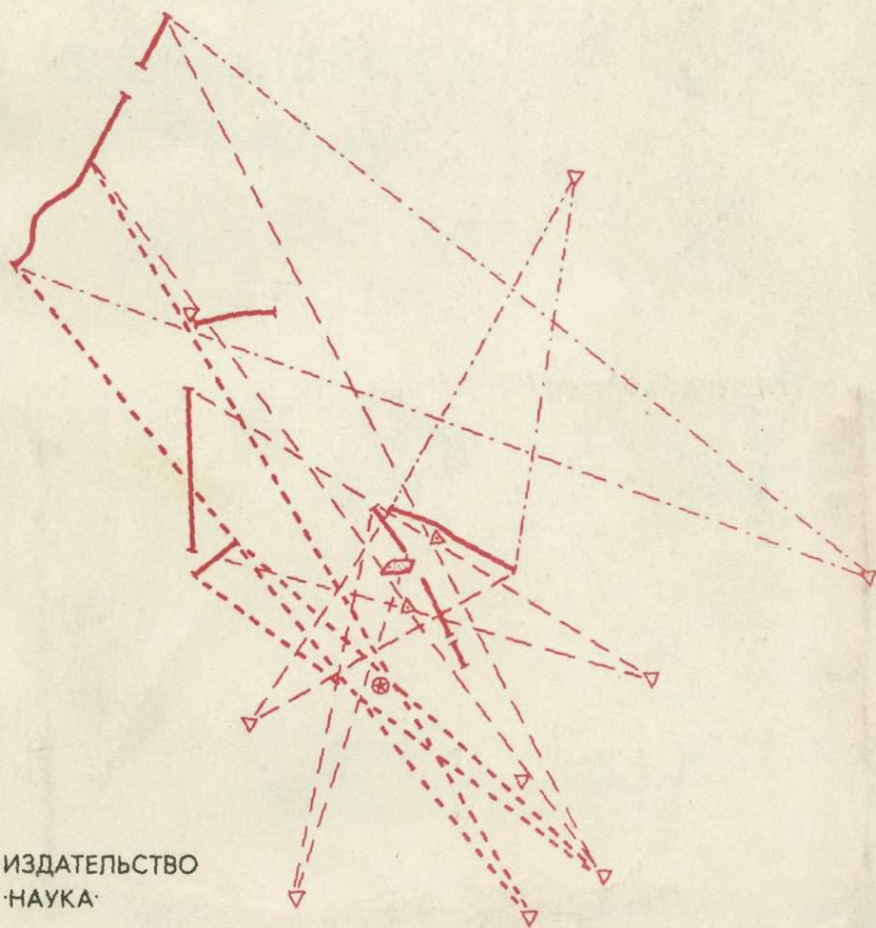


**С.Т. БАЛЕСТА**

# ЗЕМНАЯ КОРА И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
'НАУКА'

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

С. Т. БАЛЕСТА

ЗЕМНАЯ КОРА  
И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ  
ОБЛАСТЕЙ  
СОВРЕМЕННОГО  
ВУЛКАНИЗМА



ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»  
МОСКВА 1981



3490

Балеста С. Т. **Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма.** М.: Наука, 1981.

В книге рассмотрен широкий круг вопросов, связанных с изучением особенностей строения земной коры и верхней мантии и местоположения и свойств магматических очагов областей современного вулканизма по геофизическим данным.

Ил. 28 Табл. 2 библ. 240 назв.

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР  
С. А. ФЕДОТОВ

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение глубинного строения областей современного вулканизма имеет важное значение в плане решения двух кардинальных проблем современной вулканологии и динамической геологии. К первой из них относятся вопросы строения и состава земной коры под современными вулканическими поясами, расположенными в разных структурных зонах.

Решение этого вопроса, как представляется автору, даст ключ к пониманию многих геологических процессов, происходящих в земной коре и в верхней мантии в современную эпоху тектогенеза и ведущих к активному преобразованию вещества коры и мантии. Очевидно, без учета процессов современного вулканизма, играющих важнейшую роль в тектонически активных районах земного шара, невозможно составить достаточно четкое представление о направленности развития земной коры того или иного региона и о масштабах эволюции вещества.

Ко второй проблеме относятся вопросы, связанные с изучением очаговых зон магматического питания вулканов. Как известно, эта проблема имеет важное значение для многих геологических дисциплин и в первую очередь для петрографии, вулканологии, магматической геологии, учения об эндогенном рудообразовании. Вместе с тем в целом проблема магмообразования областей питания вулканов, взаимосвязь близповерхностных и глубинных магматических очагов, соотношение вулканических структур с глубинным строением региона до настоящего времени остаются нерешенными и являются предметом постоянной дискуссии.

Попытка решения вышеуказанных проблем, которые, как выяснилось, имеют общую природу и взаимообусловленность, предпринята автором на основе рассмотрения результатов комплексных геофизических исследований, выполненных в различных вулканических районах п-ова Камчатка, основой которых явились профили глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В работах ГСЗ автор принимал непосредственное участие; другие геофизические исследования, характеризующие плотностные и геоэлектрические модели земной коры и верхней мантии вулканических поясов, проведены под его научным руководством. Комплексная интерпретация геофизических материалов выполнена автором на основе имеющихся геофизических данных, опубликованных в совместных статьях и монографиях. Решение ряда методических вопросов применения сейсмических методов и интерпретации этих материалов при изучении глубинного строения активных вулканов потребовало рассмотрения некоторых теоретических основ распространения сейсмических волн в средах, включающих неоднородности типа магматических очагов вулканов. Выполненное совместно с Е. М. Аверко и Г. Б. Григоряном ультразвуковое моделирование явилось той основой, на которой удалось сформулировать основные положения методики «просвечивания» магматических очагов вулканов с помощью сейсмических волн от искусственных источников возбуждения. При этом предложен аппарат интерпретации сейсмического волнового поля, зарегистрированного в зоне тени вулкана, что позволило более однозначно ответить на вопросы местоположения магматических очагов, их размеров и некоторых физических свойств.

Полученные комплексные геофизические данные о структуре земной коры и местоположении магматических очагов питания вулканов Камчатки —

первая работа столь детального характера, поэтому понятно было стремление сопоставить имеющиеся геофизические данные по другим вулканическим районам мира, где современный вулканизм развивался в других геоструктурных условиях. К сожалению, следует отметить, что в других областях современного вулканизма детальные геофизические исследования вулканов редки и не носят направленного комплексного характера. Разнородность геофизических данных и их разрозненность затрудняют их сопоставление для различных вулканических районов, однако в целом дают возможность ответить на вопросы: являются ли выявленные особенности строения земной коры и верхней мантии под вулканами Камчатки общими для всех районов, наблюдаются ли закономерности в направленности развития земной коры, имеются ли общие черты строения и местоположения магматических очагов питания вулканов разного состава и различного структурного положения.

Представленная работа не могла быть выполнена без получения огромного фактического материала по разным методам геофизических исследований, основными исполнителями которых были В. К. Утнасин и Г. И. Аносов (ГСЗ), М. И. Зубин, А. А. Таракановский (гравиметрия), В. С. Смирнов (МТЗ), А. А. Каргопольцев (сейсморазведка). Всем им автор выражает искреннюю благодарность. Особую признательность автор приносит С. А. Федотову, взявшему на себя труд редактирования работы. Автор пользуется случаем выразить искреннюю признательность А. Л. Яншину, Н. Н. Пузыреву, И. В. Лучицкому, Е. М. Аверко, П. И. Токареву, Ю. П. Масуренкову и многим другим за критические замечания и советы, которые способствовали улучшению работы.

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СВОЙСТВАХ КОРЫ И МАНТИИ ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

Земная кора и верхняя мантия областей современного вулканизма обладают специфическими особенностями, обусловленными происходящими в них активными тектоническими процессами. Эти процессы захватывают большие глубины верхней мантии и играют важную роль в зарождении и формировании магматических расплавов, которые являются первичными питающими зонами активных вулканов. По современным представлениям генерация магматических расплавов под вулканическими областями осуществляется на больших глубинах в верхней мантии [Горшков, 1958; Федотов, 1966, 1974, 1976; Соболев, 1973; и др.]. Как следствие указанных процессов происходит значительное изменение параметров физической модели среды этих областей. Наиболее достоверные сведения об особенностях их строения несут геофизические методы и, в частности, сейсмические данные о скоростях распространения сейсмических волн, их затухании и поглощении и др. Немаловажное значение для определения свойств коры и мантии под вулканическими областями имеют сведения об изменении плотностных характеристик вещества земной коры и верхней мантии, а также определения значений электропроводности коры и мантии. Очевидно, комплексное рассмотрение этих данных нужно не только для выяснения общих вопросов особенностей строения земной коры и верхней мантии под вулканическими районами, но и для понимания ключевых проблем глубин магнообразования и формирования магматических очагов.

### Скорости сейсмических волн в коре и мантии под районами современной вулканической деятельности

Большинство исследователей рассматривают уменьшение скоростей сейсмических волн в верхней мантии как результат влияния процесса образования магматических расплавов. В областях современного вулканизма, где магмы изливаются на поверхность, аномальное уменьшение скоростей, а также резкое затухание сейсмических волн, по-видимому, прямо указывают на глубину магнообразования. Наиболее распространенным до недавнего времени было мнение о приуроченности областей магнообразования к астеносфере, где вещество находится либо в частично расплавленном состоянии [Shimozuru, 1963; Anderson, 1970; и др.], либо в состоянии, близком к нему [Магницкий, 1965; Гутенберг, 1959]. В последнее время, однако, появляется все больше данных, свидетельствующих о том, что в областях активного вулканизма астеносферный слой в обычном понимании этого слова отсутствует. Здесь присутствуют либо явно аномальная мантия со сложным строением (полиастеносферная модель по Р. З. Тараканову), либо астеносфера, сильно приближенная к поверхности раздела земной коры и верхней мантии [Aki, 1961; Федотов, Кузин, 1963; Shimozuru, 1963; Fedotov, Tokarev, 1975].

К тому же, как явствует из сейсмологических данных, не под всеми «областями современного вулканизма отмечаются слои с пониженными скоростями [Федотов, 1974].

Важнейшей особенностью вулканических областей, как отмечалось, является наличие пониженных скоростей распространения сейсмических волн сразу под границей Мохоровичича. Как будет показано ниже, эта особенность строения нижней части земной коры и верхней мантии отмечена и по данным глубинного сейсмического зондирования для многих районов активной вулканической деятельности: не только для таких специфических структур, какими являются островные дуги, но и для континентальных и океанических рифтовых зон.

По данным изучения землетрясений в районе Курило-Камчатской островной дуги установлено, что под Южными Курильскими островами скорость продольных волн  $V_p$ , начиная от подошвы земной коры и до глубин 80 км, равна 7,7 км/с. Скорости поперечных волн также понижены:  $V_s = 4,4$  км/с. В верхней мантии этого участка островной дуги либо вообще нет слоя пониженных скоростей, либо понижение скорости на глубинах 50—80 км меньше, чем под океанами [Федотов, Кузин, 1963]. Однако трактовка сейсмологических данных о скоростях сейсмических волн в областях островных дуг неоднозначна. Так, по данным Р. З. Тараканова, верхнюю мантию в районе Японо-Курильской островной дуги можно представить в виде чередующихся слоев повышенной и пониженной прочности с повышенными и пониженными скоростями [Тараканов, Левый, 1967]. На основе детального изучения отклонений времен пробега сейсмических волн от стандартного годографа Н. Н. Матвеевой и Л. В. Славиной [1973] изучено скоростное распределение волн в мантии и показано, что достаточно мощного слоя пониженных скоростей не существует. Скорее можно предполагать тонкие прослои пониженных скоростей, при этом наиболее изменчива верхняя часть мантии до глубин 250 км.

Более определенные данные получены для скоростей сейсмических волн, наблюдаемых непосредственно под вулканическими районами островных дуг и рифтовых зон, а также под континентальными тектонически активными районами.

Многочисленные определения скоростей в мантии получены для Камчатки. Причем здесь установлено не только уменьшение скоростей под Камчаткой [Кузин, 1973], но и латеральные их изменения под вулканическим поясом и вне его. Аномально низкие скорости (до  $V_p = 7,3—7,4$  км/с) обнаружены под Восточным вулканическим поясом и под Центральной Камчатской депрессией непосредственно от границы М и вглубь до 200—300 км [Федотов, Славина, 1968; Славина, Федотов, 1974]. Данные Р. З. Тараканова по Курильской дуге свидетельствуют о том, что в блоке под вулканической грядой скорости Р-волн аномально низки, как в его континентальной части (на 0,3—0,4 км/с), так и в самой фокальной зоне (на 0,1—0,2 км/с [Тараканов и др., 1979]. Им же отмечены аномально низкие скорости ( $V_p = 7,3—7,5$  км/с) под районом так называемого асейсмичного фронта Японии, хотя по другим данным этот факт не устанавливается. Относительно пониженные скорости обнаружены под Юго-Западной Японией непосредственно вблизи границы М [Аки, 1961]; по скоростям поперечных волн имеются более определенные данные об их уменьшении на 0,3—0,4 км/с

[Капатогі et al., 1968]. Подобные же данные установлены для тектонически активных районов США. Здесь низкоскоростные зоны выделены в верхней мантии на глубинах 60 и 150 км. Уменьшение скорости составляет 3—5% [Anderson, Sammis, 1970].

Поразительное сходство скоростных моделей верхней мантии отмечается и в районах современных рифтовых зон. Так, под Исландией установлены очень низкие значения скорости сейсмических волн до глубин 50—60 км ( $V_p = 7,2—7,3$  км/с) [Исландия..., 1978], а по некоторым данным до 200 км. Изучение Байкальской рифтовой зоны обнаружило пониженные значения скоростей продольных волн непосредственно на границе М ( $V_p = 7,8$  км/с) [Пузырев и др., 1974]. Характерная черта строения континентальных рифтовых структур и подобных им активных регионов — наличие зоны пониженных скоростей (или зон инверсии скоростей) в пределах земной коры на глубинах 10—20 км. Такая инверсия скоростей обнаружена в Байкальской рифтовой зоне на глубинах 12—17 км [Крылов и др., 1975], в Рейнском грабене [Мейснер, 1972] и в рифтовой зоне Африки [Mueller, 1977].

В тектонически активных зонах океанов, сопряженных с современной вулканической деятельностью, также наблюдается наличие низкоскоростных каналов на небольшой глубине в верхней мантии, хотя таких данных для океанов значительно меньше, чем для континентов. Наиболее убедительные наблюдения имеются для срединно-океанических хребтов. Так, в Срединно-Атлантическом хребте возле Исландии отмечаются пониженные скорости не только вблизи поверхности Мохо, но и в верхней мантии до глубин 200—250 км, причем Френсис отмечает увеличение скорости с 7 до 8 км/с на глубинах от подошвы коры до 250 км [Francis, 1969]. В области Срединно-Тихоокеанского хребта картина несколько сложнее, и можно говорить лишь о небольших участках присутствия низкоскоростных каналов, причем, как правило, вблизи поверхности М. Особенно наглядные данные получены по S-волнам [Savage, White, 1969]. Для района Гавайских островов уменьшение скорости на границе М не отмечено ни по данным изучения землетрясений, ни при работах по методу преломленных волн [Hill, 1969]. По-видимому, зона пониженных скоростей здесь либо совсем отсутствует, либо расположена значительно глубже, как это предполагается на основании изучения длиннопериодных электромагнитных вариаций. Вместе с тем имеются данные о широком развитии в этом районе явлений анизотропии скоростей продольных волн в верхней мантии. Разность скоростей достигает 0,6 км/с, причем максимум скорости 8,45 км/с наблюдается в направлении восток—запад, а минимум  $V_p = 7,85$  км/с — в направлении север—юг [Morris et al., 1969].

Краткое рассмотрение скоростей сейсмических волн, наблюдаемых под районами современной вулканической деятельности, показывает, что почти повсеместно отмечается резкое уменьшение их значений в верхней мантии до глубин 200—250 км. При этом важно, что наибольшее изменение скоростей сейсмических волн наблюдается непосредственно вблизи подошвы земной коры. Кроме того, в последнее время все больше и больше исследователей приходят к выводу, что глобального распространения зона пониженных скоростей (или астеносферный слой) не имеет, а скорее эти скорости характерны только для тектонически активных районов и в первую очередь для областей активного или недавнего вулканизма.

Другая важная особенность областей современного вулканизма — существование под ними зон аномально высокого поглощения сейсмических волн. В сочетании с данными об уменьшении скоростей сейсмических волн области высокого поглощения под вулканическими поясами многими исследователями рассматриваются как зоны магмообразования и формирования магматических очагов вулканов [Горшков, 1956; Федотов, Фарберов, 1964; Фарберов, 1974; и др.]. По существу, выявление зон повышенного затухания сейсмических волн в верхней мантии стало одним из методов локализации магматических очагов вулканов.

В более ранних работах регионального плана исследуется, в основном, характер затухания сейсмических волн от землетрясений под различными районами островных дуг и срединно-океанических хребтов. Почти повсеместно отмечено повышенное затухание поперечных, реже продольных волн на глубинах от подошвы земной коры до 100—150, а иногда и до 200 км. С. А. Федотовым и др., исследовавшими участок Курильской островной дуги, установлено, что на глубинах 60—110 км поглощение волн повышено и максимум поглощения приходится на глубины 80—90 км [Федотов, 1963]. В дальнейшем С. А. Болдыревым изучалось затухание различных спектров волн от землетрясений [Болдырев, 1969]. Им выяснено, что наибольшее затухание поперечных волн наблюдается под вулканическим поясом Камчатки на глубинах 80—150 км. Причем установлено, что под различными районами вулканического пояса поглощение в верхней мантии различно и наблюдается также различие в характере затухания под зоной активного вулканизма и вне нее. Это может свидетельствовать о том, что физические свойства вещества под районами современной вулканической деятельности не только резко отличаются от свойств других районов Камчатки (в том числе и фокальной зоны), но и обладают неоднородными свойствами верхней мантии в самом вулканическом поясе. Для Японской островной дуги также отмечается сильное поглощение сейсмических волн, причем вначале выделялся слой в верхней мантии, где поглощение возрастает на глубине около 100 км [Wadati, Higono, 1956], позднее в этом районе выделен слой высокого поглощения между подошвой земной коры и наклонной зоной очагов землетрясений [Utsu, 1966]. Подобного рода данные имеются и для других районов островных дуг, причем, как правило, граница зон высокого поглощения сейсмических волн совпадает с поясом вулканов, а глубины приурочены к подошве земной коры и ниже. Так, для островной дуги Тонга и Фиджи область повышенного затухания расположена под восточной границей вулканического пояса и распространяется на глубину до 150—200 км [Фарберов, 1974].

Достаточно определенные данные о существовании областей повышенного поглощения сейсмических волн в верхней мантии имеются для срединно-океанических хребтов. Под Срединно-Атлантическим хребтом выявлена зона низкого  $Q$  (величина, обратная удельному коэффициенту затухания) шириной около 100 км, ограниченная глубинами от 50 до 150 км [Solomon, 1973]. Для тектонически активных районов Северной Америки также устанавливается повышенное затухание сейсмических волн, которое связывается с частичным плавлением вещества верхней мантии [Solomon, 1972].

Кроме того, ярким показателем аномально неоднородного строения верхней мантии областей современного вулканизма является сильное увеличение с глубиной отношения  $V_p/V_s$ , что по мнению Берча [Берч, 1972] связано с увеличением в среде доли расплава. Имеются также указания об изменении коэффициента Пуассона, что по расчетам Д. Шимодзуру [Shimozu, 1963] прямо связано с содержанием в породе расплавленной фазы.

Приведенные работы регионального характера убедительно свидетельствуют о том, что под районами современной вулканической деятельности существуют области повышенного поглощения энергии сейсмических волн, которые располагаются в верхней мантии от подошвы земной коры до глубин 150—200 км. По мнению некоторых исследователей, это прямо указывает на существование на этих глубинах магматических очагов и областей магмообразования [Федотов, 1963, 1974; Aki, 1963; Utsu, 1968; Solomon, 1973]. Однако по этим данным, по-видимому, нельзя заключить, что под вулканическими поясами зоны повышенного затухания отвечают эффективно жидким слоям. Скорее наоборот, на основании того, что поперечные волны только ослаблены, можно считать, что слои находятся в твердом состоянии и содержат небольшую долю расплава. Более того, при детальном рассмотрении части приведенных материалов оказывается, что высокопоглощающие свойства верхней мантии характерны не для всего слоя, а только для отдельных вулканических центров и групп вулканов. Наличие таких локальных неоднородностей под отдельными вулканами и их группами вызывает изменение волнового поля, в частности затухание сейсмических волн на обширных участках, связанное с дифракцией сейсмических волн на указанных неоднородностях [Аверко, Балеста, 1970; Фарберов, 1974].

#### **Выявление магматических очагов вулканов по аномальному поглощению сейсмических волн**

Идея о сильном поглощении сейсмических волн, в особенности поперечных, при прохождении через зону магматического расплава была использована Г. С. Горшковым [1956], обнаружившим магматический очаг под Ключевским вулканом. По исчезновению S-волн на определенных трассах, пересекающих вулкан, им было определено положение магматического очага на глубинах 50—60 км. В дальнейшем подобные работы на Камчатке при использовании близких землетрясений позволили получить сведения о расположении локальных зон аномального поглощения сейсмических волн в верхней мантии для большинства вулканов Восточного вулканического пояса [Федотов, Фарберов, 1966; Токарев, Зобин, 1970; Фирстов, Широков, 1971; Фарберов, 1974]. Так, по данным С. А. Федотова и А. И. Фарберова [1966], установлено, что под Авачинско-Корякской группой вулканов существует вертикально вытянутая аномальная область поглощения сейсмических волн, которая отождествляется с зоной магмообразования на глубинах от 80 до 30 км. С помощью аналогичной методики П. П. Фирстов и В. А. Широков [1970], а также П. И. Токарев и В. М. Зобин (1971) выявили области магмообразования под вулканами Ключевской группы на глубинах от 40 до 150 км, причем под вулканом Плоский Толбачик аномальная зона расположена на глубине 40—60 км, а под Ключевским вулканом на глубине 70—150 км. На основании данных многочисленных землетрясений предпринята

попытка построить все экранирующие зоны под Камчаткой на глубинах 30—100 км [Федотов, Потапова, 1974].

В более ранних работах Мачадо [Machado, 1954, 1965] указывает, что для обнаружения магматических очагов под вулканами он использовал явление поглощения сейсмических волн с помощью построения аномалий интенсивностей от землетрясений. Так, он установил магматические резервуары под Азорскими вулканами и под вулканом Этна по расположению изолиний поглощения сейсмических волн. Аномалии в поглощении здесь объясняются присутствием магматических камер на небольшой глубине 3—5 км. При рассмотрении затухания сейсмических волн по горизонтальным и вертикальным компонентам удалось локализовать около 10 магматических камер на глубинах от 5—10 до 30—40 км под Катмайским вулканическим хребтом на Аляске [Kubota, Berg, 1967]. Некоторые из них расположены под активными вулканами. В этой же работе указано, что высокие значения коэффициента Пуассона (до 0,3) могут означать присутствие расплава (до 8%).

Таким образом, можно видеть, что имеется много исследований, свидетельствующих о том, что под отдельными вулканическими центрами и группами вулканов в земной коре и верхней мантии обнаруживаются локальные области высокого поглощения сейсмических волн, которые трактуются большинством исследователей как магматические очаги или зоны магнообразования.

