыщенности пород четвертичных вулканов островных дуг

Местоположение вулканов	Число вулканов	Калиевая насыщенность				
		средняя	минимальная		максимальная	
Дуги Ново-Зеландского сектора						
Тонга	5 (45)	3,2	Хунга	1,9 (2)	Фауналей	4,2 (16)
Кермадек	3 (28)	3,4	Кертис	2,6 (4)	Макаулей	4,7 (9)
Новая Зеландия	5 (26)	7,8	Тонгарира	4,4 (7)	Таупо	9,5 (7)
Дуги Ново-Гвинейского сектора						
Манам-Каркар	5 (36)	5,9	Багобар	5,0 (1)	Лонг	9,0 (1)
Новая Британия	5 (31)	8,5	Матуми	4,5 (2)	Рабаул	9,5 (13)
Папуа—Новая Гвинея	15 (83)	13,3	Елиа	8,9 (1)	Еви	17,7 (10)
Дуги Японских островов						
Рюкю						
о-ва Рюкю	5 (24)	6,0	Наканосима	5,0 (4)	Кичнаерабияма	7,1 (2)
о-ва Кюсю	9 (99)	8,4	Аира	5,1 (10)	Асо	11,9 (30)
Идзу-Бонинская						
о-в Идзу	11 (77)	3,1	Аогасима	2,0 (5)	Итонесима	4,7 (1)
Южная Фосса	8 (103)	4,5	Усами	2,8 (5)	Фудзи	7,8 (21)
Магна						
Марианская	7 (40)	5,1	Анатокан	3,8 (2)	Агрихан	6,6 (1)
Северо-Восточный Хонсю	34 (365)	6,7	Товада	2,4 (20)	Осима	14,5 (5)
Курило-Камчатская дуга						
Северо-Восточный Хоккайдо	9 (80)	6,3	Масю	1,9 (40)	Токачи	10,6 (4)
Южные Курильские острова	32 (320)	5,8	Головнина	2,1 (47)	"960 м"	12,0 (3)
Центральные Курильские острова	12 (181)	5,6	Заварицко-го	2,7 (59)	Лисянского	8,7 (6)
Северные Курильские острова	22 (387)	8,9	Ферсмана	3,9 (6)	Белянкина	20,0 (8)
Южная Камчатка	21 (306)	8,6	Желтовский	3,8 (23)	Иголки	13,9 (5)
Авачинско-Семячинская группа вулканов	12 (202)	7,2	Авача	4,2 (27)	Купол	10,1 (12)
Кроноцкая группа вулканов	9 (75)	5,4	Кроноцкий	3,1 (16)	Крашениникова	7,0 (35)
Центральная Камчатская депрессия	10 (320)	10,2	Безымянный	6,2 (30)	Южный прорыв Толбачика	18,0 (20)
Срединный Камчатский хребет	43 (148)	10,5	Тигильский	5,9 (1)	Уксичан	20,7 (6)
Алеутская дуга						
Западные острова	10 (71)	8,4	Булдырь	6,1 (5)	Моффет	10,4 (7)
Восточные острова	7 (28)	9,3	Фрости	6,5 (2)	Богослов	16,1 (3)

Примечание. В скобках — число анализов.

Таблица 36

Значение калиевой насыщенности дочетвертичных вулканических, интрузивных пород и ксенолитов Курило-Камчатской дуги

Место, возраст, название	Среднее значение Кн	Число анализов
Плиоценовые вулканические породы		
Южные Курильские острова	5,9	39
Центральные Курильские острова	4,1	10
Северные Курильские острова	7,9	17
Южная Камчатка	8,1	87
Кроноцкий полуостров	5,2	4
Срединный Камчатский хребет	9,1	43
Неогеновые интрузивные породы		
Северо-Восточный Хонсю	7,3	120
Южные Курильские острова	4,7	53
Центральные Курильские острова	2,9	2
Северные Курильские острова	5,7	30
Южная Камчатка	9,4	26
Кроноцкий полуостров	3,9	4
Срединный Камчатский хребет	11,4	126
Ксенолиты интрузивных пород в четвертичных лавах		
Южные Курильские острова	4,8	16
Центральные Курильские острова	3,9	17
Северные Курильские острова	6,1	7

Примечание. Использованы анализы из работ: Ротман, 1963; Волынец и др., 1965; Неверов, 1969; Вулканы..., 1972; Пискунов, 1975; Федорченко и др., 1975; Сергеев, 1976; Aгамaki et al., 1978; Колосков и др., 1979; Магматизм..., 1979; Долгоживущий..., 1980, а также неопубликованные анализы из коллекции автора.

Таблица 37

Средний химический состав неогеновых интрузивных образований Курило-Камчатской дуги (в мас.%)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	66,49	66,76	59,88	60,83	55,28	60,47
TiO ₂	0,58	0,71	0,61	0,63	0,80	0,69
Al ₂ O ₃	15,16	14,98	17,22	17,33	20,16	17,12
Fe ₂ O ₃	2,62	1,98	3,72	2,99	3,66	2,92
FeO+MnO	3,40	4,11	4,19	3,84	3,85	3,74
MgO	2,75	2,46	3,27	2,89	3,46	3,34
CaO	3,96	4,79	7,03	6,39	9,08	5,87
Na ₂ O	3,53	3,45	2,83	3,09	3,18	3,48
K ₂ O	1,23	0,76	1,24	1,99	0,53	2,36
Кн	4,5	2,7	5,9	9,1	3,3	11,0
Число анализов	49	2	41	26	7	126

Примечание. 1–3 – Курильские острова: 1 – Южные (Сергеев, 1976; Тарин, 1974); 2 – Центральные (Пискунов, неопубликованные данные); 3 – Северные; 4 – Южная Камчатка; 5 – Восточная Камчатка (Волынец и др., 1965); 6 – Срединный Камчатский хребет. Анализы 3, 4, 6 – по А.В. Колоскову, К.Н. Рудичу, А.А. Алискерову (1979).

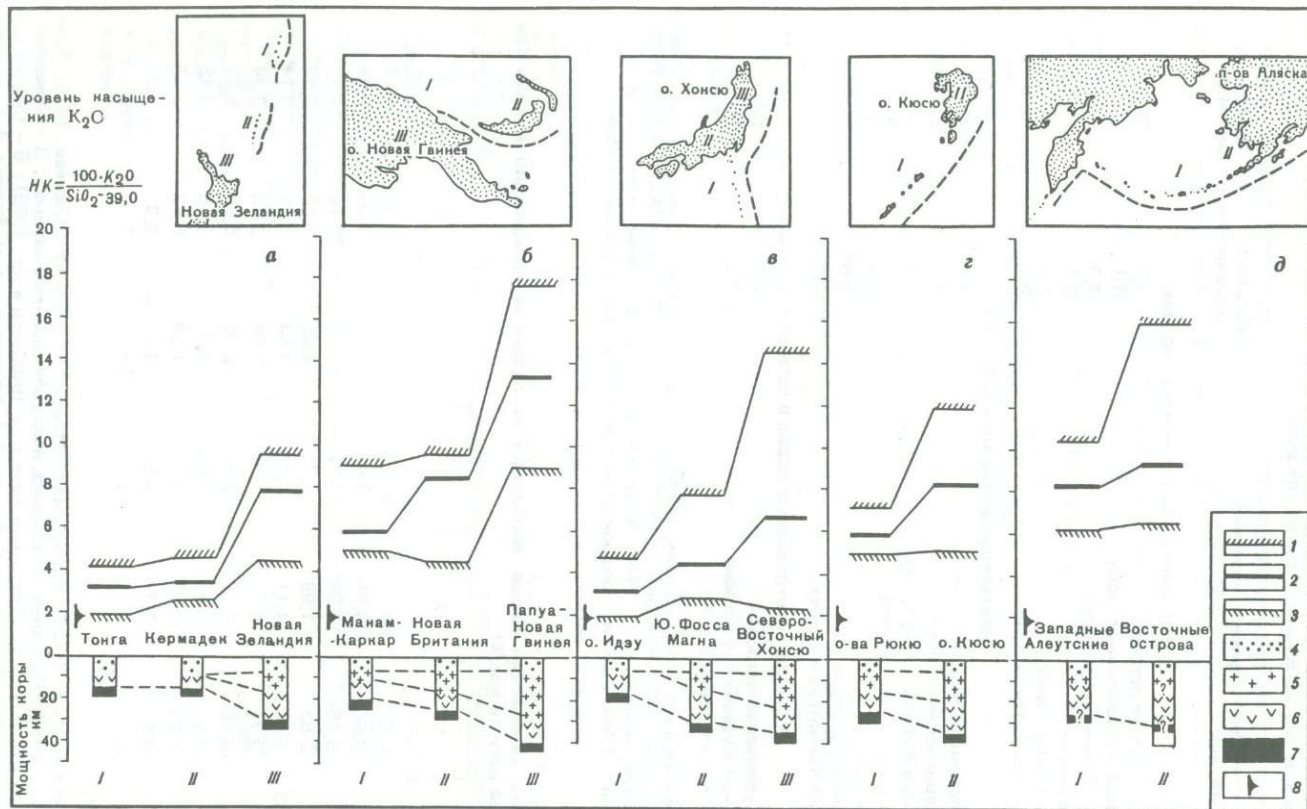


Рис. 59. Соотношение калинасыщенности пород вулканов островных дуг с мощностью земной коры

1—3 — уровни калинасыщенности пород: 1 — максимальный, 2 — средний, 3 — минимальный; 4—6 — слои земной коры: 4 — "вулканогенно-осадочный", 5 — "гранитный", 6 — "базальтовый"; 7 — верхняя мантия; 8 — уровень калинасыщенности базальтов дна Тихого океана

ные значения калинасыщенности близки к таковым в толеитах океана. С ростом коры значение K_n в ряде "минимальных" вулканов закономерно увеличивается, хотя и не так резко, как в "максимальных". С утолщением коры величина наибольшей степени калинасыщенности увеличивается в 2—3 раза. Столь же заметно меняется и различие между крайними пределами K_n : от 2—4 единиц для дуг с тонкой корой до 10—12 для коры континентального типа. Такое же, хотя и более сглаженное, повышение величин K_n характерно для средних составов четвертичных вулканических пород.

На рис. 60 изображен составленный нами сводный профиль продольно-поперечных вариаций содержания калия по Идзу-Бонинской, Хонсю и Курило-Камчатской дугам. Линии, отражающие уровень K_n , образуют на нем пики и понижения, совпадающие с зонами увеличения и сокращения мощности коры. Наиболее четко эта зависимость выражена по максимальным значениям K_n и ширине диапазона поперечных вариаций калиевой насыщенности. Пики на графике соответствуют дугам или их отдельным частям, имеющим утолщенную кору континентального типа: Хонсю (II), Северным Курильским островам (VI), Южной Камчатке (VII), Центральной Камчатской депрессии (X) и Срединному хребту (XI). Зонам понижений отвечают Идзу-Бонинская дуга (I) и Центральные Курильские острова (V).

Представляет интерес Кроноцкий участок на Камчатке, который по значительному сужению диапазона вариаций и сопряженному понижению крайних значений K_n обнаруживает сходство с участками дуг с тонкой "субокеанической" корой. Этот район, как известно, расположен в зоне подъема границы М и сокращения мощности гранитного слоя коры в направлении от оси полуострова к глубоководному желобу. Глубинное строение его изучено недостаточно, и оценки мощности коры по разным авторам варьируют от 22 до 46 км (Шапиро, 1976; Глубинное..., 1978; Мараханов и др., 1981). По мнению ряда исследователей, в восточной части Кроноцкого полуострова вскрывается меланократовый "океанический" фундамент мезозойской геосинклинали (Марков, 1975; Хотин, 1976).

Линия средних значений K_n плиоценовых вулканитов также образует понижения в районе Центральных Курильских островов и Кроноцкого полуострова, т. е. проявляет ту же тенденцию продольных вариаций, что и линии четвертичных вулканов. Аналогичную конформность обнаруживает график K_n миоценовых интрузивных образований, показывающий повышенную K_n пород о-ва Хонсю, Южной Камчатки и Срединного хребта и пониженную — Центральных Курильских островов и Кроноцкого полуострова. Впервые эта закономерность для интрузивных пород была обнаружена А.В. Колосковым с соавторами (1979), хотя из-за отсутствия материалов ими была не отмечена "центрально-курильская депрессия" на продольных профилях. Пересчитанные данные по составу ксенолитов интрузивных пород в лавах Курильской дуги из работы В.И. Федорченко и Р.И. Родионовой (1975) обнаруживают на графике закономерное распределение по простиранию дуги — пониженный уровень K_n для центрального звена и повышенный — для южного и северного, причем для последнего с большими градиентами, как и по другим породам.

Установленная зависимость изменения K_n пород для Курило-Камчатской дуги выдерживается, однако, не на всем диапазоне поперечных вариаций. Так, минимальный уровень K_n устойчиво повышается от Идзу-Бонинской дуги до Авачинско-Семячической группы вулканов независимо от изменения мощности коры на этом интервале. Средние значения K_n четвертичных

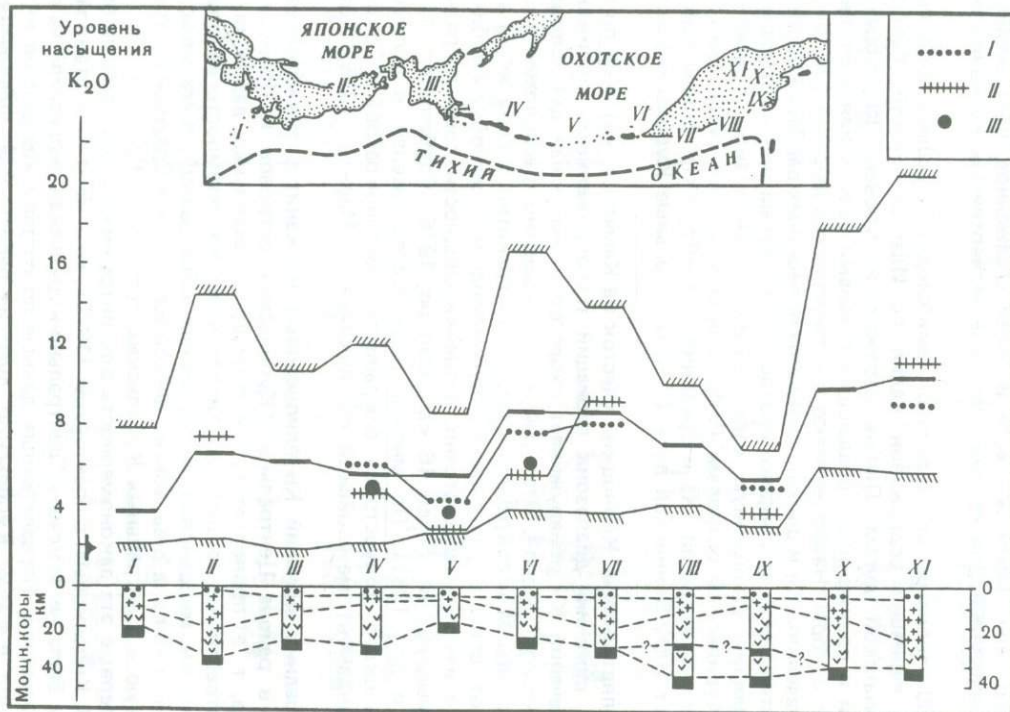


Рис. 60. Соотношение калинасыщенности пород с мощностью земной коры для Японо-Курило-Камчатского региона

1 — плиоценовые вулканические породы; 2 — миоценовые интрузивные образования; 3 — ксенолиты интрузивных пород в четвертичных лавах. Остальные обозначения те же, что на рис. 59

лав весьма слабо понижаются от о-ва Хонсю до центрального звена Курильской дуги, а вулканы Южных Курильских островов по этому показателю не отличаются от Центрально-Курильских. Из графика следует, что наибольшее влияние коры проявляется в повышении Кн для максимального уровня этого показателя, а также на ширине всего диапазона поперечных вариаций (разнице между максимальными и минимальными значениями). В целом же сопряженный характер изменения концентрации калия в четвертичных и плиоценовых вулканических породах, а также в миоценовых интрузивных образованиях и в ксенолитах, на наш взгляд, убедительное свидетельство причинной обусловленности продольных вариаций взаимодействием магматических расплывов с веществом земной коры. Тот факт, что сходные изменения Кн наблюдаются в Ново-Зеландском регионе, где такое взаимодействие доказано достаточно надежно для современного уровня знаний, является дополнительным тому подтверждением.

Отмеченные исследователями для Курило-Камчатской дуги продольные вариации содержаний родственных калию элементов — стронция (Вольнец, 1981), а также повышенные содержания крупноионных литофилов в лавах Камчатки по сравнению с Курильскими островами (Леонова, 1979) и локальные геохимические неоднородности (Абдурахманов, 1982), вероятно всего, объясняются проявлением тех же процессов коровой ассимиляции, которые ответственны за вариации окиси калия.

Интересно проследить изменения содержаний главных породообразующих элементов по простиранию структур. С этой целью были рассчитаны средние составы вулканических пород всех типов и серий по южной, центральной и северной частям Курильской дуги (табл. 38). Независимое поведение кремнезема от мощности коры показано ранее многими исследователями (Горшков, 1967; Пискунов, 1975; Пополитов и др., 1981). Из анализа таблицы следует, что из всех остальных элементов наибольшую сопряженность со структурой коры обнаруживает содержание алюминия, особенно в основных членах всех серий. Его концентрация закономерно увеличивается к северному участку, хотя и не отражает "депрессию" Центральных островов. Такой же характер вариаций глинозема наблюдается и при переходе от Идзу-Бонинской дуги к дуге Хонсю с корой континентального типа (см. табл. 17). Концентрация магния в курильских лавах понижается к северным островам, но закономерность эта отмечается на невысоком уровне значимости. Остальные окислы не обнаруживают устойчивых отклонений, коррелируемых с изменением мощности коры. Последнее относится и к натрию, содержание которого, вопреки ожиданиям, не увеличивается на северном участке. Причиной такого "индифферентного" поведения натрия, вероятно, является его буферующая роль при контаминации расплава силикатическим материалом, как это показано экспериментальными работами (Bruce, 1982).

В табл. 38 приведены также значения калиевой насыщенности всех пород дуги по сериям и участкам вдоль ее простирания. Изменение величины этого показателя для средних составов еще раз подчеркивает наличие продольных и поперечных вариаций — увеличение калинасыщенности во всех породах от известковой к субщелочной серии и ее снижение в вулканитах центрального участка по сравнению с южным и особенно с северным независимо от сериальной их принадлежности. К аналогичному выводу о наличии на дугах продольно-поперечных вариаций в распределении калия пришли А.Ф. Грачев с соавторами (1982), располагавшие другим аналитическим материалом.

Зависимость концентрации калия и сопутствующих элементов от мощ-

Таблица 38

Вариации химического состава вулканических пород Курильской островной дуги
(в мас. %)

Окислы	Базальты							
	Известковая*			Известково-щелочная			Субщелочная	
	Ю	Ц	С	Ю	Ц	С	Ю	С
SiO ₂	51,12 1,18	51,46 0,49	50,52 1,51	51,26 1,00	50,83	50,17 2,02	50,92	49,44 1,48
TiO ₂	0,81 0,22	0,64 0,35	0,61 0,09	0,84 0,40	0,57	0,84 0,29	0,65	0,75 0,24
Al ₂ O ₃	17,96 1,26	18,15 1,23	20,14 1,47	17,83 2,12	18,85	18,80 1,86	19,11	18,86 1,33
Fe ₂ O ₃	4,64 1,72	4,31 1,70	5,06 2,12	4,93 2,58	5,09	4,70 1,45	3,18	4,29 1,24
FeO+MnO	6,73 1,57	6,31 1,56	5,69 1,58	5,82 2,06	5,64	5,93 1,40	6,01	5,86 1,13
MgO	5,73 1,05	5,55 0,84	4,51 1,05	5,33 1,33	4,54	5,45 1,67	5,46	6,00 1,98
CaO	10,21 0,72	10,99 0,92	10,66 1,20	10,02 1,39	10,60	10,47 1,31	10,33	9,82 1,10
Na ₂ O	2,34 0,28	2,11 0,32	2,15 0,36	2,92 0,57	3,00	2,70 0,49	3,10	3,18 0,42
K ₂ O	0,46 0,21	0,47 0,31	0,67 0,26	1,05 0,54	0,89	0,94 0,34	1,26	1,79 0,38
Кн	3,80 1,77	3,76 2,49	5,82 2,38	8,56 4,46	7,5	8,42 3,40	10,6	17,14 4,38
ИК	18,3	22,7	19,7	-0,1	-0,1	3,5	-9,4	-19,4
Число анализов	40	11	14	29	4	42	2	36

*Серия

ности всей коры и ее гранитного слоя еще более наглядно проявляется при сравнении вулканитов островных дуг и окраинно-континентальных поясов. На диаграмме Харкера для составов пород Охотско-Чукотского пояса и Курильской дуги (см. рис. 56) видно, что, начиная с андезитов, в породах пояса содержание окиси калия устойчиво превышает таковое в островодужных вулканитах всех серий, включая субщелочную, что нашло отражение в дискриминантной формуле.

Г.В. Дитмар с соавторами (1979) на представительном аналитическом материале (от 1000 до 4000 определений) показали, что с увеличением мощности гранитного слоя в ряду структур Восточной Азии (островные дуги—окраинно-континентальные пояса—внутриконтинентальные пояса)

Андезито-базальты

Известковая			Известково-щелочная			Субщелочная		
Ю	Ц	С	Ю	Ц	С	Ю	Ц	С
55,00	55,36	55,12	55,07	54,70	55,14	55,65		55,03
1,26	1,11	0,85	1,12	1,02	1,14	1,03	54,9	1,16
0,72	0,68	0,62	0,63	0,79	0,68	0,80		0,76
0,38	0,22	0,12	0,26	0,25	0,26	0,26	0,93	0,32
17,99	17,86	18,84	17,99	19,00	18,03	17,63		18,88
1,43	1,18	1,07	1,52	1,42	1,29	1,18	18,11	1,03
3,77	4,36	4,27	4,23	3,54	3,77	3,46		4,29
1,36	2,24	1,10	1,92	1,16	1,23	1,79	3,02	0,86
6,23	5,34	5,40	5,00	5,15	5,27	4,98		3,68
1,50	1,81	0,72	1,80	1,21	1,46	0,79	5,44	0,73
4,40	4,19	3,72	4,23	4,14	4,25	4,55		3,96
1,21	0,77	0,50	1,27	0,87	0,85	1,28	4,33	0,54
8,73	9,08	8,31	8,68	8,53	8,49	7,83		8,08
1,00	0,71	0,83	1,52	0,88	0,82	1,01	8,29	0,53
2,62	2,68	2,53	3,10	3,17	3,02	3,30		3,23
0,38	0,32	0,32	0,45	0,34	0,47	0,39	3,33	0,31
0,54	0,46	1,19	1,08	0,99	1,35	1,80		2,10
0,33	0,21	0,42	0,46	0,32	0,46	0,32	1,65	0,40
3,37	2,81	7,38	6,72	6,30	8,36	10,8		13,10
2,08	1,30	2,63	2,90	2,08	2,91	2,03	10,3	2,67
18,7	19,9	13,6	2,7	1,6	0,5	-10,3	-10,5	-12,4
52	22	9	43	54	77	13	2	13

от 0–13 до 17–21 км наблюдается закономерное 1,5–2-кратное увеличение в однотипных породах содержания калия, цезия, рубидия. Примечательно, что концентрация натрия, как это отмечено для Курильской дуги, практически не меняется или меняется очень слабо в эффузивах этого ряда структур.

Аналогичные данные по зависимости состава от мощности коры получены исследователями при анализе вариаций в Андийском окраинно-континентальном поясе (Thorpe et al., 1980). Наряду с поперечной зональностью по калию, рубидию и стронцию авторами обнаружены и продольные вариации по кремнезему, изотопии стронция и соотношениям РЗЭ, коррелируемые и изменениями мощности коры.

Таблица 38 (окончание)

Окислы	Андезиты								
	Известковая			Известково-щелочная			Субщелочная		
	Ю	Ц	С	Ю	Ц	С	Ю	Ц	С
SiO ₂	59,87	59,06	59,34	59,83	59,80	59,47	58,82	60,77	58,67
	1,62	1,47	1,80	1,36	1,67	1,44	1,40		1,57
TiO ₂	0,67	0,66	0,62	0,63	0,64	0,64	0,68	0,46	0,74
	0,31	0,25	0,13	0,33	0,26	0,25	0,24		0,41
Al ₂ O ₃	17,10	17,09	18,11	17,29	17,71	17,41	17,02	16,35	16,98
	1,27	0,80	1,16	1,23	1,25	1,18	0,56		1,79
Fe ₂ O ₃	3,35	3,58	3,50	3,26	2,91	3,47	3,26	1,57	4,45
	1,39	1,46	1,06	1,74	1,07	1,14	1,24		1,69
FeO+MnO	4,92	5,61	4,22	4,44	4,29	4,25	4,57	6,09	3,03
	1,25	1,65	0,98	1,94	1,13	1,41	1,28		0,75
MgO	3,21	2,92	3,04	3,50	2,88	3,03	3,31	1,87	3,20
	0,85	0,77	0,60	0,94	0,98	0,69	0,82		0,82
CaO	7,19	7,13	6,97	6,31	7,11	6,85	6,53	7,70	7,08
	0,92	0,93	0,83	1,80	0,95	0,81	0,90		1,17
Na ₂ O	2,98	3,37	2,64	3,39	3,47	3,23	3,55	4,03	3,79
	0,52	0,37	0,43	0,44	0,52	0,55	0,37		0,40
K ₂ O	0,70	0,58	1,55	1,33	1,18	1,65	2,26	1,14	2,06
	0,29	0,22	0,49	0,37	0,34	0,57	0,36		0,51
Кн	3,35	2,89	7,60	6,38	5,67	8,01	11,4	5,24	10,4
	1,41	1,12	2,50	1,82	1,70	2,84	1,98		2,72
ИК	18,7	11,8	14,1	2,1	2,3	1,0	-15,1	-8,4	-16,0
Число анализов	53	19	34	30	44	137	15	3	12

Примечание. В числителе — среднее содержание окисла, в знаменателе — стандартное отклонение. Ю — южная, Ц — центральная, С — северная части Курильской дуги.