### Особенности раздела М

Одной из важных особенностей строения земной коры и верхней мантии в областях современного вулканизма и тектонически активных районах является отсутствие четкой границы раздела между подошвой земной коры и верхней мантией. Опубликованные к настоящему времени данные глубинного сейсмического зондирования однозначно указывают, что в таких районах существует слой, переходный от коры к мантии [Сычев, 1979], который, как правило, характеризуется пониженными скоростями по отношению к верхней мантии и повышенными по отношению к «базальтовому» слою земной коры. Такое строение наблюдается в Курило-Камчатском регионе [Тулина, Ярошевская, 1974], где прослеживание поверхности М по мере приближения к островам становится неоднозначным. Оно особенно ярко проявляется на островах вулканической дуге, где зона, переходная от коры к мантии в области Тихого океана имеет небольшие размеры (около 1 км), а под островами увеличена настолько, что граница фактически отсутствует [Helmberger, 1968]. Подобное строение выявляется при детальном исследовании ГСЗ на Камчатке [Балеста и др., 1974; Аносов и др., 1979], о чем более подробно см. ниже. По-видимому, такое строение низов коры и верхней мантии характерно для всех тектонически активных районов. По данным изучения обменных волн землетрясений Н. К. Булин обнаружил переходные зоны мощностью 10 км и более под Камчаткой, Курилами и Сахалином [Булин, 1976]. В последнее время появились сообщения о существовании мощных переходных зон в основании земной коры под грабенообразными структурами (Рейнский грабен, Байкальская рифтовая зона, Восточно-Африканский рифт и т. д.) [Mueller et al., 1973; Long et al., 1973; Пузырев и др., 1974]. По-видимому, подобное объяснение существования низких скоростей в осно-

вании коры может быть дано и для рифтовой вулканической структуры Исландии, где переходная зона распространена до глубин 50—60 км [Зверев и др., 1975]. Важно отметить, что зоны, переходные от коры к мантии, характеризуются сложным распределением скоростей сейсмических волн, соответствующим слоям с пониженными и повышенными скоростями [Мейснер, 1972]. Это может указывать на присутствие локальных участков расплава в переходном слое и на активную переработку нижних слоев земной коры.

Таким образом, можно заключить, что области современного вулканизма обладают характерной особенностью строения нижней части земной коры и верхней мантии: под ними не существует единой границы раздела Мохо, прослеживается мощная переходная зона от коры к мантии, в которой происходят сложные процессы переработки коры и верхней мантии.

### **Плотностные и электропроводящие свойства коры и верхней мантии**

Данные о плотностных характеристиках земной коры и верхней мантии и в особенности сведения о зонах разуплотнения имеют важное значение для понимания особенностей строения областей современного вулканизма и для выявления магматических очагов. Электропроводящие свойства коры и верхней мантии обладают прямой зависимостью от температурного состояния земных недр и позволяют судить о возможности нахождения расплавов в земной коре и верхней мантии и их доле в областях активного вулканизма. Поэтому понятен тот интерес, который вызывают эти исследования в тектонически активных зонах.

Однако надо отметить, что детальных работ по электромагнитному зондированию в областях современного вулканизма выполнено еще очень мало, а по работам регионального характера трудно судить о действительной картине распределения электропроводности по глубине. При региональных исследованиях возникает неоднозначность интерпретации, связанная с влиянием поверхностных неоднородностей, что в условиях областей современного вулканизма еще больше затрудняет понимание их строения [Смирнов, 1976]. Тем не менее полученные данные определенно свидетельствуют о присутствии в областях активного вулканизма разуплотненных зон и зон повышенной электропроводности. Как правило, подобные зоны совпадают по глубине распространения и коррелируются с зонами пониженных скоростей. Это позволяет говорить об общности их природы и уменьшает неоднозначность интерпретации.

Рассмотрению плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии островных дуг посвящено множество публикаций [Лившиц, 1965; Павлов и др., 1972; Туезов, 1975; Сычев, 1979]. По этим данным наиболее уверенно можно судить о плотностных неоднородностях верхней мантии под зонами активного вулканизма. Для Курильской островной дуги отмечается разуплотнение в  $0,05—0,1 \text{ г/см}^3$ , при этом глубина поверхности компенсации доходит до 100 км.

Аналогичная ситуация наблюдается для всех островных дуг [Hotta, 1970]. Подобное же разуплотнение верхней мантии обнаружено под Байкальской рифтовой зоной, под Исландией и под срединно-океаническими хребтами [Крылов, 1976; Сычев, 1979; Родников, 1979]. При рассмотрении

локальных аномалий силы тяжести в вулканических районах можно выделить как зоны отрицательных аномалий, связанных с разуплотнением в земной коре, так и положительных аномалий, отображающих плотностные неоднородности отдельных вулканических аппаратов [Jokoјата, 1969; Зубин, 1976] (эти вопросы см. в гл. 10 на примере Камчатки).

Данные об электропроводящих свойствах земной коры и верхней мантии районов современной вулканической деятельности показывают, что под этими районами повсеместно устанавливаются слои повышенной проводимости. При этом в отличие от других районов в основании земной коры и в верхней мантии на глубинах 30—40 км здесь наблюдается проводящий слой. В отдельных вулканических районах, помимо этого слоя, на глубинах всего 10—15 км выделяется слой с повышенной проводимостью. Это характерно для Камчатки, где отмечена связь проводящего слоя на глубине 10—15 км с вулканическим поясом [Мороз, Поспеев, 1974]. Более глубокий проводящий слой (на глубине 30—40 км) на Камчатке распространен повсеместно, а при приближении к активным вулканическим центрам он поднимается до глубин 15—20 км [Смирнов, 1976]. На Средних Курильских островах выявлена аномалия в геомагнитных вариациях, которая может быть обусловлена неглубоко залегающим проводящим объектом [Ваньян и др., 1971]. По данным Альперовича [1977], проводящий слой на глубинах 10—20 км отмечен под Курильским вулканическим поясом. Для Идзу-Бонинской гряды предполагается наличие проводящего горизонта на глубинах от 10 до 30 км [Honkura, Jukutake, 1974]. По данным Т. Рикитаки [Rikitake, 1969], аномалии геомагнитных вариаций под Западной Японией связаны с проводящим слоем на глубине 40—50 км. В Байкальской рифтовой зоне также отмечено уменьшение электросопротивления на уровне подошвы земной коры, совпадающее со слоем низких скоростей [Пузырев и др., 1974]. Интересные данные получены для рифтовой зоны Исландского вулканического региона. Здесь резкое уменьшение сопротивлений выявляется на глубинах 10—15 км [Hermance, Grillot, 1970]. По расчетам указанных авторов, температура на этих глубинах составляет 1000° С и больше. Юго-западная часть США также обладает аномальной электропроводностью самых верхних частей мантии. Электропроводность здесь в 50—100 раз выше, чем электропроводность в других районах [Мадден, Свифт, 1972]. Аномальные свойства этой области связаны с высоким тепловым потоком, они совпадают с низкими скоростями сейсмических волн. Для Африканских рифтов также характерно присутствие электропроводящего слоя на глубине ~ 50 км [Крылов, 1976].

Однако не для всех вулканических районов характерен проводящий слой на небольших глубинах. Так, под Гавайским вулканическим поясом по данным электромагнитных наблюдений длиннопериодных колебаний не выявлено проводящего слоя на глубине границы М, что подтверждает данные об отсутствии здесь низкоскоростного слоя. Проводящий слой небольшой мощности выделен только на глубине ~ 350 км [Bennet, Filloux, 1975].

Однако следует учитывать, что эти работы выполнены в длинноволновом спектре и на небольших глубинах могли не выявить проводящие неоднородности.

Таким образом, можно констатировать, что в областях современного вулканизма существуют слои высокой электропроводности, расположенные

на разных уровнях земной коры и верхней мантии. Нижний проводящий слой чаще всего приурочен к подошве земной коры или к самым верхним частям мантии и распространен (по разным данным) до глубин 100—150 км, а возможно — 200 км. Верхний проводящий горизонт выявляется не повсеместно и расположен на глубинах 10—15 км. Важно отметить, что, как правило, слои повышенной проводимости хорошо коррелируются с зонами разуплотнения и низкоскоростными слоями. В подавляющем большинстве случаев с ними совпадают и зоны повышенного затухания сейсмических волн. Все это свидетельствует о единой природе наблюдаемых искажений геофизических полей и в первую очередь — о прямых указаниях на присутствие расплавленных масс пород под районами современной вулканической деятельности. Отсюда можно заключить, что рассмотренный комплекс геофизических данных может дать ответ на ряд важнейших вопросов: о глубине магмообразования и формирования магматических очагов, о формах существования магматических очагов в коре и мантии и механизме подъема магм, о влиянии развития магматических очагов на земную кору и переработку ее и в конечном счете о направленности развития земной коры в современную стадию развития и др.

## Выводы

1. В областях современного вулканизма по многочисленным данным выявлены слои пониженной скорости сейсмических волн, расположенные непосредственно у подошвы земной коры, прослеженные до глубины 150—200 км. Современные данные все больше и больше убеждают нас в том, что повсеместного распространения низкоскоростного слоя не наблюдается: астеносферный слой установлен только для тектонически активных районов земного шара; в областях активного вулканизма он непосредственно приближен к подошве земной коры.

2. Высокое поглощение энергии сейсмических волн также характерно для областей современной вулканической деятельности. При этом зоны повышенного затухания приурочены к границе подошвы земной коры и верхней мантии, распространяются на глубину до 100—150 км и, как правило, совпадают с зонами пониженных скоростей.

3. Области активного вулканизма характеризуются своеобразным строением границы раздела земной коры и верхней мантии. Повсеместно наблюдается мощный слой, переходный от коры к мантии, в котором отмечается сложное распределение скоростных параметров, в том числе с инверсией скоростей; это не позволяет относить этот слой ни к земной коре, ни к верхней мантии.

4. Рассмотрение плотностных и электропроводящих свойств земной коры и верхней мантии областей современного вулканизма показывает, что под ними существуют локальные зоны разуплотнения и слои высокой электропроводности. Эти зоны также расположены у границы раздела земной коры и верхней мантии и распространяются на глубину 100—150 км, что совпадает с зонами затухания и пониженных скоростей сейсмических волн.

## ФИЗИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ ВУЛКАНОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Анализ геофизических данных (см. гл. I) показывает, что земная кора и верхняя мантия под областями современного вулканизма обладают аномальными свойствами, которые хорошо отображаются в геофизических полях. Вполне естественно связать эти изменения геофизических параметров с наличием под вулканами зон магмообразования и магматических очагов, реальность существования которых в этих областях доказывается изливанием лав на поверхность Земли во время извержений вулканов. Таким образом, возможность установления и изучения магматических очагов и зон магмообразования геофизическими методами заложена в изменении физических свойств среды под вулканами под воздействием в основном высоких температур и в отличии свойств вещества магматических очагов от свойств окружающей среды. Наряду с этим высокая тектоническая активность и наличие расплавленных масс пород под вулканами вызывают дополнительные эффекты в геофизических полях, значительно осложняющие однозначность интерпретации геофизических данных. По-видимому, наиболее рациональный путь — это использование комплекса данных и выяснение доли влияния того или иного фактора на упругие, поглощающие, плотностные, электропроводящие и др. свойства среды под вулканами. Также важным моментом изучения магматических очагов и особенностей строения земной коры и верхней мантии под вулканами является разработка методических приемов выявления именно тех аномальных эффектов геофизических полей, которые связаны непосредственно с внутренним строением вулканических аппаратов и присущи только им. В частности, при сейсмическом изучении вулканов наряду с обычной профильной методикой широко применяется методика просвечивания вулканов сейсмическими волнами [Балеста, 1970; Фарберов, 1974; и др.], которая позволяет лучше и надежнее изучать искажения волнового поля, связанные с дифракционными явлениями, характерными для среды, содержащей неоднородности типа магматических очагов вулканов. Ниже приведены результаты изучения физических свойств вулканических пород при высоких давлениях и температурах в связи с проблемой выявления магматических зон питания вулканов, а также результаты изучения процессов распространения упругих волн в средах, включающих неоднородности типа магматических очагов, в связи с разработкой методических приемов и способов интерпретации волнового поля вокруг вулканов.

### **Скорости и затухание сейсмических волн в частично и полностью расплавленных эффузивах**

Наиболее важным аспектом изучения физических свойств вулканитов является установление изменений скоростей и затухания в них сейсмических волн при увеличении температуры и давления. Эти зависимости легко могут быть использованы при интерпретации сейсмических данных, полученных

в областях современного вулканизма. В настоящее время имеется достаточно много экспериментальных данных, характеризующих поведение кривых изменения скоростей и затухания ультразвуковых волн при изменении одного из параметров (давления или температуры), в том числе и для типично вулканических пород областей современного вулканизма (Камчатка, Армения, Гавайи и др.) [Murase, McBirney, 1973; Воларович и др., 1974; Фарберов и др., 1975; и др.]. Однако практически отсутствуют данные, экспериментально подтверждающие изменение скоростей и затухания сейсмических волн при одновременном воздействии двух этих факторов.

Для оценок скоростей и затухания сейсмических волн обычно используют данные их измерений при высоких давлениях и вводят температурную поправку [Фарберов, 1974], либо, наоборот, используются данные об измерении скоростей и затухания упругих волн при изменении температур, а затем вводят поправку на влияние давления. При этом, как правило, температурный интервал охватывает только стадию предплавления [Murase, McBirney, 1973; Воларович и др., 1974; и др.]. Экспериментальные данные для типичных эффузивов современных лавовых потоков Камчатки получены как при частичном, так и при полном плавлении пород [Фарберов и др., 1975], причем затухание и скорости измерены для разных частот при атмосферном давлении. Установлено, что до температуры  $T^{\circ}C = 1200^{\circ}$  скорости упругих волн резко падают, а затем изменяются слабо до момента полного плавления пород; затухание волн также отмечается перегибом кривой. Затухание в высокотемпературном расплаве оказывается пропорциональным  $f^{1/2}$ , а не  $f^2$ , как предполагается теорией. Скорости на частоте  $10^5$  Гц в расплаве эффузивных пород равны 2450—2500 м/с ( $V_p$  в нормальных условиях равны 4900—5200 м/с). Если экстраполировать эти скорости в область низких частот (1—10 Гц) и учесть давление, которое может существовать на глубинах 20—80 км, то скорость в расплаве составит 2,1—2,4 км/с. Эти данные хорошо согласуются с более ранними определениями скоростей сейсмических волн в расплавах изверженных горных пород (толеитовый и оливинный базальт, андезит и риолит), выполненными также при атмосферном давлении [Murase, McBirney, 1973]. Определялись вязкость, плотность, электро- и теплопроводящие свойства пород и скорости ультразвуковых волн. Выявлено, что скорости сейсмических волн падают от 6 до 2,2 км/с в области температур  $1200^{\circ}C$ . Для дунитов в интервале температур до  $800^{\circ}C$  отмечается незначительное падение скоростей — на 6—8% [Misutani, Kanamori, 1964].

Важным вопросом при исследовании магматических очагов вулканов и зон магнообразования под ними является не только выяснение степени влияния температур на скорости и затухание сейсмических волн, но и зависимость этих параметров от доли включений жидких расплавов в твердой среде. Такие исследования выполняются в связи с современными представлениями, согласно которым области магнообразования в верхней мантии являются эффективно твердыми и содержат только небольшие проценты расплава в виде пленок в межзерновом пространстве [Виноградов, 1961; Shimozugi, 1963; Магницкий, 1965]. Опыты на моделях горных пород показали [Левыкин и др., 1978, 1979], что появление незначительного количества жидкой фазы вызывает резкое падение скорости, которое можно использовать для оценки доли расплава. Эти различия в скоростях вполне достаточны для того, чтобы обнаружить и выделить зоны с жидкой фазой.

Экспериментальными работами показано, что скорости сейсмических волн сильно зависят также от формы и степени взаимной связи жидких включений с твердым каркасом расплава [O'Connell, Budiansky, 1974; Левыкин и др., 1979]. Особенно сильно эти формы и связи влияют на затухание сейсмических волн и на вязкость [Oldroyd, 1956; Walsh, 1969; Глико, Жарков, 1977; и др.]. Так, Уолшем [Walsh, 1969] показана сильная зависимость частотного затухания сейсмических волн для среды, состоящей из упругой матрицы, насыщенной эллипсоидальными включениями вязкой жидкости; А. О. Глико и В. Н. Жарковым эта зависимость теоретически подтверждена для вулканических областей. Вопрос этот достаточно сложен и в настоящее время находится в стадии решения, но ясно одно: и экспериментально, и теоретически показано, что скорость и затухание сейсмических волн наиболее резко меняются в начальной стадии плавления пород и появление даже небольшого количества расплавов (первые проценты) может быть обнаружено сейсмическими методами по изменениям скоростей и затухания сейсмических волн.

Данные о скоростях и затухании сейсмических волн, полученные в лаборатории при изучении образцов вулканических пород в условиях высоких давлений и температур, частично подтверждаются результатами полевых измерений на лавовых потоках действующих вулканов [Горшков, 1956; Murgase, Suzuki, 1963; Balesta, Farberov, 1967]. Так, по расчетам Г. С. Горшкова, для магматического очага Ключевского вулкана получена скорость  $V_p = 1,9$  км/с, а на поверхности лавового потока при извержении прорыва Б. И. Пийпа на Ключевском вулкане установлены очень низкие скорости  $V_p \approx 870$  м/с.

Таким образом, экспериментальные данные об изменении скоростей и затухании сейсмических волн при высоких давлениях и температурах, а также данные полевых наблюдений показывают, что скорости и затухание волн сильно изменяются в зависимости от температуры и давления и в первую очередь от наличия в среде жидкой расплавленной фазы. Резкие изменения скоростей и затухания их в областях активного вулканизма связаны с наличием даже небольшого количества расплавов; это дает основание для применения сейсмических исследований с целью изучения расплавов. При работах могут быть использованы волны, проходящие через расплав и дифрагированные.

### **Плотностные свойства вещества магматических очагов**

Как известно, плотности горных пород при увеличении давления тоже увеличиваются. Однако эти изменения для различных пород сильно различаются [Волярович и др., 1974]. В пределах одного класса пород изменение плотности по мере изменения давления не превышает 15—17% [Фарберов, 1974; Волярович и др., 1978]. При исследовании плотности и сжимаемости ксенолитов в камчатских вулканитах при давлениях до 20 кбар [Левыкин и др., 1978] изменение плотности составило 8—12%. Установлено, что даже при больших давлениях в вулканических породах сохраняется неоднородность строения, связанная с присутствием в них микровключений глубинных флюидов. Глубинные флюиды с плотностью  $\rho = 1,14$  г/см<sup>3</sup> обнаружены и в ультраосновных ксенолитах [Mure et al., 1978].

С увеличением температуры плотность пород падает, однако ее уменьшение невелико и составляет первые проценты (Кларк, 1969; Фарберов, 1974; и др.). По-видимому, эффект расплавления и увеличение плотности с глубиной взаимно компенсируют друг друга. Плотность расплава также уменьшается из-за наличия микропор, связанных с газовыми включениями, в частности с присутствием воды. В расплаве допускается присутствие до 1% воды вплоть до больших глубин. Влияние воды на плотность расплава мало исследовано, однако по некоторым данным оно невелико и также составляет первые проценты. Для определения плотностей твердо-жидких смесей, где в твердой фазе находятся жидкие включения расплава, можно воспользоваться формулой из работы [O'Connell, Vudiansky, 1974] :  $\rho = (1 - \alpha)\rho_1 + \alpha\rho_2$ , где  $\rho$  — плотность твердо-жидкой смеси,  $\rho_1, \rho_2$  — плотности твердой и жидкой фаз соответственно,  $\alpha$  — соотношение твердой и жидкой фаз.

Полевые измерения плотностей магм при извержениях вулканов подтверждают вышеуказанные экспериментальные данные. Так, для толеитовой магмы Гавайских вулканов с температурой на поверхности Земли 1050—1200°С Макдональд [Macdonald, 1963] приводит следующие данные: вязкость равна  $2-4 \times 10^3$  пуаз; газовая составляющая — 0,5—2%; плотность магмы —  $\rho = 2,73$  г/см<sup>3</sup>.

Таким образом, плотностные свойства магматических очагов зависят от температурного воздействия, от доли расплава в них, от присутствия газовых включений, микропор и т. д., использование только гравиметрических данных не дает однозначных решений при изучении зон магмообразования, так как плотностные характеристики магматических очагов в целом мало отличаются от характеристик вмещающих пород вследствие взаимно компенсирующего действия температур и давления.

### Электропроводность магматических расплавов

Электропроводящие свойства пород наиболее чувствительны к изменению температур. Многочисленными экспериментами установлено, что электросопротивление пород падает на несколько порядков при увеличении температур до 1000°С, а при расплавлении — еще на несколько порядков [Справочник . . ., 1969; Miyase, McBirney, 1973; Лебедев, 1975; Хитаров и др., 1975; Пархоменко, 1978; и др.]. По данным Е. Б. Лебедева (1975), между вязкостью расплава и их электропроводностью существует определенная связь  $\sigma_{\mu}^n = \text{const}$ . Главную роль в электросопротивлении расплава играет содержание воды, причем различия в значениях электропроводности «сухого» и насыщенного водой силикатного расплава при  $t = 1000^{\circ}\text{C}$  и давлении 4 кбар составляют около 4 порядков. Наибольшее влияние на вязкость, а следовательно, и на электропроводность оказывает растворенная вода (до 3%). Электропроводность расплава сильно зависит от рудных примесей и их формы и поэтому может значительно варьировать в зависимости от типа пород и приложенного давления [Пархоменко, Лаштовичкова, 1978]. Однако эффект температурного воздействия значительно выше, чем действие давления. Так, в эглогитах при увеличении давления и температуры (нагрев до 600°С) сопротивление все равно уменьшается до 10—20%, а в базальтах оно уменьшается при той же температуре от 10 до 90%. В области температур, равных 1200°С, для различных базальтов и андезитов

электросопротивление падает на несколько порядков [Mugase, McBirney, 1973]. По теоретическим оценкам Уоффа [Waff, 1974], базальтовый расплав обладает проводимостью  $10^{-2}—10^{-3} \text{ Ом}^{-2} \cdot \text{ м}^{-1}$ ; этот автор указывает, что в случае неполного плавления связка между частицами теряется и необходимо введение поправки.

Несколько меньшие значения электропроводности магматических расплавов получены при натуральных измерениях на движущихся лавовых потоках или на лавовых озерах при извержениях вулканов. Так, на лавовом озере Килауэа-ики на Гавайях с помощью двухлетлевого излучательного контура в 1967 г. получено значение электросопротивления  $\rho = 2,5 \text{ Ом} \cdot \text{ м}$  [Frishnecht, 1967; Keller, Rapolla, 1974]. На изливающимся лавовом потоке базальтового вулкана Этна при извержении 1974 г. было найдено значение сопротивления  $\rho = 2,8 \pm 0,8 \text{ Ом} \cdot \text{ м}$  [Caraga, Rapolla и др., 1974]. И, наконец, в 1976 г. на Толбачинском извержении было определено электросопротивление на текущем лавовом потоке при температуре лавы, равной  $900^\circ \text{ С}$ . Сопротивление составило  $15 \pm 1 \text{ Ом} \cdot \text{ м}$  [Адамчук, Трубников, 1977]. Приведенные значения сопротивлений горных пород определены разными способами и на разных удалениях от источника магмы и, по-видимому, не могут полностью характеризовать электропроводящие свойства магматических расплавов. Тем не менее они определенно свидетельствуют о том, что при достаточно больших температурах (до  $1000^\circ \text{ С}$ ) проводимость вулканических пород возрастает на два-три порядка, а при расплавлении увеличивается еще на несколько порядков. Таким образом, в областях современного вулканизма данные об электропроводности земной коры и верхней мантии играют важную роль в определении местоположения и свойств магматических очагов и зон магнообразования под вулканами.