СОТНОШЕНИЕ СОСТАВОВ ВУЛКАНИТОВ С ГЛУБИНОЙ ДО СЕЙСМОФОКАЛЬНЫХ ЗОН (зон Заварицкого—Беньюфа)

Отражением глубинных процессов дифференциации мантии в переходной зоне от океана к континенту являются вулканизм и сейсмичность — наиболее энергоемкие и выразительные современные геологические процессы на островных дугах. Их пространственная и временная сопряженность издавна стимулировала изучение различных аспектов причинно-следственных связей между ними (Токарев, 1959; Горячев, 1966; Эрлих, 1973; Абдурахманов и др., 1976; Fyfe et al., 1975). В последние годы с раз-

Дациты								
Известковая			Известково-щелочная			Субщелочная		
Ю	Ц	С	Ю	Ц	С	Ю	Ц	С
<u>65,25</u>	<u>65,54</u>	65,40	<u>64,71</u>	<u>64,51</u>	<u>64,87</u>	66,41	65,83	65,68
1,44	1,29		1,41	1,10	1,13			
<u>0,61</u>	<u>0,64</u>	0,70	<u>0,45</u>	<u>0,53</u>	<u>0,51</u>	0,64	0,31	0,50
0,22	0,45		0,17	0,26	0,22			
<u>16,11</u>	<u>15,21</u>	16,46	<u>16,42</u>	<u>15,78</u>	<u>16,04</u>	16,59	16,28	15,47
0,82	0,93		1,39	1,41	1,36			
<u>2,93</u>	<u>3,51</u>	1,81	<u>2,57</u>	<u>2,44</u>	<u>2,92</u>	1,36	1,67	1,53
1,40	2,03		1,34	1,74	1,10			
<u>3,68</u>	<u>3,43</u>	3,32	<u>3,13</u>	<u>4,00</u>	<u>3,23</u>	4,67	4,19	3,38
1,46	1,83		0,91	1,36	1,06			
<u>1,78</u>	<u>1,80</u>	1,60	<u>1,93</u>	<u>1,96</u>	<u>1,89</u>	1,25	1,84	1,51
0,58	0,50		0,46	0,56	0,73			
<u>5,30</u>	<u>4,99</u>	5,75	<u>4,92</u>	<u>5,42</u>	<u>4,68</u>	2,31	3,83	5,36
1,25	0,64		1,89	0,81	1,13			
<u>3,49</u>	<u>4,12</u>	3,10	<u>3,81</u>	<u>4,09</u>	<u>4,35</u>	3,95	4,62	4,80
0,74	0,30		0,28	0,48	0,41			
<u>0,85</u>	<u>0,75</u>	1,87	<u>2,05</u>	<u>1,26</u>	<u>1,50</u>	2,82	1,44	1,77
0,34	0,18		1,33	0,30	0,51			
<u>3,23</u>	<u>2,82</u>	7,08	<u>8,00</u>	<u>4,93</u>	<u>5,80</u>	10,3	5,4	6,6
1,30	0,69		5,19	1,20	2,00			
16,9	6,6	10,7	-6,7	-2,8	-9,7	-16,5	-14,1	-22,5
32	10	2	10	20	20	1	2	1

вitiem гипотезы "тектоники плит" исследователей привлек вопрос о соотношении отдельных компонентов состава вулканических пород с глубиной до сейсмофокальной зоны. Повышенный интерес к этому вопросу объясняется тем, что с ним тесно связана одна из главных проблем петрологии — положение очагов генерации магмы.

Впервые зависимость состава вулканических пород от глубины сейсмических очагов подчеркнул Х. Куно на примере Японских островов и других островных дуг Тихого океана (Куно, 1959, 1966). У. Диккинсон и Т. Хазертон установили количественную оценку связи содержания окиси калия в породах при определенном содержании кремнезема с глубиной до зоны Беньюфа (Dickinson et al., 1967). В последнее десятилетие опубликовано

значительное количество работ, развивающих эти идеи и доказывающих наличие положительной корреляции между содержанием калия и некоторых других элементов с вертикальным расстоянием до сейсмофокальной зоны для многих островных дуг и континентальных окраин Тихого и Индийского океанов (Hutherton et al., 1969; Best, 1975; Dickinson, 1975; Hutchison, 1975, 1976; Palacios, 1975; Johnson, 1976). Этими исследователями установлено также, что характер связи "состав—глубина" меняется от дуги к дуге и от островных дуг к континентальным окраинам. Большинство авторов перечисленных работ считают, что корреляция содержания калия с глубиной зоны Беньофа свидетельствует о положении очагов магмообразования в верхней части погружающейся литосферной плиты.

Критические замечания по поводу связи состава лав с глубиной зоны землетрясений сводятся главным образом к следующему (Nielson et al., 1973; Gawthorn, 1977).

1. Рекомендуются для определения глубины содержания K_2O при 55 и 60% кремнезема не соответствуют составу первичной магмы. Содержание калия и редких элементов зависит от многих факторов, из которых главные — это процессы дифференциации.

2. Различие соотношения "состав—глубина" для разных островных дуг и континентальных окраин сводит на нет рекомендуемый график определения глубин, так как при 1% K_2O на 55% SiO_2 и 1,5% K_2O на 60% SiO_2 ошибки составляют соответственно 90 и 50 км.

3. Низкие значения коэффициентов корреляции для некоторых островных дуг вообще исключают возможность применения химического состава пород для определения глубины сейсмофокальной зоны.

4. Глубина до зоны Беньофа не обязательно соответствует глубине зоны магмообразования, во всяком случае, это не вытекает из корреляции состава с глубиной.

Для Курильской островной дуги были высказаны противоречивые точки зрения о зависимости между латеральной магматической зональностью и положением гипоцентров землетрясений. Так, Е.К. Мархинин и Д.С. Стратула (1971) доказывают близкую к функциональной положительную связь между содержанием в лавах K_2O и глубиной до фокальной зоны и на этом основании определяют положение магматических очагов в наклонной сейсмической области под Курильскими островами на глубинах 100–250 км. Противоположного мнения придерживается Д. Нельсон с соавторами, по данным которых коэффициент корреляции " K_2O —глубина" для Курило-Камчатских вулканов имеет низкое значение (0,23) и слабодостоверен, что ставит под сомнение возможность использования окиси калия как индикатора глубины образования магмы (Nielson et al., 1973).

Учитывая важность петрологических аспектов связи состава вулканических пород с глубиной очагов землетрясений и дискуссионность многих высказанных положений, нами вместе с соавторами ранее была предпринята попытка определения характера этой связи для вулканов Курило-Камчатской дуги и дуги Хонсю (Пискунов и др., 1979а,б; Абдурахманов и др., 1981). Все определения глубины вулканов до сейсмофокальных зон выполнены сотрудником СахКНИИ Ким Чун Уном по сериям поперечных разрезов, на которые проектировались гипоцентры землетрясений (рис. 61) (Тараканов и др., 1980). Исходный аналитический материал, параметры глубин и методика статистических расчетов подробно изложены в указанных выше работах. Здесь же во избежание повторения мы приводим лишь основные результаты анализа в табличной форме и краткие выводы из исследования.

Для вулканического комплекса Курильской дуги установлено высокое

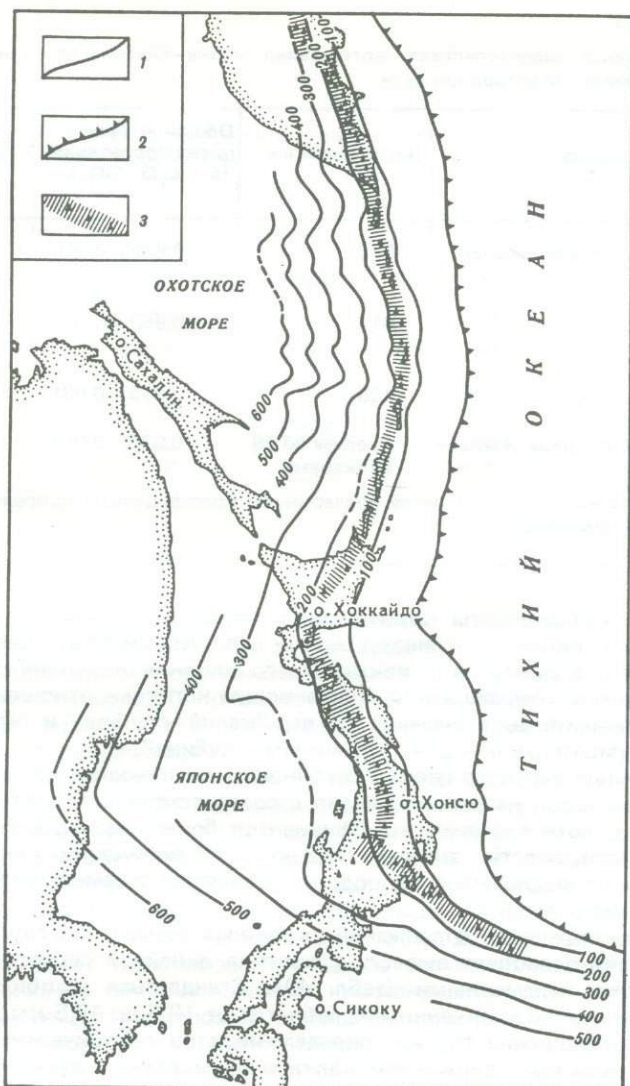


Рис. 61. Карта изоглубин фокальной зоны землетрясений

1 — линии изоглубин; 2 — ось глубоководного желоба; 3 — пояс действующих вулканов (по: Тараканов и др., 1980)

значение коэффициента множественной корреляции между содержанием окиси калия, кремнезема и глубиной до сейсмофокальной зоны для всех типов пород по кремнекислотности (табл. 39). Наиболее тесная связь состава с глубиной выявляется для средних содержаний окислов по вулканам — коэффициент корреляции 0,92. Коэффициент детерминации во всех случаях не опускается ниже 66%, что указывает на существенный вклад в вариабельность калия изменений содержания кремнезема и глубины до фокальной зоны, а также на малую долю неучтенных факторов — 18—34%.

Статистическая характеристика соотношения состав—глубина для вулканических пород Курильской островной дуги

Порода	Число анализов	Общий коэффициент корреляции (r , K_2O , SiO_2)	Критерий достоверности
Базальты, андезиты-базальты	576	$0,869 \pm 0,010$	86,9
Андезиты	414	$0,860 \pm 0,013$	66,1
Дациты и риолиты	125	$0,815 \pm 0,031$	26,3
Вся совокупность ряда базальт—риолит	Среднее по 68 вулканам	$0,920 \pm 0,019$	49,0

Примечание. Здесь и далее подчеркнуты коэффициенты корреляции, незначимые на 95%-ном уровне.

Парные коэффициенты корреляции с глубиной имеют положительное значение для калия и отрицательное — для кремнезема. Связь между последними незначима из-за искажающего влияния неучтенного фактора глубин. Частные коэффициенты, выражающие истинные отношения, имеют высокое положительное значение для пар "калий—глубина" и "кремнезем—калий" и отрицательное — для "кремнезем—глубина".

Аналогичный характер связи с глубиной был установлен для содержания рубидия, стронция, натрия и скандия с соответствующим учетом кремнекислотности, хотя значения коэффициентов более низкие. Весьма тесной оказалась зависимость значения индекса классификации, выражающего сериальную принадлежность пород, от положения сейсмофокальной зоны (коэффициент связи 0,77).

Высокая корреляция содержаний указанных элементов с глубиной зоны землетрясений позволяет вывести уравнения линейной регрессии с двумя независимыми переменными (табл. 40). Стандартная ошибка определения глубин по этим уравнениям колеблется от 10,5 до 18,5 км. На рис. 62 показано соотношение глубин, определенных по сейсмическим разрезам и рассчитанных по содержаниям калия и кремнезема в вулканах Курильской дуги. Расхождение между этими величинами не превышает трех стандартных отклонений и в большинстве случаев находится в пределах 10 км.

Аналогичные уравнения регрессии глубины по окиси калия и кремнезему выведены для вулканических зон Южной и Восточной Камчатки, а также дуги Хонсю. Коэффициенты множественной корреляции и в данных случаях оказались выше критического на уровне значимости, а стандартная ошибка определений глубин по уравнениям не превышает 16 км.

В период написания данной работы Ким Чун Уном по той же методике были получены и любезно переданы автору определения глубин очагов землетрясений под вулканами дуги Рюкю, Идзу-Бонинской и Алеутской, для которых характер соотношения составов с положением зоны Беньофа оставался неизвестен. Для всех Восточноазиатских дуг и отдельных их

Коэффициент детерминации, %	Парные коэффициенты корреляции с K_2O, SiO_2		Частные коэффициенты корреляции с K_2O, SiO_2	
	h	K_2O	h	K_2O
75,5	0,766	—	0,837	—
	-0,426	<u>-0,020</u>	-0,636	0,527
74,0	0,828	—	0,854	—
	-0,206	<u>0,033</u>	-0,416	0,371
66,5	0,733	—	0,805	—
	-0,213	<u>0,059</u>	-0,409	0,361
84,6	0,833	—	0,885	—
	-0,548	<u>-0,195</u>	0,711	0,565

частей нами были рассчитаны коэффициенты корреляции и выведены уравнения линейной зависимости между средними для вулканов значениями калинасыщенности и соответствующими глубинами до фокальных зон. Применение параметра K_n избавляет от необходимости введения второй независимой переменной (кремнезема), что упрощает форму уравнения связи без потери информации.

В табл. 41 включены исходные данные в виде числа вулканов, средних значений глубин и калинасыщенности, рассчитанные коэффициенты корреляции и линейные уравнения регрессии K_n по глубине. Исследования показывают, что для всех рассматриваемых районов, исключая Центральную Камчатскую депрессию, между калинасыщенностью лав вулканов и глубиной устанавливается высокая положительная связь (в среднем около 0,8), достоверная на уровне значимости 95%. Для о-вов Идзу и Рюкю уровень несколько ниже из-за небольшого числа наблюдений. Обращают на себя внимание близкие угловые коэффициенты всех уравнений при переменной, свидетельствующие о среднем повышении значения K_n на единицу при увеличении глубины на 10 км.

Сводный график зависимости K_n от положения зоны очагов землетрясений для всех Восточноазиатских дуг представлен на рис. 63. Близкие углы наклона линий связи к оси глубин указывают на сходный характер глубинных процессов под дугами, ответственных за одинаковый темп роста содержания калия в породах. Эту зависимость можно выразить одной условной линией с угловым коэффициентом, близким к 0,1. Субпараллельное смещение реальных линий на диаграмме определяется, вероятно, воздействием неучитываемых факторов — различием уровней K_n в исходном веществе, степени его плавления и добавлением калия при коровой контаминации. Основанием для последнего допущения является различное положение линий для о-вов Идзу и зоны Южная Фосса Магна, а также тот факт, что все средние значения K_n для вулканов дуг располагаются в интервале калинасыщенности между океаническим и окраинно-континентальными уровнями.

Таблица 40

Эмпирические уравнения регрессии соотношений содержания кремнезема, окиси калия и некоторых других элементов с глубиной до сейсмофокальной зоны

Уравнение регрессий	Число анализов	Стандартная ошибка оценки	Коэффициент	
			множественной корреляции	детерминации
Восточная Камчатка				
$h = 179,30 + 24,35 K_2O - 0,64 SiO_2$	$\frac{23}{401}$	$\pm 9,1$	<u>0,77</u>	0,59
Южная Камчатка				
$h = 209,26 + 26,13 K_2O - 1,59 SiO_2$	$\frac{15}{133}$	$\pm 10,6$	0,68	0,46
Курильские острова				
$h = 276,93 + 40,70 K_2O - 3,09 SiO_2$	$\frac{68}{1115}$	$\pm 10,5$	<u>0,92</u>	0,85
$h = 3,12,14 + 1,09 Rb_2O - 3,34 SiO_2$	$\frac{36}{324}$	$\pm 10,7$	<u>0,89</u>	0,79
$h = 110,74 + 0,21 Sr - 0,33 SiO_2$	$\frac{32}{193}$	$\pm 11,6$	<u>0,87</u>	0,76
$h = 429,35 + 2,32 Li_2O - 5,72 SiO_2$	$\frac{36}{323}$	$\pm 18,0$	<u>0,64</u>	0,41
$h = 402,52 + 12,93 Na_2O - 5,28 SiO_2$	$\frac{36}{319}$	$\pm 18,6$	<u>0,61</u>	0,37
$h = 417,76 - 0,84 Sc - 4,42 SiO_2$	$\frac{35}{279}$	$\pm 19,8$	<u>0,55</u>	0,30
$h = 155,89 - 1,61 I$	$\frac{57}{846}$	± 15	<u>0,77</u>	0,59
Юго-Западный Хоккайдо—Северный Хонсю				
$h = 345,32 + 34,97 K_2O - 3,99 SiO_2$	$\frac{24}{189}$	$\pm 15,6$	<u>0,66</u>	0,44
Индонезия				
$h = 397 + 35,04 K_2O - 5,26 SiO_2$		± 26	0,87	0,75
$h = 373 + 0,73 Rb_2O - 4,36 SiO_2$		± 32	0,73	0,53
$h = 110 + 0,14 Sr - 0,03 SiO_2$		± 30	0,83	0,69

Примечание. Подчеркнуты коэффициенты корреляции, значимые по критерию $T > 3$. В графе "Число анализов" в числителе указаны средние значения, в знаменателе — общее число анализов.

Полученные результаты не оставляют сомнения в наличии сильной корреляции между содержаниями в породах ряда некогерентных элементов и глубиной зоны очагов землетрясений, однако они не отвечают на вопрос, совмещены ли зоны магнообразования и землетрясений. Аппарат корреляционного анализа вскрывает лишь меру сопряженности вариаций переменных величин, сущность же и причины корреляций находятся вне компетенции статистических методов. Некоторую ясность в эту проблему

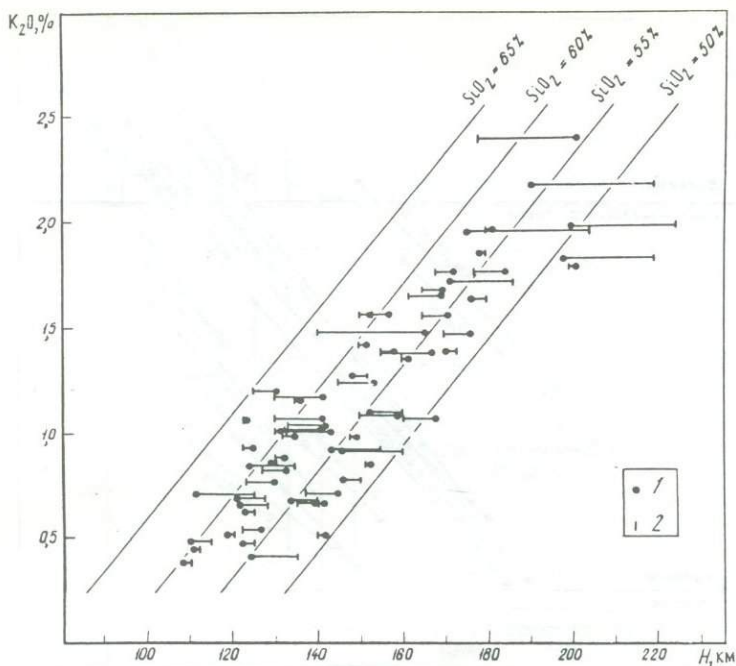


Рис. 62. Глубины до сейсмофокальных зон для Курильских вулканов, полученные по сейсмическим данным (1) и рассчитанные по эмпирическому уравнению (2)

может внести сравнительный анализ состава пород и глубин зон Беньофа между разными островными дугами и характер распределения калия и сопутствующих элементов в поперечном к простиранию дуг направлении.

В соответствии с одной из моделей (Куно, 1970; Мархинин и др., 1971) зона магмообразования представляет наклонную область скопления жидких расплавов в сейсмофокальном слое, составы которой в приподнятой и опущенной частях различны. Допуская эту модель как универсальную, следует ожидать появления более щелочных комплексов на дугах с большей глубиной очагов землетрясений под вулканами. Это следствие вытекает из общей геохимической концепции, согласно которой увеличение давления содействует отделению в жидкую фазу некогерентных крупноионных литофилов (калия, рубидия, стронция, бария и др.) и смещает отношения элементов в пользу более щелочных членов. Эти изменения состава с глубиной выплавки убедительно показаны на примере океанической толеит-щелочно-базальтовой ассоциации (Лутц, 1980).

Анализ распределения глубин очагов землетрясений под дугами Восточной Азии (рис. 64) свидетельствует, что по частоте, моде и среднему значению крайними типами в этом отношении являются дуги Идзу-Бонинская с большими (в среднем на 50 км) глубинами и Алеутская — соответственно с меньшими. Эти же дуги являются и антиподами по составу комплексов — преимущественно известковых для первой и субщелочных для второй. Обратное к ожидаемому соотношение состава вулканических продуктов противоречит гипотезе о существовании очагов магмы в сейсмофокальной области. Из графика на рис. 63 видно, что при высокой корреляции содержания калия с положением зоны Беньофа для вулканов отдельной дуги,

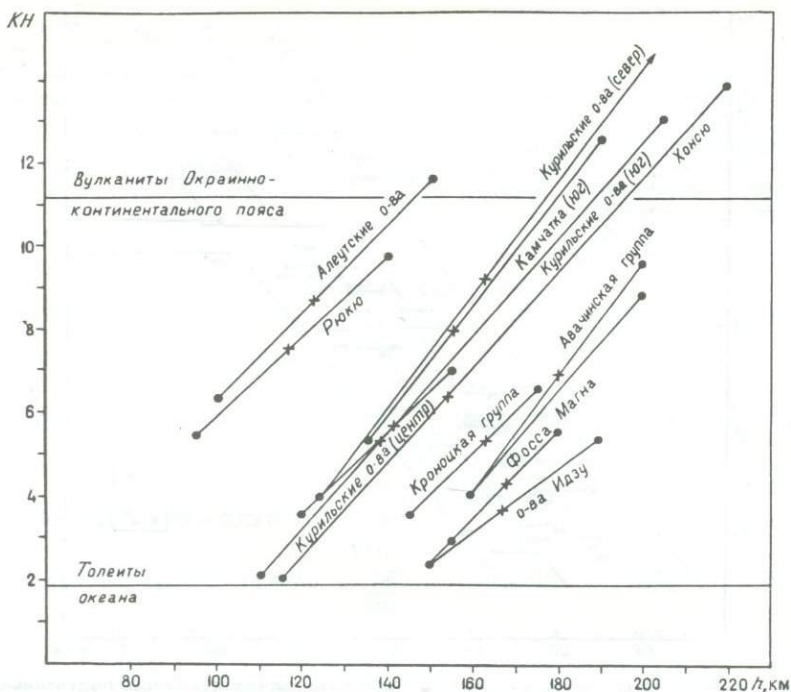


Рис. 63. Соотношение калиевой насыщенности (КН) пород вулканов островных дуг Восточной Азии с глубиной до сейсмофокальных зон

Таблица 41

Уравнение связи Кн пород островных дуг Восточной Азии и их частей с глубиной до сейсмофокальных зон (h)

Дуги и их отрезки	Число вулканов	Среднее значение		Уравнение регрессии Кн по h	Коэффициент корреляции
		Кн	h		
Идзу-Бонинская					
Южная Фосса Магна	8	4,3	167,9	$-13,15 + 0,104 h$	0,532
о-ва Идзу	7	3,7	166,8	$-9,03 + 0,076 h$	0,828
Хонсю	28	6,5	153,7	$-11,13 + 0,116 h$	0,887
Курильская					
южное звено	31	5,7	140,7	$-11,14 + 0,12 h$	0,905
центральное звено	10	5,4	137,9	$-8,65 + 0,102 h$	0,866
северное	20	9,3	162,3	$-13,43 + 0,14 h$	0,880
Камчатка					
южное звено	13	8,0	155,0	$-12,78 + 0,134 h$	0,807
Авачинское звено	11	6,9	179,0	$-16,14 + 0,128 h$	0,890
Кроноцкое	9	5,2	163,7	$-10,92 + 0,1 h$	0,669
Центральная депрессия	5	8,9	178,3	$-5,16 + 0,08 h$	0,280
Алеутская	16	8,8	122,2	$-4,22 + 0,106 h$	0,619
Рюкю	7	7,5	115,7	$-3,75 + 0,097 h$	0,615

Примечание. Подчеркнуты значения коэффициентов корреляции ниже критических при 95%-ном уровне достоверности.

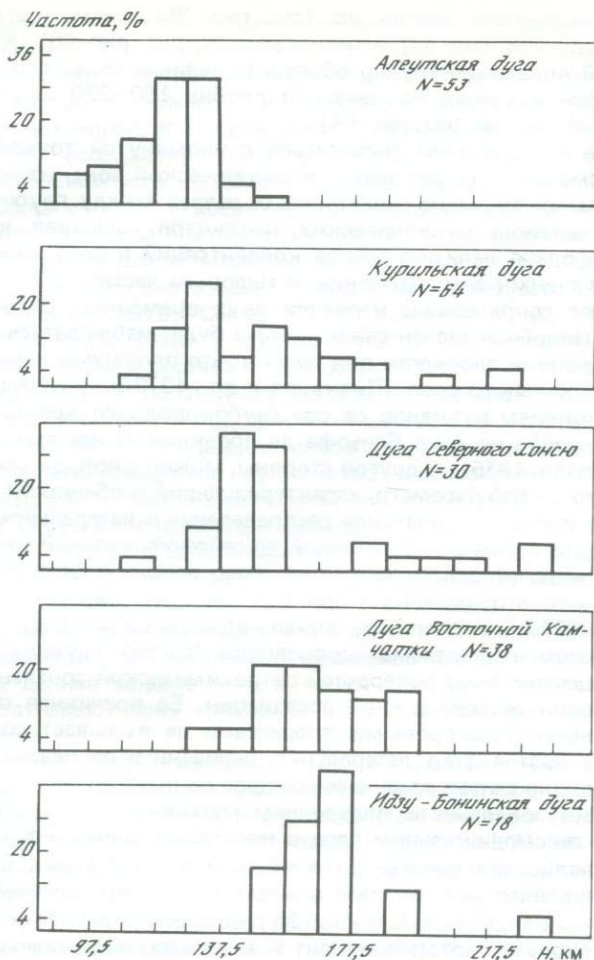


Рис. 64. Распределение глубин сейсмофокальных зон под вулканами на островных дугах Восточной Азии

для общей совокупности данных по всем дугам такая связь не будет проявлена из-за разного положения линий и разброса средних значений. Ослабление связи для объединенных совокупностей разных зон характерно и для окраинно-континентального Андийского пояса (Ломизе, 1983), что связано со специфическим характером соотношений состав—глубина для каждого участка.

Другая разновидность гипотезы о положении очагов магмы в зоне Беньофа связана с полиастиносферной моделью Р.З. Тараканова и Н.В. Левого (1967), согласно которой расплавы локализируются в участках пересечения астиносферных слоев с фокальной зоной на глубинах 120–160 и 220–280 км. Следствием такой модели должно быть полимодальное распределение окиси калия в латеральном направлении. Отсутствие "пиков" в содержании калия можно видеть из материалов по характеристике вариаций состава четвертичных пород Курильской дуги — гистограмм

содержаний химических элементов (см. рис. 35), схемы петрохимической зональности (см. рис. 42) и типизации дуг (см. рис. 48). Кроме того, с позиции этой концепции трудно объяснить наличие большого количества вулканов, проектируемых на интервал глубин 160–220 км, т.е. между астеносферными слоями (см. рис. 64).

Изложенное не позволяет согласиться с упомянутой точкой зрения о генерации магматических расплавов в сейсмической зоне, из чего следует отрицание прямых причинно-следственных связей между глубиной землетрясений и составом вулканических продуктов. Высокая корреляция возникает благодаря наличию тренда концентраций в поперечном направлении и росту глубин землетрясений к тыловым частям дуг, т.е., в сущности, отражает сопряженные вариации двух временных рядов переменных величин. Подобная тесная связь состава будет наблюдаться с глубиной до любой наклонной плоскости под дугами, что проверено нами для верхней кромки фокального слоя (Пискунов и др., 1979б), а также с горизонтальным расстоянием вулканов от оси глубоководного желоба и расстоянием от оси желоба по зоне Беньофа до проекции на нее вулканического центра (Dickinson, 1975). С другой стороны, можно с полной уверенностью утверждать, что любой параметр, характеризующий особенности вещественного состава и имеющий зональное распределение в латеральном направлении, будет коррелироваться с глубиной до сейсмофокальной зоны. Последнее в полной мере относится к соотношению легких и тяжелых РЗЭ (см. рис. 39) и, как это недавно было показано на примере дуги Хонсю (Nohda et al., 1981), к изотопному составу стронция и ниодима.

Таким образом, наблюдаемая корреляция "состав—глубина" возникает благодаря существованию поперечной петрохимической зональности состава вулканической островодужной ассоциации. Ее причинная обусловленность глубинными подкорковыми процессами не вызывает сомнения, на что указывает постоянство латеральных вариаций и их независимости от структуры коры (не считая изменения состава по простирацию дуг). Однако для объяснения зональности плавлением магмогенерирующего вещества в наклонном сейсмофокальном слое в настоящее время нет оснований.

В период написания работы была опубликована статья С.Е. Жаринова (1984), посвященная анализу главных факторов петрохимических вариаций четвертичных андезитов Большой Курильской гряды. На основе статистического подхода ее автор приходит к выводам, аналогичным изложенным нами выше: о зависимости химического состава вулканических продуктов от строения земной коры и глубины до сейсмофокальной зоны Беньофа (коэффициенты корреляции факторов равны соответственно 0,87 и $-0,84$). Выведены также уравнения, описывающие вариации состава в зависимости от глубины до зоны очагов землетрясений и мощности вулканогенно-осадочного слоя и определены тенденции изменения компонентов силикатного состава в зависимости от вариаций контролируемых параметров.

ЗАВИСИМОСТЬ ОСТРОВОДУЖНОГО ВУЛКАНИЗМА ОТ ПРЕДПОЛАГАЕМЫХ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ МОДЕЛИ ПОГЛОЩЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Одна из положительных сторон гипотезы тектоники плит — привлечение внимания к вопросу о связи состава вулканических пород с их тектоническим положением. Краеугольным камнем в фундаменте новой геодинамической модели является положение о четкой сопряженности каждого

типа вулканических пород с присущей лишь ему геодинамической обстановкой. Таким образом, был выделен вулканизм зон расхождения (спрединга) плит и зон столкновения (субдукции). В дальнейшем к ним добавился вулканизм "плюмажей", или горячих точек, трансформных разломов, окраинных морей, зон обдукции и др. Известково-щелочное семейство вулканических ассоциаций считается классическим для зон поглощения плит, на основании чего решается обратная задача — выделение палеозон Беньофа, сопряженных с древними продуктами вулканизма этого типа.

Концепции гипотезы плитовой тектоники неоднократно подвергались проверке с различных позиций — общегеологической (Сергеев, 1976; Белый, 1981), геотектонической (Власов, 1981; Белоусов, 1982), геофизической (Шейнманн, 1976; Сычев, 1979; Кочергин и др., 1980), петрологической (Добрецов, 1980) и др. Цель нашего исследования заключается в анализе зависимости состава пород островодужной ассоциации от основных кинематических параметров модели — глубины зоны субдукции под вулканами и скорости пододвигания плиты, а также в проверке фундаментального положения об индикаторной роли известково-щелочных толщ как характерных продуктов вулканизма над зонами схождения плит.

В соответствии с основным вариантом гипотезы плитной тектоники зарождение известково-щелочных расплавов происходит в верхней части опускающейся плиты в результате плавления морских осадков и пород метаморфизованного океанического слоя. Более глубокое положение плиты обуславливает поступление на поверхность расплавов с более щелочными свойствами по сравнению с малоглубинными очагами. В отношении локализации магматических расплавов и зависимости их составов от глубины данная модель не отличается от других гипотез, сторонники которых совмещают зону генерации магмы с областью глубоких очагов землетрясений.

В предыдущем разделе нами был проведен сравнительный анализ состава комплексов дуг с разными глубинами зон Беньофа (см. рис. 64). Результаты его показали, что реальное распределение составов (субщелочных на дугах с малой глубиной и известковых — с большой) не согласуется с основной геохимической концепцией — смещением составов в щелочную область с ростом глубин выплавления. Это же несоответствие видно и на графике "Кн—глубина" (см. рис. 63), на котором в расположении линий зависимости для островных дуг наблюдается тенденция увеличения калинасыщенности пород с уменьшением глубин фокальных зон.

Эти данные можно дополнить еще одним наблюдением. Общеизвестна близость составов толеитовых (известковых по нашей классификации) комплексов дуг Идзу-Бонинской и Тонга-Кермадек, которые рассматриваются многими исследователями как однотипные структуры, находящиеся на одинаковой стадии развития. Между тем глубина зоны Беньофа под дугой Тонга в среднем на 40 км меньше, чем под Идзу-Бонинской (соответственно 129 и 170 км). Напомним, что такое же различие глубин имеется и между дугами Идзу-Бонинской и Алеутской (170 и 122 км). Однако если во втором случае уменьшение глубин сопровождается изменением состава продуктов вулканизма (хотя и в щелочную область), то в первом соответствующих вариаций вообще не наблюдается. Все эти данные не позволяют связывать состав островодужной ассоциации с глубиной субдукции и противоречат гипотезе совмещения очагов питания вулканов с зоной гипоцентров землетрясений.

Вторым важным кинематическим фактором в зоне схождения плит, влияющим на химические вариации расплавов, является скорость субдукции, зависящая от абсолютной скорости перемещения литосферы,

угла между вектором вращения и фронтом дуги, а также от угла погружения. Влияние скорости на состав не столь однозначно, как глубины. Повышенная скорость субдукции определяет значительные объемы поставляемого в зону плавления материала и большие глубины, на которых достигаются условия плавления расплавов. С другой стороны, с нею связан термический режим плиты, так как количество тепла трения на поверхностном слое пропорционально скорости пододвигания (Итоги..., 1979). Генерируемое тепло должно способствовать достижению условий плавления на относительно меньших глубинах у быстро погружающихся плит. Независимо от этих вариантов модели для нас представляет интерес то обстоятельство, что дуги, расположенные над плитами с одинаковой скоростью субдукции, должны иметь сходный состав комплексов. Этот принцип и положен в основу доказательства зависимости состава вулканитов от геодинамического режима (Sugisaki, 1976).

По данным Ле Пишона (цит. по: Sugisaki, 1976), для Восточноазиатских дуг скорости пододвигания плиты последовательно уменьшаются от Марианской дуги (9 см/год) к Алеутской (5,3 см/год для восточной части). По падению скоростей движения дуги образуют ранжированный ряд: Марианская и Идзу-Бонинская, Хонсю, южная часть Курильской, Алеутская. Для западной части Алеутской дуги скорость погружения равна нулю вследствие эффекта косоуго взаимодействия плит, чем и объясняется отсутствие четвертичных вулканов на Командорских и Ближних островах. В случае справедливости рассматриваемой гипотезы мы должны наблюдать такие же убывающие ряды по объему вулканического материала и степени сходства (близости) химических составов пород.

Соотношение объемов вулканических продуктов на разных дугах и интенсивности извержений проанализированы В.И. Влодавцом (1974), который пришел к выводу об отсутствии в историческое время связи между интенсивностью вулканизма и типом тектонических систем. Для дочетвертичных комплексов несоответствие объемов со скоростями наблюдается достаточно отчетливо. Так, в главе III нами показано, что плиоценовое время на дуге Хонсю характеризуется весьма слабыми извержениями и соответствующий объем поставляемого материала незначителен по сравнению с древними фазами (см. табл. 25). Для Курильской дуги и Камчатки вулканизм этого времени, напротив, отличается интенсивностью и проявился на обширной площади. Трудно объяснить в рамках кинематической модели повсеместное распространение плиоценовых вулканических толщ на Алеутской дуге, включая ее западный фланг. Постоянное и равномерное погружение океанической литосферы плохо согласуется с циклическим характером вулканизма и существованием периодов его ослабления (вплоть до полного прекращения), в течение которых на дугах происходило накопление осадочно-терригенных и вулканомиктовых отложений.

Для определения степени сходства разных дуг нами выполнен статистический анализ групп — распределение комплексов дуг по более или менее однородным совокупностям и установление соотношений между ними. В качестве меры близости или сходства составов взят дистанционный коэффициент Д. Шоу (1968), количественно учитывающий разобченность комплексов в многомерном пространстве окислов. Средние содержания породообразующих элементов и стандартные отклонения по четвертичным комплексам дуг приведены в табл. 42. Предварительно до расчета коэффициентов все данные были стандартизованы по параметрам объединенной совокупности. Графические результаты в виде дендрограммы, построенной по методу группового комбинирования с усреднением расстояния,

Таблица 42

Средний химический состав четвертичных вулканических пород островных дуг Восточной Азии (в мас. %)

Окислы	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	54,19 6,59	53,29 4,79	57,46 5,36	57,24 5,06	58,09 4,96	58,45 5,81	57,10 5,25
TiO ₂	0,95 0,45	0,77 0,29	0,82 0,33	0,68 0,28	0,85 0,30	0,83 0,30	0,84 0,27
Al ₂ O ₃	16,38 1,86	17,57 1,70	17,37 1,59	17,67 1,69	17,28 1,16	17,56 1,72	17,53 1,43
Fe ₂ O ₃	3,40 1,54	3,80 1,39	3,04 0,99	3,66 1,58	2,81 1,08	3,30 1,64	3,08 1,06
FeO + MnO	8,29 2,80	6,29 1,70	5,59 1,88	4,89 1,71	5,13 1,53	4,31 1,92	4,83 1,53
MgO	4,49 0,69	4,58 1,27	3,88 1,57	3,73 1,54	3,58 1,44	3,40 1,76	3,82 2,04
CaO	9,57 2,64	10,26 1,68	7,93 1,99	7,80 2,03	7,55 2,09	7,17 2,34	7,74 2,33
Na ₂ O	2,23 0,73	2,72 0,34	2,89 0,69	3,12 0,66	3,09 0,58	3,54 0,84	3,59 0,71
K ₂ O	0,57 1,16	0,72 0,22	1,02 0,61	1,19 0,65	1,62 0,70	1,44 0,73	1,49 0,63
Число анализов	91	40	371	919	123	559	114

Примечание. Среднее содержание окислов — в числителе, стандартные отклонения — в знаменателе. Островные дуги: I — Идзу-Бонинская; II — Марианская; III — Хонсю; IV — Курильская; V — Рюкю; VI — Камчатская; VII — Алеутская.

показаны на рис. 65. Кластерный анализ свидетельствует, что по степени близости составов среди рассматриваемых комплексов выделяются две разобщенные группы — Рюкю с Алеутской и Хонсю с Марианской — с максимальным сходством пород внутри их. На следующей стадии к ним присоединяются комплексы с меньшей степенью сходства, к первой — Камчатки, ко второй — Курильских островов. В дальнейшем обе группы объединяются в одну совокупность, к которой лишь на последней стадии присоединяется наиболее отличающийся от них комплекс Идзу-Бонинской дуги. Дендрограмма сходства вулканических продуктов Восточноазиатских дуг не обнаруживает подобия упомянутому ряду по убыванию скоростей движения плиты, что опровергает мнение о существовании зависимости состава расплавов от основного кинематического параметра режима субдукции. Эти данные, как и полученные ранее по соотношению с глубиной зон Беньофа, подтверждают высказывания о том, что кинематическая модель выглядит правдоподобно в применении к отдельной дуге или части пояса и лишь в чисто геометрическом аспекте (Белый, 1981). Обобщение же данных по большому количеству объектов обнаруживает ее слабые стороны и примеры несовместимости гипотезы с фактами.

К аналогичному отрицательному результату привела попытка Р. Сугисаки обнаружить вариации окиси калия в дугах Тихого океана от скорости схождения плит (Sugisaki, 1976, рис. 3). Корреляционный анализ зависимости концентраций породообразующих окислов от абсолютной скорости движения и двух ее модификаций, проведенный такими убежденными сторонниками новой глобальной тектоники, как И.И. Абрамовичем и И.Г. Клушиным (1978), показал значимые коэффициенты связи лишь для натрия (максимальный — 0,3), к тому же достоверные на более низком, чем это принято в геологии, уровне 90%. В результате упомянутые авторы пришли



Рис. 65. Дендрограмма близости средних химических составов вулканических пород Восточноазиатских островных дуг по дистанционному коэффициенту Д. Шоу

к заключению о том, что слабые связи определяются разнообразием и вместе с тем конвергенцией $P-T$ условий на глубине при сложном взаимодействии плит.

Общая принадлежность вулканитов островных дуг и окраинно-континентальных поясов к известково-щелочному магматическому семейству формально не противоречит их совместному отнесению к индикаторным толщам, трассирующим положение зон субдукции. Для окраинного пояса континента Евразии палеодинамическая обстановка конца мезозоя—начала кайнозоя не известна из-за отсутствия данных по сейсмичности и изостатической уравновешенности, поэтому режим субдукции реконструируется по аналогии с современными островными дугами на основании сходства магматических производных. Однако показанные систематические отличия химического состава однотипных по кремнекислотности пород островных дуг и краевого пояса (см. рис. 58) свидетельствуют о специфике условий генерации расплавов в их пределах и не позволяют механически переносить современные условия островных дуг к поясам. Некоторое представление об условиях тектоно-магматического процесса в пределах последних может быть получено из анализа режима двойных вулканических зон в системе островных дуг.

Как известно, структуры островных дуг характеризуются хорошо выраженным зональным строением: глубоководный желоб—невулканическая внешняя дуга—междуговой прогиб—активная внутренняя дуга—окраинное море. Кроме этих, сравнительно просто устроенных структур, в переходной области от океана к континенту имеются дуги, вулканизм в которых локализован в двух зонах: Камчатка, о-в Папуа—Новая Гвинея, о-в Северный, Новая Зеландия. Внешние активные вулканические зоны в них сопряжены с глубоководными желобами и характеризуются всеми параметрами глубинного строения, свойственными всей системе островных дуг — аномалиями силы тяжести, разуплотнением верхней мантии, сейсмофокальной зоной.

Тыловые пояса представляют линейные зоны плиоценового, плейстоце-

нового и голоценового вулканизма, не уступающего по интенсивности и масштабам фронтальным поясам. Заложены они, как правило, на границе участков с утолщенной консолидированной корой, в строении которой принимают участие мезозойские и палеозойские отложения, и области прогибания, развивающихся на месте древних грабен-синклинальных структур (депрессии Центральная Камчатка, Раму-Маркхем и Таупо). По структурно-тектоническому положению внутренние зоны островных дуг сходны с мел-палеогеновым окраинно-континентальным поясом, заложенным на складчатом основании разнородного строения и сопряженным с геосинклинальными прогибами (Устиев, 1969; Белый, 1978).

Как правило, тыловые зоны простираются далеко за пределы желобов, связанных с внешними зонами, или вообще не сопровождаются ими (Коромандель—Норфолк). Зоны концентрации очагов глубоких землетрясений под ними отсутствуют. Сейсмичность проявляется лишь в редких коровых и неглубоких подкоровых землетрясениях. В целом по выделению сейсмической энергии они резко контрастируют внешним зонам. Аномалии силы тяжести и гравитационная неуравновешенность выражены на них не столь резко и имеют различный характер (Эрлих, 1973; Павлов и др., 1975).

Двойные вулканические зоны на островных дугах являются "камнем преткновения" для модели тектоники плит, так как все попытки связать вулканизм тыловых зон с субдукцией в современном желобе обречены на неудачу. Это заставило сторонников гипотезы предположить ряд усложненных вариантов, связанных с расщеплением дуги, расколом и смещением плиты на глубине и "инерционным" вулканизмом (Кариг, 1974; Леглер, 1977).

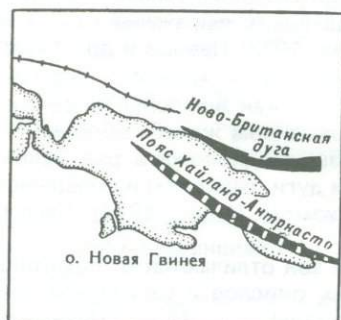
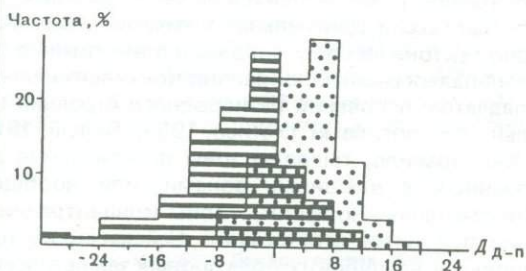
По химическому составу породы тыловых зон отличаются от фронтальных по содержанию ряда породообразующих окислов и сериальной принадлежности (Петрохимия ..., 1966; Вулканы ..., 1972; Пискунов, 1981), проявляя сходство с вулканитами окраинно-континентальных поясов. Применение функции "дуга—пояс" с достоверностью 99% подтверждает химическую индивидуальность продуктов вулканизма тыловых зон и их принадлежность по концентрациям дискриминантных окислов к типу магматических образований окраинно-континентальных поясов (рис. 66) (Пискунов, 1983).

В этом отношении интересен анализ пород Центральной Камчатской депрессии, для которых гистограмма функции "дуга—пояс" имеет неоднородное распределение с максимумами, приходящимися на средние значения для пояса и дуги (рис. 67). Принадлежность вулканитов депрессии к разным по природе типам известково-щелочного вулканизма иллюстрируется и составами продуктов северного и южного прорыва Большого Толбачинского извержения (Геологические ..., 1978), различия которых не получили еще исчерпывающего объяснения.

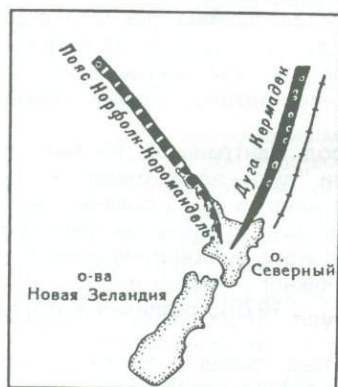
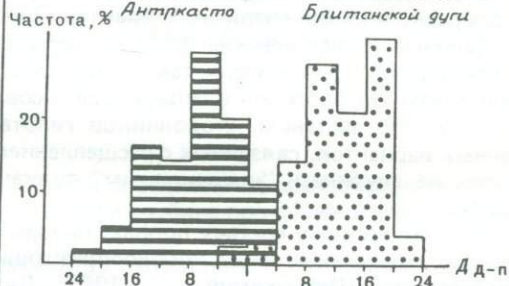
Исходя из принципа сопряженности состава пород с тектонической обстановкой и основываясь на доказанном сходстве вулканитов тыловых зон и окраинных поясов Восточной Азии, можно допустить их общность в отношении геодинамических условий формирования. Неприменимость концепции плитовой тектоники к современной обстановке тыловых зон островных дуг как частных объектов может быть распространена и на условиях планетарного окраинно-континентального пояса, действительными аналогами которого они и являются в отличие от внешних зон. Как следствие, отсюда вытекает вывод о невозможности представления ассоциаций вулканитов поясов и дуг в качестве индикаторных толщ однотипного геодинамического режима.



Срединно-Камчатский пояс Дуга Вост. Камчатки



Пояс Хайланд-Антаркто Зап. часть Ново-Британской дуги



Пояс Норфолк-Коромандель Дуга Тонга-Кермадек

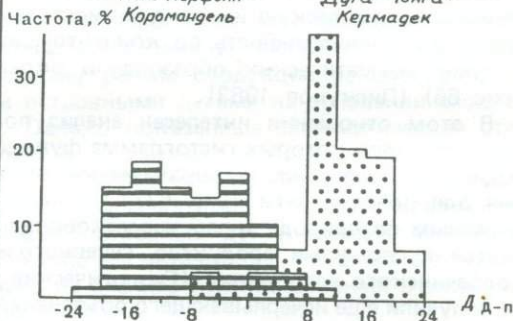


Рис. 66. Сравнение состава вулканитов двойных вулканических зон по значениям дискриминантной функции "дуга-пояс"

1 — внешние; 2 — внутренние вулканические зоны; 3 — глубоководные желоба; 4 — породы островных дуг; 5 — породы внутренних вулканических поясов

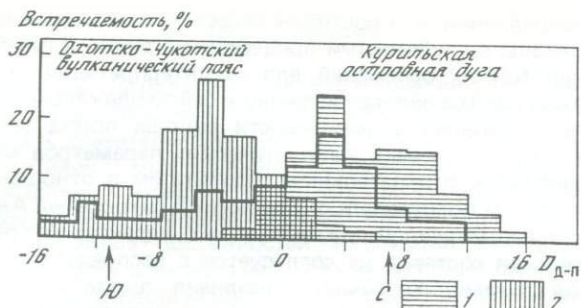


Рис. 67. Распределение значений функции "дуга-пояс" для составов вулканических пород Центральной Камчатской депрессии (жирная линия)

1 — распределение функции для пород Курильской островной дуги; 2 — для пород Охотско-Чукотского вулканического пояса. Стрелками отмечены значения функции для средних составов пород Большого трещинного Толбачинского извержения (Ю — южный прорыв, С — северный прорыв)

Заканчивая анализ исследований, направленных на проверку применимости концепций плитовой тектоники, следует отметить безуспешность попыток выявления сопряженных вариаций вулканических пород с предполагаемыми кинематическими параметрами режима и необоснованность представлений об аналогии дуг с поясами и тождественности состава магматических производных. Полученные результаты позволяют присоединиться к утверждению Н.Л. Добрецова, который на основании глобальных петрологических обобщений пришел к выводу о том, что "данные по вулканизму других дуг (кроме Камчатки. — Б.П.) слишком часто не соответствуют вышеприведенной модели субдукции" (1980, с. 177).

Выводы

1. Содержание окиси калия и ряда редких элементов в породах островодужных ассоциаций меняется по простираанию дуг и коррелируется с мощностью коры и ее гранитного слоя. Зависимость между ними не имеет функционального характера, что связано с неопределенностями в установлении мощности коры и изменениями составов слагающих ее слоев. Коровое воздействие проявляется главным образом в увеличении диапазона поперечных вариаций и уровня максимального значения калинасыщенности пород. Сходные соотношения наблюдаются и для составов плиоценовых вулканических и миоценовых интрузивных образований, что свидетельствует о длительности и устойчивости процессов корового взаимодействия с расплавами. Корреляция составов вулканических продуктов с мощностью коры еще более наглядно выражена при сравнении пород островных дуг, имеющих в общем кору переходного типа, океанов, в пределах которых гранитный слой вообще отсутствует, и окраинно-континентальных поясов, характеризующихся наличием мощного гранитного слоя.

2. Анализ связи состава вулканитов с глубиной сейсмофокальной зоны под вулканами показывает высокую корреляцию для ряда литофильных элементов и значений индекса классификации, выражающего сериальную принадлежность пород. Сопоставление данных по всем дугам северо-западной части Тихого океана приводит к заключению о том, что причиной наблюдаемых зависимостей являются изменения состава ассоциации в

поперечном направлении к простиранию дуг. Эти латеральные вариации несомненно связаны с глубинными процессами, однако в настоящее время не имеется достаточных оснований для их интерпретации за счет плавления мантийного вещества непосредственно в сейсмофокальном слое.