#### **Методика изучения магматических очагов вулканов сейсмическим методом**

Выше было показано, что под областями современного вулканизма земная кора и верхняя мантия обладают такими специфическими свойствами, которые могут быть объяснены наличием под ними либо частично расплавленных зон магнообразования, либо полностью расплавленных магматических очагов. Характер изменения скоростей сейсмических волн под вулканами, а также затухание сейсмических волн в определенных участках свидетельствуют о том, что изменения волнового поля вокруг вулканов имеют локальное распространение, т. е. неоднородные зоны, связанные с магматическими очагами, расположены непосредственно под вулканами. Изучение таких зон представляет чрезвычайно сложную задачу в сейсмической разведке. С одной стороны, трудности заключены в том, что использование кинематических параметров сейсмических волн в условиях резкого затухания волнового поля практически невозможно. Это относится как к выявлению аномалий в скоростях распространения сейсмических волн, так и к определению класса этих волн. С другой стороны, как будет показано ниже, наличие на пути распространения сейсмических волн неоднородностей типа магматических очагов вулканов вызывает искажения волнового поля, связанные в основном с дифракцией волн на неоднородностях, размеры которых соизмеримы с длиной волны [Аверко, Балеста, 1970; Балеста, 1971; Фарбе-

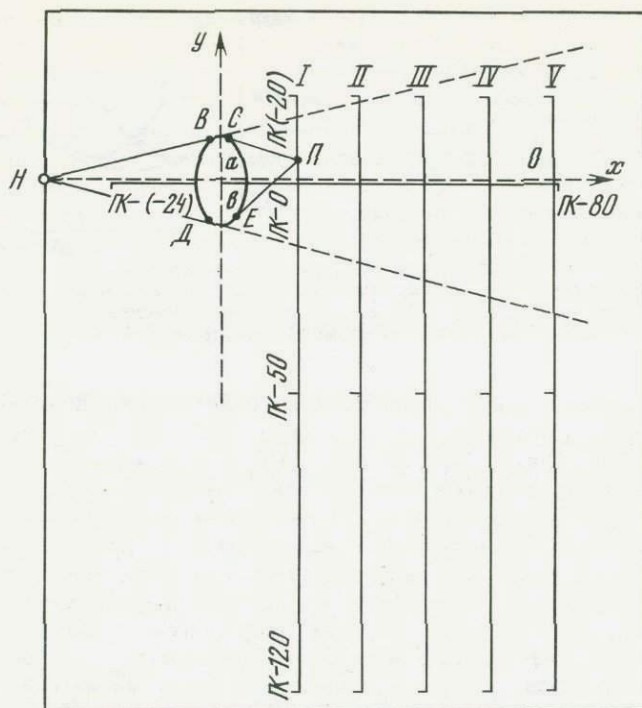
ров, 1974]. По существу задача изучения магматических очагов вулканов сейсмическим методом сводится к задаче изучения особенностей дифракционного волнового поля вокруг вулканов. Однако эта задача в теоретическом плане очень трудна и пока не доведена до решения в численном виде. Поэтому понятно стремление многих исследователей использовать те особенности волнового поля, которые наиболее наглядно свидетельствуют о наличии магматических расплавов под вулканом. К ним относится резкое поглощение сейсмических волн при прохождении через зону расплава, а иногда и полное исчезновение сейсмических записей (в особенности поперечных волн). Эта плодотворная идея была развита в работах Г. С. Горшкова [1956, 1958], С. А. Федотова и А. И. Фарберова [1966, 1974], Куботы и Берга [Kubota, Berg, 1967] и многих других и получила воплощение в так называемой методике просвечивания глубинных частей вулканов с помощью сейсмических волн [Балеста, 1970; Фарберов, 1974], когда на профилях или в точках, расположенных с одной стороны вулкана, рассматривается характер затухания сейсмических волн от идущих источников, расположенных по другую сторону вулкана. До недавнего времени интерпретация областей затухания сейсмических волн в зоне тени вулканов носила в определенной мере качественный характер. Это было связано с недостаточной разработанностью вопросов природы сейсмических волн и способов их интерпретации для получения сведений о глубине, размерах и местоположении магматических зон питания вулканов. Наиболее реальным способом изучения физической сущности данной задачи, по мнению автора, является моделирование процессов распространения упругих волн в средах, содержащих неоднородности типа магматических очагов вулканов. Ниже рассмотрены результаты модельных исследований, выполненных автором совместно с Е. М. Аверко и Г. Б. Григорьяном, и на основе выявленных закономерностей предложен способ интерпретации сейсмических данных, полученных при просвечивании вулканических аппаратов. Суть способа заключается в выявлении дифракционных максимумов и минимумов в зоне тени сейсмических волн [Аверко, Балеста и др., 1980].

### **Физическое моделирование процессов распространения упругих волн в средах, включающих неоднородности типа магматических очагов вулканов**

В настоящее время для исследования различных вопросов физики распространения сейсмических волн в особо сложных сейсмогеологических условиях широко применяется ультразвуковое сейсмическое моделирование, аппарат которого достаточно хорошо разработан, а результаты его могут быть легко обчислены теоретически [Teng, Wu, 1968; Аверко, Балеста, 1970; Шамина, 1971; и др.]. В более ранних работах автора, а также в работе Т. Л. Teng и его соавторов [1965] и др. на двумерных моделях исследовалась задача определения природы сейсмических волн, зарегистрированных в зоне тени неоднородности с пониженными вязкоупругими параметрами по отношению к окружающей среде. Было установлено, что в зоне тени препятствия при определенных соотношениях скоростей волн в первых вступлениях регистрируются дифрагированные, а не проходящие волны, т. е. волны,

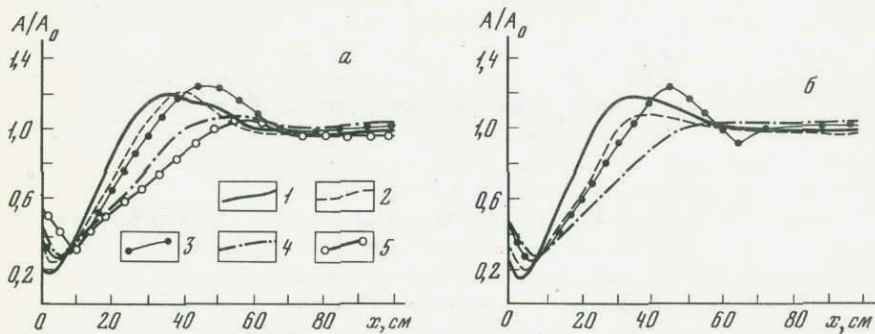
обогнувшие препятствие с разных сторон. Это означает, что в трехмерном случае изучения магматических неоднородностей под вулканами по методике просвечивания в зоне за вулканом в первых вступлениях регистрируются не ослабленные, прошедшие через неоднородность, отраженные и преломленные (либо рефрагированные) волны, а отраженно- и преломленно-дифрагированные волны, сформированные на границах раздела и обогнувшие на своем пути неоднородность с пониженными упругими и диссипативными параметрами. Было показано также, что характер затухания таких волн вполне определенным образом зависит от размеров препятствия и упругих параметров среды внутри него. Принципиальная возможность использования закономерностей затухания сейсмических волн в зоне тени магматических неоднородностей при исследовании вулканов Камчатки с помощью сейсмических волн от землетрясений показана А. И. Фарберовым [1974]. При этом для определения размеров тел по выявленным зонам затухания использовалась ширина физической зоны тени, которая аппроксимировалась геометрической шириной препятствия. Последующими модельными и теоретическими работами в области дифракции сейсмических волн на неоднородностях типа магматических очагов вулканов показано, что функция затухания дифрагированных волн за препятствием имеет осциллирующий характер, который сложно зависит от размеров тела, положения источника и приемника относительно тела, упругих и неупругих параметров дифрагирующего тела. Особенно сложное волновое поле наблюдается вблизи границы зоны тени, что затрудняет, а зачастую и вовсе не позволяет определить размеры геометрической тени, а следовательно, и размеры препятствия.

С целью более детального выяснения характера затухания упругих волн в зоне тени неоднородностей с пониженными вязкоупругими параметрами, которые могут быть отождествлены с магматическими очагами вулканов, было проведено физическое моделирование на двумерных и трехмерных моделях [Балеста и др., 1979; Аверко и др., 1980]. На рис. 1 приведена схема двумерного моделирования по способу просвечивания неоднородности с пониженными вязкоупругими параметрами. Графики затухания упругих волн в зоне тени препятствия показаны на рис. 2, где можно заметить, что распределение амплитуд волн в зоне тени носит осциллирующий характер. Вблизи границы зоны тени и «света» наблюдается первый дифракционный максимум, который по амплитуде превышает значение нормального поля (отношение  $A/A_0$  достигает значений 1,2). В центре профиля наблюдений отмечается некоторое увеличение уровня амплитуд волн, что приводит к образованию центрального дифракционного максимума (уровень амплитуд по отношению к нормальному уровню составляет 0,6). Между боковым дифракционным и центральным максимумами располагается минимум амплитудной кривой (см. рис. 2). В виду симметричности картины подобные максимумы и минимумы амплитудной кривой наблюдаются с другой стороны просвечивания относительно центрального профиля. При несимметричном расположении неоднородности относительно центрального секущего профиля картина амплитудной кривой затухания в зоне тени будет резко изменяться и значительно усложнится, однако форма кривой во всех случаях остается постоянной [Аверко и др., 1980]. Отмеченные особенности затухания упругих волн на непродольном профиле, обусловленные влиянием включения с пониженными упругими параметрами, дают основание говорить,



Р и с. 1. Схема двумерного ультразвукового моделирования

Пунктиром показана зона геометрической тени. Объяснения буквенных обозначений см. в формулах на с. 26—27



Р и с. 2. Амплитудные графики затухания упругих волн в «зоне тени» полоого включения (а) и заполненного солидолом (б)

Профили наблюдений, удаленные от центра включения на (см):  
 1 — 10; 2 — 20; 3 — 30; 4 — 40; 5 — 50

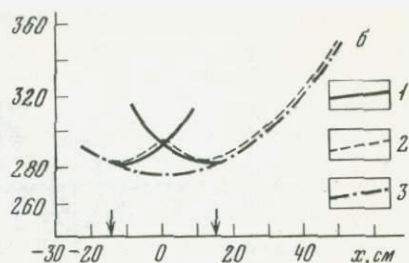
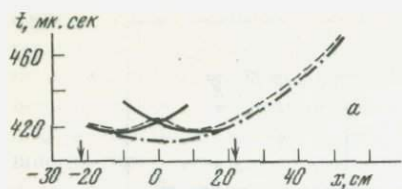


Рис. 3. Совпадение теоретических и экспериментальных годографов в «зоне тени» неоднородности

1 — теоретические годографы, полученные при просвечивании неоднородности диаметром (см): а — 20; б — 10; 2 — то же, экспериментальные; 3 — годограф без включения. Стрелками показаны размеры геометрической тени

что наблюдаемая картина распределения амплитуд волн является типично дифракционной [Михайловский, Первущин, 1968; Аверко, Балеста, 1970; Шамина, 1975; Глико, 1976; и др.]. Это подтверждается совпадением теоретически рассчитанных и экспериментальных годографов волн, полученных в зоне тени неоднородности при двумерном моделировании (рис. 3). Расчет теоретических годографов выполняется в предположении, что упругая волна в зоне тени распространяется по пути «натянутой нити», огибая неоднородность. К подобным же выводам пришли некоторые исследователи при рассмотрении частных теоретических задач дифракции цилиндрических и сферических волн на неоднородностях в виде бесконечных круговых цилиндров, которыми аппроксимируются магматические очаги вулканов [Глико, 1976; Грушинская, 1977].

При трехмерном ультразвуковом сейсмическом моделировании нами также получена аномальная картина затухания упругих волн в зоне тени вязкоупругой неоднородности в виде сферического включения (Балеста и др., 1979). Выявленные при модельных и теоретических исследованиях характерные экстремумы затухания упругих волн в зоне тени неоднородностей, отождествляемых с магматическими очагами вулканов, хорошо подтверждаются полевыми исследованиями на многих вулканах мира (см. ниже). Подобная картина характерна не только для сейсмических исследований с использованием взрывов [Утнасин и др., 1974; Балеста и др., 1977; 1978; 1979; Оно et al., 1977; 1978], но и при сейсмологическом просвечивании вулканов с использованием землетрясений [Kubota, Berg, 1967; Фарберов, 1974; и др.]. Указанные особенности затухания сейсмических волн могут быть использованы для оценки размеров дифрагирующих тел; при этом используются размеры выявленной физической тени.

Расстояние между крайними боковыми дифракционными максимумами представляет собой максимальную ширину физической тени от препятствия, а расстояние между минимумами кривой затухания есть ее минимальная ширина. Оценки точности определения размеров геометрической тени по известным максимальной и минимальной ширине физической тени показывают, однако, что в зависимости от расстояния, на которое источник и приемник отстоят от препятствия, эта ошибка может достигать 50%, причем не всегда бывает ясно, какую же величину (максимальную или минимальную) принимать за ширину геометрической зоны тени. Надо учиты-

вать также то, что осциллирующий характер кривой затухания в зоне тени не позволяет с достаточной точностью определить положение боковых дифракционных максимумов, что ведет к неопределенности при установлении границ физической тени. По существу, этим способом определяются некоторые эффективные размеры аномальной неоднородности под вулканом, вызывающей поглощение сейсмических волн на определенной глубине. Такая интерпретация сейсмических данных носит в определенной степени качественный характер и не позволяет говорить о форме неоднородности и ее ориентировке в пространстве. Если же использовать совокупность данных о координатах точек экстремумов кривой затухания в зоне сейсмической тени, то оказывается, что они однозначно связаны с положением неоднородности, ее размерами и ориентировкой. Решение этой задачи рассмотрено ниже.

### Способы интерпретации зон сейсмической тени

Как показали результаты модельных экспериментов и теоретических расчетов, область за аномальной неоднородностью типа магматического очага вулкана характеризуется наличием зоны затухания сейсмических волн, включающей как зону геометрической тени, так и область света, и примыкающей к границе геометрической тени [Аверко и др., 1980; Глико, 1977; Балеста и др., 1979]. В центральной части зоны тени выявляется небольшой дифракционный максимум, а по бокам его наблюдаются глубокие минимумы на кривой затухания сейсмических волн, обусловленные интерференцией дифрагированных волн, обогнувших неоднородность с разных сторон и пришедших в одних случаях в одинаковой фазе, а в других — в противофазе. Боковые дифракционные максимумы, примыкающие к границе геометрической тени и охватывающие область света, обусловлены скорее всего интерференцией прямой волны и волны, отраженной от границы неоднородности. Такая лучевая схема распространения дифрагированных волн наиболее полно удовлетворяет кинематическим особенностям зарегистрированных волн и, как будет показано ниже, динамическим параметрам волновой картины. Если экстремумы, наблюдаемые на амплитудных графиках, носят интерференционный характер в рамках описанной выше лучевой схемы, то их положение на линии наблюдений как в зоне света, так и в зоне тени связано с величиной времени запаздывания интерферирующих волн — одной относительно другой, а также с изменением вдоль линий наблюдений интенсивностей каждой отдельной волны. Формула для суммарной интенсивности в случае суперпозиции двух волн имеет вид:

$$A_2(X) = \sqrt{A_1^2(X) + A_2^2(X) + 2A_1(X)A_2(X)\cos[\omega_0\tau(X)]}, \quad (1)$$

где  $A_2(X)$  — интенсивность суммарного колебания,  $A_1(X)$  и  $A_2(X)$  — функции интенсивностей интерферирующих волн в зависимости от координаты  $X$  точек наблюдений;  $\tau(X)$  — функция времени запаздывания волн относительно друг друга, зависящая от  $X$ ;

$\omega_0$  — преобладающая частота интерферирующих волн.

Из (1) видно, что при постоянных или слабо меняющихся относительно  $X$  функциях  $A_1(X)$  и  $A_2(X)$  положение интерференционных

экстремумов определяется функцией  $\tau(X)$ , т. е. в конечном счете кинематикой интерферируемых волн. Действительно, приравняв к нулю производную  $A_{\Sigma}^2$  по  $X$  в предположении, что  $A_1$  и  $A_2$  постоянны, получим:

$$\frac{d(A_{\Sigma}^2)}{dX} = 2A_1A_2 \sin[\omega_0\tau(X)] = 0 \quad (2)$$

или

$$\tau(X) = \pm \frac{\pi n}{\omega_0}, \quad n = 0, 1, 2, 3 \dots \text{ и т. д.} \quad (3)$$

Таким образом, при постоянных  $A_1$  и  $A_2$  положение интерференционных экстремумов определяется кинематикой интерферирующих волн. Если  $A_1$  и  $A_2$  меняются слабо, то решене (2) приближенно,

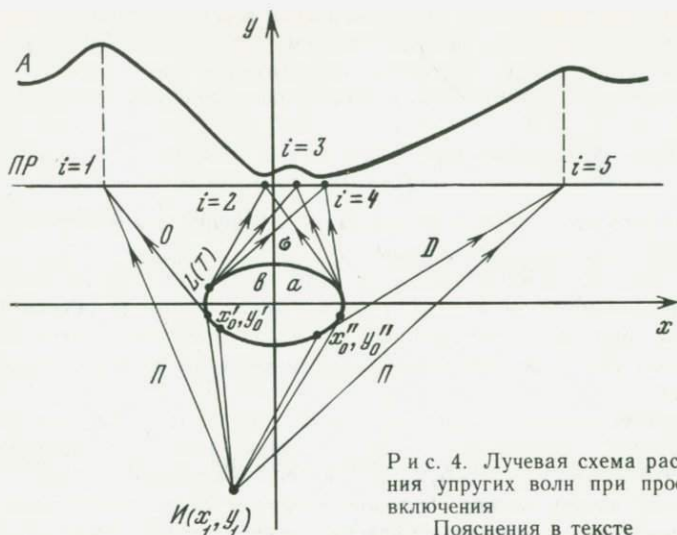
$$\text{т. е. } \tau(X) \approx \pm \frac{\pi n}{\omega_0}. \quad (4)$$

Так как кинематика волн вполне определенным образом связана с параметрами модели среды, то правомерной становится обратная задача определения параметров эффективной модели магматической камеры по положению интерференционных экстремумов. Такая обратная задача содержит в качестве условий не кинематические параметры, а такие особенности поля (положение экстремумов), в описание которых не входят значения измеряемых амплитуд. Решение задачи использует аппарат лишь для расчета кинематики волн. В качестве двумерной эффективной модели магматических очагов вулканов принимаются низкоскоростные включения в форме эллипса с разными соотношениями полуосей  $a$  и  $b$ . При этом для сравнения теоретических расчетов с экспериментальными данными используются результаты двумерного ультразвукового сейсмического моделирования [Аверко и др., 1980].

Эвристическая лучевая схема, объясняющая наличие экстремумов амплитудных графиков для эллиптической модели, представлена на рис. 4. В выбранной системе координат линия наблюдений совпадает с осью  $X$ . Обозначим координаты экстремумов амплитудных графиков на линии наблюдений через  $XI_i$  ( $i = 1, \dots, 5$ ). Введем также обозначения для времен распространения различных типов волн, регистрируемых в точках с координатами  $X_i$  на линии наблюдений. Обозначим эти времена через  $t_i$ ,  $K$  ( $i = 1, \dots, 5$ ;  $K = 1, \dots, 4$ ). В данном обозначении индекс  $i$  указывает номер экстремума, индекс  $K$  — тип волны. Значение индекса  $K = 1$  соответствует прямой волне,  $K = 2$  — отраженной от эллипса волне,  $K = 3$  — волне, дифрагированной на эллипсе слева (если смотреть на эллипс из источника),  $K = 4$  — волне, дифрагированной на эллипсе справа. Лучевая схема для прямой и отраженной волн очевидна, а траектории дифрагированных волн могут быть наглядно представлены как нити, натянутые между источником и приемником и огибающие находящийся между ними эллипс.

Следует заметить, что для разных  $X_i$  существуют в общем случае различные наборы волн рассматриваемых типов. Области существования этих волн будут рассмотрены ниже.

Все времена  $t_i$ ,  $\kappa$  зависят от следующих параметров, определяющих положение и размеры эллипса: большой полуоси  $a$ , малой полуоси  $b$ ,



Р и с. 4. Лучевая схема распространения упругих волн при просвечивании включения

Пояснения в тексте

координат центра эллипса  $X_0$  и  $Y_0$ , угла наклона  $\varphi$  большой полуоси эллипса относительно оси  $X$ . Обозначим эти параметры вектором  $\bar{\Theta} = (a, b, X_0, Y_0, \varphi)$ . Таким образом,  $t_{i, k}$  является функцией  $\bar{\Theta}$ . Можно записать:

$$t_{i, k} = t_{i, k}(\bar{\Theta}). \quad (5)$$

Рассмотрим теперь для каждого  $X_i$  интерференцию двух волн соответствующих типов и запишем для них разности времен прихода:

$$\begin{aligned} \tau_1(\bar{\Theta}) &= t_{1,2}(\bar{\Theta}) - t_{1,1}(\bar{\Theta}) & \tau_4(\bar{\Theta}) &= t_{4,3}(\bar{\Theta}) - t_{4,4}(\bar{\Theta}) \\ \tau_2(\bar{\Theta}) &= t_{2,4}(\bar{\Theta}) - t_{2,3}(\bar{\Theta}) & \tau_5(\bar{\Theta}) &= t_{5,2}(\bar{\Theta}) - t_{5,1}(\bar{\Theta}). \\ \tau_3(\bar{\Theta}) &= t_{3,4}(\bar{\Theta}) - t_{3,3}(\bar{\Theta}) \end{aligned}$$

В соответствии с (4) можно записать:

$$\tau_i(\bar{\Theta}) = \lambda_i + \delta_i, \quad (6)$$

где индекс  $i$  указывает номер экстремума:  $\lambda_i$  равно нулю для  $i=3$ , так как дифрагированные волны приходят в точку центрального максимума одновременно; для  $i=2$  и  $4$   $\lambda_i$  равно половине преобладающего периода дифрагированных волн, так как последние в точки минимумов зоны тени приходят с отставанием друг от друга на полпериода; для  $i=1$  и  $5$   $\lambda_i$  также равно половине преобладающего периода интерферирующих волн, так как в точках боковых максимумов отраженные волны отстают от прямых, с учетом обращения фазы при отражении от низкоскоростного включения, на полпериода;  $\delta_i$  — погрешности, обусловленные ошибками определения положения экстремумов. При  $\delta = 0$  ( $i=1 \dots, 5$ ) (6) есть система пяти уравнений с пятью неизвестными, решение которой, по существу, является решением рассматри-

ваемой обратной задачи. Так как практически всегда приходится иметь дело с нулевыми  $\delta_i$ , можно решать систему (6), используя, например, какой-либо приемлемый алгоритм оптимизации. В качестве целевой функции для такого алгоритма может быть использована следующая сумма:

$$F(\Theta) = \sum_{i=1}^5 [\tau_i(\Theta) - \lambda_i]^2. \quad (7)$$

Вследствие того что  $\delta_i$  обычно не равны нулю, оценки для  $\Theta$  в предлагаемом методе могут оказаться смещенными.

Решение прямой задачи. Для реализации предлагаемого подхода к решению обратной задачи требуется решить прямую кинематическую задачу для прямой и отраженной от эллиптического включения волны в освещенной части профиля и для дифрагированных волн в зоне геометрической тени.

Предварительно выведем формулы для координат точек касания касательных к эллипсу, проходящих через заданную точку, находящуюся вне эллипса. Эти формулы потребуются при решении прямой задачи.

Пусть мы имеем эллипс, большая и малая полуоси которого равны соответственно  $a$  и  $b$ . Введем декартову прямоугольную систему координат с началом в центре эллипса и осью  $X$ , направленной вдоль большой полуоси эллипса. Обозначим координаты точки, через которую требуется провести касательную к эллипсу, через  $X_1$  и  $Y_1$ , а искомые координаты точки касания, указанные на рисунке со штрихами, через  $X_0$  и  $Y_0$  (см. рис. 4).

Запишем уравнение касательной к эллипсу в точке  $(X_0, Y_0)$ :

$$\frac{X_0 X}{a^2} + \frac{Y_0 Y}{b^2} = 1. \quad (8)$$

Из параметрического уравнения эллипса имеем:

$$X_0 = a \cos T, \quad Y_0 = b \sin T, \quad (9)$$

где  $T$  — значение параметра эллипса, соответствующее точке касания.

Для касательной, проходящей через точку  $(X_1, Y_1)$ , из (8) и (9) имеем:  $\frac{X_1 \cos T}{a} + \frac{Y_1 \sin T}{b} = 1$ .

Обозначим  $A = \frac{X_1}{a}$ ,  $B = \frac{Y_1}{b}$ .

Тогда  $A \cos T + B \sin T = 1$ .

Решив это уравнение, получим:

$$\sin T_{1,2} = \frac{B \pm A \sqrt{A^2 + B^2 - 1}}{A^2 + B^2},$$

$$\cos T_{1,2} = \frac{A \pm B \sqrt{A^2 + B^2 - 1}}{A^2 + B^2}.$$

Отсюда получаем значения параметра эллипса для точек касания двух касательных, проведенных к эллипсу из точки  $(X_1, Y_1)$ :

$$T_{1,2} = \arcsin \frac{B \pm A \sqrt{A^2 + B^2 - 1}}{A^2 + B^2},$$

а также, используя (9), координаты этих точек  $X_0^I, Y_0^I$  и  $X_0^{II}, Y_0^{II}$ .

Для вычисления годографов дифрагированных волн нам также понадобится формула для длины дуги эллипса  $L(T)$ . Запишем уравнение эллипса в параметрическом виде:

$$X = a \cos t, \quad Y = b \sin t. \quad (10)$$

Получим формулу для длины дуги эллипса от  $t=0$  до  $t=T$  ( $0 < T < \frac{\pi}{2}$ ):

$$L(T) = \int_0^T \sqrt{[X'(t)]^2 + [Y'(t)]^2} dt.$$

Подставив (10), после дифференцирования и преобразования получим:

$$L(T) = a \int_0^T \sqrt{1 - \frac{a^2 - b^2}{a^2} \cos^2 t} dt.$$

Обозначим:

$$K = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}$$

и сделаем подстановку  $\alpha = t + \frac{\pi}{2}$ . Тогда

$$L(T) = a \int_{\pi/2}^{T+\pi/2} \sqrt{1 - K^2 \sin^2 \alpha} d\alpha.$$

Используя свойство симметрии эллипса, можно записать:

$$L(T) = a \int_{\pi/2-T}^{\pi/2} \sqrt{1 - K^2 \sin^2 \alpha} d\alpha = a \left[ \int_0^{\pi/2} \sqrt{1 - K^2 \sin^2 \alpha} d\alpha - \int_0^{\pi/2-T} \sqrt{1 - K^2 \sin^2 \alpha} d\alpha \right] = a \left[ E\left(K, \frac{\pi}{2}\right) - E\left(K, \frac{\pi}{2} - T\right) \right],$$

где  $E\left(K, \frac{\pi}{2}\right)$  — полный эллиптический интеграл второго рода,

$E\left(K, \frac{\pi}{2} - T\right)$  — то же, неполный.

Используя полученные формулы для точек касания касательных к эллипсу и для длины дуги эллипса, можно решить прямую задачу для дифрагированных волн следующим образом. Для соответствующих касательных к эллипсу, проведенных из источника и приемника, вычисляются координаты точек касания и соответствующие им значения параметра эллипса. Время прихода

дифрагированной волны из источника к приемнику ( $t_d$ ) вычисляется по следующей формуле:

$$t_d = (S_1 + S_2 + S_3)/V,$$

где  $S_1$  — расстояние источника до точки касания касательной, проходящей через источник;  $S_2$  — расстояние от приемника до точки касания касательной, проходящей через приемник;  $S_3$  — длина соответствующей дуги эллипса между точками касания;  $V$  — скорость волн во вмещающей среде.

Время прихода прямой волны ( $t_n$ ) очевидно:

$$t_n = S_4/V,$$

где  $S_4$  — расстояние от источника до приемника.

Решение прямой задачи для отраженной волны в аналитическом виде получить не удастся. В данной работе используется расчет времен прихода отраженной волны численным методом (способом минимизации длины луча источник—граница эллипса—приемник). Необходимо сказать несколько слов об областях существования волн, связанных с границами геометрической тени. Эта граница совпадает с линиями, являющимися продолжениями касательных, проведенных из источника к эллипсу. Прямая и отраженная волны существуют на всей освещенной части профиля; волна, дифрагированная на эллипсе слева, существует в области тени и в правой освещенной части профиля; волна, дифрагированная справа, — в области тени и в левой освещенной части профиля. Решение прямой задачи для описанных типов волн позволяет получить все разности прихода волн  $\tau_i(\bar{\theta})$ , необходимые для вычисления целевой функции (7).

**А н а л и з р е з у л ь т а т о в.** Изложенный выше алгоритм решения прямой задачи был реализован на ЭВМ БЭСМ — 6. Работы были выполнены в тематической геофизической экспедиции СО АН СССР [Аверко, Балеста и др., 1980]. Теоретические годографы волн получены для осесимметричного случая задачи (см. рис. 3) при большой полуоси эллипса  $a = 10$  см, малой полуоси  $b = 5, 7,5, 10$  см. Расстояние от источника волн до центра включения было взято 41,5 см.

Профили наблюдения имеют направление, перпендикулярное линии, проходящей через источник и центр включения, и расположены на удалениях 20 см (ПР. I) и 50 см (ПР. III) от центра включения. Скорость волны во вмещающей среде  $V = 2250$  м/с, частота = 55 кГц. Сравнение теоретических годографов с экспериментальными, полученными при ультразвуковом моделировании, показывает хорошее совпадение результатов, что свидетельствует о правильности выбранной нами схемы распространения упругих волн. Используя теоретические годографы волн и амплитудные кривые, полученные при эксперименте (см. рис. 2), можно оценить величину смещения положения рассчитанных экспериментальных точек от положения этих же точек на экспериментальных амплитудных кривых. Экстремальные точки можно определить по теоретическим годографам, исходя из (6), при этом (см. выше) положение центрального максимума соответствует той точке на профиле наблюдения, где  $\lambda_i$  для дифрагированных волн равно нулю; точки минимумов соответствуют точкам на профиле, где  $\lambda_i$  для дифрагированных волн равно  $T/2$  ( $T$  — период волны); точки боковых максимумов соответствуют точкам на профиле, где  $\lambda_i$  для отраженной и прямой волн равно  $T/2$ . При расчетах,

**Значения координат  $X_i$  и величин относительных погрешностей в определении координат, взятых с теоретических годографов ( $T$ ) относительно координат, полученных экспериментально ( $\mathcal{E}$ )**

№ профиля, параметр	$a = 10$ см						
	$b = 5$ см		$b = 7,5$ см		$b = 10$ см		
	1	2	1	2	1	2	
I	$\mathcal{E}$	30	2	33,0	2	33	2
	$T$	28,7	1,8	29,3	1,9	31	2
	$\frac{\Delta X_1}{X_{1a}}, \%$	+4	—	+11	—	+6	—
	$\frac{\Delta X_2}{X_{2a}}$	—	+10	—	+5	—	0
III	$\mathcal{E}$	44	5	45	5	48	5
	$T$	48	4,5	49	5	49,5	5,5
	$\frac{\Delta X_1}{X_{1a}}, \%$	-9	—	-9	—	-3	—
	$\frac{\Delta X_2}{X_{2a}}$	—	+10	—	0	—	-10

Примечание. 1 —  $X_1$ , см (зона света); 2 —  $X_2$ , см (зона тени).

так же как и при ультразвуковом моделировании, период волны равнялся 18 мкс. Сравнивались координаты  $X_i$  боковых максимумов и минимумов, полученные при эксперименте и с теоретических годографов. В табл. 1 приведены значения координат  $X_i$  боковых максимумов и минимумов и величины относительных погрешностей в определении координат этих точек с теоретических годографов относительно координат, полученных экспериментально для асимметричного случая задачи. Как видно из таблицы, эти погрешности носят случайный характер и не превышают  $\pm(10-11)\%$ . Для выяснения степени влияния этих погрешностей на величину параметров эллиптического включения при решении обратной задачи была рассчитана серия прямых задач, в которых один из пяти параметров эллипса, определяющих его положение на плоскости, изменялся на  $\pm 5$ ,  $\pm 10$  и  $\pm 25\%$  (табл. 2). В таблице приведены величины изменения координат  $X_i$  боковых максимумов и минимумов в процентах. В таблице видно, что наиболее устойчиво определяется координата  $X_3$ , пятипроцентное изменение которой приводит к значительному изменению координат  $X_i$ , превосходящему погрешности определения последних. Также устойчиво определяются координаты  $Y_3$  и большая полуось  $a$ , для которых значимые изменения составляют 10—15%. Наименее устойчиво определяется малая полуось  $b$ , для которой даже двадцать

Таблица 2

Величины изменения координат  $X_i$  в зависимости от изменения параметров эллипса

Отклонение значений параметров эллипса, %	ПР I, см ( $X_0 = 0, Y_0 = -20$ ); $X_1 = 9,3, X_2 = 1.8$		ПР III ( $X_0 = 0, Y_0 = 50$ ); $X_1 = 48, X_2 = 45$	
	1	2	1	2
$\Delta X_0$ :				
-25	+58	—	+54	—
-10	+24	—	+21	—
-5	+11	—	+10	+100
+5	-12	-170	-12	-73
+10	-24	-400	-25	-189
+25	-65	-850	-58	-278
$\Delta Y_0$ :				
-25	-17	-17	-46	-22
-10	-7	-11	-15	-12
-5	-3	0	-4	0
+5	+3	0	+8	+11
+10	+5	+11	+11	+11
+25	+17	+17	+27	+26
$\Delta a$ :				
-25	+17	-28	+13	-22
-10	+13	-11	+8	-5
-5	+3	0	+4	0
+5	-3	0	-2	+11
+10	-7	0	-8	+11
+25	-15	+11	-12	+22
$\Delta b$ :				
-25	0	0	0	0
-10	0	0	0	0
-5	0	0	0	0
+5	0	0	0	0
+10	0	0	0	0
+25	0	0	0	0
$\Delta \varphi$				
-25	-7	+22	-4	0
-10	-3	+11	-2	+11
-5	0	+11	0	+11
+5	+3	-11	+4	+11
+10	+6	-17	+4	+11
+25	+15	-33	+10	+2

Примечание. При  $\varphi = 0^\circ, a = 10$  см,  $b = 5$  см: 1 —  $\frac{\Delta X_1}{X_1}$ , %, зона света; 2 —  $\frac{\Delta X_2}{X_2}$ , %, зона тени.

цатипятипроцентное изменение не приводит к изменению координат  $X_i$ . Неустойчиво определяется также и угол  $\varphi$ , значимое изменение для которого составляет более 25%.

Таким образом, сопоставление теоретических расчетов и результатов ультразвукового сейсмического моделирования показывает, что изложенный выше принцип интерпретации локальных неоднородностей волновых полей,

обусловленных существованием на пути распространения сейсмических волн неоднородностей типа магматических очагов вулканов, позволяет с достаточной точностью определять параметры эллиптических неоднородностей. При этом наиболее точно можно определить координаты центра эллиптической неоднородности  $X_0$  и  $Y_0$  и большую полуось  $a$ . Менее точно определяются малая полуось  $b$  и угол наклона  $\varphi$ . Необходимо отметить, что изложенный способ применим в случае распространения волн через эллиптическую неоднородность или близкое к эллипсу сечение.

### **Вопросы комплексного изучения земной коры и магматических очагов вулканов геофизическими методами**

Как указывалось выше, земной коре и верхней мантии областей активного вулканизма свойственны специфические особенности, которые обусловлены присутствием под вулканами на разных глубинах реальных магматических расплавов, воздействующих и преобразующих земную кору и верхнюю мантию. Очевидно, поэтому среда под вулканами обладает неоднородными свойствами, которые по-разному отображаются в геофизических полях. Изучение физических свойств вулканитов при разных  $PT$ -условиях, а также пород, частично или полностью расплавленных, показывает, что наиболее резко изменяются поглощающие, скоростные и электропроводящие свойства пород при наличии в среде даже небольшого количества расплава. При этом надо отметить, что по изменению одного из перечисленных параметров весьма затруднительно однозначно ответить, какой фактор играет решающую роль: только воздействие температурного поля, или только присутствие небольшого количества расплава, или имеет место совместное воздействие этих факторов. К тому же надо учитывать то, что структуры вулканических районов, в которых расположены вулканические аппараты, также имеют сложную форму и играют важную роль в формировании особенностей геофизических полей. Такие специфические структуры вулканических областей еще мало изучены, и скорее следует рассматривать совместное воздействие определенных вулканических структур и температурного поля (овеществленного температурного поля) на характерные особенности того или иного геофизического поля. Очевидно, максимальную информацию о различных особенностях строения коры и верхней мантии под областями активного вулканизма можно получить, имея комплексные геофизические данные в сочетании с данными о свойствах вулканитов при высоких  $PT$ -условиях, приближающихся к реальным условиям. В этом смысле вулканический объект благоприятен для исследования, так как он поставляет исследователю необходимый экспериментальный материал в виде продуктов извержения. Очевидно также, что различные факторы оказывают разное воздействие на геофизические поля вулканов, и при комплексном рассмотрении данных возможен более однозначный ответ на вопросы глубинного строения земной коры и верхней мантии, глубинности расположения и способов питания тех или иных вулканических аппаратов. Ниже на примере вулканических областей Камчатки показано различие их строения на основе рассмотрения комплексных геофизических исследований, выполненных под руководством автора в течение последних десяти лет.

## Выводы

1. Экспериментальные данные об изменении скоростей и затухания сейсмических волн, а также полевые измерения свидетельствуют о том, что они резко изменяются в зависимости от температуры и давления и в первую очередь от наличия жидкой расплавленной фазы в среде, что позволяет применить для исследования сейсмические методы.

2. Плотностные свойства пород зависят от многих факторов и слабо изменяются при наличии расплавленной фазы, находящейся под давлением.

3. Электропроводность магматических пород при достаточно больших температурах или в присутствии небольшого количества расплава увеличивается на несколько порядков, что позволяет признать этот метод одним из важнейших при определении местоположения и свойств магматических очагов под вулканами.

4. По результатам модельных исследований (двумерное и трехмерное ультразвуковое сейсмическое моделирование) в зоне тени магматических очагов вулканов и теоретических расчетов установлено, что в зоне тени неоднородностей с пониженными вязкоупругими параметрами затухание сейсмических волн характеризуется осциллирующей функцией, обусловленной наличием дифракционных максимумов и минимумов.

5. Волновые поля, обусловленные существованием магматических очагов вулканов, интерпретируются по предложенному и опробованному нами способу определения параметров эффективной модели магматических очагов. Способ основан на использовании интерференционных экстремумов, положение которых зависит лишь от кинематики интерферирующих волн.

6. Сопоставление теоретических расчетов и результатов моделирования показывает, что определение параметров эффективных моделей магматических очагов производится с точностью не менее 10%. При этом наиболее точно определяются координаты центра неоднородностей и большая полуось (включение в виде эллипсоида).

7. Рассмотренный принцип интерпретации локальных неоднородностей волновых полей, обусловленных интерференцией волн, по-видимому, применим не только для узкого класса задач, связанных с дифракцией волн на неоднородностях. Представляется возможным в ряде случаев, когда волновые поля имеют достаточно протяженные интерференционные волны, использовать зависимости, характерные для суммарного волнового поля, — положения интерференционных максимумов и минимумов.

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ РАЙОНОВ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА КАМЧАТКИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Геофизические исследования глубинного строения земной коры п-ова Камчатка и его вулканических поясов в значительном объеме выполнены в последние десять лет. Основным источником сведений об особенностях строения земной коры полуострова является глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), осуществленное в 1970—1972 гг. совместно Институтом вулканологии и СахКНИИ. В последующие годы на Камчатке проведены дополнительные работы по методу ГСЗ, в особенности в областях активного вулканизма, где впервые в широких масштабах было применено сейсмическое зондирование действующих вулканов на всю мощность земной коры по так называемой методике просвечивания магматических очагов вулканов [Балеста, 1971; Утнасин и др., 1974; и др.]. Во всех работах ГСЗ на Камчатке автор принимал непосредственное участие; под его руководством выполнен комплекс геофизических исследований, включающих методы гравиметрии и магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и магнитовариационного профилирования (МВП). Выполненный комплекс геофизических работ в сочетании с экспериментальными исследованиями физических свойств вулканитов Камчатки при высоких давлениях и температурах позволяет достаточно подробно рассмотреть важные вопросы глубинного строения отдельных вулканов, их групп и вулканических поясов; строение и свойства магматических очагов разной глубинности, присущих разным вулканическим аппаратам; вещественный состав земной коры под вулканами различных геоструктурных зон и возможные причины их отличий и т. д.

Большинство материалов геофизических исследований опубликовано [Утнасин и др., 1974; Балеста и др., 1976, 1977, 1978, 1979; Глубинное сейсмическое ..., 1978; и др.], поэтому автору нет необходимости подробно останавливаться на вопросах методики выполненных работ и обоснования моделей сред, полученных по тем или иным геофизическим данным. При изложении результатов геофизических исследований основной упор делается на выявление особенностей строения земной коры под вулканами как на отображение их внутреннего строения, и на получение общей картины местоположения, строения и свойств магматических очагов вулканов, расположенных в различной геодинамической обстановке. При этом приводятся в основном оригинальные исследования автора, полученные им как в процессе разработки методики сейсмического просвечивания вулканов на основе ультразвукового сейсмического моделирования и теоретических расчетов, так и выполнения полевых сейсмических работ на различных вулканах Камчатки.

Следует подчеркнуть, что выявление аномального строения земной коры под вулканами и определение неоднородностей, связанных с очаговыми зонами их питания, невозможны без предварительного рассмотрения общих черт строения земной коры Камчатки.

## Геоструктурные зоны Камчатки и их глубинное строение

Основную информацию о строении земной коры, как известно, несут сейсмические методы исследований и в особенности метод ГСЗ. До проведения работ по глубинному сейсмическому зондированию глубинное строение п-ва Камчатка было изучено слабо. Мелкомасштабные гравиметрические и аэромагнитные материалы не позволяли однозначно ответить на многие вопросы строения земной коры этого своеобразного региона — переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану. Структурный план земной коры полуострова представляет собой относительно молодую складчатую систему и характеризуется сложным строением, наличием разноплановых структур земной коры, наложенных вулканических поясов. Взаимоотношения структурных элементов с глубинным строением коры, а также границы между ними остаются невыясненными или слабо изученными. Наложенные вулканические пояса Камчатки пересекают различные по возрасту и по положению структурные элементы земной коры и создают дополнительные трудности в расшифровке глубинных геологических структур. При этом структурный контроль вулканических поясов также остается невыясненным и разными исследователями трактуется с разных позиций. Немаловажным вопросом, вызывающим острую дискуссию, является проблема направлен-

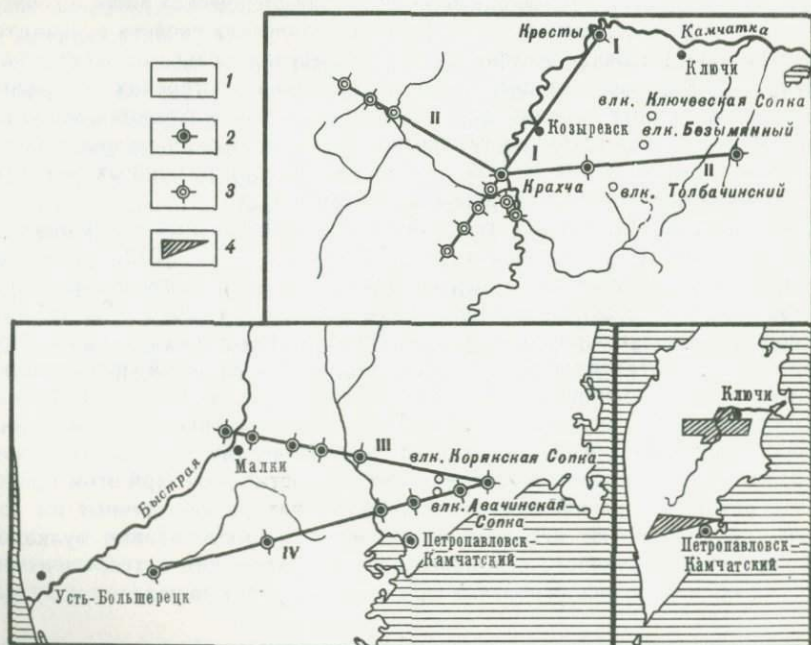
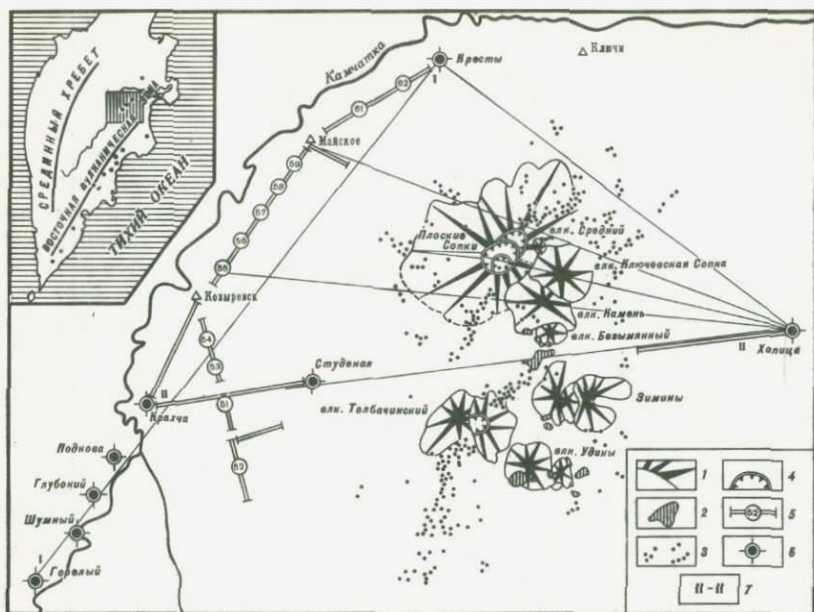


Рис. 5. Схема расположения профилей ГСЗ на Камчатке

I — профили ГСЗ; пункты взрыва: 2 — стационарные; 3 — временные;  
4 — районы работ



Р и с. 6. Схема сейсмического просвечивания вулканов Ключевской группы и Новых Толбачинских вулканов

На врезке показан район работ. 1 — вулканы центрального типа; 2 — экструзии; 3 — шлаковые конусы; 4 — кальдеры; 5 — стоянки станций с номерами сейсмограмм; 6 — пункты взрыва; 7 — линии сейсмических разрезов

ности развития земной коры этого региона и роль вулканизма в этом процессе.