3. Попытка установления зависимости состава пород островодужной ассоциации от предполагаемых кинематических параметров модели тектоники плит приводит к отрицательным результатам в отношении как глубины, так и скорости погружения океанической литосферы. Анализ сходства вулканических комплексов показывает, что характер их группирования по степени близости составов не согласуется с распределением скоростей субдукции под дугами. Устойчивые различия пород островных дуг и окраинных поясов не позволяют рассматривать вулканические комплексы последних как индикаторные толщи под зонами погружения плит. Палеодинамическая обстановка окраинных поясов Восточной Азии, вероятнее всего, близка к современным условиям вулканизма тыловых зон островных дуг, которые в действительности и являются их аналогами по составу продуктов и структурно-тектонической обстановке.

Следует отметить, что в задачу нашего исследования не входила проверка основных положений плитовой тектоники. Полученные результаты свидетельствуют лишь о том, что петрологические аспекты гипотезы вряд ли могут быть привлечены для объяснения происхождения магм островных дуг.

Глава VII

ПЕТРОГЕНЕЗИС ОСТРОВОДУЖНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

Проблема происхождения известково-щелочных вулканических пород островодужной ассоциации представляет интерес для многих отраслей наук о Земле не только в петрологическом и металлогеническом отношении, но и в более широком аспекте в связи с проблемой островных дуг. Близость средних составов пород островодужной ассоциации и земной коры открывает возможные пути решения фундаментальной геологической проблемы — формирования континентальной земной коры.

Изучение генезиса магм островных дуг проводится с различных точек зрения — геологической, тектонической, петрографической, химической, физико-химической, экспериментальной, изотопной, баланса вещества, геофизической и др. В данной работе основное внимание будет уделено геологической петрологии с привлечением необходимых данных и по другим методам. Следуя идеям основоположника петрографической науки Ф.Ю. Левинсон-Лессинга и его ученика, одного из виднейших петрографов страны Г.Д. Афанасьева, признававшими за геологией решающее слово в петрогенетической проблеме, мы попытаемся подобрать наиболее непротиворечивую модель, адекватно отражающую основные особенности островодужной ассоциации — ее строение, состав, продольные и поперечные вариации, соотношения с другими магматическими семействами, тектоническую обстановку проявления и глубинные условия магматического процесса.

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ В ПРОБЛЕМЕ МАГМООБРАЗОВАНИЯ И ИХ РЕШЕНИЕ В СОВРЕМЕННЫХ МОДЕЛЯХ

Многочисленные петрологические исследования, экспериментальное и теоретическое моделирование, особенно интенсивные в последнее десятилетие, привели к значительному прогрессу в познании генезиса магм островодужной ассоциации, хотя в целом проблема еще далека от окончательного решения и остается предметом острых дискуссий. Ни одна из многочисленных современных гипотез не может претендовать на исчерпывающее отражение конкретных особенностей ассоциации вулканических пород, однако в то же время и ни одна из них не может быть окончательно отвергнута. Разнообразие существующих генетических представлений объясняется как сложностью и многогранностью проблемы, включающей образование всей серии пород по кремнекислотности, так и конвергентностью природы вулканических пород, допускающей возникновение близких по составу расплавов из несходных в вещественном отношении субстратов в результате разнообразных процессов магмообразования. В то же время планетарная распространенность вулканитов рассматриваемой ассоциации, их значительные объемы и формационное единство составов указывают на существование глобального, наиболее часто реализуемого в данных условиях механизма генерации расплавов, приводящего к формированию данного типа пород.

Основными вопросами, подлежащими анализу в каждой генетической модели, являются: а) коровая или мантийная природа магм; б) причины проявления кремнепересыщенных расплавов и разнообразия состава магматических продуктов; в) флюидный режим магмообразования. Этим перечнем, безусловно, не ограничивается проблематика петрогенезиса, включающая также такие важные вопросы, как механизм генерации и скопления жидкой фазы, динамика подъема магмы и ряд других. Однако рассмотрение этих основных положений, вскрывая сложность проблемы в целом, позволяет осветить главные направления современных генетических разработок и дает возможность критически оценить возможность их применения к реальной ассоциации вулканитов островных дуг.

Природа магм

Вопрос о ювенильном (мантийном) или коровом происхождении расплавов вулканических пород островных дуг — центральный в генетической проблеме, поскольку с ним связан выбор магмопроизводящего субстрата, механизма плавления, отделения жидкостей и ряд других. От решения этого вопроса зависит также и оценка значения островодужного вулканизма в формировании земной коры, так как в "коровых" моделях верхним оболочкам Земли отводится роль мобиллизита, а вулканизм ответствен лишь за перераспределение вещества и усложнения их структуры; в "мантийных" же он — ведущий геологический процесс в новообразовании и увеличении мощности континентальной коры.

По отношению к этому вопросу современные гипотезы делятся на группы: мантийную, коровую и смешанную (корово-мантийную). Гипотезы первой группы связывают образование первичных магм островодужной ассоциации с плавлением вещества верхней мантии. Существуют разные представления о модельных составах мантийного субстрата — от природных ультрабазитов (лерцолитов, гарцбургитов, пироксенитов, гранатовых перидотитов) до искусственных пиролитов, различия которых относятся в

основном к количественной способности выплавления базальтоидных производных (Пугин и др., 1978). Минералогический состав его в зависимости от глубинности представлен в общем ассоциацией плагиоклаза, амфибола, шпинели, оливина, пироксенов, граната (Соболев и др., 1972).

Важным стимулом к разработке ювенильных гипотез явилось выдающееся открытие Г.С. Горшкова (1956), связанное с определением в верхней мантии под современными вулканами магматических очагов методом сейсмического экранирования, что неоднократно подтверждалось последующими геофизическими исследованиями. Основываясь на независимости состава вулканических пород от мощности коры, Г.С. Горшков разработал гипотезу о "сквозькоревой" природе островодужного вулканизма (1967), получившей широкую поддержку.

Модели ювенильного магмообразования получили экспериментальное подтверждение в многочисленных опытах по плавлению в сухих и водных условиях синтетических смесей и природных ультрасосновных пород (Йодер и др., 1965; Грин и др., 1968; Yoder, 1969; Kushiro, 1972; Boettcher, 1973; Генштафт, 1977; Рябчиков и др., 1978; Майсен и др., 1979). Экспериментами доказана возможность осуществления нескольких процессов, обеспечивающих проявление расплавов, насыщенных и пересыщенных кремнеземом, которые в совокупности могут привести к формированию спектра выплавов с широким диапазоном содержаний кремнезема, сходного с его распределением в ассоциации вулканитов островных дуг.

Группа коровых гипотез связывает образование пород известково-щелочного семейства с палингенезом низов коры и ее гранитного слоя (Rittmann, 1970; Маракушев и др., 1975; Федорченко и др., 1975; Ермаков, 1977; Маракушев и др., 1977; Масуренков, 1979). Эти гипотезы разрабатываются наиболее давно и в отношении кислых вулканитов многое заимствуют из моделей образования гранитов. В настоящее время существует много модификаций этой группы, привлекающих разнообразие механизмы магмообразования: метаморфическую и палингенную дифференциацию (Павленко и др., 1977), флюидно-магматический анатексис (Reverdatto et al., 1982), пирометаморфизм (Волынец, 1973), полное переплавление (Keller, 1970; Sigurdsson, 1977) и др. Привлекательной стороной данных моделей является использование сравнительно хорошо изученных процессов, их экспериментальная воспроизводимость (Wyllie, 1972, 1977), разнообразный возможный состав исходного материала, включая породы амфиболитового и гранулитового уровней метаморфизма. Общим аргументом в пользу гипотез является глобальная приуроченность ассоциации вулканитов к участкам с утолщенной земной корой, обилие в лавах коровых ксенолитов, лейкократовый облик продуктов вулканизма и их обогащенность крупноионными литофильными элементами.

В последнее время гипотеза корового магмообразования получила "второе дыхание" благодаря сейсмическим исследованиям, показавшим физическую природу границы М под островными дугами и расслоенность верхней мантии до глубин 90–100 км, что позволяет предположить распространение коровых по составу субстратов в мантии на 50–70 км (Глубинное..., 1978; Злобин и др., 1982; Федорченко и др., 1982). Эти представления в какой-то степени созвучны взглядам Г.Д. Афанасьева (1973), допускавшим возможность существования в верхней мантии "сиалической" оболочки на глубинах до сотен километров.

Несмотря на привлекательные стороны гипотез этой группы, тем не ме-

нее в отношении вулканических пород островных дуг они сталкиваются с рядом трудно преодолимых противоречий в виде данных по петрохимической устойчивости составов, изотопным соотношениям, содержанию редких и редкоземельных элементов, глубинному положению "корней" вулканов и др., вследствие чего анатексис коры не может быть признан основным механизмом формирования островодужной ассоциации (Boettcher, 1973; Рябчиков и др., 1978).

Гипотезы третьей группы, привлекающие мантийные и коровые процессы для генерации известково-щелочных магм, наиболее многочисленны. Они разделяются на ювенильно-ассимиляционные, признающие глубинное зарождение расплавов с последующей модификацией их составов на коровых уровнях, и "субдукционные", основывающиеся на плавании океанического слоя при погружении литосферы или перекрывающего мантийного клина над зоной субдукции. Разработаны различные варианты этих гипотез. Согласно одним, первичный мантийный расплав, ассимилируя пелитовые породы и осаждая часть минералов, изменяет состав до высокоглиноземистого базальта, последующая дифференциация которого дает начало известково-щелочной серии (Бабанский и др., 1982; Богатиков и др., 1983). По другим вариантам, базальты островодужной ассоциации — это первичные мантийные расплавы, а их взаимодействие с коровым субстратом обуславливает появление серии кремнекислых дифференциатов (Wilcox, 1954; Turner et al., 1960; Ротман, 1975; Маракушев, 1976; и др.). В качестве механизма взаимодействия допускается гибридизм (Попов, 1982; Eichelberger, 1978), ассимиляция (Kuno, 1950; Yamasaki, 1956; Мархинин, 1967), анатексиз (преимущественно для кислых расплавов) (Маракушев и др., 1975; Ewart et al., 1977; Thorpe et al., 1980).

"Субдукционные" модели от первых вариантов, предполагавших переплавление океанических базальтов, метаморфизованных до амфиболитов и эклогитов, к настоящему времени существенно модифицированы и в отношении физико-химической разработанности, геохимического и экспериментального обоснования достигли известного совершенства (Рябчиков и др., 1978; Ушаков и др., 1979; Green, 1980). Однако если с точки зрения состава образующихся расплавов, балансовых расчетов и физических условий плавления эти модели формально не противоречат условиям, то сама концепция субдукции не согласуется со многими геологическими данными и, как показано в предыдущей главе, с особенностями распределения состава вулканических комплексов, что препятствует ее использованию в отношении не только окраинного пояса Евразии, но и Восточноазиатских островных дуг.

Из числа "субдукционных" гипотез следует особо выделить модели, которые оперируют с погружающейся плитой только лишь как с источником мигрирующих вверх флюидов с легкорастворимыми компонентами (Best, 1975; Fyfe et al., 1975). По механизму генерации расплавов в мантийном клине они, в сущности, мало отличаются от вариантов ювенильной модели, использующих водное плавление перидотита мантии.

Кроме перечисленных основных разновидностей гипотез "чистой линии", предложены варианты смешанных моделей, использующих комбинации всех упомянутых механизмов генерации расплавов. Как свидетельствуют О.А. Богатиков и И.В. Лучицкий в обзоре проблем островодужного вулканизма, "многие исследователи считают, что химические характеристики магм островных дуг вообще не могут относиться к одностадийному процессу плавления источника одного состава в мантии, а должны включать две или более стадий, объясняющих различия в количественных элементах и изотопов в магмах, извергаемых в различных тектонических обстановках"

(1983, с. 138). По этой причине современный период в петрологии характеризуется разработкой сложных многостадийных моделей с участием коровых и мантийных компонентов, перемещенных тектоническими процессами и флюидами, с привлечением плавления, смешения, ассимиляции и палингенеза (Kay, 1977; Green, 1980; Thorpe et al., 1980; Coulon et al., 1981; Цветков, 1983).

Кроме появления многостадийных гипотез, характерной чертой современных петрогенетических разработок является отход от представлений о магмообразовании как изохимическом процессе, в рамках которого вряд ли возможно решение проблемы происхождения известково-щелочных серий (Жариков и др., 1978). Поэтому в основу целой серии моделей положена концепция флюидно-магматического взаимодействия с выносом—выносом компонентов и метасоматическим преобразованием мантийного вещества (Коржинский, 1973; Кутыев и др., 1979; Маравишев, 1979; Wass et al., 1980; Mcculloch et al., 1981; Лутц, 1980; Пополитов и др., 1981; Коваленко и др., 1982; Рябчиков, 1982).

Генерация кремнепересыщенных расплавов

Проблема образования средних и кислых магм наиболее просто решается для коровых и (частично) смешанных групп гипотез, однако для моделей мантийного магмообразования вопрос этот сложный и дискуссионный. В настоящее время экспериментальными работами и полевыми наблюдениями доказана возможность образования расплавов, содержащих свободный кремнезем, из основных и ультраосновных пород в результате реализации разнообразных процессов, из которых наиболее важное значение имеет неравновесное плавление и фракционирование расплавов (Boettcher, 1973; Пугин и др., 1978; Белоусов и др., 1983).

Первый из этих механизмов допускает прямое выплавление жидкостей, насыщенных и пересыщенных кремнеземом, из ультраосновного вещества на небольших глубинах в результате инконгруэнтного плавления энстатита. С увеличением давления свыше 5 кбар плавление становится конгруэнтным, однако присутствие воды восстанавливает инконгруэнтный характер до высоких давлений (Kushiro, 1974). При плавлении перидотита в присутствии воды до давления 30 кбар получен спектр выплавки с широким диапазоном содержания кремнезема в зависимости от насыщения летучими. Нонвариантная точка на фазовой диаграмме при избытке воды отвечает 80% кремнесодержания (Майсен и др., 1979). На возможное осуществление этого процесса в природных условиях указывают данные изучения состава стекловатых фаз в ультраосновных включениях в современных лавах Камчатки, содержащих до 77% кремнезема (Колосков и др., 1980). Аналогичные по кремненасыщенности фазы образуются при прямом плавлении в водных условиях базальтов и их метаморфических эквивалентов (Йодер и др., 1965; Holloway et al., 1972).

Из механизмов фракционирования расплавов наиболее важна кристаллизационная дифференциация, проявляющаяся при достижении ликвидусных условий, когда при неравновесной кристаллизации происходит отсадка твердых фаз, недосыщенных кремнеземом, — оливина, шпинели, амфиболов. К аналогичному эффекту образования жидкостей со свободным кремнеземом приводит и процесс окисления двухвалентного железа до трехвалентного с отсадкой магнетита и освобождением соответствующего количества кремнезема (Осборн, 1964). Реальность осуществления обоих этих механизмов генерации кислых производных многократно подтверждена экспериментальными работами, начиная с опытов Н. Боуэна, и природными

наблюдениями (Купо, 1960; Тернер и др., 1961; Селянгин, 1979, 1980; Бабанский и др., 1982). Заслуживает также внимания разновидность фракционной модели, предложенная В.А. Жариковым с соавторами (1978, 1980), согласно которой основной причиной избытка кремнезема является вынос флюидами щелочей из пород.

За другими известными механизмами дифференциации расплавов — ликвацией, гравитационным и температурно-диффузионным разделением, газовым переносом и др. — признается лишь второстепенное значение по вкладу в общее разнообразие пород вулканической ассоциации.

Флюидный режим

Участие летучих компонентов в магматическом процессе допускается преобладающим большинством петрологов. Гипотеза о потоках мантийных флюидов, предложенная Д.С. Коржинским в 1952 г., получила в настоящее время теоретическое и экспериментальное обоснование и подтверждена многочисленными геологическими наблюдениями (Овчинников, 1973; Флюидный режим..., 1980; Моисеенко и др., 1982; Флюиды..., 1982).

Значение летучих компонентов, в первую очередь воды и ее производных, многообразно и сопоставимо с ролью силикатной составляющей расплавов. За глубинными, существенно водородными флюидами, представляющими эндогенные потоки энергии и вещества, как следствие процесса дегазации Земли, признается ведущая роль в магмообразовании (Велинский, 1970; Волохов, 1979; Маракушев, 1979). Растворение летучих, степень которого увеличивается с ростом температуры и давления (Хитаров и др., 1968), представляет не только физический процесс, но и химическое взаимодействие, меняющее структуры и свойства расплава и вызывающее ряд обменных реакций, направленных в сторону соединения более кислотных анионов с более основными катионами. Эффект растворения летучих, влияющий на кислотно-основные характеристики магматических систем, вызывает снижение температуры и изменение полей кристаллизации минеральных фаз, в частности расширение поля оливина за счет пироксена и пироксена за счет плагиоклаза, что обуславливает проявление кремнепересыщенных высокоглиноземистых составов (Когарко и др., 1978; Кислотно-основные..., 1982). Повышенное парциальное давление кислорода, связанное с ростом концентрации воды, вызывает повышение устойчивости минералов, содержащих трехвалентное железо (магнетит, роговые обманки), что может существенно изменить процесс фракционирования расплава.

Работами Д.С. Коржинского, его учеников и последователей разработана концепция флюидно-магматического взаимодействия, согласно которой флюидами путем привноса—выноса производится изменение силикатного вещества (дебазификация) с приближением его состава к низкотемпературной эвтектике или котектике и образование в конечном счете расплава. Состав возникающей жидкой фазы в значительной степени определяется щелочностью воздействующих флюидов. Дальнейшее взаимодействие расплавов с флюидами — важный фактор магматической эволюции, приводящей к наблюдаемому разнообразию состава магм (Коржинский, 1973; 1977; Маракушев, 1973; Жариков и др., 1980; Перчук и др., 1980; Рябчиков и др., 1980; Кузнецов и др., 1982; Эпельбаум и др., 1982; Фролова и др., 1982).

Оценки количества летучих, участвующих в глубинном магмообразовании, разноречивы и колеблются от 0,5% (Йодер и др., 1965) до 7% (Виноградов, 1967). Определение их количеств при извержениях действующих

вулканов дает широкие пределы при максимальных 10–20% (извержение Толбачика) и в среднем для вулканов островных дуг составляет 2–2,5% (Мархинин, 1967). Существенная поставка воды в расплав возможна в зоне устойчивости амфиболсодержащих ультрабазитов — эффективного “водного фильтра” по Л.Н. Когарко и И.Д. Рябчикову (1978).

Мантийная природа флюидов доказывается многочисленными геологическими и геофизическими данными, а также изотопным составом водорода и гелия (Моисеенко и др., 1982). Извлечение летучих из достаточно “сухого” вещества мантии связано с образованием зон проницаемости глубинного заложения, в которых при локальном падении давления происходит перераспределение их концентраций. Благодаря этому эффекту летучие могут присутствовать в области плавления в количествах, на порядок превышающих их концентрации в мантийном субстрате. Такими областями дренирования мантии, вероятно, и являются сейсмофокальные зоны, развивающиеся на границе океанического и континентального литосферных блоков и повсеместно сопряженные с повышенными тепловыми потоками и поясами современного островодужного вулканизма. Основу мигрирующего флюидного потока составляет водород, метан и, вероятно, сера, которые в дальнейшем окисляются на более верхних уровнях, чем определяется зональное распределение состава и свойств флюидных компонентов в потоке (Лутц, 1980; Моисеенко и др., 1982).

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ОСТРОВОДУЖНОЙ АССОЦИАЦИИ — ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Значительные успехи, достигнутые в области теоретического и экспериментального моделирования магматических процессов, сделав петрологические построения более строгими и обоснованными, не сняли главных вопросов в проблеме генезиса магм. Связано это с тем, что эксперименты определяют лишь возможные пути реализации физико-химических процессов, а окончательный выбор принадлежит геологической петрологии. Комплексное решение проблем петрогенезиса требует построения модели, удовлетворяющей в первую очередь основным геологическим закономерностям магматических ассоциаций и не противоречащей также экспериментальным данным. Ниже мы перечислим главные особенности строения и состава ассоциации, большей частью рассмотренных в предыдущих главах работы, удовлетворительная петрологическая интерпретация которых — первостепенное условие модели магнообразования.

Общеформационные особенности состава

В отношении основных пороодообразующих элементов главными чертами состава островодужной вулканической ассоциации как формационного типа планетарного ранга, отличающимися ее от вулканических формаций океана, являются широкие вариации содержания кремнезема, а также повышенная глиноземистость и пониженная титанистость при преобладании среди щелочей окиси натрия, устойчиво проявляющиеся во всех типах пород. Содержания остальных окислов подвержено значительным колебаниям, а концентрация щелочей варьирует в пределах величин от близких к “океаническому” до “континентальных” стандартов. Минералогический состав пород в целом характеризуется преобладанием плагиоклаза повышенной основности, ромбического и моноклинного пироксенов при подчиненном значении оливина, амфибола, кварца и биотита.

Поперечная петрохимическая зональность

Отличительной особенностью распределения составов вулканитов ассоциации, имеющей повсеместно выдержанный характер, является поперечная зональность, выражающаяся в последовательной смене от фронтальных к тыловым частям дуг пород известковой серии известково-щелочными и субщелочными. В минералогическом составе эта зональность выражена в увеличении в плагиоклазе альбитового компонента, появлении амфибола, биотита и щелочного шпата в представителях субщелочной серии. В базальтах увеличивается роль оливина, имеющего котектические отношения с пироксеном. Более четко зональность выражена в вариациях химического состава, сопровождаемых увеличением в вариациях химического состава, сопровождаемых увеличением в вариациях химического состава оснований — ростом концентраций калия и уменьшением кальция, железа и степени насыщения кремнеземом. Изменения геохимического состава проявлены в устойчивом увеличении к тыловым частям содержаний бария, рубидия, стронция, фтора и легких редкоземельных элементов.

Продольные вариации составов

С точки зрения петрогенетической информативности важной чертой ассоциации являются вариации ее состава по простиранию дуг, коррелируемые с мощностью земной коры и ее гранитного слоя. Они выражаются в увеличении среднего значения калинасыщенности пород, общего размаха вариаций калинасыщенности и росте максимального его значения для вулканов дуг, расположенных на более мощной коре с хорошо выраженным гранитным слоем. Еще более наглядно сопряженные изменения содержания калия и сопутствующих элементов (цезия, рубидия и торий-уранового отношения) с мощностью коры проявлены при сравнении составов пород островных дуг с вулканитами окраинного пояса, расположенного на типично континентальной коре.

Петрохимическая устойчивость комплексов

Анализ состава разновозрастных региональных комплексов островных дуг показывает, что продукты вулканизма в их составе, хотя и варьируют по содержанию кремнезема, повсеместно представлены одними и теми же тремя петрохимическими сериями. Преобладающий тип определенной серии в каждом регионе сохраняется в течение всего периода вулканизма от зарождения дуги до современного этапа. Устойчивость состава вулканизма подтверждается и одинаковым характером поперечной зональности древних комплексов по сравнению с четвертичными и сходством типа продольных вариаций разновозрастных пород по степени калинасыщенности. Устойчивость петрохимического типа комплексов во времени противоречит модели эволюции дуг от толеитов до шошонитов и субщелочных вулканитов.

Индивидуальные особенности вулканических комплексов дуг

Формационная общность состава пород островодужной ассоциации не затушевывает индивидуальных различий вулканических комплексов разных дуг, проявляющихся в преобладании магматических образований определенных петрохимических серий. Эта особенность в совокупности с устойчивостью петрохимического типа вулканизма во времени может

быть положена в основу классификации дуг на известковую, известково-щелочную и субщелочную группы. Устанавливаются и более тонкие различия комплексов по составам пород одинаковых серий (по глинозему, окиси натрия, железа, магния и титана). Специфика состава комплексов свидетельствует о самостоятельности вулканизма каждой дуги и неравномерности их представления как членов единого эволюционного ряда, наследующих в развитии стадию друг друга.

Химическая преемственность состава пород

Данная особенность состава вулканических продуктов ассоциации заключается в выдержанности специфических черт химического и редкоэлементного состава в разных по кремнекислотности породах одной петрохимической серии. Наиболее четко это свойство проявляется при анализе зависимости содержания калия и кремнезема от глубины до сейсмофокальной зоны (см. табл. 39), который обнаруживает одинаковые значимые связи для пород базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава. Эта же тенденция выражена и в распределении концентраций редких элементов, содержания которых одинаково меняются в базальтах и в андезитах (рис. 39), т.е. рост концентраций крупнокатионных литофилов и легких РЗЭ во всех типах пород субщелочной серии по сравнению с известковой.

Распределение редких, РЗ элементов и изотопный состав

Наиболее ярко выраженной особенностью редкоэлементного состава островодужной ассоциации по отношению к мантийным производным океана является избыток крупнокатионных литофильных элементов — калия, рубидия, стронция, бария, урана и дефицит элементов сидерофильной группы — титана, хрома, никеля, кобальта (см. рис. 39). Литофильный геохимический спектр свойствен всей совокупности пород, но наиболее всего характерен для вулканитов субщелочной серии.

Содержание РЗЭ подвержено значительным колебаниям. В известковой серии их общая концентрация и слабая дифференцированность близки к таковым в породах океана. В субщелочной серии при том же содержании тяжелых лантаноидов концентрация легких увеличивается в 5–10 раз. "Европиевая аномалия" в целом нехарактерна для составов островодужных вулканитов (McLennan et al., 1981), однако в породах среднего и особенно кислого состава нередко отмечается дефицит европия (до 0,4).

Отношение изотопов стронция в породах дуг колеблется в широких пределах — от 0,7026 до 0,710, перекрывая эти значения для свежих и измененных пород океана (0,702–0,707). Минимальные величины отношений характерны для Алеутской дуги (в среднем 0,703), максимальные — для дуги Рюкю (от 0,706 до 0,710). Наиболее низкие значения отношений изотопов стронция близки к таковым в породах океана (среднее 0,7029), но преобладающее количество опубликованных измерений превышает этот показатель, что связывается с обогащением радиогенным стронцием за счет воздействия морской воды или контаминации сиалического материала. Для дуги Хонсю доказано зональное распределение изотопных отношений, величина которых уменьшается в направлении к континенту с ростом щелочности вулканитов и степени фракционирования в их составах РЗЭ (Nohda et al., 1981).

Отношение изотопов ниодимия, приведенное к общепринятому виду

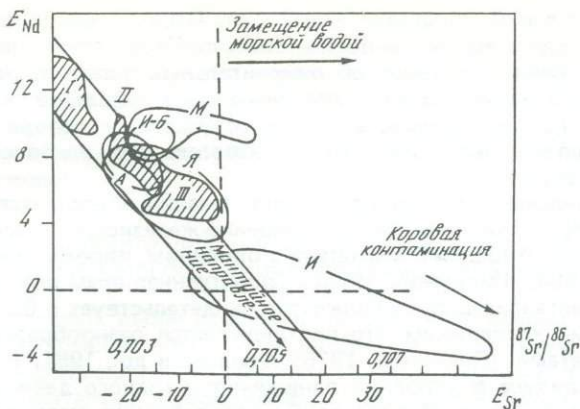


Рис. 68. Диаграмма ковариаций изотопного состава стронция и неодимия вулканических пород островных дуг

М — Марианская дуга; И-Б — Идзу-Бонинская; А — Алеутская; Я — Хонсю; И — Индонезийская. Заштрихованы поля составов океанических базальтов: I — срединных океанических хребтов; II — Исландии; III — Гавайских островов. Составлена по данным: Журавлев и др., 1983; Arculuse et al., 1981; McCulloch et al., 1981; Nohda et al., 1981

по отношению к универсальному хондритовому источнику (величине "эпсилон"), варьирует в островодужных породах от 2,0 до 9,5. По этому показателю они близки к породам океана (от 5 до 12), в особенности к базальтам "типа Е" (обогащенным РЗЭ породам Исландии и Гавай). Лишь продукты вулканизма Индонезии характеризуются более низкой величиной "эпсилон", что указывает на обогащенность источника неодимием по отношению к самарию за счет контаминации сиалической корой (McCulloch et al., 1981). Более высокие показатели для большинства Восточноазиатских дуг (от 7 до 9) и одинаковый изотопный состав пород разных петрохимических серий свидетельствуют об их мантийном происхождении из относительно однородного источника, деплетированного неодимием, хотя и не в такой степени, как для базальтов срединных хребтов (среднее значение "эпсилон" 10,0).

Ковариация изотопных составов стронция и неодимия совпадает с мантийным типом сопряженности изменений. Составы Алеутской дуги полностью укладываются в "мантийное направление" независимо от положения вулкана в структуре дуги (McCulloch et al., 1981; Журавлев и др., 1983). Поля Идзу-Бонинской и Марианской дуг (рис. 68) отклонены от этого направления вправо за счет повышенного отношения изотопов стронция. Ореол дуги Хонсю удлиннен вдоль мантийной линии регрессии и несколько смещен в область контаминированных пород (Nohda et al., 1981). Для сравнения напомним, что кислые вулканы окраинно-континентальных поясов имеют наиболее низкую величину "эпсилон" — от 5 до -15 при изотопном отношении стронция до 0,710.

Условия кристаллизации

Условия кристаллизации, определяемые по расплавленным включениям и оливиновому "термометру", свидетельствуют о высоких температурах гомогенизации — 1000–1425° (Бакуменко, 1975; Кутыев и др., 1979; Бабанский и др., 1980; Фролова и др., 1982; Гриб, 1982), отвечающих

началу выделения кристаллических фаз. Первым кристаллизуется магнетит, часто содержащийся в порфириновых вкрапленниках оливина и плагиоклаза, что свидетельствует об окислительных условиях кристаллизации. Выполненные нами расчеты для некоторых образцов курильских лав указывают на относительно высокую летучесть кислорода (до 2×10^{-5}), что на порядок превышает этот показатель для наиболее обводненных траппов Сибири.

Окислительными условиями кристаллизации объясняется и ограничение состава мафических минералов умеренно-железистой областью и наличие реакционных отношений магнетита с оливином, пироксеном и амфиболом (Осборн, 1964; Пискунов, 1975). Свойственная всем породам ассоциации ранняя кристаллизация плагиоклазов свидетельствует о близости составов к "водным" котектикам, что подтверждается разнообразными нормативными расчетами (Пискунов, 1975; Фролова и др., 1981, 1982), и о частичном ликвидуса в условиях пониженного водного давления при частичном осушении магм. Оценка глубин обособления магматических очагов по термомагнитным свойствам магнетита соответствует 60–70 км (Печерский и др., 1977), что отвечает петрологическим данным (25–60 км по Фроловой и др. (1981)) и геофизическим наблюдениям (30–70 км по Федотову (1974)).

Глубинные ксенолиты

Несмотря на общепризнанное значение включений в лавах вулканов, петрологи по-разному оценивают информацию, полученную при их изучении. Пестрый состав включений в островодужной ассоциации (осадочные, метаморфические, изверженные и излившиеся породы), преобладание пироксен-плагиоклазовой ассоциации главных минералов свидетельствуют об их коровом происхождении, что поддерживается многими исследователями (Федорченко и др., 1975; Глубинные..., 1975; Включения..., 1978). Наблюдения последовательных стадий плавления ксенолитов вмещающими лавами до их полной дезинтеграции (Масуренков, 1972, 1979) с неоспоримой очевидностью свидетельствуют о влиянии пород земной коры на формирование состава магм ассоциации.

Особый интерес представляют те, довольно еще редкие из ксенолитов, ассоциация минералов в которых позволяет оценить предельные по глубине условия их отложения. К ним относятся перидотитовые включения со следами реакции между диопсидом и гранатом с образованием оливина, с реакциями перехода типа энстатин + шпинель, оливин + гранат, свидетельствующие о давлениях, отвечающих глубинам от 50 до 130 км (Кутыев и др., 1979). Своеобразен состав экзотических включений в Курило-Камчатских вулканах и бесполовошпатовых базальтов (авачитов) с ксенолитами хром-диопсидовых перидотитов, являющихся, по мнению изучавших их исследователей, представителями глубинного вещества верхней мантии (Иванов и др., 1980; Кутыев и др., 1980). Температура гомогенизации микровключений в этих ксенолитах составляет 1500 °С, что вряд ли достижимо в коровых условиях.

Барофильные минералы (пироп, хром-диопсид, хром-пикотит и др.) обнаружены в продуктах Толбачинского извержения 1975–1976 гг., присутствие которых позволяет оценить глубину зарождения расплавов в 100–110 км (Гаранин и др., 1977; Кутыев, 1979). По мнению японских петрологов, представителями вещества верхней мантии, поставляемого с глубин 30–60 км, являются ультрамафические ксенолиты в вулканитах субщелочной серии островодужной ассоциации Хонсю (плагиоклазовые и шпинеле-

вые перцолиты, вебстериты) (Takanashi, 1978; Aoki et al., 1982). В количественном отношении глубинные ксенолиты, считающиеся представителями вещества верхней мантии, неизмеримо уступают "коровым" включениям, что связано с разными причинами (Добрецов и др., 1975; Кутыев и др., 1979), но сам факт их присутствия указывает на возможность значительных глубин обособления расплавов ассоциации ниже уровня распространения пород коры.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ АССОЦИАЦИЙ С ПОЗИЦИЙ МОДЕЛИ МНОГОСТАДИЙНОГО МАГМООБРАЗОВАНИЯ

Анализ перечисленных выше особенностей состава, строения и условий кристаллизации расплавов пород островодужной ассоциации, геолого-геофизической информации, современных петрологических построений и данных экспериментального моделирования приводит к выводу о целесообразности принятия многостадийной магматической модели для генезиса пород, учитывающей плавление метасоматически измененного вещества верхней мантии при участии потока флюидов, последующую ассимиляцию пород коры и кристаллизационную дифференциацию расплавов. Эта гипотеза принципиально не отличается от традиционных в современной петрологии и в отношении отдельных стадий хорошо разработана теоретически и обоснована экспериментально. В полном или несколько видоизмененном виде она применяется для обоснования генезиса вулканических пород во многих регионах, включая островные дуги (Дмитриев и др., 1976; Пополитов, 1977; Кутыев и др., 1979; Барсуков и др., 1980; Кутыев и др., 1980; Лутц, 1980; Пополитов и др., 1981; Коваленко и др., 1982; Ломизе, 1983; Best, 1975; Green, 1980; Perfit et al., 1980; Thorpe et al., 1980; McCulloch et al., 1981; Arculus et al., 1981). Ниже мы рассмотрим возможный вариант петрологической интерпретации главных особенностей островодужной вулканической ассоциации в рамках этой модели.

Природа исходных расплавов

В дискуссии сторонников корового и мантийного происхождения магм островных дуг преимущество последних заключается в обоснованности их точки зрения совокупностью довольно многочисленных аргументов, убедительно свидетельствующих о значительных глубинах формирования первичных расплавов. К основным из них относятся: 1) связь образования дуг и вулканической ассоциации с процессами глобальной тектонической перестройки, имеющими глубинную природу; 2) значительная протяженность зон вулканизма дуг, измеряемая тысячами километров, и их сопряженность с желобами и сейсмофокальными зонами, свидетельствующие об их связи с крупными, глубоко проникающими в мантию разломами; 3) наличие под вулканами островных дуг зон затухания и поглощения сейсмических волн на глубинах 20–80 км, что связывается с частичным расплавлением мантийного вещества; 4) присутствие высокопроводящих слоев в мантии под дугами, поднимающимися с глубин 200 до 30–40 км; 5) поперечная зональность состава пород ассоциации, не зависящая от параметров строения земной коры; 6) "реакция" изолиний параметра сериальной принадлежности пород на разломы глубинного заложения; 7) высокие температуры гомогенизации включений в интрателлурических кристаллах (до 1400 °C), недопустимые на уровне земной коры; 8) термомагнитные свойства титаномагнетитов из лав островных дуг, указывающих на возможные глубины магматических очагов в 60–70 км; 9) ковариация

14. Зак. 1010 209

изотопных отношений стронция и ниодимия в породах большинства дуг, совпадающая с "мантийным направлением", свойственным вулканическим породам океана; 10) мантийный генезис расплавов, устанавливаемый по изотопному составу свинца (Толбачинское извержение 1975—1976 гг.); 11) присутствие летучих несомненно мантийного происхождения, что определяется по гелиево-изотопному критерию в термальных водах и в ксенолитах ультраосновных пород, значение которого в 100—1000 раз превышает таковое для коровых производных (Толстихин и др., 1972; Якуцени, 1976); 12) присутствие барофильных минералов (граната, форстерита, хром-пикотита и др.), выявленное при детальном исследовании (Кутыев, 1979), ассоциация которых позволяет сделать вывод о глубине проявления расплава в 100—110 км; 13) находки ультраосновных ксенолитов (хром-диопсидовых перидотитов, шпинелевых и плагиоклазовых перцолитов) с признаками реакций, осуществляемых при давлении 40 кбар (Кутыев и др., 1979), что может указывать на максимальную глубину процесса магмообразования в 130 км.

Магмогенерирующие субстраты

Минералогический состав перидотита, близкого в вещественном отношении "пиролиту", по данным Д. Грина и А. Рингвуда (1968), в зависимости от P — T условий может быть представлен ассоциациями: а) плагиоклазовых перидотитов и амфиболитов, б) шпинелевых перидотитов, в) гранатовых перидотитов. Устойчивость полевых шпатов в базальтах, по экспериментальным данным, существенно зависит от их состава. Ее нижний предел меняется от 10 кбар для анортита до 32 кбар для альбита (Коуэн и др., 1970). Для плагиоклазовых перидотитов в связи с большим содержанием магния, увеличивающим поле устойчивости оливина, можно допустить промежуточное значение нижнего предела и оценить глубину распространения плагиоклазовой ассоциации до 40—50 км. Сменяющая ее фация шпинелевых перидотитов устойчива до 70—80 км и, в свою очередь, замещается гранатовой ассоциацией.

Ксенолиты, отвечающие по составу всем этим минералогическим типам мантии, встречаются в лавах островных дуг (последний крайне редко), поэтому исходными мантийными субстратами могут, вероятно, считаться в основном плагиоклазовые и шпинелевые перидотиты, подвергающиеся плавлению на глубинах от 30 до 70 км.

Характерной особенностью состава глубинных ксенолитов в породах островных дуг является весьма частое присутствие амфиболсодержащих разновидностей, в которых амфибол развивается как реакционный минерал по гипербазитам, что свидетельствует о переработке вещества мантии флюидными потоками до процесса плавления (Kuno, 1964; Соболев и др., 1975; Федорченко и др., 1975; Пополитов, 1977; Кутыев и др., 1979; Вольнец и др., 1980; McCulloch et al., 1981). Процесс амфиболитизации мантии, предвещающий появление расплавов, привлекается во многих гипотезах магмообразования в качестве эффективного механизма, объясняющего природные наблюдения и обеспечивающего изменение состава субстрата в сторону обогащения его крупнокатионными литофильными элементами и легкими лантаноидами. Идея метасоматического преобразования мантийного вещества, в течении ряда лет развиваемая последователями школы Д.С. Коржинского, в последние годы стала активно поддерживаться и зарубежными исследователями (Mensies et al., 1980; Perfit et al., 1980; McCulloch et al., 1981). Отметим, что амфиболитизация — лишь промежуточная стадия процесса преобразования вещества мантии (дебази-

фикации) и сменяется габброизацией ультрабазитов (Мушкин, 1977; Кутыев и др., 1979). Амфибол устойчив в пределах широких интервалов температур и давлений, допускающих его существование в верхней мантии до глубин 70–90 км. Преобразование ультраосновного вещества мантии может быть одним из главных процессов, приводящих к снижению скоростей сейсмических волн ниже границы М под дугами и к разуплотнению субстрата. Этот вывод в принципе согласуется с представлениями В.С. Соболева с соавторами (1975), которые под островными дугами выделили верлит-горнблендит-троктолитовый тип верхней мантии в качестве исходного вещества для генерации расплавов.

Плавление амфиболитизированного плагиоклазового и шпинелевого перидотита в водных условиях приведет к образованию выплавов, состав которых будет характеризоваться теми же специфическими особенностями, которые присущи островодужной ассоциации, — повышенная глиноземистость, существенные вариации по кремнесодержанию и постоянное преобладание натрия над калием. Эти особенности обуславливаются суммарным эффектом процессов селективного плавления амфибола, ликвидацией термального барьера с восстановлением инконгруэнтного характера плавления ортопироксена, а также с увеличением поля устойчивости оливина по отношению к плагиоклазу, которые подтверждаются экспериментальными работами (Holloway et al., 1972; Генштафт, 1977; Майсен и др., 1979; Шарков и др., 1981). Характерно, что кварцнормативный характер выплавов сохраняется и при температурах, превышающих верхний предел устойчивости амфибола, а увеличение давления не смещает расплав в область составов, обедненных кремнеземом.

Обогащенность метасоматизированной мантии за счет привноса крупнокатионных литофилов и легких РЗЭ обеспечивает редкоэлементный состав выплавов, близкий к реальным концентрациям их в породах островодужной ассоциации. По расчетам М. Маккулоча и Р. Перфита (McCulloch et al., 1981), при содержании в мантии 5–10% прожилков амфибола селективное плавление (10–30%) обеспечивает в расплавах распределение концентраций калия, рубидия, стронция и других элементов, близкое к наблюдаемому в вулканитах островных дуг.

Низкое содержание титана и ряда элементов сидерофильной группы как важная формационная особенность ассоциации интерпретируется по-разному. Многие исследователи склонны объяснять ее плавлением деплетированной мантии, истощенной в отношении этих элементов длительными предшествующими процессами магмообразования. Другие связывают эту особенность состава со стабилизацией титансодержащих фаз в исходном перидотите при высоком давлении воды, а также фракционированием оливина и хромовой шпинели (Green, 1980).

Появление широкого спектра выплавов по кремнесодержанию при плавлении измененного и обогащенного рядом элементов перидотита мантии объясняет еще одну специфическую черту состава пород ассоциации — преобладание состава основных и средних пород по содержанию породообразующих, редких и редкоземельных элементов.

Участие флюидов

Их значение в магмообразовании и существование интрателлурических потоков, равновесных на некотором интервале глубин с породами мантии, признаются многими петрологами. Участие флюидов в генезисе магм островных дуг доказывается разнообразными фактами — исключительным обилием пирокластического материала в составе ассоциации, высокой газо-

насыщенностью магмы при современных извержениях, повышенной летучестью кислорода, обуславливающей раннее выпадение магнетита, присутствием обособлений гидратизированной магмы (палагонита) и др. (Овчинников, 1973; Пискунов, 1975; Моисеенко и др., 1982).

Роль флюидов в магматическом процессе разнообразна и сводится к предварительному преобразованию вещества мантии с приближением его к котектическому составу, привносу дополнительного тепла, снижению температур плавления и взаимодействию с расплавами.

Областью отделения летучих под островными дугами, вероятнее всего, являются глубоко проникающие сейсмические зоны, в которых на значительном интервале глубин при резком падении давления и нарушении сплошности среды происходит переконцентрация летучих, мигрирующих из нижней мантии при дегазации Земли (Ярмолук, 1982). При высоком уровне восстановленности газов, особенно водорода, флюиды, отделяющиеся из относительно больших глубин, имеют более кислотный характер, и, выравнивая свой состав, будут извлекать из пород щелочи и сильные основания. Таким образом, степень экстракции и компонентная нагрузка являются функцией глубин отделения флюидов и скорости их подъема, определяющей время взаимодействия с породами мантии для восстановления щелочных свойств.

При условиях температуры и давления в верхах мантии флюиды могут растворять большое количество главных и второстепенных компонентов субстрата. Количественная оценка флюидного массопереноса показывает, что при 30 кбар и температуре 600 °С надкритическая вода содержит около 10% кремнезема и такое же количество щелочей (Fyfe et al., 1975). При таком же давлении и температуре 1100 °С водная фаза переводит в раствор свыше 25% кремнезема, 10% окиси калия, 11% глинозема (Рябчиков и др., 1982). Заметно растворимы некогерентные и редкоземельные элементы, причем легкие лантаноиды оказываются более подвижными по сравнению с тяжельми.

Отсадка флюидами щелочей и основных компонентов происходит в зоне гидратации, представляющей эффективный "фильтр", или "ловушку", для воды, щелочей, некогерентных и РЗЭ. Они фиксируются в амфиболе, а также сорбируются в виде легкорастворимых поровых соединений (Глазунов, 1980). Благодаря этому процессу над зоной дренирования начнется преобразование вещества мантии. Состав амфиболитизированных перидотитов будет зональным в отношении концентрации ряда элементов, степень обогащения которыми увеличивается с увеличением глубины отделения и пути миграции флюидов. Подтверждением зональности метасоматизированной мантии над зонами дегазации являются существенные вариации составов интерстициального и жильного амфибола в перидотитовых ксенолитах мантии, свидетельствующие об изменении свойств глубинных флюидов (Best, 1975), хотя систематических исследований в этом отношении еще не проводилось.

С образованием жидкой фазы при дальнейшем привносе тепла флюидами и снятии давления происходит взаимодействие летучих с расплавами (флюидно-магматическое взаимодействие по Д.С. Коржинскому). Устойчивая щелочнометаллическая трансмагматических флюидов вдоль областей магнообразования обеспечивает высокую активность щелочных металлов, определяющих на основе кислотно-основного взаимодействия изменение состава расплавов (Коржинский, 1977).

На рис. 69 в виде вариационных кривых изображены составы пород известковой и субщелочной серий Курильской дуги на диаграмме отношений кремнезема, амфотерных и основных окислов по Д.С. Коржинскому.

Рис. 69. Вариационные линии составов известковой (I) и субщелочной (II) серий пород Курильской дуги на диаграмме соотношения кремнезема (S), оснований (B) и амфотерных окислов (A) по Д.С. Коржинскому (1977)

Из ее анализа видно, что для каждого уровня кремнесодержания субщелочные породы более обогащены амфотерными окислами по сравнению с известковыми, т.е. как бы являются менее основными. Эти вариации обусловлены флюидно-магматическим взаимодействием, при котором повышение щелочности трансмагматических флюидов увеличивает степень окисленности железа, что характерно для субщелочных пород ассоциации, и одновременно сдвигает котектический состав расплава в сторону его обогащения слабыми основаниями и амфотерными окислами.

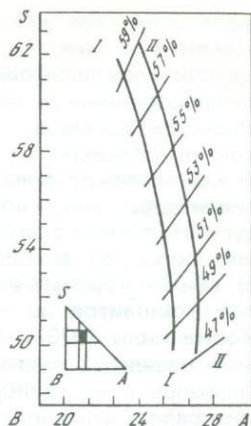
Таким образом, участие в магмообразовании разноглубинных флюидов, выражающееся в преобразовании вещества мантии и взаимодействии с расплавами, позволяет удовлетворительно интерпретировать два из наиболее важных свойств состава ассоциации: а) поперечную зональность; б) обогащенность пород щелочами, рядом литофильных редких и легких РЗЭ по сравнению с вулканическими производными верхней мантии океанов. С позиции данной модели для объяснения зональности не требуется допущения о наклонном положении магматических очагов под дугой. Эта точка зрения сталкивается с труднообъяснимым фактом индифферентного поведения титана по отношению к общей зональности. Как известно, после экспериментов И. Макгрегора (McCregor, 1969) содержание титана рассматривается как индикатор давлений в зоне магмообразования. Этот механизм вполне применим при определении относительного положения очагов для окраинно-континентального пояса Восточной Азии, породы которого содержат существенно повышенные концентрации титана, но для островодужной ассоциации эта точка зрения не находит подтверждения.

Индивидуальные различия составов комплексов каждой дуги в рамках рассматриваемой модели, кроме процессов коровой ассимиляции, могут определяться и другими причинами. Одно из объяснений заключается в высокой скорости отделения летучих на дугах с повышенной сейсмической активностью (типа Идзу-Бонинской), вследствие чего они не успевают выравнивать состав при взаимодействии с вмещающими породами мантии. Второй вариант предусматривает вскрытие разломами, питающими вулканы, разных участков зонально метасоматизированной мантии — слабо переработанных "близжелобных" на дугах известкового типа и тыловых существенно измененных на субщелочных. Окончательный выбор между ними требует дополнительных исследований.

Коровая ассимиляция и фракционирование расплавов

Дальнейшая эволюция первичных мантийных расплавов происходит на верхних уровнях в условиях коры в результате процессов контаминации силикатическим материалом и фракционирования, из которых главную роль играет кристаллизационная дифференциация.

Наблюдения, подтверждающие реальность процессов ассимиляции, весьма многочисленны и очевидны, поэтому гипотезы корового происхождения



магм островных дуг издавна привлекали внимание петрологов. Отметим основные из них: 1) приуроченность островодужной ассоциации к утолщенной коре переходного и континентального типов и полное отсутствие ее представителей среди вулканических пород океана; 2) формационная общность составов островодужной ассоциации и ассоциации окраинно-континентальных поясов, развитых на зрелой континентальной коре; 3) сейсмические данные о наличии промежуточных коровых очагов вулканов и повышенная электропроводимость слоев в структуре земной коры дуг; 4) прямая зависимость степени калиевой насыщенности вулканических пород от мощности коры и ее гранитно-метаморфического слоя; 5) обилие коровых включений в лавах; 6) наличие разных стадий плавления ксенолитов до их полной дезинтеграции (Федорченко и др., 1975; Масуренков, 1979); 7) наличие признаков перекристаллизации и локального плавления пород коры основания вулканов под действием флюидов (Шарапов и др., 1980); 8) присутствие резорбированных вкрапленников минералов, неравновесных с расплавом (плагиоклаз, кварц); 9) неравномерная ассоциация минералов, свидетельствующая о загрязнении магмы ксеногенным материалом (оливин + кварц); 10) локальные вариации содержаний породообразующих и редких элементов в породах отдельных вулканов; 11) высокие значения изотопных соотношений стронция для некоторых дуг, расположенных на зрелой континентальной коре (Рюкю, Хонсю); 12) признаки ассимиляции коры, устанавливаемые по изотопным составам ниодимом (Nohda et al., 1981); 13) экспериментальные данные, подтверждающие изменение состава базальтовых расплавов при их взаимодействии с кислыми изверженными и пелитовыми осадочными породами (Бабанский и др., 1982; Bruce, 1982).

Главные возражения против важной роли ассимиляции сводятся к отсутствию функциональной зависимости содержаний элементов от мощности коры, общей формационной устойчивости состава ассоциации и к "мантийным" значениям изотопных составов пород некоторых дуг (Алеутская). Справедливость этих замечаний очевидна, но, как нам представляется, вызваны они недостатком современных значений о вещественном составе пород коры, особенно ее нижнего слоя, а также об условиях и длительности взаимодействия их с магмами. Произвольное "разбавление" расплава произвольным веществом недопустимо физико-химическими ограничениями, накладываемыми на ассимиляцию термальными барьерами и различной подвижностью компонентов (Геншафт, 1977; Bruce, 1982). "Изотопный контраргумент" может быть объяснен коротким интервалом времени между привнесом рубидия (а также и самария) и накоплением радиоактивных изотопов (Коваленко и др., 1982).

Роль кристаллизационной дифференциации, особенно в условиях повышенной летучести кислорода, показана многими полевыми и экспериментальными наблюдениями. Трудно количественно оценить, каков ее вклад в разнообразие состава пород. Исходя из "европиевого критерия", в целом нехарактерного для ассоциации, а также из сопряженности редкоэлементного и редкоземельного состава основных и средних вулканитов, можно предположить, что она вряд ли играет роль ведущего процесса в формировании состава пород. Дифференциация, вероятно, имеет большое значение при образовании кислых производных, что согласуется с характерным для них дефицитом европия.

Очевидно, что развиваемая петрогенетическая модель еще далека от совершенства и не может претендовать на окончательное решение. Определенные трудности возникают при интерпретации высоких температур кристаллизации расплавов, определяемых по гомогенизации включений,

и относительно низкого содержания летучих в лавах современных извержений. Хотя эти факты и могут быть объяснены разогревом при подъеме магмы в результате декомпрессии (Кадик и др., 1982), а также сбросом летучих при падении давления, в целом нельзя считать, что данная гипотеза полностью исчерпывает все вопросы в проблеме происхождения магм островных дуг.