С появлением результатов ГСЗ многие проблемные вопросы глубинной геологии Камчатки, и в особенности те, которые касаются глубинного строения областей современного вулканизма, получили дальнейшее развитие. К настоящему времени на Камчатке выполнено значительное количество профилей ГСЗ, пересекающих различные структурные зоны полуострова (рис. 5), в том числе и несколько профилей просвечивания вулканических аппаратов по системе веерной прострелки различных вулканов (Ключевского, Безымянного, Толбачика, Авачинско-Корякской группы и др.). Несколько профилей ГСЗ характеризуют центральную часть Камчатки: широтный профиль пересекает структуры Срединного и Козыревского хребтов, Центральную Камчатскую депрессию и вулканы Ключевской группы; меридиональный профиль проходит по долине р. Камчатка (см. рис. 5); два профиля ГСЗ отработаны в этом районе по системе просвечивания вулканов Ключевской группы и Новых Толбачинских вулканов (рис. 6). В юго-восточной части полуострова два профиля ГСЗ пересекают с запада на восток Ганальский выступ метаморфических пород, Петропавловск-Начикинскую зону поперечных дислокаций и вулканы Авачинской группы. В пределах Авачинской группы вулканов выполнен параметрический про-

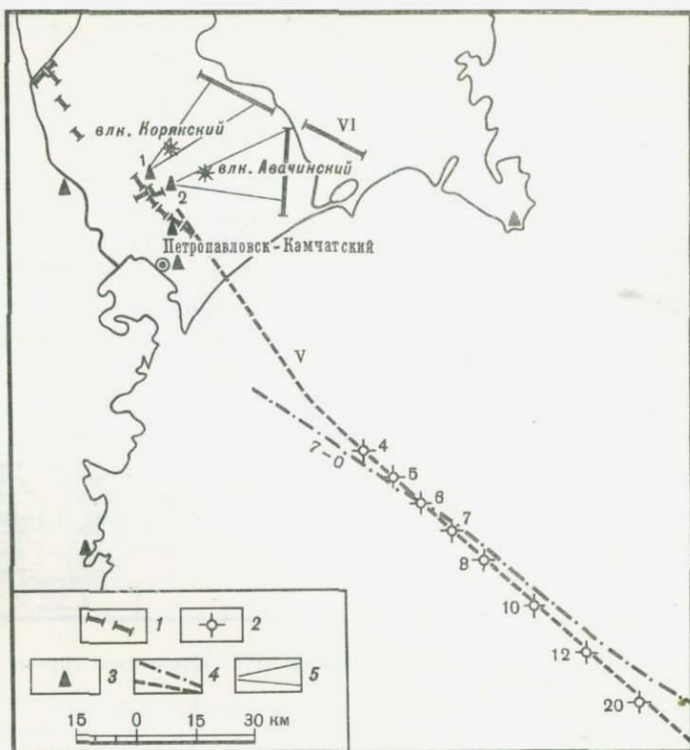


Рис. 7. Схема расположения сейсмических профилей ГЗС и просвечивания Авачинско-Корякской группы вулканов

1 — профили наблюдений наземных станций ГЗС; 2 — точки регистраций морских взрывов; 3 — пункты взрывов; 4 — пересечение морских профилей 7—0 и V [Тулина, Ярошевская, 1976]; 5 — секторы просвечивания вулканов Авачинской группы

филь ГЗС в долине р. Налычевой, на котором также осуществлены наблюдения по методике просвечивания всех вулканов Авачинской группы (рис. 7). Наземно-морской профиль ГЗС характеризует здесь строение земной коры на стыке океан—континент в области вулканического пояса и сейсмоактивных структур фокальной зоны землетрясений, причем наземная часть профиля проходит в северо-западном направлении вдоль южного подножья вулканов Авачинской группы, а морская часть его стыкуется с ранее выполненным ИФЗ АН СССР профилем ГЗС 7—0 [Косминская, 1972; Тулина, Ярошевская, 1974]. Для широты г. Петропавловска имеется практически непрерывное пересечение структур полуострова от пос. Усть-Больше-рецк до восточного борта глубоководного желоба (см. рис. 5).

На всех профилях ГЗС верхняя часть разреза представлена низкоскоростными слоями с различным распределением скоростей в зависимости от геолого-структурной обстановки, что отражает многослойное строение осадочно-вулканогенной толщи. На профиле I, расположенном в долине

р. Камчатка (см. рис. 6) и на профиле II, пересекающем Козыревскую и Хапиченскую впадины, выделяются горизонты со скоростями продольных волн от 2,0 до 4,6 км/с. Аналогичное строение верхней части разреза наблюдается и под Авачинской группой вулканов (рис. 8), однако здесь нет прослоев с граничными скоростями более 2,0 км/с, что, по-видимому, свидетельствует об отсутствии в этом районе третичных отложений. Наиболее четко выделяется сейсмическая граница с  $V_r = 5,0—5,4$  км/с, отождествляемая нами с кровлей дислоцированных отложений верхнемелового возраста. Приуроченность этой границы раздела к кровле верхнемеловых отложений доказана работами КМПВ и бурением в пределах Западной и Центральной Камчатки и в районе вулканов Авачинской группы [Супруненко, Шварц, 1967; Балеста, 1967; Потапьев и др., 1975; и др.]. В Козыревской и Хапиченской впадинах и под вулканами Авачинской группы она опускается до глубин 2—4 км, фиксируя прогибы мелового фундамента. В Козыревском и Ганальском хребтах, в районах горстантиклинальных поднятий, эта граница раздела резко поднимается и местами совпадает с выходами верхнемеловых пород на поверхность (рис. 9). По данным ГСЗ эта граница в целом параллельна нижележащей границе раздела. Нижней границей консолидированных меловых отложений является преломляющий горизонт с граничными скоростями 5,7—6,2 км/с, в редких случаях до 6,5 км/с. Характерно четкое двухслойное строение этого горизонта с градиентом скоростей между слоями. Ниже залегает слой, в верхней части которого отмечаются пластовые скорости от 5,9 до 6,7 км/с. При этом для южных профилей пластовые скорости значительно ниже (5,9—6,4 км/с), чем для северных (6,4—6,7 км/с). Близкие значения граничных скоростей кровли консолидированной коры отчетливо показывают, что во всех случаях мы имеем дело с однотипным по природе горизонтом. Различия в средней пластовой скорости отдельных участков связаны с различным градиентом нарастания скоростей в пределах слоя и, по-видимому, с различным составом слоев (см. ниже). Наблюдаемые граничные и в большинстве случаев пластовые скорости характерны для типичного «гранитного» слоя, но имеют некоторые латеральные различия, связанные с процессами вулканизма. Резкая граница между меловыми отложениями и консолидированной корой, характерный скачок скоростей на этой границе отчетливо указывают на резкие различия состава и, по всей видимости, степени метаморфизма и дислоцированности пород, слагающих оба горизонта.

Рассмотрим различия в строении консолидированной части земной коры в разных геоструктурных зонах Камчатки. Эти различия устанавливаются не столько при пересечении структурных элементов полуострова с запада на восток, сколько в основном в зависимости от местоположения зон современного и новейшего вулканизма. На профиле ГСЗ (см. I, рис. 5), расположенном в долине р. Камчатка, сейсмическая модель консолидированной коры выглядит следующим образом: верхние 6—8 км разреза приходятся на долю осадочно-вулканогенного слоя ( $V_p = 2,0—5,5$  км/с); ниже, до глубины 30 км, залегает слаборасслоенная консолидированная кора ( $V_p = 6,2—7,5$  км/с), вблизи подошвы которой (глубина 20—30 км) расположен слой с отрицательным градиентом скорости ( $V_p = 7,5—7,0$  км/с). По значениям пластовых скоростей сейсмических волн можно чисто условно разделить кристаллическую кору на «гранитный» и «базальтовый» слои; тогда мощность

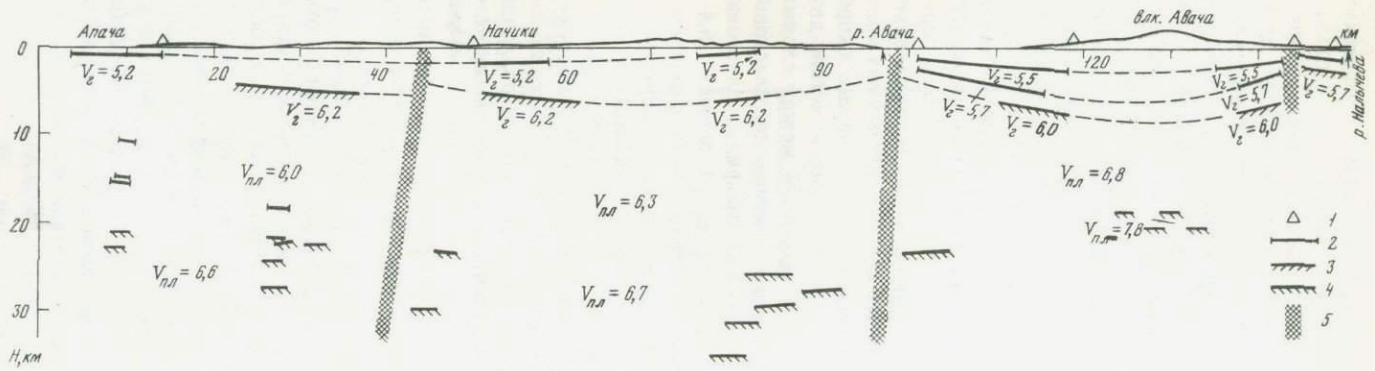


Рис. 8.

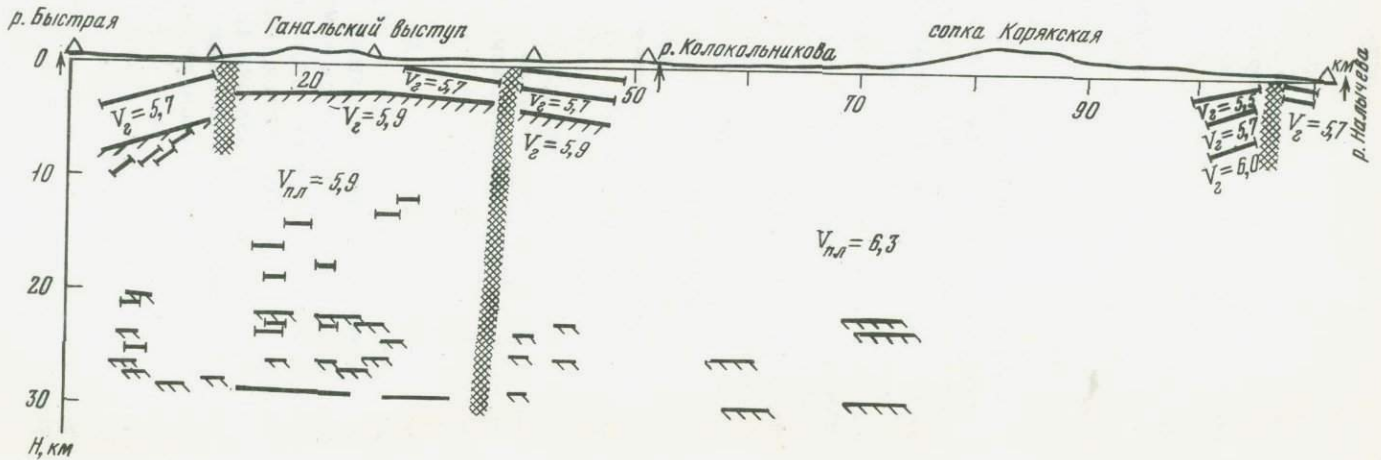


Рис. 9.

Рис. 8. Разрез земной коры по профилю IV (через Авачинский вулкан)

1 — пункты взрыва; 2 — границы раздела; 3 — кровля кристаллического основания; 4 — границы, построенные по отраженным волнам; 5 — глубинные разломы

Рис. 9. Разрез земной коры по профилю III (через Ганальский выступ)

Условные обозначения см. на рис. 8

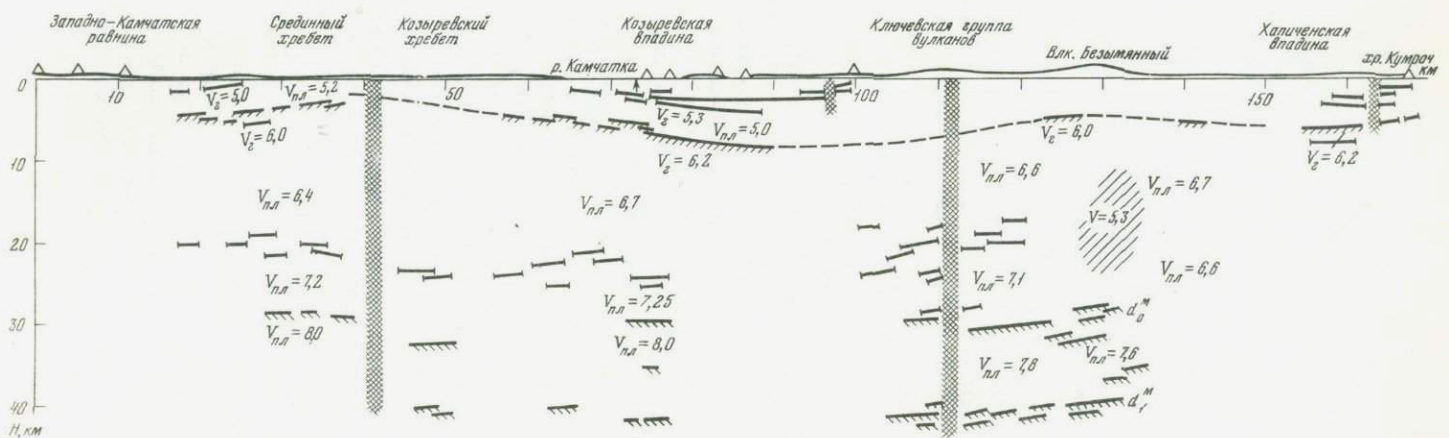


Рис. 10. Разрез земной коры по профилю II (через Ключевскую группу вулканов)

Условные обозначения см. на рис. 8; овальный, косо заштрихованный участок в правой части рисунка — неоднородности земной коры.

«гранитного» слоя со скоростями 6,5—6, км/с составит 10—12 км. а «базальтового» со скоростями 7,0—7,5 км/с — около 10 км.

На профиле II, пересекающем в широтном направлении вулканы Ключевской группы, мощность «гранитного» слоя консолидированной коры равна 13 км в пределах Западно-Камчатской низменности, 18 км под Срединным хребтом и 12—13 км в долине р. Камчатка под Козыревской впадиной и под вулканами Ключевской группы (рис. 10). В «гранитном» слое скорости увеличиваются по направлению к Ключевской группе вулканов от 6,2—6,4 км/с под Срединным и Козыревским хребтами до 6,7 км/с под вулканической группой. Нижней границей «гранитного» слоя коры является серия отражающих горизонтов, которая прослеживается по всему профилю и может быть условно отождествлена с разделом Конрада. Пластовые скорости ниже этой границы резко возрастают, достигая значений 7,2—7,4 км/с. Мощность «базальтового» слоя невелика — всего 7—8 км. Под вулканами Ключевской группы скоростное различие между «гранитным» и «базальтовым» слоями полностью нивелируется, особенно в области очаговой зоны вулкана Безымянный (см. ниже), где скорости с глубиной даже уменьшаются; по-видимому, здесь нет смысла разделять консолидированную кору на отдельные слои. Сходное строение коры наблюдается и на профиле IV в той его части, которая пересекает вулканы Авачинской группы (см. рис. 5).

Несколько иная картина строения консолидированной коры отмечается для профиля III, пересекающего Ганальский выступ метаморфических пород (см. рис. 9). Ниже кровли консолидированной коры ( $V_p = 5,9$  км/с) на этом профиле не выделяются преломленные и рефрагированные волны от границ раздела внутри земной коры, что свидетельствует о достаточно однородном составе ее вплоть до глубин 20—22 км. В низах коры выделяется серия отражающих горизонтов, которые распределены в интервале глубин от 20 до 30 км. Вычисление эффективных и пластовых скоростей, выполненных по общепринятой методике, показывает, что пластовая скорость до глубины 20 км не изменяется и равна 5,9 км/с, что соответствует граничной скорости кровли консолидированной коры. На глубине 20 км наблюдается резкий скачок скорости до значений 6,6 км/с. За границу подошвы земной коры (границу M) в этом районе принят нижний горизонт отражающих площадок, расположенный на глубине от 26 до 30 км.

Следует отметить латеральное увеличение пластовых скоростей на этом профиле с запада на восток по мере приближения к вулканам Авачинской группы. Скорости увеличиваются в верхней части консолидированной коры от 5,9 км/с под Ганальским блоком до 6,3 км/с вблизи Корякского вулкана. Небольшое увеличение скоростей наблюдается и по нижнему слою земной коры. Подошва земной коры расположена приблизительно на одинаковом уровне со слабым воздыманием по направлению к востоку.

Профиль IV, расположенный в широтном направлении, пересекает структурные элементы Западной Камчатки, Срединного хребта и Авачинский вулкан (см. рис. 8). Так же как и на профиле III, наиболее уверенно выделяются сейсмические границы раздела, связанные с поверхностью верхнемелового фундамента и кровлей консолидированной коры. Граничные скорости по этим горизонтам равны соответственно 5,2 и 6,0—6,2 км/с. Преломляющая сейсмическая граница с  $V_r = 5,7$  км/с выделена только

в районе вулканов Авачинской группы, однако не исключено, что примененная система наблюдений не позволила выделить ее на остальной части профиля. От границ раздела внутри консолидированной коры на этом профиле также не фиксируются преломленные и рефрагированные волны. Выделяется серия отражающих горизонтов, приуроченных к низам коры. Характерной особенностью волнового поля является наличие докритических отражений от поверхности М, следящихся на удалениях 15—20 км от пунктов взрыва.

Подошва земной коры не фиксируется на этом профиле в виде единой границы раздела. Отражающие площадки, построенные по отдельным осям синфазности докритических и закритических отражений, как правило, тяготеют к низам коры и залегают на глубинах от 25—28 км на западе до 30—32 км в районе Начик и до 20—22 км под Авачинским вулканом. Пластовые скорости, определенные по отраженным волнам, увеличиваются с запада на восток от 6,6 до 7,2 км/с под вулканом. Условно подошвой земной коры можно считать нижние отражающие горизонты, хотя данных о граничных скоростях, соответствующих мантийным, в данном районе не имеется. Некоторым указанием на возможность подобной трактовки границы М являются высокие скорости в низах коры под Авачинским вулканом (7,8 км/с).

Следует отметить также латеральное увеличение пластовых скоростей в средней части консолидированной коры по направлению к вулканической группе. Скорости растут от 6,0 км/с на западе профиля до 6,3 км/с в центральной части его и 6,8 км/с под Авачинским вулканом.

Таким образом, на этом профиле, так же как и на профиле III, проходящем через Ганальский выступ метаморфических пород, земная кора на западном окончании его, относящемся к платформенной области и Срединному массиву, характеризуется практически однородным составом. Лишь в самых низах коры отмечаются скорости, характерные для «базальтового» слоя. При этом четко устанавливается латеральное увеличение скоростей в консолидированной коре по мере приближения к вулканическому поясу. Мощность земной коры под вулканами Авачинской группы резко сокращена и достигает значений 20—22 км, на остальной территории она незначительно варьирует в пределах 28—32 км.

В систему профилей, позволяющих судить об особенностях глубинного строения Авачинской группы вулканов по сравнению с соседними блоками земной коры, входит и наземно-морской профиль ГСЗ (профиль V), полученный совместными работами Института вулканологии и СахКНИИ в 1972 г. Профиль проходит у южного подножья вулканов Авачинско-Корякской группы (см. рис. 7).

Полученный наземно-морской профиль ГСЗ стыкуется с ранее выполненным морским профилем 7—0, который отрабатывался ИФЗ АН СССР в 1958 г. и затем был дополнен в 1967 г. регистрацией отдельными наземными и морскими станциями взрывов, произведенных в море практически по тому же профилю [Тулина и др., 1974].

В связи с появлением новых сейсмических данных, полученных путем применения более детальных систем наблюдений, имело смысл рассмотреть весь имеющийся материал и построить сводный разрез земной коры, который охватывал бы структуры вулканогенного пояса в районе вулканов

Авачинской группы, прибрежного блока земной коры, глубоководного желоба и выходил бы в область океанической коры. В результате интерпретации всех сейсмических материалов был получен сводный разрез земной коры, пересекающий с запада на восток практически все структурные элементы Камчатского полуострова, континентального склона Камчатки, глубоководного желоба и океанической впадины (рис. 11 см. вкл.). Отметим, что волновое поле, зарегистрированное на профиле от взрывов в море, резко отличается от волновых полей, полученных на наземных профилях ГСЗ по всей территории Камчатки. Основным отличием является регистрация преломленных и преломленно-рефрагированных волн от границ раздела в консолидированной коре и верхней мантии. Фактически на всех наземных профилях преломленные волны регистрируются только от границ раздела в верхней части земной коры (границы в осадочно-вулканогенном слое и кровля консолидированной коры). Ниже кровли консолидированной коры границы раздела, как правило, выделены на основании регистрации отраженных волн ( в том числе и от подошвы земной коры). При регистрации морских взрывов наземными станциями четко выделяются преломленные и преломленно-рефрагированные волны, причем наряду с ними от границ в консолидированной коре также зачастую регистрируются отраженные волны.

Данные отраженных и преломленных волн были совместно интерпретированы для более детального построения скоростного разреза среды.

С целью наглядного сопоставления отличий строения различных блоков земной коры на нем показаны фактически три разреза: разрез земной коры через Ганальский выступ метаморфических пород (профиль III), разрез под вулканами Авачинской группы (фрагмент профиля IV в месте пересечения его с наземно-морским профилем и наземно-морской обобщенный профиль).

Сопоставление строения различных блоков земной коры при пересечении Камчатки с запада на восток показывает их резкое различие. Как указывалось выше, блок земной коры, приуроченный к Ганальскому выступу метаморфических пород, характеризуется низкими «гранитными» скоростями почти на всю мощность земной коры; по крайней мере, до глубин 20—22 км скорости равны 5,9—6,0 км/с, ниже этого слоя скорости возрастают до 6,8 км/с. Мощность коры равна 26—28 км. Под Авачинским вулканом блок земной коры резко отличен как по морфологии границ, так и по составу слагающих его слоев. Во-первых, здесь на глубине 10—11 км выделяется сейсмическая граница с  $V_r = 7,2$  км/с, которая обычно отождествляется с границей Конрада. Ниже этой границы пластовые скорости равны 6,8—7,0 км/с, что характерно для скоростей «базальтового» слоя. Во-вторых, сейсмическая граница с  $V_r = 7,9$  км/с здесь зафиксирована уже на глубине 20—22 км. Пластовые скорости в слое ниже этой границы равны 7,8 км/с. Слой характеризуется слабым градиентом нарастания скорости до 8,0 км/с. Затем наблюдается зона инверсии скорости, где отмечается падение скорости до 7,6—7,4 км/с. Данных о мощности этого слоя пониженной скорости непосредственно под Авачинским вулканом не имеется. В соседнем прибрежном блоке земной коры ниже этого слоя выделяется сейсмическая граница с  $V_r = 7,8$  км/с.

В верхних горизонтах земной коры в Авачинском блоке выделяются те же границы раздела, что и на Ганальском профиле: граница верхнемелового фундамента с  $V_r = 5,5$  км/с, сейсмическая граница с  $V_r = 5,7$  км/с и граница кристаллического фундамента с  $V_r = 6,0$  км/с. Характерно, что структура прогибания по верхнемеловому фундаменту, отмеченная при более ранних исследованиях в районе вулканов Авачинской группы по методам грави- и сейсморазведок, подтверждается и по более глубинным границам раздела (по сейсмической границе с  $V_r = 5,7$  км/с и по кристаллическому фундаменту). Однако при сопоставлении соседних блоков земной коры, видно, что эта локальная структура прогибания под вулканами Авачинской группы в целом расположена в приподнятом блоке земной коры.