Тем не менее все отмеченные выше особенности вулканизма островных дуг получают свое объяснение, если принять гипотезу многостадийного происхождения расплавов, формирующих состав в результате анатексиса верхней мантии и взаимодействия с земной корой. В рамках этой модели основным фактором проявления островодужного вулканизма является его приуроченность к зонам эндогенной активности и дегазации Земли. Потоки глубинных флюидов, взаимодействуя с веществом мантии и низов коры, обеспечивают поставку выщелоченных компонентов в области дренирования и производят дебазификацию "корней" активных зон.

В процессе разрядки напряжений на границе взаимодействующей океанической и континентальной литосфер и новейшей тектонической перестройки в конце палеогена на гетерогенной по строению и мощности коры окраине континента практически одновременно произошло заложение системы островных дуг. Разломы, сопровождавшие образование грабен-синклинальных прогибов, проникая в различные участки зонально метасоматизированной мантии над областью подъема флюидов, способствуют плавлению пород и образованию первичных мантийных расплавов, меняющих состав в зависимости от положения очагов. Мигрируя в дальнейшем к поверхности и взаимодействуя с корой при подъеме и в периферических камерах, исходный расплав меняет свой состав, обнаруживая прямую зависимость степени обогащения калием и рядом родственных элементов от мощности коры.

Таким образом, в общегеологическом плане с точки зрения эволюции коры преимущественно андезитовый островодужный вулканизм играет двойную роль — как источника глубинного материала, формирующего поднятия дуг и наращивающего земную кору, и как фактора дифференциации, содействующего ее разделению на базальтовую и гранитную оболочку. Неизвестным в рамках данной модели остается пока соотношение мантийной и коровой стадий процесса магмообразования по вкладу в конечный состав расплавов, что является первостепенной задачей будущих исследований. Однако, несмотря на ряд нерешенных вопросов и гипотетических допущений, с позиции данной гипотезы находят удовлетворительное объяснение все основные закономерности состава, строения и эволюции вулканических комплексов островных дуг.

Выводы

1. Анализ основных закономерностей строения и состава островодужной ассоциации, современных петрогенетических построений и экспериментальных данных показывает целесообразность привлечения для интерпретации генезиса пород многостадийной модели, предусматривающей участия коровых и мантийных процессов. Исходным веществом для генерации расплавов являются плагиоклазовые и шпинелевые перидотиты верхней мантии, претерпевшие метасоматическое преобразование над зоной восходящих глубинных флюидов, приносящих в систему щелочи, некогерентные и P3 элементы.

2. Плавление вещества мантии, вероятный интервал которого оценивается в 30–70 км, происходит в потоке зональных по составу флюидов.

Их взаимодействие с расплавами сдвигает соотношение основных и амфотерных окислов и дает начало широкому спектру составов первичных выделок. Дальнейшая эволюция расплавов, приводящая в итоге к наблюдаемому разнообразию пород ассоциации, происходит на более высоких уровнях в земной коре в результате действия процессов ассимиляции и кристаллизационной дифференциации.

3. С точки зрения эволюции земной коры островодужный вулканизм, преимущественно андезитовый по составу, играет двоякую роль — источника глубинного материала, формирующего поднятия дуг и наращивающего земную кору, и фактора дифференциации, способствующего ее разделению на базальтовую и гранитную оболочки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа представляет первое систематическое исследование, посвященное изучению и сравнительному анализу вулканических комплексов всех островных дуг северо-западной части Тихого океана, позволяющему выявить ряд общих закономерностей в развитии вулканизма собственно островодужной стадии структур переходной зоны. Изучен и обобщен вещественный состав комплексов, выяснены условия их формирования, выработаны достаточно надежные критерии формационной принадлежности к индикаторной островодужной ассоциации и с помощью сериального параметра показаны закономерные вариации состава. Разработана классификация дуг по преобладающему типу вулканических серий и изучены соотношения составов пород с особенностями глубинного строения региона и положением зоны очагов землетрясений. Комплексный анализ полученных данных позволил предложить модель многостадийного магмообразования, которая на данной стадии наших знаний наилучшим образом объясняет все главные особенности состава и строения островодужной ассоциации.

Изложенный в работе материал позволяет сделать следующие выводы. В конце палеогена в пределах различных структур переходной зоны северо-западной части Тихого океана в результате взаимодействия литосферных блоков произошла крупнейшая перестройка тектонического плана, сопровождавшаяся развитием грабен-синклинальных прогибов, интенсивным известково-щелочным вулканизмом и морской трансгрессией. Заложение системы островных дуг произошло на гетерогенном основании, отдельные блоки которого, будучи вовлеченными в процесс перестройки, входят в современный структурный план дуг. Геологические образования фундамента представлены в одних случаях полициклическим ортогеосинклинальным комплексом, развивающимся, вероятно, с докембрия, в других — позднемезозойскими геосинклинальными формациями. Практически одновременное наложение вулканических поясов на гетерогенные структуры с разными типами и мощностью коры свидетельствует о независимости проявления островодужной стадии развития как специфической формы орогенного эндогенного режима. В структурном отношении дуги приурочены к областям с утолщенной по сравнению с океанами земной корой, в составе которой выделяется базальтовый, гранитный и вулканогенно-осадочный слой.

Вулканическая деятельность в период становления дуг, продолжаясь с небольшими перерывами до настоящего времени, привела к образованию сложной ассоциации магматических пород, слагающих внутренние вулканические гряды. Разрез кайнозойских островодужных образований расчленяется на ряд разновозрастных вулканических комплексов — региональных формационных единиц, сформировавшихся в результате проявления четырех (для некоторых дуг трех) фаз вулканической активности. Для всей системы дуг северо-западной части Тихого океана устанавливается в общих чертах единая схема сопряженности вулканизма, тектонических движений и седиментации. Накопление олигоцен-миоценовых вулканических комплексов происходило преимущественно в морских условиях на

фоне погружения бассейнов осадконакопления, плиоценовых и четвертичных — в субазаральных условиях в период стабилизации и последующего подъема территории, приведшего к формированию современного облика островных дуг. Эта принципиальная схема развития по типу "погружение—подъем" в деталях на каждой дуге дополняется своими особенностями. Например, Курильская дуга в позднем плиоцене вновь претерпевает кратковременное погружение под уровень моря, в то время как сопряженные структуры Камчатки испытывают подъем и находятся в континентальной стадии развития. Периоды активности вулканов не были строго синхронными на дугах и характеризовались разной интенсивностью извержений.

Вулканические комплексы состоят из совокупности разнофациальных, преимущественно грубообломочных вулканических, вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых пород, образовавшихся в результате сочетания процессов вулканизма, деструкции вулканических сооружений и осадконакопления. Анализ обстановки формирования отложений свидетельствует о частом чередовании и смене в горизонтальном и вертикальном направлениях наземных, лагунных, мелководно-морских и реже — относительно глубоководных условий. Пестрота фациальной обстановки при преобладании морских условий в ранние этапы развития дуг и наземных — в конечные в совокупности характеризует палеогеографическую среду активной вулканической дуги. На примере Курильских островов детально описан выделенный здесь впервые плиоценовый субаквальный комплекс, состоящий из аквагенных туфов, шаровых лав, обломочно-подушечных брекчий и гиалокластитов с характерной палагонитовой минерализацией. Анализ условий образования пород позволяет сделать вывод о том, что их формирование происходило в мелководном морском бассейне в обстановке подводной вулканической деятельности, компенсирующей погружение островной дуги. По многочисленным признакам, включающим структурно-текстурные особенности, форму и обработанность обломочного материала, состав и характер чередования пород в разрезе, данный комплекс может являться стратотипом "реперной" фации погружающейся вулканической дуги.

Породы, входящие в состав разновозрастных комплексов, обнаруживают глубокое генетическое родство. Они представлены, по существу, одними и теми же петрографическими разновидностями, включающими известково-щелочные базальты, андезиты, дациты и риолиты. Каждый тип пород представлен как низкощелочными, так и нормально- и высокощелочными разновидностями. Основное различие комплексов каждой дуги и отдельных ее звеньев, а также разновозрастных комплексов разных дуг заключается лишь в количественном соотношении пород с разным содержанием кремнезема, их щелочности и степени изменения. Набор же породообразующих минералов и общие пределы вариаций химического состава остаются практически постоянными в течение всего времени формирования дуг. Общие петрохимические и геохимические черты вулканитов выражаются в принадлежности всех их к тихоокеанскому известково-щелочному магматическому семейству. По металлогенической специализации совокупность комплексов дуг образует внутреннюю мегазону Тихоокеанского рудного пояса и характеризуется проявлением меди, свинца, цинка, серебра, олова, вольфрама, молибдена, ртути, мышьяка и сурьмы, а также серы и обширного числа нерудных полезных ископаемых.

На фоне формационной общности продуктов вулканизма островодужной ассоциации обнаруживается существование широкого спектра колебаний составов пород, варьирующих от близких к "океаническим" до "континентальных" стандартов. Рациональное разделение их с помощью петро-

химического параметра — индекса классификации — позволяет выделить в ее пределах три петрохимические серии — известковую, известково-щелочную и субщелочную, существенно различающиеся по минералогическому, химическому составу, а также по содержанию некоторых литофильных и легких РЗ элементов. Анализ распределения серий с помощью схем петрохимической зональности выявляет общую для всех дуг закономерность — приуроченность известковой серии к фронтальным частям дуг, субщелочной — к тыловым. Породы известково-щелочной серии в общем занимают промежуточное положение, хотя для каждой дуги в распределении серий наблюдаются свои особенности и "аномалии".

Сравнение состава пород от древних к современным показывает, что эволюция вулканизма протекает на фоне устойчивости петрохимического типа магматических образований, которая проявляется в выдержанности количественного соотношения и доминирующего вида серии. По этим характеристикам комплексы каждой дуги обнаруживают индивидуальные особенности. Это их различие наряду с доказанной петрохимической устойчивостью продуктов вулканизма в процессе эволюции позволяет классифицировать дуги по преобладающему типу петрохимических серий. Специфика состава комплексов указывает на то, что дуги не являются членами одного эволюционного ряда и не наследуют в развитии друг друга, а представляют собой однотипные одновозрастные самостоятельные структуры со свойственным изначально каждой из них специфическим составом вулканических пород и пределами его колебаний.

Островодужная вулканическая ассоциация как составная часть формационного семейства подвижных зон обнаруживает отчетливое химическое различие составов от толеит-щелочно-базальтовых комплексов океана, устанавливаемое по концентрации щелочей, глинозема, извести и двуокиси титана, отражающих отношение нормативных анортита и ильменита и роль калия среди щелочей. Уравнивание различия составов является аналитическим выражением "андезитовой линии" — петрохимической границы вулканических ассоциаций талассократона и подвижных поясов, совпадающей с границей распространения областей с континентальным типом земной коры. С помощью дискриминантных уравнений устанавливаются также различия и на более высоких таксономических уровнях — между островодужной и раннегеосинклинальной ассоциациями, с одной стороны, и островодужными и окраинно-континентальными вулканическими породами — с другой. Полученные результаты не позволяют провести параллель между эвгеосинклинальной и островодужной стадиями развития и рассматривать вулканические зоны островных дуг и окраинно-континентальных поясов как аналоги. Специфический состав продуктов вулканизма дуг определяет индикаторное значение островодужной ассоциации, соответствующее вполне определенной стадии развития в эволюции структур переходной зоны.

Анализ закономерностей пространственного распределения петрохимических серий в структурах островных дуг, выявляемых с помощью индекса классификации, обнаруживает закономерные латеральные вариации, сопряженные с изменением глубин до сейсмофокальной зоны. Однако, хотя коэффициент корреляции содержания калия и некоторых литофильных элементов с глубиной залегания сейсмической зоны под вулканами достигает высоких значений, связь между этими величинами не причинно-следственная. При сопоставлении данных по всем дугам эта связь исчезает, а иногда меняется на обратную. В частности, наибольшие глубины фокусов землетрясений отмечаются для Идзу-Бонинской дуги, характеризующейся самыми известковыми лавами, а под вулканами Алеутской дуги с суб-

щелочными породами глубина сейсмофокальной зоны почти вдвое меньше. Все это свидетельствует об отсутствии прямой генетической связи между составом лав и глубиной зоны очагов землетрясений и противоречит распространенному представлению о положении магматических очагов непосредственно в сейсмофокальной зоне. Тем не менее закономерное проявление латеральных вариаций на всех дугах, независимое от их фундамента, положения и мощности коры, с несомненной очевидностью указывает на глубинный источник зональности магматических образований.

Сравнительный анализ соотношения составов вулканических комплексов с типом строения коры показал наличие прямой корреляции содержания окиси калия и ряда редких элементов в породах с мощностью коры и ее гранитно-метаморфического слоя. Воздействие коры отражается на увеличении диапазона поперечных вариаций и максимального значения калинасыщенности пород. Еще более наглядно зависимость состава от мощности коры проявляется при сравнении вулканитов дуг и окраинно-континентальных поясов, расположенных на коре с хорошо развитым гранитным слоем. В однотипных по кремне содержанию породах поясов в 1,5–2 раза увеличиваются концентрации калия, рубидия, цезия.

Попытки установить зависимость состава ассоциации от предполагаемых кинематических параметров модели тектоники плит привела к отрицательным результатам в отношении как глубины, так и скорости субдукции на примере всей системы рассматриваемых дуг. Анализ сходства вулканических комплексов противоречит представлениям о плавлении вещества в сейсмофокальных зонах. Характер группирования пород по степени близости составов не согласуется с распределением предполагаемых скоростей поглощения плит под дугами. Устойчивые различия островодужной и окраинно-континентальной ассоциаций противоречат представлению о принадлежности последних к индикаторным образованиям островодужного типа, расположенным над зонами субдукции. Палеодинамическая обстановка окраинных поясов Восточной Азии, вероятнее всего, была близка к современным условиям вулканизма тыловых зон островных дуг (Срединный Камчатский хребет, пояс Хайланд в Папуа–Новой Гвинее), которые в действительности и являются их аналогами по составу магматических продуктов и структурно-тектонической обстановке проявления вулканизма.

Исследование основных закономерностей строения островодужной вулканической ассоциации и анализ многочисленной геолого-геофизической информации приводит автора к выводу о том, что общие и региональные особенности ее состава, а также латеральные и продольные вариации наименее противоречиво могут быть объяснены в рамках модели многостадийного магмообразования, предусматривающей выплавление различных по кремне содержанию расплавов на глубине 30–70 км из метасоматически переработанного вещества верхней мантии в потоке флюидов с последующей их эволюцией на коровых уровнях. Необходимые условия, определяющие появление островодужной ассоциации, следующие: образование зон глубоко проникающих расколов на стыке литосферных блоков, являющихся областями дегазации мантии и зарождения интрателлурических потоков, метасоматическое преобразование мантийного субстрата с привнесом щелочей, крупнокатионных литофилов и легких лантаноидов, наличие утолщенной земной коры, взаимодействие с породами которой меняет состав первичных расплавов с приближением его к "континентальному" стандарту.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдурахманов А.И.* Петрохимическая зональность четвертичных вулканических пород Большой Курильской гряды: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. Владивосток: ДВГИ, 1982. 19 с.
- Абдурахманов А.И., Ким Чун Ун, Пискунов Б.Н., Федорченко В.И.* Соотношение содержания окиси калия и некоторых других литофильных элементов в лавах вулканов Курильских островов с глубиной до сейсмофокальной зоны // Древние сейсмофокальные зоны, Владивосток, 1981. С. 55—77.
- Абдурахманов А.И., Пискунов Б.Н., Смирнов И.Г., Федорченко В.И.* Вулкан Алаид (Курильские острова) // Восточноазиатские островные системы. Владивосток, 1978. С. 85—106.
- Абдурахманов А.И., Федорченко В.И.* О возможном истолковании пространственно-временных связей сейсмических и вулканических явлений в Курило-Камчатской зоне // Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Владивосток, 1976. С. 6—10.
- Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
- Аверьянов И.П.* О породах типа "зеленые туфы" северо-восточной части о. Кунашир // Тр. СахКНИИ СО АН СССР. 1961. Вып. 10. С. 23—31.
- Аверьянов И.П., Соловьева Н.А.* Новые данные о породах Кунаширской свиты п-ова Ловцова на о. Кунашир (Курильские острова) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 12. С. 127—130.
- Аверьянова В.Н.* Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 191 с.
- Атлас неогенных моллюсков Курильских островов. М.: Наука, 1972. 163 с.
- Афанасьев Г.Д.* О строении и составе верхних оболочек Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 4. С. 3—22.
- Бабанский А.Д., Соловьева И.П., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Исходные магмы щелочноземельных серий по данным изучения расплавленных микровключений // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 4. С. 945—947.
- Бабанский А.Д., Соловьева И.П., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Происхождение известково-щелочных пород вулкана М. Семячик по данным их комплексного физико-химического исследования // Тихоокеан. геология. 1982. № 5. С. 70—84.
- Бакуменко И.Т.* Включения в минералах гипербазитовых модулей как индикатор их происхождения // Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, 1975. С. 231—234.
- Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 265 с.
- Балашов Ю.А.* Индикаторные возможности редкоземельных элементов в вулканических процессах // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977. С. 85—92.
- Балеста С.Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.
- Барсуков В.Л., Рябчиков И.Д.* Об источнике рудного вещества // Геохимия. 1980. № 10. С. 1439—1449.
- Барт Т.Ф.* Теоретическая петрология. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 413 с.
- Белоусов А.Ф.* Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 331 с.
- Белоусов А.Ф., Кривенко А.П.* Магмогенез вулканических формаций. Новосибирск, 1983. 165 с.
- Белоусов В.В.* Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 149 с.
- Белый В.Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 212 с.
- Белый В.Ф.* Вулканизм и структурообразование вдоль позднемезозойской континентальной окраины северо-востока Азии // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 14—18.
- Белые И.В., Гельман М.Л., Тимошенко В.И.* Мощность земной коры северо-востока СССР и относительное содержание калия в изверженных горных породах // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213, № 3. С. 699—701.
- Берзина И.Г., Кравченко С.М., Гурвич М.Ю., Золотарев Б.П.* Определение концентраций урана и его пространственного распределения в кайнозойских базальтоидах по следам от осколков деления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 8. С. 70—81.
- Богатиков О.А., Перцев Н.Н.* Петрология // Проблемы геологии и полезных

ископаемых на 25-й сес. Междунар. геол. конгр., Сидней, 1976. М., 1979. С. 86—95.

Богатиюк О.А., Луцицкий И.В. Проблемы изучения вулканизма островных дуг // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1983. № 2. С. 136—139.

Болдырев С.А. Спектральные характеристики упругих волн от близких землетрясений и поглощающие свойства верхней мантии под группой Камчатских вулканов // Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969. С. 13—14.

Бондаренко В.Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М.: Недра, 1970. 245 с.

Борсук А.М., Цветков А.А. Магматические формации западной части Алеутской островной дуги // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1980. № 9. С. 20—36.

Борсук А.М., Геншафт Ю.С., Цветков А.А. Магматизм в эволюции Алеутской островной дуги // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 116—142.

Борсук А.М., Цветков А.А., Чернышев И.В., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Аракелянц М.М. Магматические формации и геодинамические режимы Алеутской островной дуги // Всесоюз. съезд океанологов: Тез. докл. Севастополь, 1982. Вып. 7: Геология, геофизика и геохимия океана. С. 116—117.

Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М., 1965. 259 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 119).

Бродская Н.Г., Гаврилов В.К., Пискунов Б.Н. Вулканогенно-обломочные породы кайнозойских отложений Сахалина и Курильских островов и особенности их формирования // Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970. 262 с.

Важневская А.А. К вопросу о петрохимической зональности четвертичных эффузивов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 16—24.

Велицкий В.В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования // Геология и геофизика. 1970. № 1. С. 10—12.

Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.

Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М.: Изд-во иностр. лит., 1953. 561 с.

Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. 221 с.

Власов Г.М. Камчатка, Курильские и Командорские острова — звено островных дуг Восточной Азии // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31: Камчатка, Курильские, Командорские острова. Ч. 1: Геологическое описание. С. 677—690.

Власов Г.М. Значение проблемы палеозон Беньюфал // Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток, 1981. С. 5—35.

Власов Г.М., Василевский М.М. Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Недра, 1964. 200 с.

Влодавец В.И. Вулканическая деятельность в цифрах и некоторые выводы // Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 134—145.

Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск, 1979. 164 с.

Вольнец О.Н. О возникновении кислых расплавов в результате пирометаморфизма // Кислый вулканизм. Новосибирск, 1973. С. 151—178.

Вольнец О.Н. Вариации распределения стронция в четвертичных лавах Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1981. № 2. С. 26—35.

Вольнец О.Н., Колосков А.В., Пополитов Э.И., Новиков В.М., Кирсанов И.Т., Флеров Г.Б., Дубик Ю.М. Состав и геохимические особенности оливинов и включений в них в четвертичных базальтах Курило-Камчатской зоны // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 222—231.

Вольнец О.Н., Шилин Н.Л. О петрохимических особенностях плиоценовой вулканно-плутонической формации хребта Кумроц (Восточная Камчатка) // Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965. С. 40—56.

Вулканический центр: строение, динамика, вещество. М.: Наука, 1980. 299 с.

Вулканогенно-кременистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. 115 с.

Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969. 149 с.

Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 190 с.

Высоцкий С.В., Михайлик Е.В. Новые данные по геологии Командорских островов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 3. С. 663—666.

Гаврилов В.И., Онихимовский В.В. Элементы — примеси в базальтах — индикаторы мантийного вещества // Магматизм и металлогения Дальневосточного региона, Владивосток, 1980. С. 126—131.

Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 151 с.

Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Палеоналоги океанических базальтов в палеозойско-мезозойских комплексах Сахали-

на и Японии // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 2. С. 392—395.

Гаранин В.К., Кудряцева Г.П., Округин В.М. Хромосодержащие шпинелиды в продуктах извержения Южного прорыва вулкана Толбачик // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, № 3. С. 681—684.

Геншафт Ю.С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977. 205 с.

Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978. 244 с.

Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 717 с.

Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.

Геология СССР. Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. 723 с.

Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т. 2: Магматизм и тектоника. М.: Недра, 1978. 247 с.

Глазунов О.М. Распределение редких элементов в мантийных ксенолитах и пути рождения ультраосновного расплава // Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск, 1980. С. 105—107.

Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 129 с.

Глубинное строение островной системы Яп по геофизическим данным / Под ред. К.Ф. Сергеева. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. 37 с.

Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, 1975. 271 с.

Губиенко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 160 с.

Говоров Г.И., Цветков А.А., Аракелянц М.М. Магматизм Малой Курильской гряды по геохронологическим и геологическим данным // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 3, С. 664—668.

Говоров И.Н., Говоров Г.И. Геохимия вулканических пород островных дуг // Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. С. 238—258.

Годлевский М.Н. Статистическая обработка петрохимических диаграмм А.Н. Заварицкого для эффузивных горных пород // Зап. ВМО. 1970. № 2. С. 178—191.

Гольдин С.В. О проверке однородности совокупностей геологических объектов // Математические методы при геологических исследованиях в Западной Сибири. Тюмень, 1968. С. 108—126.

Гоньшкова В.И. Трапповая формация юго-восточной части Сибирской платформы // Петрография Восточной

Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. С. 118—207.

Горкун В.Н., Родионова Р.И., Федорченко В.И., Шилов В.Н. О распределении некоторых малых элементов в лавах северной части хребта Вернадского на острове Парамушир (Курильские острова) // Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Наука, 1963. С. 89—103.

Горшков Г.С. О глубине магматического очага // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106, № 4. С. 703—705.

Горшков Г.С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов // Петрохимические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 334—340.

Горшков Г.С. Спешкийся туф кальдеры Заварицкого (о. Симушир, Курильские острова) // Тр. Лаб. вулканологии. 1961. Вып. 2. С. 102—107.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.

Горячев А.В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966. 236 с.

Грacheв А.Ф., Карякин Ю.В., Мушин В.И. Зоны Бенюфа и петрохимическая зональность островных дуг и активных материковых окраин // Все-союз. съезд океанологов: Тез. докл. Севастополь, 1982. Вып. 7. 118 с.

Гриб Е.Н. Температурные условия кристаллизации экстрезивных лав Узон-Гейзерной депрессии // Термобарогеохимия в геологии: Материалы 6 Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1982. С. 69—73.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 132—227.

Гущин А.В. Петрология базальтов вулкана Тятя (о. Кунашир, Курильская островная дуга) // Петрологические исследования базитов островных дуг. М., 1978. С. 132—156.

Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 570 с.

Дитмар Г.В., Максимовский В.А., Синдеев А.С. Некоторые закономерности в пространственном распределении щелочей, урана и тория в вулканогенных породах Дальнего Востока // Тр. ВСЕГЕИ, 1979. Т. 190. С. 17—24.

Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Гаранин А.В. Основные черты магматизма дна океана // Проблемы петрологии, 1976. С. 173—189.

Дмитриев Ю.И., Цветков А.А. Магматизм активных окраин океанов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 3. С. 3—18.

Добрецов Н.Л. Петрохимические осо-

бенности океанических и раннегеосин-клинальных базальтов// Геология и геофизика. 1975. № 2. С. 11—25.

Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 199 с.

Добрецов Н.Л., Куталин В.А. Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов: Общие особенности включений в базальтоидах и проблема пироксенитовой мантии// Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1975. Вып. 271. С. 160—164.

Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 170 с.

Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 222 с.

Ермаков В.А., Волинец О.Н., Колосков А.В., Курсанов И.Т., Рудич К.Н. Петрология четвертичных вулканических пород Камчатки// Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 190—204.

Жариков В.А., Ишбулатов Р.А., Литвин Ю.А. Проблемы происхождения магм островных дуг в свете экспериментальных исследований при высоких давлениях// Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1978. № 403. С. 8—18.

Жариков В.А., Ишбулатов Р.А., Литвин Ю.А. Влияние щелочных и флюидных компонентов на генезис известково-щелочных магм// Экспериментальная минералогия: Материалы II съезда ММА. М.: Наука, 1980. С. 22—34.