Таким образом, при рассмотрении данных ГСЗ по сводному разрезу земной коры выявляется, что строение различных блоков земной коры резко различно. Платформенная область и срединный массив Камчатки характеризуются низкими «гранитными» скоростями до глубин 20 км; «базальтовый» слой здесь развит слабо, мощность земной коры равна 26—32 км. Вулканогенный пояс в районе вулканов Авачинской группы характеризуется повышенными скоростями; «базальтовый» слой с повышенными скоростями залегает на небольшой глубине (9—10 км); подошва земной коры резко поднята до глубин 20—22 км как по отношению к континентальным структурам, так и по отношению к прибрежному блоку земной коры. Отмечается мощный переходный слой от коры к мантии, в котором наблюдается сложное распределение скоростей, в том числе и с инверсией скорости. По направлению к глубоководному желобу этот переходный слой выклинивается, образуя единую границу раздела М. Характерно также присутствие границы кристаллического фундамента во всех пересекаемых структурах. По-видимому, это свидетельствует о распространении «гранитного» слоя в шельфовую зону океана, т. е. континентальные структуры Камчатки, по-видимому, трансформируются через шельфовую зону.

### Типы строения земной коры Камчатки

В целом по данным ГСЗ можно выделить четыре типа земной коры, которые различаются как по мощности, так и по строению. К первому типу может быть отнесена земная кора Ганальского выступа метаморфических пород, которая характеризуется низкими «гранитными» скоростями сейсмических волн и однородностью состава (см. рис. 9). Полю распространения выходов метаморфических пород на сейсмическом разрезе соответствует область выхода на поверхность сейсмической границы с  $V_r = 5,7$  км/с. В бортовых частях поднятого блока Ганальского выступа, где отложения верхнемелового возраста перекрывают породы ганальской серии, прослеживается сейсмическая граница с  $V_r = 5,2$  км/с. Приуроченность этой границы к кровле дислоцированных отложений верхнемелового возраста устанавливается непосредственно по выходам этих пород на поверхность. Ниже по разрезу в поднятом блоке Ганальского выступа следует сейсмическая граница с  $V_r = 5,9$  км/с, относимая к кровле консолидированного фундамента. Раздел Мохоровичича залегает здесь на глубине 26—30 км, пластовые скорости ниже кровли консолидированного фундамента не превышают значений 5,9 км/с до глубины 20—22 км, где они возрастают до 6,6—

6,8 км/с. Эти скорости, характерные для нижних частей земной коры, близки к скоростям, наблюдаемым в «базальтовом слое», т. е. мощность «базальтового» слоя в этом случае будет составлять всего 6—8 км. Особенностью раздела М, как отмечалось, является наличие докритических отражений от него вблизи пунктов взрыва, что часто характерно для некоторых регионов с мощной консолидированной корой [Глубинное сейсмическое ..., 1971, 1979]. Кора такого же типа, по-видимому, свойственна району Среднего хребта в месте пересечения его профилем ГСЗ.

Земная кора второго типа выделяется для района Козыревского хребта. Для нее характерно наличие мощного (до 16—18 км) «гранитного» слоя с  $V_p = 6,4$  км/с и маломощного «базальтового» слоя (8—10 км) со скоростью  $V_p = 7,0—7,2$  км/с. Раздел М залегает здесь на глубине около 30 км. В нижних частях «гранитного» слоя отмечены высокие градиенты скоростей, что может указывать на метаморфическую природу границы Конрада.

Третий тип земной коры может быть выделен в пределах Центральной Камчатской депрессии и вулканов Ключевской группы. В отличие от Козыревского хребта здесь отмечается увеличение мощности «базальтового» слоя (до 10—12 км) за счет уменьшения мощности «гранитного». Пластовые скорости увеличены до 6,6 км/с для «гранитного» слоя и 7,2—7,4 км/с для «базальтового» слоя. В нижних частях «базальтового» слоя Центральной Камчатской депрессии (глубины 20—30 км) отмечается отрицательный градиент скорости (с 7,5—7,0 км/с). Раздел Мохоровичича в этом типе земной коры представлен мощной переходной от коры к мантии зоной (8—10 км) со сложным распределением скоростей внутри нее и чередованием слоев с пониженными и повышенными скоростями. Примечательно, что непосредственно под вулканами Ключевской группы этот слой является наиболее мощным по сравнению с другими районами Центральной Камчатской депрессии. Характерно также, что в депрессии более четко регистрируются волны от кровли этого слоя, в то время как под вулканами Ключевской группы динамически более выражены волны, связанные с подошвой слоя.

Район от вулканов Авачинской группы до глубоководного желоба по данным ГСЗ характеризуется четвертичным типом земной коры Камчатки. Для коры этого типа характерна мощная толща «базальтового» слоя с пластовыми скоростями 7,0—7,2 км/с, залегающая на сравнительно небольшой глубине (9—11 км). Мощность «гранитного» слоя здесь значительно уменьшена и составляет не более 6 км (пластовые скорости 6,0—6,2 км/с). Нижняя часть коры, так же как и для района вулканов Ключевской группы, представлена мощной сложнопостроенной зоной перехода от коры к мантии (мощность ее достигает 20 км под вулканами Авачинской группы), состоящей из слоев со сравнительно повышенными (до 7,8—7,9 км/с) и пониженными (до 7,4—7,5 км/с) скоростями.

Кроме указанных различий, в строении земной коры различных структурных зон Камчатки необходимо отметить некоторые общие закономерности, которые присущи всем районам и в особенности областям современного вулканизма: 1) наличие выдержанной по всем разрезам преломляющей границы раздела с  $V_p = 5,7—6,2$  км/с (иногда до 6,5 км/с) по кровле консолидированного фундамента или «гранитного» слоя; 2) значительное увеличение скоростей сейсмических волн в однотипных слоях

земной коры ниже кровли консолидированного фундамента по направлению к районам активного вулканизма. Так, на субширотном профиле в районе Ключевской группы вулканов скорость продольных волн по мере приближения к вулканической группе меняется от 6,4 км/с на западе до 6,6—6,7 км/с под вулканами; а на профилях в районе Авачинской группы скорости увеличиваются еще более разительно: от 6,0 км/с в районе срединного массива метаморфид до 6,3 км/с в районе вулканической группы и 6,8 км/с — под Авачинским вулканом; 3) своеобразное строение раздела Мохоровичича, когда мощная переходная зона от коры к мантии наблюдается непосредственно под действующими вулканами. Эти особенности, весьма характерные для районов современной вулканической деятельности, будут рассмотрены дополнительно. Указанное разделение земной коры на определенные типы в достаточной мере условно, так как некоторые типы коры являются переходными между их крайними членами. Подобное строение коры является следствием влияния активных процессов вулканизма, которые в виде переходных разностей создают условия для преобразований земной коры. Важно, что большинство названных отличий типов строения земной коры обусловлено, как правило, не региональными особенностями положения структурных элементов в общей системе структур переходной зоны, а принадлежностью их в той или иной степени к областям современного вулканизма.

#### **Особенности сейсмических моделей земной коры в районах современной вулканической деятельности**

Сейсмические профили ГСЗ, пересекающие различные вулканические пояса Камчатки, дают основание установить отличия строения моделей земной коры этих районов по сравнению с другими регионами. Особенно интересны эти различия в плане изучения областей активного вулканизма. Кроме того, по имеющимся данным ГСЗ становится возможным сопоставление структурного положения и отличий строения земной коры под вулканами различных зон. Такое сопоставление может быть выполнено для вулканов Ключевской и Авачинской групп.

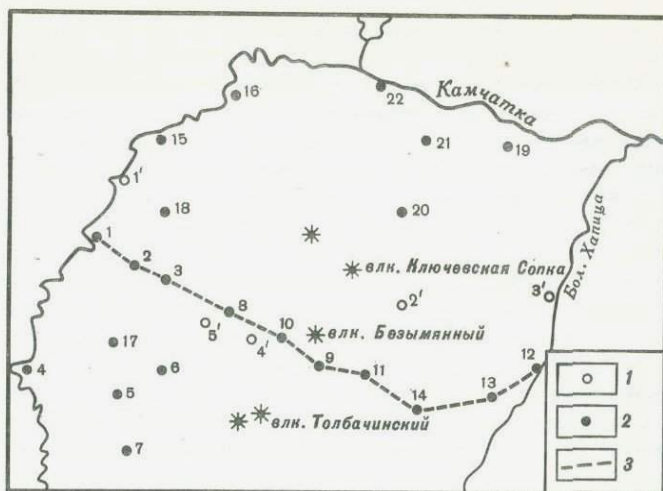
Строение земной коры под областями современного вулканизма отличается как общей мощностью коры, так и мощностью и составом ее слоев. Причем это различие присуще не только вулканическим поясам по отношению к другим структурам земной коры Камчатки, но разным вулканическим группам, отличающимся друг от друга длительностью своего развития и преобладающим составом продуктов извержений. Прежде всего необходимо отметить, что структурное положение вулканических поясов не зависит от мощности земной коры как таковой. Так, под вулканами Авачинской группы наблюдается резкий подъем границы раздела земной коры и верхней мантии, для Ключевской группы резкого подъема границы М не отмечается. В то же время в рельефе мелового и кристаллического фундамента вулканические пояса определенно приурочены к зонам прогибов. Авачинская группа расположена в погруженной части поверхностных границ раздела (включая кровлю консолидированной коры), а Ключевская группа — на глубинном разломе, разделяющем относительно поднятые и опущенные блоки фундамента. Вместе с тем районы современной вулканической деятель-

ности Камчатки обладают своими специфическими чертами строения земной коры и верхней мантии, которые резко отличают их от прилегающих регионов. Прежде всего отметим важную особенность строения верхней части мантии, выявленную под вулканами Ключевской и Авачинской групп: поверхность Мохоровичича не выражена в виде единой границы раздела. В низах (или ниже) «базальтового» слоя появляется серия отражающих и преломляющих границ раздела, каждая из которых может быть принята за раздел М. При этом граничные и пластовые скорости соответствуют несколько пониженным значениям скоростей в мантии. Однако в целом в этом слое отмечается сложное распределение скоростей, в том числе и с инверсиями скоростей. Из-за этого весь переходный слой от коры к мантии характеризуется пониженными скоростями по сравнению со смежными районами. Так в районе вулканов Ключевской группы скорости уменьшаются с 7,8 до 7,4 км/с, в районе Авачинской группы скорости уменьшаются в зоне инверсии до 7,4—7,5 км/с. Мощность переходного слоя от коры к мантии в районе вулканов Ключевской группы составляет как минимум 7—8 км, в то время как под Авачинской группой этот слой имеет мощность до 20 км. По-видимому, эта зона может рассматриваться как «коро-мантийная» смесь. Такого же рода аномальная зона в нижних частях коры и в верхней мантии наблюдается и в пределах Центральной Камчатской депрессии в районе Козыревской впадины, непосредственно примыкающей к вулканам Ключевской группы. Однако мощность этой зоны здесь составляет всего 3—4 км, и она характеризуется повышенными скоростями. В значительно меньшей степени аномальные свойства верхней мантии проявлены в других районах полуострова — слой, переходный от коры к мантии, выражен очень слабо и имеет малую мощность, а в наиболее стабильных областях Камчатки (Западно-Камчатская область, Срединный хребет) вообще отсутствует. Это, по-видимому, однозначно указывает на решающую роль вулканических процессов в переработке нижних частей земной коры и верхней мантии. Природа аномального слоя в низах коры и в верхней мантии, по-видимому, в различных зонах различна и будет обсуждена ниже (см. гл. V). Здесь же отметим, что наличие мощного переходного слоя от коры к мантии является неотъемлемой особенностью коры и мантии современных вулканических областей и поэтому в подобных районах весьма затруднительно судить, где же, по существу, находится раздел между основанием земной коры и верхней мантией. Больше того, возникают трудности определения границы литосферы и астеносферы [Федотов и др., 1974; Сычев, 1978; и др.]. Как было показано в I главе, по-видимому, в районах активного вулканизма эта граница приближена к границе кора — мантия, которая в свою очередь не имеет отчетливого разделения вследствие нивелирующего воздействия «теплого фонта» — магматических источников вулканов. Отсюда неизбежен вывод о неправомерности отнесения отдельными авторами всего переходного слоя или отдельных его частей к земной коре. Это приводит к тому, что мощность земной коры значительно завышается [Глубинное сейсмическое ..., 1978]. Если, наоборот, полностью относить его к верхней мантии, то мощность коры занижается. Этот вопрос достаточно сложен и может быть удовлетворительно решен в каждом конкретном случае с привлечением дополнительных геологических и геофизических материалов (см. ниже).

Другой важной отличительной особенностью строения земной коры под вулканическими областями является наличие повышенных упругих параметров в однотипных слоях земной коры. При этом наблюдается постепенное латеральное увеличение скоростей продольных волн по мере приближения к вулканическим поясам. Так, на профиле ГСЗ, пересекающем вулканы Ключевской группы, скорости в «гранитном» слое возрастают с  $V_p = 6,4$  до  $6,7$  км/с непосредственно под вулканами. Скорости продольных волн, соответствующие кровле гранитно-метаморфического слоя, остаются достаточно выдержанными на уровне «гранитных» скоростей, тогда как скорости в «базальтовом» слое по мере приближения к вулканической группе не растут, однако их значения в целом достаточно высоки и не свойственны типичным скоростям в «базальтовом» слое. Скорее можно говорить, что скорости в «гранитном» слое по мере приближения к вулканам растут и приобретают значения, близкие к скоростям в «базальтовом» слое, а скорости в «базальтовом» слое под вулканами приобретают значения, промежуточные между скоростями «базальтового» слоя и верхней мантии. Еще более разительное изменение скоростей наблюдается в районе вулканов Авачинской группы, особенно если сопоставлять структуру земной коры под ней с таковой Ганальского выступа метаморфид. Здесь, в «гранитном» слое, расположенном ниже кровли консолидированной коры, скорости по мере приближения к вулканической группе растут от  $5,9$ — $6,0$  км/с до  $6,8$  км/с непосредственно под вулканом, причем отмечается постепенный переход через значения скоростей  $6,3$ — $6,4$  км/с вблизи вулканов. Скорости в «базальтовом» слое здесь также растут по направлению к вулканической группе от  $6,6$  до  $7,2$ — $7,4$  км/с. Эти данные, по-видимому, могут свидетельствовать о процессах преобразования «гранитного» слоя земной коры в областях активного вулканизма островных дуг и о переработке нижних частей земной коры. О возможной природе этих процессов и направленности развития земной коры см. ниже.

#### **Плотностные и геоэлектрические модели земной коры и верхней мантии районов современного вулканизма Камчатки**

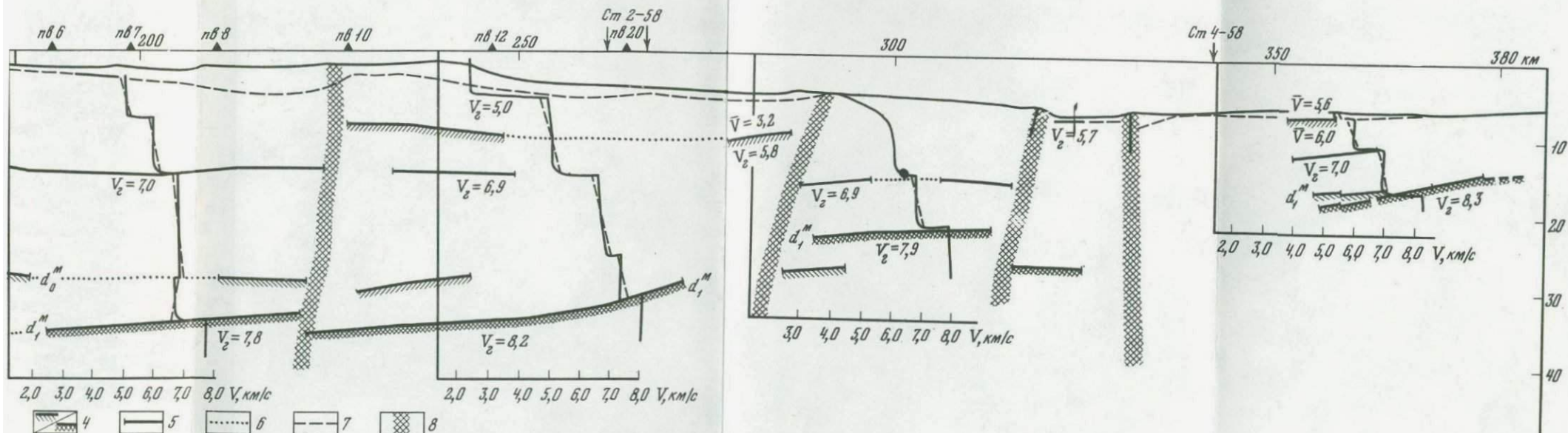
О резких изменениях физических параметров среды под вулканами свидетельствуют также данные гравиметрии и электромагнитных исследований методами магнитотеллурического зондирования и магнитовариационного профилирования, выполненных в тех же вулканических районах Камчатки, где было проведено глубинное сейсмическое зондирование. Комплексное рассмотрение всех этих геофизических данных позволяет более определенно судить не только об особенностях строения и состава земной коры областей современного вулканизма Камчатки, но и более детально обсудить природу выявленных аномальных неоднородностей под вулканами [Балеста и др., 1977]. Наиболее подробно в этом отношении изучена Ключевская группа вулканов, где выполнены гравиметрические исследования и отработано достаточно большое количество точек МТЗ—МВП (рис. 12). При интерпретации гравиметрических данных установлено, что Ключевская группа вулканов расположена в крупном блоке земной коры (размерами  $\sim 120 \times 120$  км), обладающем специфическими особенностями



Р и с. 12. Схема расположения пунктов МТЗ—МВП в районе Ключевой группы вулканов

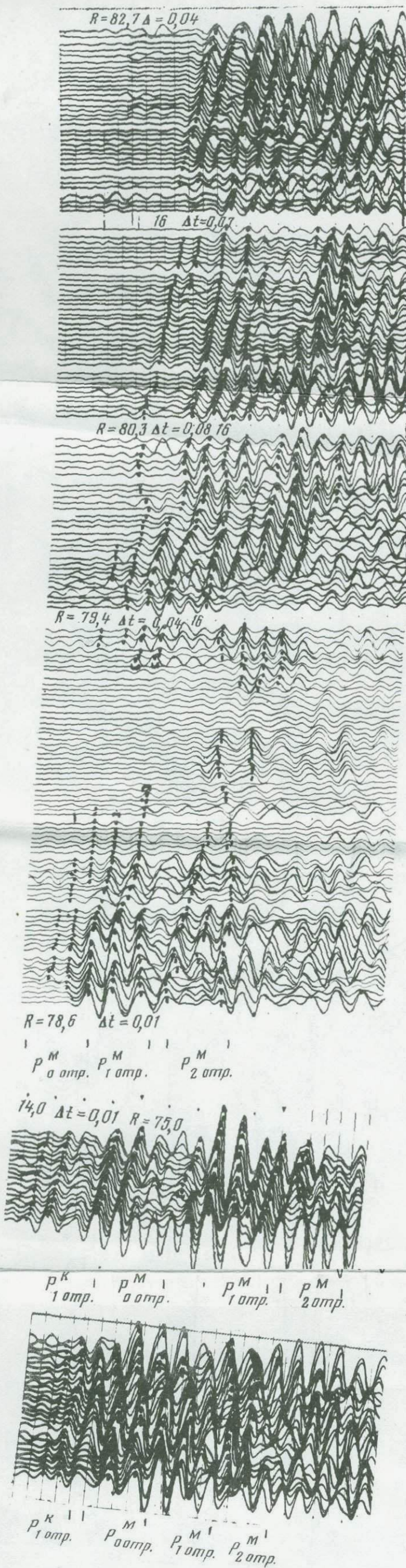
1 — синхронные точки МВП; 2 — точки МТЗ; 3 — профиль МТЗ в районе вулкана Безымянный

строения земной коры и верхней мантии по сравнению со смежными районами [Зубин и др., 1977]. Этот блок ограничен региональными разломами субширотного и северо-восточного простираний. В рельефе мелового фундамента западнее Ключевой группы отмечаются поднятие и две крупные впадины: Козыревская и Хапиченская, где происходит погружение фундамента до глубин 3,5—4 км. Построение плотностной модели этого блока земной коры и его сопоставление с разрезами ГСЗ показывают, что земная кора в пределах Ключевой группы обладает аномальными свойствами [Balesta et al., 1977]. Во-первых, весь разрез земной коры характеризуется повышенными значениями плотностей (так же как и пластовых скоростей) «Гранитный слой» оказывается очень близок по плотности нормальному «базальтовому» слою, а плотности «базальтового» слоя значительно выше плотностей, характерных в среднем для этого слоя. Во-вторых, можно отметить значительное разуплотнение верхней мантии в этом районе. Здесь отсутствует принимаемый обычно скачок плотности на поверхности М — наблюдается постепенное увеличение плотности с глубиной, причем непосредственно под вулканами это нарастание плотности с глубиной происходит особенно медленно. Видимо, нижняя часть коры по физическим свойствам является переходной от коры к мантии, т. е. обладает свойствами переходного слоя. При повышенной плотности «базальтового» слоя (до  $3,1 \text{ г/см}^3$ ) плотность в верхних слоях мантии достигает своих «нормальных» значений:  $3,3\text{—}3,4 \text{ г/см}^3$  только на глубинах 40—50 км. Такой постепенный переход, отсутствие скачка плотностей на границе М весьма характерны для областей современного вулканизма [Зубин и др., 1978; Сычков, 1979] и поэтому сильно затрудняют построение рельефа границы М по гравиметрическим данным. В силу отмеченных обстоятельств различная трактовка положения



ритно-мленным  
 волнам; 5 — линия разреза; 6 — интерполяция границ; 7 — граница акустического фундамента по МОВ; 8 — глубинные разломы  
 На графиках показано распределение скоростей в земной коре

10  
 20  
 30  
 40  
 50  
 $H, \text{км}$



Р и с. 14. Монтаж сейсмограмм просвечивания Ключевской группы вулканов

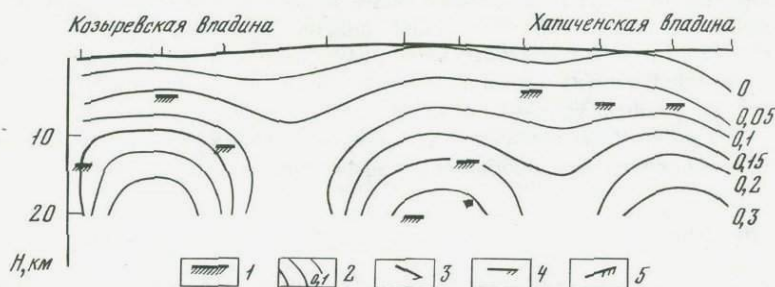
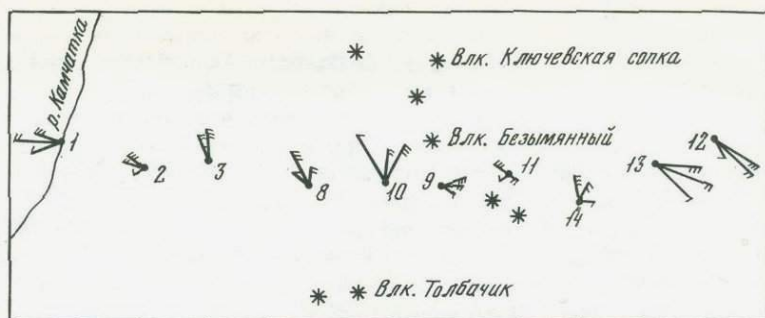


Рис. 13. Индукционные векторы и геоэлектрический разрез в районе вулкана Безымянный

1 — отметки кровли по данным МТЗ; 2 — токовые линии по данным МВП; 3, 4, 5 — направление индукционных векторов для разных частот

границы М под вулканическими поясами, выявленного только по гравиметрическим данным, по-видимому, не имеет особого смысла [Штейнберг, 1966; Павлов и др., 1977], а может лишь свидетельствовать об аномальности строения переходной зоны, которая в различных вулканических районах может иметь как разную мощность, так и различные состав и свойства.