Жаринов С.Е. Статистическая оценка петрохимических вариаций андезитов Большой Курильской гряды// Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 40—53.

Журавлев Д.З., Цветков А.А., Чернышев И.В., Агапова А.А., Сердюк Н.И. Происхождение магм Алеутской и Курильской островных дуг по результатам изучения изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и распределения TR элементов// 9-й Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии, Москва, 16—19 нояб. 1982. М., 1982. Т. 1. С. 12—14.

Журавлев Д.З., Чернышев И.В., Цветков А.А., Борсук А.М., Агапов А.А., Сердюк Н.И. Вариации изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магматических породах Алеутской островной дуги в связи с проблемой их петрогенезиса// Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 6. С. 1457—1461.

Зеленов К.К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород// Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., 1963. Вып. 81. С. 58—71.

Злобин Т.К., Аргентов В.В., Аносов Г.И., Немченко Г.С. Новые сейсми-

ческие данные о глубинном строении центральной части Курильской островной дуги// Тез. XV сес. по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Южно-Сахалинск, 1985. С. 33.

Злобин Т.К., Федорченко В.И., Петров А.В., Немченко Г.С. Структура литосферы о. Кунашир (Курильские острова) по сейсмическим данным// Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 92—100.

Золотарев Б.П., Соболев С.Ф. Связь петрохимических особенностей базальтоидов Курильской островной дуги и сопредельных районов с различными типами земной коры// Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия. М.: Наука, 1972. № 9. С. 171—191.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моравев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.

Зубин М.И., Шеймович В.С. О содержании K_2O в вулканитах в связи с геоструктурными особенностями Южной Камчатки// Докл. АН СССР. 1979. Т. 246, № 5. С. 1195—1198.

Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970. 131 с.

Иванов О.К., Штенгельмейер С.В. Вязкость и температура кристаллизации расплавов ультрамафитов// Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск, 1980. С. 9—11.

Иващенко Р.У., Казакова Э.Н., Сергеев К.Ф., Сергеева В.Б., Стрельцов М.И. Основные черты геологического строения Командорских островов. Владивосток, 1984. 193 с.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.

Кадик А.А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. М.: Наука, 1982. 118 с.

Казакова Э.Н., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И. О стратиграфии вулканогенно-осадочных образований Малой Курильской гряды// Тр. СахКНИИ. 1970. Вып. 25. С. 117—124.

Канн Дж.Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана// Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 91—102.

Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана// Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 266—288.

Кислотно-основные свойства химических элементов, минералов, горных пород и природных растворов. М.: Наука, 1982. 215 с.

Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Химический состав лав некоторых кальдерных вулканов Курильских островов // Тр. СахКНИИ, 1975. Вып. 35. С. 18—20.

Коваленко В.И., Богатилов О.А. Источники гранитных магм и первичные отношения стронция 87/86 // Докл. АН СССР, 1982. Т. 267, № 5. С. 1196—1198.

Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в магматических процессах // Геохимия, 1978. № 9. С. 1293—1322.

Колосков А.В., Рудич К.Н., Алискеров А.А. Особенности интрузивного магматизма и связанной с ним рудной минерализации Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология, 1979. № 3. С. 37—52.

Колосков А.В., Селиверстов В.А., Щека С.А. Меймечиты Камчатки и проблема ультраосновной магмы // Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм: Тез. докл. Новосибирск, 1980. С. 36—37.

Конда Т. Базальты среднемиоценового возраста в северо-восточной части Японской островной дуги // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 173—181.

Конда Т., Уеда Е. Абсолютный возраст вулканических пород северо-восточной части Японской дуги // Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978. С. 130—134.

Копелювич А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., 1965. 312 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 121).

Коржинский Д.С. Магматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 12. С. 3—6.

Коржинский Д.С. Зависимость состава магм от щелочности трансмагматических флюидов // Докл. АН СССР, 1977. Т. 235, № 2. С. 454—457.

Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.

Кочергин Е.В., Павлов Ю.П., Сергеев К.Ф. Геомагнитные аномалии Курильской и Рюкю островных систем. М.: Наука, 1980. 126 с.

Коуэн Л.Х., Ито К., Кеннеди Д.К. Плавление и фазовые соотношения в безводных базальтах при давлении до 40 кбар // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970. С. 53—92.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

Кузнецов А.Д., Эпельбаум М.Б. Изменение эвтектических отношений в кислых расплавах при растворении летучих

компонентов // Кислотно-основные свойства химических элементов, минералов, горных пород и природных растворов. М.: Наука, 1982. С. 180—196.

Кумбс Д.С. Минеральные фации низких ступеней метаморфизма в Новой Зеландии // Тр. Междунар. геол. конгр., XXI сес. М., 1963. С. 218—235.

Куно Х. Латеральная вариация базальтовых магм вкост окраин континентов и островных дуг // Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 241—256.

Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. М.: Наука, 1972. 207 с.

Кутыев Ф.Ш. Термобарофильные минералы и мантийные ксенолиты в продуктах Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология, 1979. № 2. С. 53—58.

Кутыев Ф.Ш., Шаратов В.Н. Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979. 197 с.

Кутыев Ф.Ш., Иванов Б.В., Овсянников А.А., Аникин Л.П., Симонова Л.С. Экзотические лавы Авачинского вулкана (авачиты) // Докл. АН СССР, 1980. Т. 255, № 5. С. 1240—1243.

Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники плит // Тектоника литосферных плит, М.: Наука, 1977. С. 137—169.

Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977. С. 148—157.

Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия, 1979. № 2. С. 179—198.

Леонова Л.Л., Удальцова Н.И. Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 102 с.

Леонова Л.Л., Легейдо В.А. Фазовое распределение олова в четвертичных вулканиках Камчатки и Курильских островов // Геохимия, 1975. № 10. С. 1452—1458.

Леснов Ф.П., Королюк В.Н., Федорченко В.И., Кутыев Ф.И. Изоморфная примесь железа в плагиоклазах из базальтоидов некоторых вулканов Курил и Камчатки // Тр. Зап.-Сиб. отд. ВМО, 1978. № 7. С. 98—100.

Лозинов В.П., Русинов В.Л. Некоторые существенные различия пропилитизации и регионального зеленокаменного метаморфизма в вулканогенных толщах геосинклиналей // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 171—183.

Ломизе М.Г. Окраинно-материковые вулканические пояса восточного обрамления Тихого океана // Вестн.

МГУ. Сер. 4, Геология. 1979. № 3. С. 13—29.

Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 193 с.

Лоншаков Е.А. Кайнозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Южной Камчатки // Тихоокеан. геология. 1982. № 6. С. 94—97.

Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 245 с.

Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1: Современные вулканы. 478 с.

Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 2: Древние вулканы. 380 с.

Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки. Новосибирск: Наука, 1979. 149 с.

Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 122 с.

Маракушев А.А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 8. С. 3—16.

Маракушев А.А. Эволюция магматизма и метаморфизма островных дуг // Геохимия, минералогия, петрология: Докл. ученых на XXV Междунар. конгр. М.: Наука, 1976. С. 253—262.

Маракушев А.А. Петрогенез и рудообразование. М.: Наука, 1979. 263 с.

Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. № 1. С. 3—24.

Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры // Кора и верхняя мантия земли (геология, геохимия, геофизика). М.: Изд-во МГУ, 1975. Вып. 2. С. 18—34.

Маракушев А.А., Фролова Т.И., Яковлева Е.Б., Емельяненко П.Ф. Магматизм и земная кора // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1977. № 1. С. 5—23.

Мараханов В.Н., Потальев С.В. Структурное районирование Камчатской тектонической области. М.: Наука, 1981. 87 с.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с. (Тр. ГИН; Вып. 268).

Мархинин Е.К. Вулканы о-ва Кунашир // Вулканизм Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1959. С. 64—155.

Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 254 с.

Мархинин Е.К., Борисов О.Г., Мархина С.Н. Опыт определения приближенного химического состава вулканических пород Камчатки и Курильских

островов по показателю преломления их искусственных стекол // Бюл. вулканол. станции АН СССР. 1960. № 30. С. 75—85.

Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 11—16.

Масуренков Ю.П. Включения в современных вулканитах Камчатки и проблема происхождения магм // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972. С. 204—214.

Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 218 с.

Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967. 221 с.

Меланхолина Е.Н., Молчанова Т.В. Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины востока Азии // Геотектоника. 1977. № 4. С. 104—123.

Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 192 с.

Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978. 177 с.

Мушкин И.В. Габброизация пироксенитов и возможная роль этого процесса в эволюции верхней мантии (на примере Южного Тянь-Шаня) // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 3. С. 697—699.

Набоко С.И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 325—333.

Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.

Наседкин В.В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. М., 1963. 210 с. (Тр. ИГЕМ; Вып. 98).

Неверов Ю.Л., Сергеева В.Б., Сергеев К.Ф. Магматические формации Большой гряды Курильских островов // Тр. СахКНИИ СО АН СССР. 1963. Вып. 15. С. 22—35.

Овчинников Л.Н. Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1973. Вып. 213. С. 318—329.

Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского о. Парамушир). Южно-Сахалинск, 1966. 205 с. (Тр. СахКНИИ; Вып. 16).

Осборн Е.Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации

базальтов и андезитов // Химия земной коры. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 75—87.

Остапенко В.Ф. Геологическое строение кальдер Медвежьей и Заварицкого и связь с ними полезных ископаемых: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ, 1969. 24 с.

Остапенко В.Ф., Кичина Е.Н. Вещественный состав лав подводных вулканов Курильской дуги // Геология дна Дальневосточных морей. Владивосток, 1977. С. 24—45.

Павленко А.С., Орлова Л.П. Роль метаморфической и палигенной дифференциации в формировании континентальной коры // Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, 1977. С. 193—206.

Павлидис Ю.А. Образование россыпей тяжелых минералов в прибрежной зоне вулканических островов // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1965. № 76. С. 54—67.

Павлов Ю.А. Аномалии силы тяжести, строение земной коры и верхней мантии зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном. М.: Наука, 1978. 198 с.

Павлов Ю.А., Портнягина П.В. Об изостазии земной коры на Камчатке // Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Владивосток, 1975. С. 130—136.

Пампура В.Д., Волюнец О.Н., Пополитов Э.И. Геохимические особенности четвертичных вулканитов // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 66—76.

Перчук Л.Л., Фролова Т.И. Влияние состава флюидов на эволюцию базальтовых серий // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 6. С. 1436—1439.

Петров Л.Л., Волюнец О.Н., Пампура В.Д., Пополитов Э.И. Распределение бериллия и фтора в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1982. № 2. С. 12—21.

Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966. 279 с.

Печерский Д.М., Назарова Е.А., Лыков А.В. Магматизм и некоторые проблемы строения и развития земной коры и верхней мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 11. С. 85—99.

Пискунов Б.Н. О плиоценовых отложениях южной части о. Кунашир // Тр. СахКНИИ СО АН СССР. 1963. Вып. 15. С. 82—84.

Пискунов Б.Н. Шаровые лавы и гиаолокlastиты о. Уруп (Курильские острова) // Докл. АН СССР. 1966. Т. 168, № 1. С. 186—189.

Пискунов Б.Н. Морфометрический анализ обломков морского и аллювиального происхождения // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176, № 4. С. 906—909.

Пискунов Б.Н. К вопросу о поверхностях выравнивания и новейших тектонических движениях Большой Курильской гряды // Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968. С. 157—158.

Пискунов Б.Н. Оптическое исследование зональности пироксенов диопсидавгитового ряда // Зап. ВМО. 1970. № 4. С. 58—61.

Пискунов Б.Н. Генетические типы подводных вулканических образований Большой Курильской гряды // Изв. Сах. отд. ВГО. 1971. Вып. 2. С. 129—146.

Пискунов Б.Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск: Наука, 1975. 185 с.

Пискунов Б.Н. Типы высокоглиноземистых базальтоидов и их распределение в структуре Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, № 5. С. 1172—1175.

Пискунов Б.Н. Классификация серий четвертичных эффузивов и латеральная петрохимическая зональность Курило-Камчатской дуги // Тр. СахКНИИ. 1976. Вып. 48. С. 17—33.

Пискунов Б.Н. Петрохимическая граница Тихого океана // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236, № 6. С. 1446—1448.

Пискунов Б.Н. Петрохимические серии вулканических пород и их латеральное распределение в структуре островных дуг // Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978. С. 60—67.

Пискунов Б.Н. Позднекайнозойский вулканизм островных систем юго-западной части Тихого океана // Геология и магматизм западного обрамления Тихого океана. Владивосток, 1979. С. 15—37.

Пискунов Б.Н. Петрохимические типы Восточноазиатских островных дуг // Проблемы петрологии Дальнего Востока. Метаморфические комплексы и метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. III Дальневост. регион. петрогр. совещ. Хабаровск, 1981. С. 51—53.

Пискунов Б.Н. Восточноазиатские вулканические пояса и некоторые проблемы геодинамики // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 1. С. 203—207.

Пискунов Б.Н., Абдурахманов А.И., Ким Чун Ун. Соотношение состав—глубина для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение // Вулканология и сейсмология. 1979а. № 4. С. 57—68.

Пискунов Б.Н., Абдурахманов А.И., Ким Чун Ун. Корреляция состав—глу-

бина и положение магматических очагов курильских вулканов // Докл. АН СССР. 1979б. Т. 224, № 4. С. 937—940.

Пискунов Б.Н., Сергеев К.Ф., Федорченко В.И. Курильская островная дуга // Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. С. 189—220.

Пискунов Б.Н., Федорченко В.И. О новейших вертикальных тектонических движениях Курильской островной дуги // Тр. СахКНИИ СО АН СССР. 1974. Вып. 31. С. 158—163.

Пискунов Б.Н., Федорченко В.И. Вулканизм северо-западной части Тихого океана и некоторые связанные с ним петрологические проблемы // Тихоокеан. геология. 1982а. № 3. С. 38—45.

Пискунов Б.Н., Федорченко В.И. Вулканизм северо-западной части Тихого океана и некоторые связанные с ним петрологические проблемы // Тихоокеан. геология. 1982б. № 4. С. 22—29.

Пискунов Б.Н., Федорченко В.И. Кислые вулканические породы и проблема силля в океанах // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 46—59.

Полеко В.А. Геохимия и природа магматического субстрата базальтов Курильской островной дуги и северо-западной части Тихого океана // Магматизм и металлогения дальневосточного региона. Владивосток, 1980. С. 56—66.

Полеко В.А., Войнова И.П., Зувенко В.В. Анализ тренда петрохимических характеристик четвертичных базитов Курильской островной гряды // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, № 5. С. 1250—1254.

Полов В.С. Петролого-геохимическая модель формирования орогенных известково-щелочных серий // Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982. С. 93—124.

Пополитов Э.И. Геохимические особенности магматизма островных дуг и некоторые проблемы петрогенезиса // Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, 1977. С. 206—215.

Пополитов Э.И., Волинец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 181 с.

Пронин А.А. Геологические проблемы современных и древних океанов. Л.: Наука, 1977. 215 с.

Пузин В.А., Хитаров Н.И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978. 172 с.

Пузанков Ю.М. Уран и торий в кремнекислых вулканических породах Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 2. С. 441—444.

Пузанков Ю.М., Волинец О.Н., Патока М.Г. Геохимия продуктов извержения вулканов Ичинский и Хангар (Камчатка) в связи с проблемой кислой магмы // Вулканология и сейсмология. 1979. № 6. С. 11—22.

Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 221 с. (Тр. ГИН; Вып. 234).

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.

Родионова Р.И., Федорченко В.И., Шилов В.Н. Петрография продуктов четвертичного вулканизма // Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского) о. Парамушир. Южно-Сахалинск, 1966. С. 80—113 (Тр. СахКНИИ СО АН СССР; Вып. 16).

Родионова Р.И., Федорченко В.И. О возможной петрологической природе эффузивного комплекса Томари-Ноторо (остров Шикотан, Малая Курильская гряда) // Восточноазиатские островные системы. Южно-Сахалинск, 1978. С. 76—84.

Родников А.Г. Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 149 с.

Ротман В.К. Петрохимическая эволюция лав Среднего Камчатского хребта // Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Наука, 1963. С. 56—70.

Ротман В.К. О формации "зеленых туфов" и некоторых связанных с нею проблемах // Геология и геофизика. 1965. № 12. С. 53—62.

Ротман В.К. Палеовулканизм Курило-Камчатского региона: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1975. 33 с.

Ротман В.К. Магматизм островных дуг // Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра, 1978. Т. 2: Магматизм и тектоника. С. 133—160.

Ротман В.К., Голышко И.Н. Петрохимическая эволюция известково-щелочных серий Курило-Камчатской системы островных дуг // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С. 10—22.

Ротман В.К., Марковский Б.А. О притихоокеанских геосинклинальных базитах // Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974. С. 184—195.

Ротман В.К., Марковский Б.А. Кальций и рубидий в вулканических породах Камчатки как индикаторы позднекайнозойской вулканотектонической

эволюции // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 4. С. 917–920.

Русинов В.Л. Глубинность образования третичных пропилитов Центральной Камчатки и их связь с субвулканическими интрузиями // Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1968. С. 129–141.

Рябов В.В., Шарфман В.С. Шаровые лавы в эффузивах и процессы их формирования // Изв. вузов. Геология и разведка. 1967. № 3. С. 47–51.

Рябчиков И.Д. Флюидный массоперенос и мантийное магнообразование // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С. 3–9.

Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Бабанский А.Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 5–18.

Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Бабанский А.Д., Орлова Г.П. Высокомагнезиальные расплавы – первичные магмы базальтовых серий // Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм: Тез. докл. Новосибирск, 1980. С. 5–6.

Селянгин О.В. Непрерывно-дифференцированные потоки лав с включениями и вероятное устройство области дифференциации магмы под вулканом // Бюл. вулканол. станций Дальневост. науч. центра АН СССР. 1979. № 57. С. 39–52.

Селянгин О.В. Петрогенезис известково-щелочной серии: кристаллизационная дифференциация, режим летучих компонентов, соотношение вулканических и плутонических фаций // Тез. V Всесоюз. вулканол. совещ. Тбилиси, 1980. С. 125–127.

Сергеев К.Ф. К вопросу о генезисе пород спилито-кератофировой формации о. Парамушир (Курильские острова) // Докл. АН СССР. 1963. Т. 162, № 2. С. 783–785.

Сергеев К.Ф. Некоторые вопросы петрологии Центрального интрузивного массива хребта Вернадского на о. Парамушир (Курильские о-ва) // Геология и геофизика. 1964. № 12. С. 82–84.

Сергеев К.Ф. Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М.: Наука, 1966. 148 с.

Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 238 с.

Сергеев К.Ф., Ким Чун Ун, Кочергин Е.В. Поперечные глубинные разломы Курильской островной системы // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 2. С. 412–417.

Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Со-

болев Н.В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 37–42.

Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Типы верхней мантии // Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, 1975. С. 235–239.

Стратула Д.С. Вулканы и горячие источники о. Шиадокотан: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. 212 с.

Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 366 с.

Сугумура А. Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли в области островных дуг (предварительная заметка) // Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 263–271.

Сычев П.М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-западного Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979. 206 с.

Тараканов Р.З., Ким Чун Ун. Строение верхней мантии по сейсмологическим данным // Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. С. 140–159.

Тараканов Р.З., Левый Н.В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176. № 3. С. 571–574.

Тараканов Р.З., Левый Н.В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Земли Курило-Японского региона зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. С. 137–149.

Такуми Т., Секине Й., Канехира К. Вулканогенные рудные месторождения и металлогения Японии // Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. С. 16–52.

Тернер Ф., Ферхуген Д. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.

Тимербаева К.М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М.: Наука, 1967. 200 с.

Тихий океан. Т. VI: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. Кн. 1. 427 с.

Токарев П.И. О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне // Тр. Лаб. вулканологии. 1959. Вып. 17. С. 156–182.

Токарев П.И., Зобин В.М. Особенности распространения сейсмических волн близких землетрясений в земной

коре и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов Камчатки // Бюл. вулканол. станций АН СССР. 1970. № 46. С. 17—23.

Толстихин И.Н., Мамырин Б.А., Хабари Л.В. Аномальный изотопный состав гелия в некоторых ксенолитах // Геохимия. 1972. № 5. С. 629—631.

Тузев И.К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 230 с.

Устиев Е.К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулканоплутонических формаций // Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносности. М.: Наука, 1969. С. 5—43.

Ушаков С.А., Галушкин Ю.И. Литосфера Земли (по геофизическим данным): Итоги науки и техники. Физика Земли. М.: ВИНТИ. 1979. Т. 4. 221 с.

Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И., Баскина В.А., Дудыкина А.С. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965. 150 с.

Федоренко С.И. Морская терраса восточного побережья Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Вып. 40, № 4. С. 89—90.

Федоренко С.И., Скрипко К.А. Вулканы Кроноцкого района на Камчатке // Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969. С. 98—122.

Федорченко В.И. Геолого-петрографические особенности четвертичных вулканов Курильских островов и их возможное глубинная обусловленность // Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972. С. 48—53.

Федорченко В.И., Пискунов Б.Н., Родионова Р.И. Неоген-четвертичная андезитовая формация Курильских островов и некоторые вопросы ее генезиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 2. С. 88—97.

Федорченко В.И., Пискунов Б.Н. Соотношение андезитового вулканизма с земной корой и верхней мантией // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 5—20.

Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 117 с.

Федорченко В.И., Шилов В.Н. Некоторые общие вопросы петрологии в связи с изучением вулканов хр. Вернадского на о. Парамушир // Тр. СахКНИИ СО АН СССР. 1966. Вып. 16. С. 129—134.

Федотов С.А. О связи вулканов с тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов // Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 9—20.

Федотов С.А., Фарберов А.И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов // Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966. Т. 3. С. 43—48.

Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980. 141 с.

Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982. 297 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А., Фролов В.Т., Гуцин А.В. Особенности базальтового вулканизма Малой Курильской гряды // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, № 4. С. 38—50.

Фролова Т.И., Гуцин А.В., Бурикова И.А., Фролов В.Т. Происхождение базальтов зоны перехода от континента к океану // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, № 3. С. 100—115.

Фролова Т.И., Гуцин А.В. Условия генерации базальтовых магм океанов и островных дуг // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1981. № 4. С. 3—16.

Фролова Т.И., Перчук Л.Л. Вулканизм океанических островов и островных дуг // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1982. № 6. С. 27—39.

Фролова Т.И., Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л. Некоторые общие закономерности магматизма океанов и вопросы происхождения магматических пород // Геология океана: осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 69—87.

Хворова И.В. Происхождение подущечных брекчий и связанных с ними туфов // Литология и полез. ископаемые. 1966. № 4. С. 51—61.

Хедж К.Е., Горшков Г.С. Изотопный состав стронция в вулканических породах Камчатки // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 6. С. 1200—1203.

Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б. Растворимость воды в расплаве базальта // Геохимия. 1968. № 7. С. 763—772.

Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса. М.: Наука, 1976. 195 с.

Хубуня С.А. Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) по геохимическим признакам // Вулканология и сейсмология. 1981. № 2. С. 36—48.

Цветков А.А. Эволюция магматизма современных островных дуг // Тез. докл. V Всесоюз. шк. мор. геологии. М., 1982. Т. 2. С. 189—190.

Цветков А.А. Магматизм Алеутской дуги и проблемы петрогенезиса островодужных изверженных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 4. С. 3—19.

Шапиро М.Н. Тектоническое развитие

- восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 121 с.
- Шаширо М.Н.* Соотношение геосинклинального режима и режима островной дуги (на примере Камчатки) // Геотектоника. 1981. № 4. С. 104—109.
- Шарапов В.Н., Симбирев Н.Б., Симбирева И.Г.* Возможный характер связи вулканизма на Камчатке с мозаично-блоковой структурой тектоносферы в зоне перехода океан—континент // Тез. Всесоюз. палеовулканол. совещ. Хабаровск, 1979. С. 21—22.
- Шарапов В.Н., Стенина Н.Г., Остапенко В.Ф., Шевченко Ю.С.* Локальная перекристаллизация и плавление мантийных пород под базальтовыми вулканами Южных Курил // Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск, 1980. С. 100—101.
- Шарапов В.Н., Меламед В.Г.* Динамика плавления пород литосферы и латеральные неоднородности магматизма островных дуг // Геология и геофизика. 1982. № 6. С. 33—40.
- Шараськин А.Я., Куренцова Н.А., Дмитриев Л.В.* Магматизм основных структурно-тектонических областей // Геофизика океана. М.: Наука, 1979. Т. 1. С. 388—408.
- Шарков Е.В., Синдеева А.С.* Ортопироксеновый барьер и происхождение андезитовых серий магматических горных пород // Геохимия. 1981. № 5. С. 627—636.
- Шеймович В.С.* Игнимбриты Камчатки. М.: Недра, 1979. 177 с.
- Шеймович В.С.* Некоторые проблемы геологического изучения ареального базальтового вулканизма Камчатки // Тихоокеан. геология. 1982. № 6. С. 78—84.
- Шеймович В.С., Зубин М.И.* Структура земной коры и петрохимия позднекайнозойских вулканов юга Камчатки // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 4. С. 934—937.
- Шейнманн Ю.М.* Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии // Сов. геология. 1965. № 8. С. 10—21.
- Шейнманн Ю.М.* Тектоника и магматизм. М.: Наука, 1976. 384 с.
- Шейнманн Ю.М., Баженова Г.Н.* Общегеологическое значение некоторых черт состава базальтов океана и материков // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47, вып. 3. С. 81—101.
- Шилов В.Н.* Вулканизм Сахалина и Курильских островов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ, 1975. 59 с.
- Ширинян К.Г.* Гиалокластиты и условия их образования в Армении // Тр. Лаб. палеовулканологии. 1963. Вып. 2. С. 200—211.
- Шмидт О.А.* Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М., 1978. 99 с. (Тр. ГИН; Вып. 320).
- Шоу Д.М.* О делении данных в аналитической геохимии на две группы с помощью дистанционного коэффициента // Вопросы математической геологии. Л.: Наука, 1968. С. 98—110.
- Штейнберг Д.С., Богатиков О.А., Бородавская М.Б., Бороздин Л.С., Маркушев А.А.* Проблема магматических формаций // Проблемы петрологии. М., 1976. С. 75—93.
- Щеглов А.Д., Говоров И.Н., Петраченко Е.Д., Сахно В.Г., Федчин Ф.Г.* Основные черты тихоокеанского развития, магматизма и металлогении вулканических поясов востока Азии // Вулканология и сейсмология. 1982. № 3. С. 39—58.
- Щека С.А., Колосков В.В., Вольнец О.Н.* Включения в вулканах Тихоокеанского пояса и их петрогенетическая информативность // Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978. С. 68—76.
- Щепотьев Ю.М.* О двух вулканических поясах Камчатки // Вулканические пояса Камчатки: Тез. IV Камчат. геол. конф. Петропавловск-Камчатский, 1979. С. 19—21.
- Эпельбаум М.Б., Кузнецов А.Д., Салова Т.П.* Сквозьмагматические растворы и их влияние на состав магматических пород // Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982. С. 254—269.
- Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 242 с.
- Якуцени В.П.* Динамика современной дегазации Земли по данным гелиево-изотопного критерия // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1976. С. 165—173.
- Ярмолюк В.В.* Источники магматической воды и динамика летучих в магматическом процессе // Вулканология и сейсмология. 1982. № 3. С. 30—38.
- Aoki K., Fujimaki H.* Petrology and geochemistry of calc-alkaline andesite of presumed upper mantle origin from Itinome-gata, Japan // Amer. Miner. 1982. Vol. 67. P. 1—13.
- Arculus R.J., Delong S.E., Kay R.W., Brooks C., Sun S.S.* The alkalic rock suite of Bogosof Island, Eastern Aleutian Arc, Alaska // J. Geol. 1977. Vol. 85, N 2. P. 177—186.
- Arculus R.J., Johnson R.W.* Island-arc magma sources: a geochemical assessment of the roles of slab-derived components and crustal contamination // Geochem. J. 1981. Vol. 15. P. 109—133.
- Bemmelen R.W.* The geology of Indonesia. Bandoeng, 1949. Vol. 1. 732 p.
- Best M.G.* Migration of hydrous fluids

in the upper mantle and potassium variation in calc-alkalic rocks//Geology. 1975. Vol. 3, N 8. P. 429-432.

Black R.F., Laughlin W.S. Anangula: a geologic interpretation of the oldest archeologic site in the Aleutians//Science. 1964. Vol. 143, N 3612. P. 1321-1327.

Boettcher A.L. Volcanism and orogenic belts - the origin of andesites//Tectonophysics. 1973. Vol. 17. P. 223-240.

Bruce W.E. Basalt contamination by continental crust: Some experiment and models//Contribs Mineral. and Petrol. 1982. Vol. 80, N 1. P. 73-87.

Burk C.A. Geology of the Alaska Peninsula-Island Arc and Continental Margin (Pts 1, 2, 3)//Geol. Soc. Amer. Mem. 1965. N 99. P. 250.

Byers F.M. Geology of Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska//Geol. Surv. Bull. L., 1959. N 1028. P. 369.

Byers F.M. Petrology of Three Volcanic Suites Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Island, Alaska//Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. Vol. 72, N 1. P. 93-128.

Carr M.J., Rose W.J., Mayfield D.G. Potassium content of lavas and depth to the seismic zone in Central America//J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1979. Vol. 5, N 3/4. P. 387-401.

Cawthorn R.G. Petrological aspects of the correlation between potash content of orogenic magmas and earthquake depth//Miner. Mag. 1977. Vol. 41, N 318. P. 173-182.

Coats R.R. Magmatic differentiation in Tertiary and Quaternary volcanic rocks from Adak and Kanaga Island Aleutian Islands, Alaska//Bull. Geol. Soc. Amer. 1952. Vol. 63, N 5. P. 485-514.

Cole J.W. Andesites of the Tongariro volcanic centre, North Island, New Zealand//J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1978. Vol. 3, N 1/2. P. 121-153.

Coulon C., Thorpe R.S. Role of continental crust in petrogenesis of orogenic volcanic associations//Tectonophysics. 1981. Vol. 77, N 1/2. P. 79-93.

Dalrymple G., Lanphere M.A., Jackson E.D. Contributions to the petrography and geochronology of volcanic rocks from the Leeward Hawaiian Island//Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85. P. 727-738.

Delong S.E., Fox P.J., McDowell F.W. Subduction of the Kula Ridge at the Aleutian Trench//Ibid. 1978. Vol. 89, N 1. P. 83-95.

Delong S.E., Hodges F.H., Arculus R.J. Ultramafic and mafic inclusions, Kanaga Island, Alaska and the occurrence of alkaline rocks in Island Arcs//J. Geol. 1975. Vol. 83, N 6. P. 721-748.

Dickinson W.R. Potash-depth (k-h) relation in continental margin and intra-oceanic magmatic arcs//Geology. 1975. Vol. 3, N 2. P. 53-56.

Dickinson W.R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific//Science. 1967. Vol. 157, N 3790. P. 801-803.

Dixon T.H., Batiza R. Petrology and chemistry of recent lavas in the Northern Marianas: implications for the origin of Island Arc basalts//Contribs Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 70. P. 167-181.

Eichelberger J.C. Andesitic volcanism and crustal evolution//Nature. 1978. Vol. 275, N 7. P. 21-27.

Ewart A., Brothers R.N., Mategan A. An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand arc//J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1977. Vol. 2, N 3. P. 205-250.

Fraser G.D., Narnett H.F. Geology of the Delarof and Westernmost Andreanof Island Aleutian Islands, Alaska//Geol. Surv. Bull. J. 1959. N 1028. P. 211-245.

Fraser G.D., Snyder G. Geology of Southern Adak Is. and Kagalaska Is., Alaska//Geol. Surv. Bull. M. 1959. N 1028. P. 371-408.

Fujitani T., Masuda A. Light REE inclination and distance from volcanic front; a case of volcanic rocks in Notheastern Japan//Geochem. J. 1981. Vol. 15, N 5. P. 269-281.

Fujitani T., Masuda A. An attempt to locate a new front with the horizontal REE pattern, for Northeast Japan Island Arcs//Rev. Mar. Techn. Coll. 1982, N 25. P. 25-34.

Fufe W., McBirney A. Subduction and the structure of andesitic volcanic belts//Amer. J. Sci. A. 1975. Vol. 275. P. 285-297.

Gates O., Powers H.A., Wilcox R.E., Schafer J.P. Geology of the Near Islands, Alaska//Geol. Surv. Bull. U. 1971. N 1028. P. 709-822.

Grapes R.H. Low grade alteration of basic rocks in Hokkaido, Japan//J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. II. 1976. Vol. 17, N 2. P. 373-385.

Green T.H. Island arc and continent-building magmatism - a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry//Tectonophysics. 1980. Vol. 63. P. 367-385.

Hart S.R. K, Rb, Cs, Sr and Ba content and Sr isotope ratios of ocean floor basalts//Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1971. Vol. 268. P. 573-587.

Hatherton T., Dickinson W.R. The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia//J. Geophys. Res. 1969. Vol. 74, N 22. P. 5301-5311.

Holloway J.R., Burnham C.W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure//J. Petrol. 1972. Vol. 13, N 1. P. 1-29.

Hughes C.W., Turner C.C. Upraised

Pacific Ocean floor, Southern Malaita, Solomon Islands//Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 3. P. 412-424.

Hutchison C. Correlation of Indonesian active volcanic geochemistry with Benioff zone depth//Geol. en mijnbouw. 1975. Vol. 54, N 3/4. P. 157-168.

Hutchison C. Indonesian active volcanic arc: K, Sr, and Pb variation with depth to the Benioff zone//Geology. 1976. Vol. 4, N 7. P. 407-408.

Ishihara S. Magmatism of the green tuff tectonic belt, Northeast Japan//Geol. Kuroka Deposits. 1974. N 6. P. 235-249.

Isshiki N. Petrology of Hachijo-jima volcano group, Seven Izu Islands, Japan//J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Ser. 1. 1963. Vol. 15, N 2. P. 91-134.

Jakes P., White A.J.R. Structure of the Melanesian Arcs and correlation with distribution of magma types//Tectonophysics. 1969. Vol. 8. P. 223-233.

Jakes P., White A.J.R. K/Rb ratios of rocks from island arcs//Geochim. et cosmochim. acta. 1970. N 34. P. 849-856.

Jakes P., White A.J.R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of Orogenic Areas//Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83, N 1. P. 29-40.

Jakes P., White A.J.R. Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margin//Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 5/6. P. 887-902.

Johnson R.W. Potassium variation across the New Britain volcanic arc//Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 31, N 1. P. 184-191.

Kaneoka I., Isshiki N., Zashu S. K-Ar ages of the Izu-Bonin Islands//Geochem. J. 1970. Vol. 4. P. 53-60.

Katsui Y., Oba Y., Ando S., Nishimura S., Masuda Y., Kurasawa H., Fujimaki H. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, North Japan//Japanese-Soviet seminar geodynamic project. Tokyo, 1974. P. 1-36. Prepr.

Katsui Y., Oba Y., Ando S., Nishimura S., Masuda Y., Kurasawa H., Fujimaki H. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, North Japan//J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV, 1978. Vol. 18, N 3. P. 449-484.

Kawano Y., Aoki K. Petrology of Hachimantai and surrounding volcanoes, Northeastern Japan//Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3. 1960. Vol. 6, N 3. P. 40-49.

Kawano Y., Yagi K., Aoki K. Petrography and petrochemistry of the volcanic rocks of Quaternary volcanoes of Northeastern Japan//Ibid. 1961. Vol. 7, N 1. P. 1-46.

Kay R.W. Geochemical constraints on the origin of Aleutian magmas: Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins//Maurice Ewing Ser. Amer. Geophys. Union. 1977. Vol. 1. P. 229-242.

Kay R.W., Sun S.S., Leehu C.N. Pb and

Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian Islands and Pribilof Islands, Alaska//Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42, N 3. P. 263-273.

Kay S.M., Kay R.W., Citron G.P. Tectonic controls on tholeiitic and calc-alkaline magmatism in the Aleutian Arc//J. Geophys. Res. B. 1982. Vol. 87, N 5. P. 4051-4072.

Keller J. Origin of rhyolites by anatexitic melting of granitic crustal rocks. The example of rhyolitic pumice from the island of Kos (Aegean Sea)//Bull. Volcanol. 1970. Vol. 33, N 3. P. 942-959.

Kikuchi J. The Japanese Tertiary granitic rock province based on Kuno's silica-total alkalis variation diagram//J. Geol. Soc. Jap. 1975. Vol. 81, N 8. P. 479-485.

Konishi K. Geotectonic framework of Ryukyu Island (Nanseishoto) (in Japanese)//Ibid. 1965. Vol. 71, N 840. P. 437-457.

Kuno H. Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan//Bull. Geol. Soc. Amer. 1950. Vol. 56. P. 167-172.

Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas//Bull. Volcanol. Ser. 2. 1959. Vol. 20. P. 37-76.

Kuno H. High-alumina basalt//J. Petrol. 1960. Vol. 1, N 2. P. 121-145.

Kuno H. Aluminian augite and bronzite in alkali olivine basalt from Takashima, North Kyushu, Japan//Advancing frontier in geology and geophysics. Vol. in honour of M.S. Krishnan. Tokyo: Indian Geophys. Union, 1964. P. 205-220.

Kuno H. Lateral variation of basalts magma type across continental margins and island arcs//Bull. Volcanol. Ser. 2. 1966. Vol. 29. P. 195-222.

Kushiro I. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures//J. Petrol. 1972. Vol. 13, N 2. P. 311-334.

Kushiro I. The system forsterite-anorthite-albite-silica-H₂O at 15 kbar and the genesis of andesitic magmas in the upper mantle//Carnegie Inst. Wash. Yb. 1974. N 73. P. 244-248.

Lowder G.G., Carmichael I.S.E. The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain: Geology and petrology//Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81, N 1. P. 17-37.

Macdonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas//J. Petrol. 1964. Vol. 5, N 1. P. 82-133.

Mackenzie D.E. Nature and origin of Late Cainozoic volcanoes in Western Papua New Guinea//Volcanism in Australasia/Ed. R.W. Johnson. Amsterdam etc., 1976. P. 221-238.

Marsh B.D. Some Aleutian Andesites: Their nature and source//J. Geol. 1976. Vol. 84, N 1. P. 27-45.

Marsh B.D., Leitz R.E. Geology of

Adak Island, Aleutian Islands, Alaska//*Ibid.* 1979. Vol. 87, N 6. P. 715–723.

McCulloch M.T., Perfit M.R. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian island arc magmas//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 56. P. 167–179.

McGregor I.D. The system MgO – SiO₂ and its bearing on the distribution of TiO₂ in basalts//*Amer. J. Sci. A.* 1969. Vol. 267. P. 342–363.

McLennan S.M., Taylor S.R. Tole of subducted sediments in island-arc magmatism: constraints from REE patterns//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 54, N 3. P. 423–430.

Menzies M., Murthy V.R. Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas – isotopic evidence//*Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280, pt 2. P. 622–638.

Minato M., Jagi K., Hunahashi M. Geotectonic synthesis of the Green Tuff Regions in Japan//*Bull. Earth Res. Inst.* 1956. Vol. 34, pt 3. P. 237–265.

Mitchell A.H., Bell J.D. Island-arc evolution and related mineral deposit//*J. Geol.* 1973. Vol. 81, N 4. P. 381–405.

Miyashiro A. Metamorphism and metamorphic belts. L.: Allen, 1973. 535 p.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins//*Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274. P. 321–355.

Nielson D.E., Stoiber R.E. Relationship of potassium content in andesitic lavas and depth to the seismic zone//*J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78, N 29. P. 6887–6892.

Nohda S., Wasserburg G.J. Nd and Sr isotopic study of volcanic rocks from Japan//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 52, N 2. P. 264–276.

Oba Y. Geology and petrology of Usu volcano, Hokkaido, Japan//*J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV.* 1966. Vol. 11, N 2. P. 185–236.

Oba Y. Late Neogene basaltic rocks from the Kitami-monbetsu district, Northeast Hokkaido//*Ibid.* 1975. Vol. 16, N 4. P. 501–510.

Page R.W., Johnson R.W. Strontium isotope ratios of Quaternary volcanic rocks from Papua New Guinea//*Lithos.* 1974. Vol. 7, N 2. P. 91–100.

Palacios M., Oyarreen M. Relationship between depth to Benioff zone and K and Sr concentrations in volcanic rocks of Chile//*Geology.* 1975. Vol. 3, N 10. P. 595–596.

Perfeit M.R., Gust D.A., Bence A.E., Arculus R.J., Taylor S.R. Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources//*Chem. Geol.* 1980. Vol. 30. P. 227–256.

Reverdatto V.V., Kalinin A.S. A combined fluid-magmatic model of anatexis

and accompanying metamorphism in the folded belts of the Earth's crust//*Tectonophysics.* 1982. Vol. 82, N 3/4. P. 307–316.

Rittmann A. The probable origin of high-alumina basalts//*Bull. Volcanol. Ser. 2.* 1970. Vol. 34. P. 414–420.

Shiraki K. Metamorphic basement rocks of Yap islands, Western Pacific: possible oceanic crust beneath an island arc//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1971. Vol. 13, N 1. P. 167–173.

Sigurdsson H. Generation of Icelandic rhyolites by melting of plagiogranites in the oceanic layer//*Nature.* 1977. Vol. 269, N 5623. P. 25–28.

Steiner A. Crustalization behaviour and origin of the acidic ignimbrite and rhyolite magma in the North Island of New Zealand//*Bull. Volcanol. Ser. 1.* 1963. Vol. 25. P. 217–242.

Steward D.C., Thornton C.P. Andesite in oceanic regions//*Geology.* 1975. Vol. 3, N 10. P. 565–568.

Sugimura A. Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs//*J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Ser. 2.* Vol. 12. P. 133–153.

Sugimura A. Spatial relations of basaltic magmas in island arcs//*Basalts, the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition.* Tokyo, 1968. Vol. 2. P. 537–570.

Sugimura A., Matsuda T., Chinzei K., Nakamura K. Quantitative distribution of Late Cenozoic volcanic materials in Japan//*Bull. Volcanol.* 1963. Ser. 2. Vol. 26. P. 125–140.

Sugisaki R. Chemical characteristics of volcanic rocks: Relation to plate movements//*Lithos.* 1976. Vol. 9, N 1. P. 17–30.

Sykes L.R. The seismicity and deep structure of island arcs//*J. Geophys. Res.* 1966. Vol. 71, N 12. P. 2981–3006.

Takanashi E. Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese island arc//*Bull. Volcanol.* 1978. Vol. 41, N 4. P. 529–547.

Thorpe R.S., Francis P.W. Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance//*Oceanic ridges and arcs geodynamic processes.* Amsterdam etc., 1980. P. 365–382.

Tomita T. On the chemical composition of the Cenozoic alkaline suite of the Circum-Japan Sea region//*J. Shanghai Sci. Inst. Sect. 2.* 1935. Vol. 1. P. 227–306.

Turner F.J., Verhoogen J. Igneous rock and metamorphic petrology. N.Y.: McGraw Hill, 1960. 320 p.

Wass S.W., Rogers N.W. Mantle metasomatism-precursor to continental alkaline volcanism//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1980. Vol. 44, N 11. P. 1811–1824.

Wedepohl K.H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges the growth of the oceanic crust // *Naturwissenschaften*. 1981. Bd. 68. S. 110—119.

Whitford D.J. Strontium isotopic studies of the volcanic rocks of the Sunda Arc, Indonesia and their petrogenetic implications // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1975. Vol. 39, N 9. P. 1287—1302.

Whitford D., Jezek P. Origin of Late Cenozoic lavas from the Banda Arc, Indonesia: trace element and Sr isotope evidence // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1979. Vol. 68. P. 141—150.

Wilcox P.E. Petrology of Paricutin volcano, United States // *Geol. Surv. Bull. C*. 1954. Vol. 965. P. 281—351.

Wood C.P. Petrogenesis of garnet-bearing rhyolites from Canterbury, New Zealand // *N.Z.J. Geol. and Geophys.* 1974. Vol. 17, N 4. P. 759—787.

Wyllie P.J. Experimental limits for melting in the Earth crust and upper mantle // *Structure and physical properties of Earth's crust*. N.Y., 1972. P. 279—300.

Wyllie P.J. Crustal anatexis: an experimental review // *Tectonophysics*. 1977. Vol. 43, N 1/2. P. 41—71.

Yagi K., Kawano Y., Aoki K. Types of Quaternary volcanic activity in Northeastern Japan // *Bull. Volcanol.* 1963. Ser. 2. Vol. 26. P. 223—235.

Yamasaki M. Petrogenetic significance of the K_2O/Na_2O ratios of volcanic rocks of Fuji and Nasu volcanic zones in Japan // *J. Geol. Soc. Jap.* 1956. Vol. 62.

Yoder H.S. Phlogophite- H_2O - CO_2 an example of the multicomponent gas problem // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1969. N 68. P. 236—239.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
<i>Глава I</i>	
СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ, ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ	5
<i>Глава II</i>	
КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ	10
Основные черты геологического строения	10
Глубинная структура дуг	20
Выводы	28
<i>Глава III</i>	
ГЕОЛОГИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ	28
Региональные вулканические комплексы Большой Курильской гряды — строение разрезов, состав, условия формирования	29
Вулканические комплексы восточноазиатских островных дуг	97
Выводы	115
<i>Глава IV</i>	
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА КОМПЛЕКСОВ	116
Вулканические серии. Петрохимические основы классификации и вещественный состав	116
Пространственное распределение петрохимических серий на островных дугах	131
Вариации состава во времени и вопросы эволюции дуг	140
Классификация дуг по типам вулканических комплексов	144
Выводы	149
<i>Глава V</i>	
ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ АССОЦИАЦИИ, КРИТЕРИИ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ	150
Островодужная и океаническая ассоциации. Андезитовая линия как петрохимическая граница	150
Соотношение составов вулканических продуктов геосинклинальной и островодужной стадий	156
Островные дуги и окраинно-континентальные вулканические пояса	163
Выводы	168
<i>Глава VI</i>	
ОЦЕНКА РОЛИ ПАРАМЕТРОВ СТРОЕНИЯ И РЕЖИМА ОСТРОВНЫХ ДУГ В ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ	169
Продольные вариации состава как отражение влияния земной коры	169
Соотношение составов вулканитов с глубиной до сейсмофокальных зон (зон Заварицкого—Беньофа)	180
Зависимость островодужного вулканизма от предполагаемых кинематических параметров модели поглощения литосферных плит	190
Выводы	197

ПЕТРОГЕНЕЗИС ОСТРОВДУЖНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ . . .	198
Основные вопросы в проблеме магмообразования и их решение в современных моделях	199
Основные закономерности состава и строения островдужной ассоциации — геологические ограничения петрологических моделей	204
Интерпретация петрологических особенностей ассоциаций с позиций модели многостадийного магмообразования	209
Выводы	215
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	
ЛИТЕРАТУРА	221

Борис Николаевич П и с к у н о в

**ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ
СПЕЦИФИКА ВУЛКАНИЗМА
ОСТРОВНЫХ ДУГ**

*Утверждено к печати
Институтом морской геологии
и геофизики ДВНЦ АН СССР*

Редактор *В.И. Бондаренко*
Художник *А.С. Грим*
Художественный редактор *М.Л. Храмцов*
Технический редактор *И.И. Джиева*
Корректор *Т.И. Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 35190

Подписано к печати 18.12.86. Т—15698
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,0, Усл.кр.-отт. 15,3
Уч.-изд.л. 19,0
Тираж 600 экз. Тип.зак. 1010
Цена 3 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864г ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к выпуску

Н.С. Никольский. Флюидный режим эндогенного минералообразования. — 18 л. — 2р. 70к.

Разработанные автором методы термодинамических расчетов позволили проанализировать изменение состояния равновесия двух-, трех- и четырехкомпонентных газовых систем в зависимости от давления, температуры и летучести кислорода. Непосредственное определение параметров равновесия по составу газов позволило выяснить физико-химические условия формирования минералов. Сделан вывод о том, что наиболее глубокий флюид имеет преимущественно водородный состав, а его источником является внешнее ядро Земли. В углеродсодержащей верхней мантии флюид существенно метановый, в земной коре — изредка сероводородный.

Для геологов, минералогов, петрографов и геохимиков.

Новые данные о минералах. Вып. 34. — 20 л. — 3р.

Сборник посвящен разнообразным вопросам минералогии, физическим свойствам, химическому составу минералов и их генетическим аспектам. Описаны новые выставки в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана АН СССР — "Минералы высоких давлений" и "Минералы скарнов", а также минералы зарубежных месторождений — голдфилдит из Болгарии и таумасит из Индии. Приведены новые данные о "горчичном золоте", кальциевом родохрозите, свинецсодержащем паркерите, ходрушите.

Для геологов, минералогов, геохимиков.

Природные стекла — индикаторы геологических процессов. — 20 л. — 3 р.

В книге обобщены результаты исследований природных стекол различного происхождения, проведенных совместно советскими и чехословацкими учеными в рамках двустороннего сотрудничества между АН СССР и АН ЧССР. Большое внимание уделено лунным стеклам. Приводится геологическая классификация природных стекол; охарактеризованы на современном методическом

уровне химизм, структура природных стекол; показаны индикаторные возможности различных свойств стекол для расшифровки условий протекания геологических процессов на Земле и на Луне; выявлены природные факторы стеклообразования.

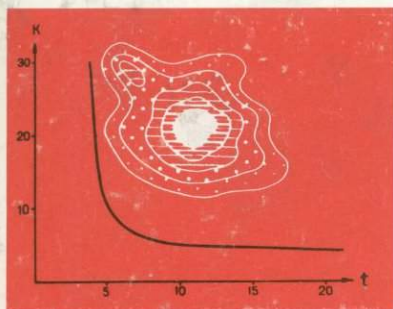
Для геологов, петрографов и минералогов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

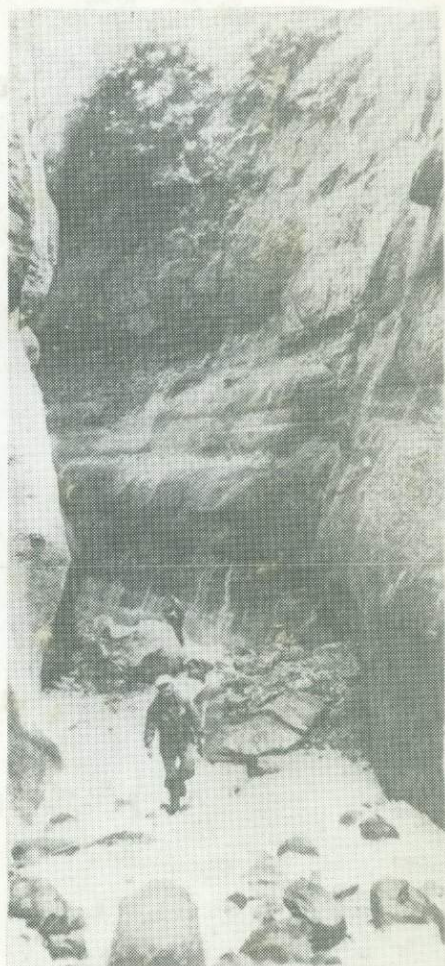
Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой": 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга-почтой"/; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга-почтой"/; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга-почтой"/; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга-почтой"/; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга-почтой"/; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга-почтой"/; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга-почтой"/; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга-почтой"/; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга-почтой"/; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга-почтой"/; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга-почтой"/; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга-почтой"/; 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино, Московской обл., МР, "В", 1; 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга-почтой"/; 700000 Ташкент, ул. Ю.Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш.Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга-почтой"/; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 634050 Томск, Академический пр-т, 5; 450059 Уфа, ул. Р.Зорге, 10 /"Книга-почтой"/; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга-почтой"/; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга-почтой"/.

4801

3 руб.



В монографии установлены закономерности развития вулканизма островных дуг северо-западной части Тихого океана, описаны индикаторные черты состава продуктов извержений, исследована латеральная зональность вулканизма дуг и эволюция состава магматических продуктов во времени.



« НАУКА »