По данным распределения в разрезе земной коры и верхней мантии зон повышенной электропроводности в районе вулканов Ключевской группы установлено, что такие зоны фиксируются наиболее уверенно на двух уровнях: на глубинах 10—20 км в земной коре и на глубинах 30—40 км в переходном от коры к мантии слое [Смирнов, 1976]. Слой повышенной проводимости на глубинах ~ 40 км был обнаружен и при работах по методу МТЗ на Западной Камчатке [Мороз, Поспеев, 1974]. По-видимому, этот слой повышенной проводимости имеет региональное распространение по всей Камчатке, а не присущ только вулканическим районам. Однако данных МТЗ на Камчатке еще слишком мало, чтобы можно было провести анализ особенностей геоэлектрического разреза областей современного вулканизма по отношению к другим регионам полуострова. К тому же по некоторым данным можно заключить, что выделенный на указанных глубинах слой повышенной проводимости характерен для всех тектонически активных районов [Сычев, 1979; и др.].

Анализ данных по Камчатке показывает, что в некоторых случаях этот проводящий слой по мере приближения к активным вулканам воздымается до глубин 20—25 км, а в наиболее стабильных областях либо вообще отсутствует, либо залегает на больших глубинах [Смирнов, 1976]. По крайней мере, можно уверенно констатировать, что в областях активного вулканизма в нижних частях земной коры и в верхней мантии существует слой повышенной проводимости, который имеет повсеместное распространение, а непосредственно под вулканами — повышенную мощность.

Верхний проводящий горизонт, расположенный в пределах земной коры на глубинах 10—20 км под вулканами Ключевской группы, имеет локальное распространение и, по-видимому, связан непосредственно с магматическими зонами питания вулкана Безымянный (рис. 13.). Эти локальные проводящие неоднородности будут рассмотрены более подробно при обсуждении вопросов местоположения магматических очагов вулканов разного состава (см. гл. V). Здесь же отметим, что присутствие под вулканами в земной коре и в верхней мантии аномальных проводящих неоднородностей, расположенных на разных уровнях, создает сложную геоэлектрическую модель среды. Она может быть изучена на современной стадии развития метода МТЗ только путем получения обобщенных эффективных параметров.

## Выводы

1. Земная кора и верхняя мантия под областями современного вулканизма обладают резко отличными от окружающей среды специфическими свойствами. В пределах земной коры они выражены значительным повышением упругих и плотностных параметров, а в верхней мантии — их понижением.

2. Важнейшей особенностью строения земной коры и верхней мантии областей активного вулканизма Камчатки является существование в нижних слоях коры и в верхней мантии мощного переходного от коры к мантии слоя, в котором наблюдается сложное распределение скоростей сейсмических волн, в том числе с инверсией скоростей, пониженное значение плотностей и повышенная электропроводность. Эти данные свидетельствуют о том, что в этом переходном от коры к мантии слое, по-видимому, происходит скопление выплавочного вещества верхней мантии и образование магматических очагов.

3. Геофизические данные об изменении параметров слоев земной коры под вулканическими областями свидетельствуют о том, что эти параметры резко изменяются по мере приближения к областям активного вулканизма. Отсюда можно заключить, что, по-видимому, решающую роль в преобразовании земной коры и верхней мантии островных дуг играют процессы вулканизма. В верхней части консолидированной коры с вулканизмом связано преобразование «гранитного» слоя вплоть до таких изменений геофизических параметров его, которые характерны для «базальтового» слоя.

В нижних частях земной коры длительный вулканизм, основным источником которого является верхняя мантия, приводит к образованию (на «границе» кора—мантия) переходного слоя, в котором и происходят, по-видимому, сложные процессы преобразования вещества коры и верхней мантии и формирования магматических очагов вулканов.

СЕЙСМИЧЕСКОЕ ПРОСВЕЧИВАНИЕ  
АКТИВНЫХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ

В предыдущих главах было показано, что в областях современного вулканизма модель среды обладает весьма сложными специфическими особенностями. Эти особенности строения земной коры и верхней мантии обуславливают необходимость выполнения комплекса геофизических исследований не только в самих вулканических областях, но и на прилегающих территориях с целью сопоставления данных и выявления принципиальных отличий строения. В областях активного вулканизма, в земной коре и верхней мантии бесспорно наличие расплавленных масс пород, которое предопределяет наблюдаемую вулканическую активность. При этом существование под вулканами таких неоднородностей, как магматические очаги и подводящие каналы, создает дополнительные аномальные изменения в физических свойствах пород, которые вызывают, в свою очередь, резкие изменения геофизических полей на вулканах. Таким образом, значительное усложнение модели среды под вулканами приводит к необходимости изучения геофизическими методами локальных эффектов полей вокруг вулканов. Однако для указанных моделей сред, которыми могут быть аппроксимированы среды под вулканами, интерпретация материалов геофизических исследований в достаточной степени не разработана.

Задача изучения глубинного строения областей современного вулканизма распадается на две задачи, которые взаимосвязаны и дополняют одна другую. Во-первых, это задача изучения общего строения земной коры и верхней мантии и выявления особенностей их строения под вулканами. Такая задача решается постановкой комплекса геофизических исследований, основным звеном которых являются профили глубинного сейсмического зондирования. Результаты этих исследований для различных вулканических поясов Камчатки изложены в предыдущей главе. Во-вторых, это задача, связанная с выявлением и изучением локальных аномальных эффектов геофизических полей, обусловленных строением отдельных вулканических аппаратов и наличием под вулканами магматических очагов и различного рода магматических внедрений (силлы, подводящие каналы и др.). Как показано в гл. II, при наличии в земной коре и верхней мантии под вулканами магматических расплавов наиболее сильно меняются упругие и диссипативные параметры среды, электропроводность и в меньшей степени плотностные свойства пород. Вместе с тем также отмечено, что выявление глубинных неоднородностей под вулканами, обусловленных влиянием магматических очагов и областей питания вулканов, связано с определенными трудностями, о которых говорилось выше, и в ряде случаев даже комплексное рассмотрение геофизических данных не приводит к однозначному решению. В особенности такие трудности возникают при интерпретации локальных неоднородностей геофизических полей, пространственно не связанных с действующими вулканами. В областях действующих вулканов интерпретация геофизических данных облегчается тем, что наблюдаемая эруптивная деятельность прямо указывает на возможность существования в недрах вулкана расплавленных масс.

Таким образом, можно констатировать, что для обнаружения и изучения магматических очагов активных вулканов наиболее перспективными методами являются сейсмические методы исследований, методы электромагнитных зондирований и гравиметрии. При этом в сейсмическом исследовании вулканов важнейшую роль играет изучение динамических особенностей сейсмических волн, прошедших под вулканами на различных уровнях земной коры. Кинематические параметры таких волн также могут быть использованы в отдельных случаях, но чаще всего они привлекаются для уточнения общей модели среды под вулканом (положение границ раздела, зоны нарушений и т. д.). Использование кинематических параметров сейсмических волн, зарегистрированных в зоне тени вулканов, весьма затруднительно в связи с сильным поглощением волнового поля при прохождении через зону магматического питания вулканов. Наиболее рациональным способом изучения строения вулканов сейсмическими методами (см. гл. II) является выполнение детальных наблюдений на параметрических профилях вблизи вулканов с целью изучения волновой картины и получения опорной сейсмической модели среды с последующим просвечиванием непосредственно всей вулканической группы или отдельных вулканических аппаратов. При этом на основании параметрических наблюдений должна быть реализована такая система просвечивания вулканов, которая, с одной стороны, позволяла бы следить волны от большинства границ раздела в земной коре и верхней мантии, а с другой — могла бы обнаруживать аномальные неоднородности, расположенные не только на границах раздела, но и между ними.

Однако невозможность по техническим причинам осуществления подобной идеализированной системы наблюдений на вулканах зачастую приводит к неоднозначным выводам относительно природы аномальных объектов.

Ниже приведены результаты сейсмического изучения магматических очагов в земной коре и верхней мантии под активными вулканами Камчатки, выполненного под руководством и при непосредственном участии автора, по методике просвечивания вулканов сейсмическими волнами от взрывов.

Такие исследования проведены на действующих вулканах различного состава, находящихся как в стадии извержения (вулканы Ключевской группы, вулкан Безымянный, Большое трещинное Толбачинское извержение), так и в стадии покоя (вулканы Авачинско-Корякской группы).

### **Сейсмическое просвечивание вулканов Ключевской группы**

Основой для постановки работ по методу глубинного сейсмического зондирования с применением систем просвечивания вулканов Ключевской группы явились работы автора по физическому моделированию процессов распространения сейсмических волн в средах, включающих магматические очаги.

По результатам этих работ, а также на основе опыта сейсмических работ КМПВ на Авачинском вулкане [Балеста, 1970] была предложена методика сейсмического просвечивания вулканов (см. гл. II), которая преду-

смачивает использование динамических параметров дифрагированных волн, зарегистрированных в зоне тени магматических очагов [Аверко, Балеста, 1970; Балеста, 1971; и др.].

Постановка наблюдений ГСЗ в районе Ключевой группы вулканов была сопряжена с рядом трудностей, обусловленных спецификой самого объекта исследований. Своеобразная структурно-тектоническая обстановка, наличие расплавленных масс пород в земной коре и верхней мантии и др. вызывают аномалии в распространении сейсмических волн, количественная оценка которых оказалась бы невозможной без сравнения наблюдаемого волнового поля с полем, зарегистрированным в нормальных условиях. В связи с этим наряду с площадными исследованиями ГСЗ непосредственно в пределах вулканической группы был выполнен параметрический профиль I—I в зоне, расположенной в Центрально-Камчатской депрессии в 30—40 км к западу от вулканов (см. рис. 5). Описание сейсмической модели по этому профилю подробно изложено в предыдущей главе. Сейсмические исследования в районе непосредственно вулканической группы были направлены на получение характеристик волнового поля по всей ее площади с тем, чтобы построить трехмерную сейсмическую модель этой группы. С этой целью были проведены наблюдения на продольном и непродольном профилях, связанных общими пунктами взрыва с параметрическим профилем (см. рис. 6).

Продольный профиль пересекал вулканическую группу на широте перевала Плотина непосредственно к югу от действующего вулкана Безымянный и наблюдался из трех пунктов взрыва, отстоящих друг от друга на 25, 75 и 95 км (см. рис. 5). Сейсмическая модель среды по этому профилю изложена в гл. III. Эта модель явилась основой для выполнения работ по методике просвечивания, а также позволила установить ее отличия от модели по параметрическому профилю. Качественный анализ наблюдаемого здесь волнового поля показывает, что оно не может быть объяснено моделью земной коры, построенной по параметрическому профилю. Обращает на себя внимание аномальное затухание сейсмических волн, прошедших через среду под вулканами.

Рис. 14 (см. вкл.) иллюстрирует сейсмограммы, зарегистрированные на этом профиле, в сравнении с сейсмограммами, полученными на параметрическом профиле (условия возбуждения на пунктах взрыва практически идентичны, а параметры регистрирующей и воспроизводящей аппаратуры приведены к единому уровню).

Интересные особенности волны  $P_{1\text{отр}}^k$  наблюдаются на удалении 50—70 км от пункта взрыва Студеная (рис. 15). При тех же расстояниях на параметрическом профиле отмечена смена волн, вызванная выходом в первые вступления группы волн ( $P_{1\text{отр}}^k$ ) и уходом во вторые вступления волны ( $P_0^k$ ). Кажущиеся скорости их равны соответственно 7,5 и 6,5 км/с. На профиле II—II наблюдается смена этих же волн, но уже на расстояниях 50—52 км, а начиная с 55 км кажущаяся скорость волны ( $P_{1\text{отр}}^k$ ) быстро уменьшается от 7,0 до 5,0 км/с. Такое же поведение отмечено и для волны  $P_{0\text{отр}}^k$  в последующих вступлениях на расстоянии 58—60 км. Обе эти волны быстро затухают уже к 70-му километру от пункта взрыва Студеная, в то время как на параметрическом профиле наблюдаются их максимальные амплитуды. Анализ волновых полей для встречных пунктов взрыва приводит

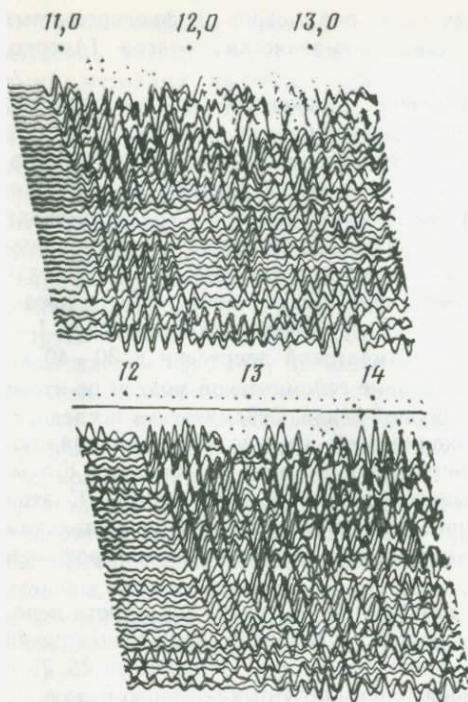


Рис. 15. Сейсмограмма, иллюстрирующая изменение волнового поля в зоне вулкана Безымянный

к выводу, что в распространении сейсмических волн здесь тоже имеют место аномалии. Во-первых, установлена очень слабая интенсивность всех групп волн по сравнению с параметрическим профилем, а также отмеченное ранее отсутствие рефрагированных волн в коре; во-вторых, из-за резкого затухания волны  $P_{1\text{отр}}^K$  из пункта взрыва Крахча начинает следовать в первых вступлениях волна  $P_{0\text{отр}}^M$ , а из пункта взрыва Халица волна  $P_{1\text{отр}}^K$  вообще не прослеживается; в-третьих, отмечается аномальная кривизна годографов волн  $P_{0\text{отр}}^M$  и  $P_{1\text{отр}}^M$  для встречных пунктов взрыва на расстояниях 75—85 км в сторону увеличения времен.

Все отмеченные особенности сейсмических волн, прошедших через глубинные слои под вулканом Безымянный, могут быть объяснены различными причинами; основные из них следующие: 1) резкое изменение конфигурации границ раздела (типа флексуры); 2) наличие в земной коре аномальной неоднородности с пониженными вязко-упругими параметрами.

Рассмотрим в отдельности каждую из возможных причин.

Первое предположение неприемлемо с кинематических позиций. Просчет серии прямых задач от заданных различных положений флексурных перегибов на границах в коре и мантии не дал удовлетворительного совпадения теоретических и наблюдаемых годографов. Особенно большое расхождение наблюдается для нагоняющей системы и потому в дальнейшей интерпретации эта причина исключена.

При наличии локальной неоднородности под вулканом Безымянный, отождествляемой с периферическим магматическим очагом, по-видимому, нельзя рассматривать только проходящие через очаг сейсмические волны. Существенную роль здесь будут играть явления дифракции, т. е. огибания сейсмической волной низкоскоростного включения по более высокоскоростной среде. При этом, очевидно, проходящие волны также могут существовать, но они придут сильно ослабленными и значительно позже дифрагированных. Как показано нами ранее (см. гл. II), физическую модель магматического очага можно представить в виде однофазной, сильно поглощающей низкоскоростной среды. С целью учета этой среды на времена распространения

наблюденных волн сейсмический разрез, построенный предварительно интегральными методами, просчитывался на ЭВМ по программе для двумерных неоднородно-слоистых сред [Белоносова и др., 1967]. Зона пониженных скоростей задавалась в виде прямоугольника на соответствующем уровне разреза (рис. 16). Скорости в зоне менялись от 3,5 до 6,0 км/с. Подбор параметров по разрезу осуществлялся общепринятыми способами [Павленкова и др., 1972]. Совпадение теоретических и экспериментальных годографов достигнуто только для встречных полей из пунктов взрыва Крапча и Хапица при средней скорости в зоне аномалии, равной 5,3 км/с. Для годографов из пункта взрыва Студеная отмечено расхождение во временах прихода волн на 0,7—1,0 сек, причем наблюдаемый годограф имеет значительно меньшие скорости как для волны  $P_{1\text{отр}}^K$ , так и  $P_{0\text{отр}}^M$ . Такое несовпадение указывает, что волны, регистрируемые из этого пункта взрыва, имеют другую природу, нежели из пунктов взрыва Крапча и Хапица; последние, как показано, могут быть отнесены к проходящим волнам.

Данные исследований по ультразвуковому моделированию магматических очагов вулканов [Аверко, Балеста, 1970; Балеста и др., 1979; и др.], а также экспериментальные сейсмические данные по изучению периферического очага Авачинского вулкана [Балеста, 1970] свидетельствуют о том, что наблюдаемые волны из пункта взрыва Студеная должны рассматриваться как отраженно-дифрагированные на неоднородности с пониженными вязкоупругими параметрами. Из этих же работ следует, что волны, регистрируемые за «очагом», при соотношении скоростей в окружающей среде и аномалии  $\frac{V_0}{V_1} \geq \frac{\pi}{2}$  относятся к дифрагированным (огibaющим). Характерно, что форма годографа дифрагированной волны не зависит от упругих параметров и может изменяться только от геометрических размеров аномалии. По запаздыванию прихода отраженнодифрагированной волны по сравнению с «нормально» отраженной можно вычислить радиус «очага» по формуле

$$r = \sqrt{\frac{2V_0\Delta t}{\frac{1}{R} + \frac{1}{R_0}}}$$

где  $V_0$  — скорость вмещающей среды;  $\Delta t$  — разность времен прихода отраженной и отраженнодифрагированной волны;  $R$  и  $R_0$  — расстояния между центром аномальной зоны и пунктами взрыва и приема соответственно.

Следует отметить, что в процессе моделирования вулканических очагов был рассмотрен случай дифракции (огibaния) преломленных волн, формирование которых происходило в плоскости границы раздела, секущей под углом неоднородность. В этом же случае следует понимать образование дифрагированных волн из «нормально» отраженных и претерпевших дифракцию на неоднородности с пониженными вязкоупругими параметрами, т. е. задача решается в плоскости падающего и отраженного луча. Механизм образования огibaющей волны остается прежним.

Таким образом, в формировании волновой картины на профиле, пересекающем вулкан Безымянный (см. профиль II—II на рис. 5), принимают участие как отраженные волны, прошедшие через зону с пониженными

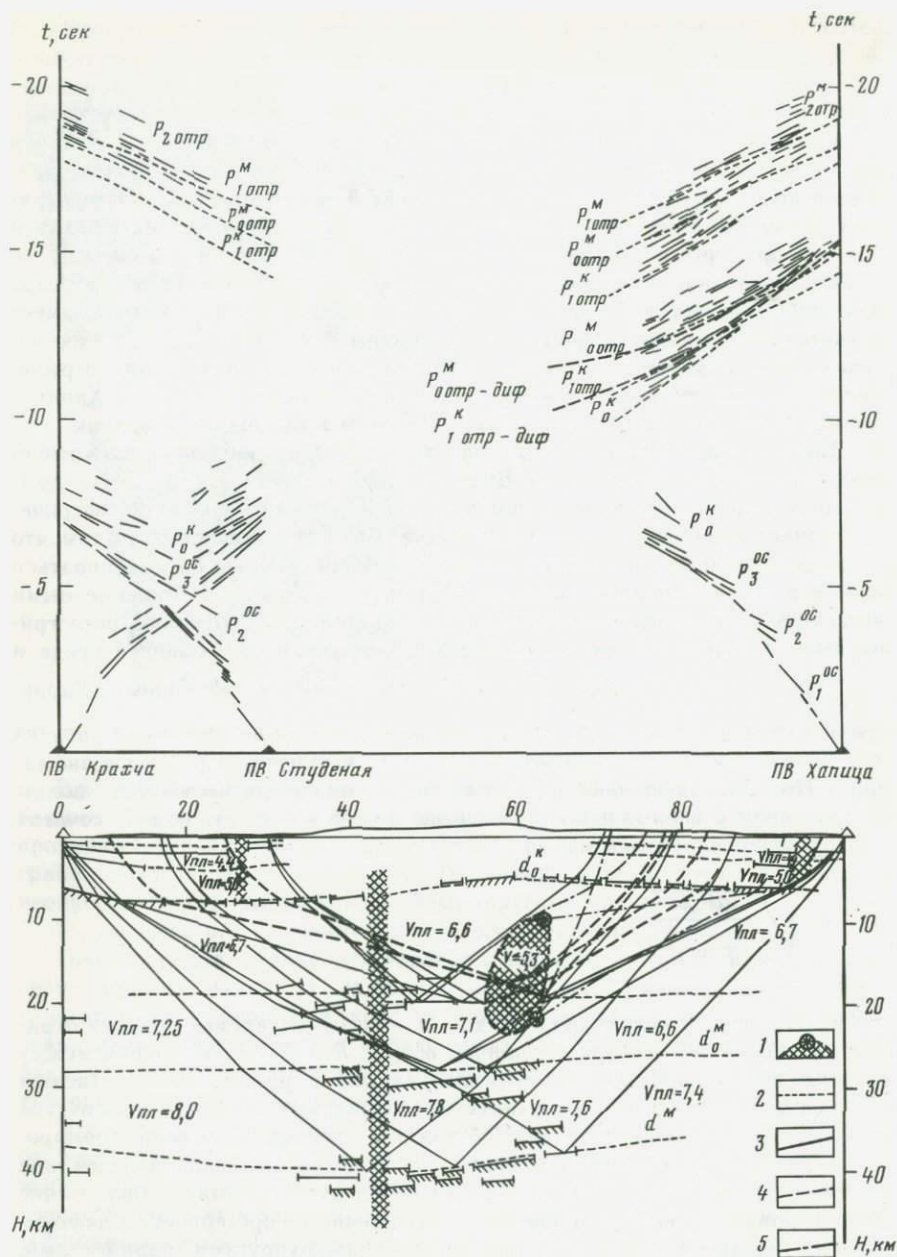


Рис. 16. Годографы волн и схема лучевых построений по профилю II через вулкан Безымянный

1 — сейсмическая неоднородность под вулканом Безымянный; 2 — интерполяция сейсмических границ; 3 — лучи отраженных волн; 4 — лучи проходящих волн; 5 — лучи дифрагированных волн

скоростями, так и отраженно-дифрагированные, сформировавшиеся на этой неоднородности. При этом на небольшом удалении пунктов взрыва и приема от центра неоднородности регистрируются, по-видимому, отраженно-дифрагированные волны, а при больших — проходящие.

Расчеты радиуса аномальной зоны по запаздыванию огибающих ее волн ( $\Delta t = 0,7-1$  сек) дают значения 7—10 км. При рассмотрении варианта проходящих волн радиус зоны становится равным 15 км, а скорость увеличивается от 4,5 до 5,3 км/с, что, по-видимому, свидетельствует о наличии переходной зоны.

Для определения местоположения аномальной неоднородности была решена серия прямых задач по формулам для отраженно-дифрагированных волн, для которых вводился дополнительный путь за счет «огибания» неоднородности. Время по дифрагированному лучу вычислялось по формуле [Аверко, Балеста, 1970]:

$$t(x) = \frac{r}{V_0} \left[ \sqrt{\left(\frac{x_0}{r}\right)^2 - 1} + \sqrt{\left(\frac{x}{r}\right)^2 - 1} + \pi \left( \arccos \frac{r}{x_0} + \arccos \frac{r}{x} \right) \right],$$

где  $X_0$  — расстояние от центра аномальной зоны до точки отражения;  $X$  — расстояние от центра аномальной зоны до точки приема.

Таким образом, под вулканом Безымянным на глубине от 10 до 20 км расположена аномальная зона с пониженными вязко-упругими параметрами, которая выявляется по наблюдаемым временам запаздывания сейсмических волн расчетами прямых задач и не противоречит исследованиям на моделях.

Для просвечивания всей вулканической группы был выполнен непродольный профиль, который обрабатывался из одного пункта взрыва (Хапица). Расстояние «взрыв—прием» было выбрано с таким расчетом, чтобы за счет сейсмического сноса получить информацию о строении земной коры непосредственно под вулканами. Кроме того, это расстояние обеспечило прослеживание волн, отраженных от границы М в ее критической области (там, где установлена ее максимальная интенсивность).

На протяжении всего эксперимента тщательно контролировались все параметры регистрирующей аппаратуры. На пункте взрыва Хапица была установлена специальная станция для учета энергии и стабильности взрывов. Известны были и сейсмогеологические условия в местах стоянок сейсмических станций (линии наблюдений совпадали с параметрическим профилем). Таким образом, исключались все возможные причины, которые могли бы исказить характеристики глубинных волн, прошедших под вулканами. Это дало возможность интерпретировать наблюдаемые изменения волнового поля за счет влияния исследуемой среды непосредственно под вулканами.

На рис. 14 представлен первичный экспериментальный материал по непродольному профилю. По различному наклону осей синфазности, кинематическим и динамическим показателям волн, зарегистрированных на определенных удалениях, можно достаточно уверенно выделить три группы волн, которые являются отраженными от границ в переходной зоне от коры к мантии. Сравним их динамические и кинематические характеристики с таковыми для волн, зарегистрированных на продольном и параметрическом профилях при аналогичных условиях приема и возбуждения. Непродольные годографы волн  $P_0^M$  и  $P_1^M$  и их динамические характеристики

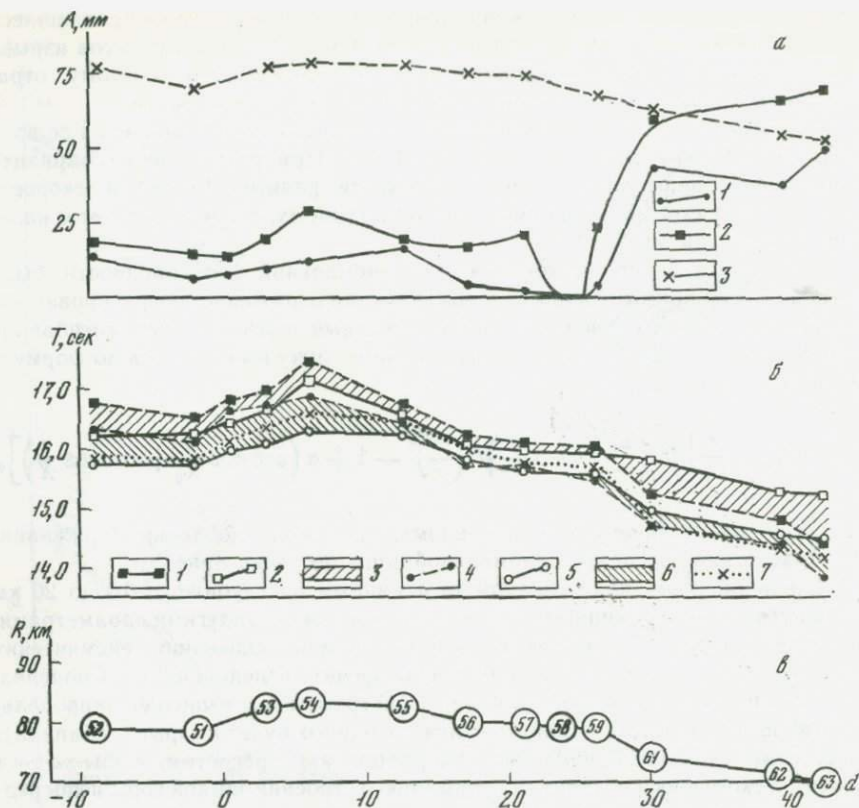


Рис. 17. Амплитудные графики затухания волн (а) и времена вступлений (б) при просвечивании вулканов Ключевской группы; в — номера сейсмограмм по профилю наблюдений (см. рис. 14)

1 — времена вступлений и амплитудный график волны  $P_{0 \text{ отр}}^M$ ; 2 — теоретически рассчитанные времена вступлений той же волны; 3 — отклонения времен запаздывания волны  $P_{0 \text{ отр}}^M$ ; 4 — времена вступлений и амплитудный график волны  $P_{1 \text{ отр}}^K$  (первые вступления); 5 — теоретические времена вступлений той же волны; 6 — отклонения времен запаздывания волны  $P_{1 \text{ отр}}^K$ ; 7 — теоретически рассчитанный амплитудный график затухания волн

построены на плоскости ( $t, \alpha$ , рис. 17), где  $\alpha$  — угол между продольным профилем П—П и направлением на соответствующий пункт приема. При анализе волнового поля предпочтение, по-видимому, надо отдать динамическим характеристикам, так как в данном конкретном случае они являются единственным критерием, характеризующим условия прохождения сейсмических волн под вулканами. Изменение времен прихода волн может быть отнесено за счет изменения мощности земной коры, скоростей и т. д.

На рис. 17 уверенно выделяются две зоны, резко отличные одна от другой динамическими особенностями. Первая до углов  $\alpha = 25^\circ$  характеризуется

пониженными значениями амплитуд и большими временами пробега, чем на параметрическом профиле. Для этого сектора «просвечивания» принята за основу сейсмическая модель продольного профиля II—II (см. рис. 10), на котором установлена зона пониженных скоростей непосредственно под вулканом Безымянный. Положение ее в пространстве можно определить по затуханию амплитуд волн  $P_0^M$  и  $P_1^M$ , которые при  $\alpha = 21—23^\circ$  исчезают совершенно. Естественно предположить, что здесь аномальная зона пересекает все границы.

При анализе амплитудных графиков и коэффициентов затухания для углов  $\alpha > 25^\circ$  выясняется, что в этом секторе просвечивания (севернее Ключевского вулкана) наблюдаемое волновое поле совпадает с таковым на параметрическом профиле. Для этого района установлено распределение скоростей, аналогичное их распределению на параметрическом профиле в Центральной Камчатской депрессии.

Выявленные отличия моделей сред в разных азимутах просвечивания явились основой для решения двумерных прямых задач по условным линиям, которые пересекают Ключевскую группу вулканов в различных направлениях (см. рис. 6). В результате их решения выяснилось, что аномальная зона с пониженными скоростями, выделяемая под вулканом Безымянный на глубине 10—20 км, с некоторыми изменениями сейсмических параметров продолжается с погружением под вулканами Камень и Ключевской и уходит в верхнюю мантию, где соединяется с еще более интенсивной по затуханию сейсмических волн аномальной зоной непосредственно под Ключевским вулканом. Эта зона обуславливает почти полное экранирование волн  $P_{отр}^M$  и  $P_{отр}^M$  в районе отмеченного сектора ( $\alpha = 21—23^\circ$ ), создавая «сейсмическую тень». Такая модель среды наиболее полно удовлетворяет наблюдаемому волновому полю, зарегистрированному на непродольном профиле при «просвечивании» вулканов Ключевской группы.

Таким образом, непосредственно под Ключевским вулканом, на глубинах 20—50 км, сейсмические границы раздела вообще не фиксируются вследствие очень сильного поглощения сейсмических волн. Наличие зоны «сейсмической тени» свидетельствует о существовании под этим вулканом вертикально вытянутой аномальной области, захватывающей нижнюю часть коры, переходный слой от коры к мантии и, по-видимому, верхнюю часть мантии. По всей вероятности, нижнюю границу этой аномальной области ограничить по имеющимся данным не представляется возможным. Размеры этой зоны составляют в поперечнике около 2 км. Нам представляется, что эти размеры могут быть минимальными, соответствующими зоне максимального поглощения сейсмических волн. К сожалению, верхняя часть этой аномальной зоны, расположенная в пределах земной коры, также не может быть прослежена по сейсмическим данным. Природа выявленной аномальной зоны, зафиксированной непосредственно под наиболее активным действующим вулканом группы, по-видимому, не вызывает сомнений и определяется наличием под этим вулканом питающих магматических масс, которые создают аномальную сейсмическую картину. О возможности существования мантийных питающих очагов под Ключевским вулканом на глубинах 50—70 км свидетельствуют и сейсмологические данные (см. гл. I). Вероятно, установленная вертикальная столбообразная аномальная зона, прослеженная в интервале глубин 20—50 км и создающая на этих глубинах

«сейсмическую тень» в прохождении сейсмических волн, может интерпретироваться как «магмовод», связывающий глубинный магматический источник с дневной поверхностью либо с периферическим магматическим очагом, расположенным в земной коре на небольшой глубине (первые километры). Нельзя не обратить внимания на то, что в непосредственной близости от этого магматического канала расположены самые крупные вулканы Ключевской группы (сопки Плоские, Ключевской, Камень), на объем которых приходится около двух третей развитых здесь вулканитов, в подавляющем своем большинстве — основных лав и туфов, по своему составу отвечающих слабодифференцированному первичному магматическому расплаву [Пийп, 1956]. По-видимому, установленный «магмовод» являлся транзитной зоной для мантийного магматического материала в течение всего периода деятельности окружающих вулканов.

Сейсмические исследования, выполненные в районе вулканов Ключевской группы, не дали точного и полного ответа на вопрос о глубине расположения первичных магматических очагов (источников питания) этих вулканов. Совершенно очевидно лишь то, что их очаги расположены в мантии и соединены с вышерасположенным периферическим очагом или с кратером вулкана посредством довольно узкого «магмовода». Можно предполагать также, что выявленные специфические особенности зоны, переходной от коры к мантии, данные сейсмологии о зонах затухания сейсмических волн и другие геофизические наблюдения указывают скорее всего на то, что основные питающие очаги приурочены к переходному от коры к мантии слою, располагающемуся в районе вулканов Ключевской группы на глубинах от 30 до 60 км. Такое предположение подкрепляется, кроме того, геофизическими данными, полученными в районе Большого трещинного Толбачинского извержения (который входит в состав Ключевской группы вулканов), а также результатами теоретических расчетов [Федотов, Горницкий, 1980]. Результаты их изучения будут рассмотрены ниже.

Предположение о размещении первичных магматических очагов под вулканами в переходной зоне от коры к мантии не означает, что здесь же находятся и области первичного зарождения магм. Речь может идти о местах скопления магматических расплавов, когда происходит образование больших магматических очагов. Вертикально вытянутые столбообразные зоны, фиксируемые по сейсмологическим данным под активными вулканами в верхней мантии с глубин 80—100 км и более [Федотов, 1976, 1978, 1979; и др.], в этом случае, по-видимому, могут рассматриваться как транзитные зоны движения вылавок вещества верхней мантии либо как зоны распространения «мантийных струй» [в понимании В. В. Веллинского, 1970].

Другим важнейшим результатом рассмотренных сейсмических исследований является установление под вулканом Безымянный вязко-упругой неоднородности, которая по всем сейсмическим и геолого-петрографическим признакам может быть отождествлена с периферическим магматическим очагом вулкана. Подтверждением этому служит не только низкая скорость, которая характеризует эту неоднородность, но и зафиксированная под вулканом в пределах глубин 10—20 км область повышенного поглощения сейсмических волн. Судя по наблюдаемой волновой картине при просвечивании вулканов всей Ключевской группы эта область в нижней части земной коры может соединяться с упомянутым выше «магмоводом» под Ключевским

вулканом. Однако возможно, что зоной повышенного затухания сейсмических волн фиксируется глубинный разлом, который контролирует расположение вулканов этой группы. Характер эруптивной деятельности вулкана Безымянный, наблюдаемый в настоящее время, не противоречит выводам о существовании под ним, в пределах земной коры, на глубинах 10—20 км периферического магматического очага.

### **Сейсмические данные о магматических очагах района Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.**

В 1975—1976 гг. на Камчатке в региональной зоне шлаковых конусов, относящейся к рифтовой зоне вулкана Плоский Толбачик (ареальная зона вулканизма Толбачинского дола), происходило грандиозное извержение, названное Большим трещинным Толбачинским извержением [Федотов и др., 1975, 1976, 1978, и др.]. Характерной особенностью этого извержения явилась резкая смена состава базальтовых магм, происшедшая в процессе извержения за короткий промежуток времени. При изучении глубинного строения этого района впервые представилась возможность получить геофизические данные о свойствах различных геофизических полей непосредственно на действующем вулкане, когда на поверхности Земли во время проведения работ наблюдалась мощная эксплозивно-эффузивная деятельность. В результате этого извержения образовалось три больших конуса в районе Северного Прорыва (в 18 км от кратера вулкана Плоский Толбачик) и один конус в районе Южного Прорыва (в 10 км от Северного Прорыва). Выполнение геофизических работ на вулканах, находящихся в стадии извержения, сопряжено с большими трудностями методического и технического характера, обусловленными активностью района извержения, выпадением различного рода агрессивных осадков, повышенным сейсмическим фоном в виде вулканического дрожания и слабых микроземлетрясений. С другой стороны, вулканы, находящиеся в стадии извержения, являются исключительно благоприятными объектами для получения геофизической информации о внутреннем строении и местоположении его очаговых зон. Геофизические исследования методами КМПВ и ГСЗ, гравиметрии и электромагнитных зондирований выполнялись как в период активного извержения (1975—1976 гг.), так и после его окончания (1977 г.) [Балеста и др., 1977, 1979 Смирнов, 1968]. Это извержение дало богатый материал для понимания многих вопросов геодинамики вулканических процессов, механизма внедрения базальтовых магм, местоположения питающих магматических очагов и магматических внедрений различного типа.

Во время извержения и после его окончания в этом районе был выполнен большой объем геологических, сейсмологических, геодезических и других исследований. Результаты этих работ, а также данные теоретических исследований позволили С. А. Федотову [Федотов, 1976] сформулировать основные представления о механизме внедрения магмы при Толбачинском извержении. По этим представлениям внедрение магмы началось с глубин 20—30 км из области переходного от коры к мантии слоя, где сосредоточены промежуточные магматические очаги базальтовых магм — основной источник извержения. Комплекс сейсмических исследова-

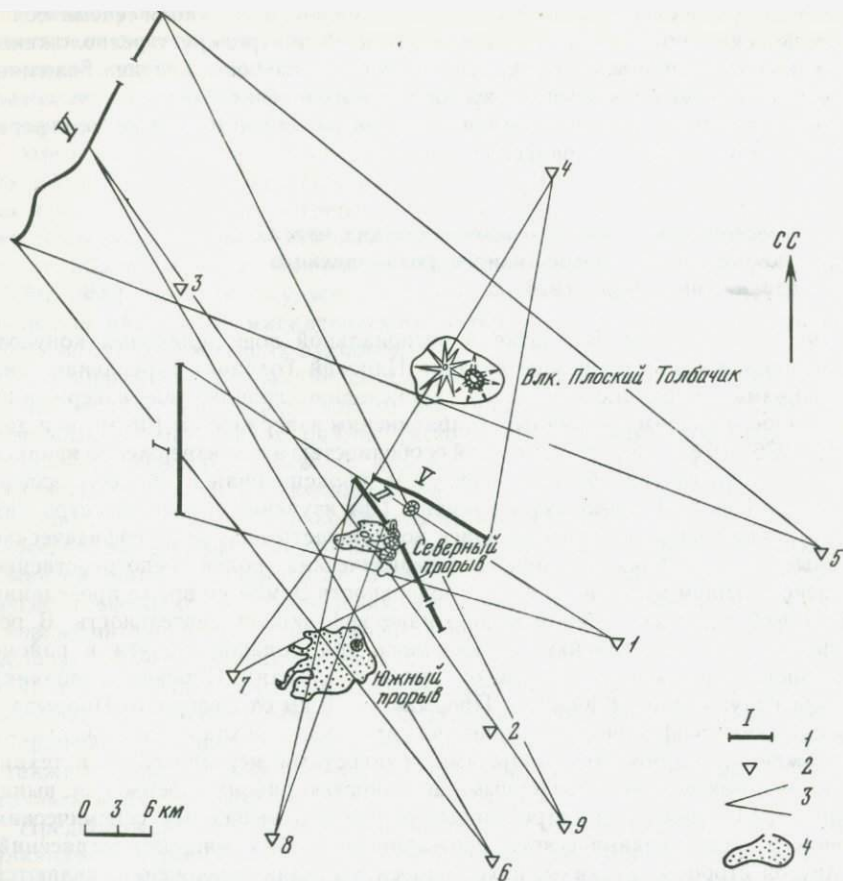


Рис. 18. Схема сейсмических наблюдений в районе Новых Толбачинских вулканов

1 — профили наблюдений и их номера; 2 — пункты взрыва; 3 — секторы просвечивания вулканов; 4 — лавовые поля

ний, выполненных в этом районе, в основном подтвердил эти положения и дал прямые геофизические доказательства как существования аномального слоя под районом извержения, так и положения его магматических очагов.

Прежде всего рассмотрим результаты комплекса сейсмических исследований с целью выявления питающих магматических очагов вулканов. Для изучения очаговых зон использовались методы глубинного сейсмического зондирования и преломленных волн. Широко применялась методика просвечивания вулканов с помощью сейсмических волн, преломленных и отраженных от различных по глубине горизонтов земной коры. На рис. 18 показано расположение новообразованных вулканов, пунктов взрыва и сейсмических профилей наблюдений. Шаг наблюдений на всех профилях составлял 100 м.

Сначала на сейсмических профилях были получены системы встречных и нагоняющих годографов волн, которые позволили охарактеризовать строение района в местах приема упругих колебаний. После этого на каждом профиле были получены системы непродольных наблюдений по методике просвечивания из пунктов взрыва, которые располагались с противоположных сторон новообразованных вулканов. Таким способом производилось просвечивание земной коры под конусами Северного и Южного Прорывов, а также под вулканом Плоский Толбачик, в рифтовой зоне которого расположены новые вулканы. Так, для просвечивания района Северного Прорыва использовались сейсмические наблюдения на I, II, III, V, VI профилях из пунктов взрыва 1, 7, 8, 2, 5 и 9 соответственно. Район Южного Прорыва изучался с помощью наблюдений на IV и VI профилях из пунктов взрыва 9 и 6. Сведения о расположении магматических неоднородностей под вулканом Плоский Толбачик получены при наблюдениях на сейсмических профилях V и VI из пунктов взрыва 4 и 5. На рис. 18 показаны соответствующие секторы просвечивания. Расстояния от пунктов взрыва до профилей наблюдений выбирались с таким расчетом, чтобы регистрировать в первых вступлениях преломленные волны от различных границ раздела в верхней части земной коры и отраженные волны — от границ в нижних слоях земной коры и в переходном от коры к мантии слое. Для преломленных волн этот интервал расстояний составил 15—40 км, для отраженных волн — 70—80 км. Как показано исследованиями ГСЗ в районе Ключевской группы вулканов, куда входит и район Толбачинского извержения, а также настоящими исследованиями при продольном профилировании [Утнасин и др., 1974; Балеста и др., 1977], основными границами раздела земной коры являются: 1) сейсмическая граница с  $V_r = 4,0—4,4$  км/с, относимая к кровле неогеновых отложений; 2) граница с  $V_r = 4,8—5,2$  км/с, относимая к кровле дислоцированных отложений мел—палеогенового возраста; 3) поверхность кристаллического основания с  $V_r = 6,0—6,2$  км/с; 4) раздел *K* на глубине 15—20 км; 5) границы раздела, соответствующие переходному от коры к мантии слою на глубинах от 30 до 40—50 км. Первые три границы раздела являются хорошими преломляющими горизонтами. Нижние горизонты, характеризующие строение собственно земной коры, являются отражающими границами. Эпизодически в районе Ключевской группы вулканов получены преломленные волны от верхней части переходного от коры к мантии слоя. Таким образом, при применении методики просвечивания для выявления глубинных неоднородностей, связываемых с магматическими зонами питания новообразованных вулканов, использовались преломленные волны для изучения верхней части разреза (до границы кристаллического фундамента включительно) и отраженные волны — для просвечивания нижних частей земной коры и переходного от коры к мантии слоя.

Рассмотрим последовательно результаты просвечивания Новых Толбачинских вулканов и вулкана Плоский Толбачик по названным границам раздела земной коры. При этом следует подчеркнуть, что просвечивание Северного Прорыва проводилось с использованием систем наблюдений, обеспечивающих прослеживание преломленных волн от границ верхнемелового и кристаллического фундаментов и околокритических отраженных волн от границ переходного от коры к мантии слоя. Просвечивание района Южного

Прорыва и вулкана Плоский Толбачик по техническим возможностям выполнялось только с использованием преломленных волн от кристаллического фундамента и отраженных волн в нижних частях земной коры. Отсюда следует, что полученные результаты просвечивания относятся к глубинам расположения названных границ раздела.

Сейсмические исследования с использованием отраженных волн были применены для просвечивания всей новообразованной группы вулканов и вулкана Плоский Толбачик по глубоким границам раздела земной коры (глубже кровли кристаллического фундамента), в том числе по границам переходного от коры к мантии слоя. При этих работах предполагалось, что волновая картина достаточно хорошо изучена на основании исследований по методу ГСЗ, выполненных в районе вулканов Ключевской группы [Утнасин и др., 1974; Балеста и др., 1977]. Кроме того, были проведены исследования по просвечиванию района Южного Прорыва и вулкана Плоский Толбачик по границе кристаллического фундамента. Для этих целей использовались профили наблюдений V и VI, которые обрабатывались как непродольные из пунктов взрыва 4 и 5 соответственно. Для выяснения условий установки сейсмоприемников эти профили были обработаны так же, как продольные. Профиль V длиной 12 км располагался в 4 км севернее Второго конуса. Он пересекал ареальную зону вулканизма в ее сводовой части с запада на восток и обрабатывался как непродольный из пунктов взрыва 4 и 7. При этом из пункта взрыва 4 получена картина прохождения сейсмических волн под вулканом Плоский Толбачик, а из пункта взрыва 7 — под районом Северного Прорыва (в дополнение к материалам профиля II из того же пункта взрыва).

Основной объем сейсмических исследований в варианте продольного профилирования выполнен на профиле II, пересекающем ареальную зону вулканизма вкрест ее простираения в районе Второго конуса Северного Прорыва (рис. 18). На этом профиле получена система встречных и нагоняющих годографов волн из восьми пунктов взрыва, расположенных по профилю на удалениях от 2 до 25 км один от другого. Максимальное удаление взрыв—прием на этом профиле составило 38 км, что позволило достаточно уверенно выделить волны от самых верхних границ раздела до границы кристаллического основания включительно. Этот же профиль, как указывалось, обработан по методике просвечивания из двух пунктов взрыва (7 и 8 на рис. 18), которые были выбраны с таким расчетом, чтобы получить картину прохождения сейсмических волн под районом Северного и Южного Прорывов. При этом удаления пункт взрыва—пункт приема обеспечивали регистрацию преломленных волн от границ мелового и кристаллического фундамента (расстояния от 19 до 32 км от пунктов взрыва).

Профиль VI длиной 24 км находился в 42 км от кратера вулкана Плоский Толбачик и являлся основным профилем, на котором выполнялось просвечивание новообразованной группы вулканов и вулкана Плоский Толбачик по глубинным границам раздела. Просвечивание вулкана Плоский Толбачик выполнялось из непродольного пункта взрыва 5 (удаление 76 км). Под районом Северной группы конусов волны распространялись из пункта взрыва 9, расположенного на удалении 74—81 км от профиля наблюдений, а под районом Южного Прорыва из пункта взрыва 6 (удаление 70—73 км). Таким образом, при просвечивании вулканов с помощью наблюдений

на профиле VI из удаленных пунктов взрыва обеспечивались оптимальные расстояния, на которых должны регистрироваться интенсивные околокритически и закритически отраженные волны от границ раздела в переходном от коры к мантии слое.

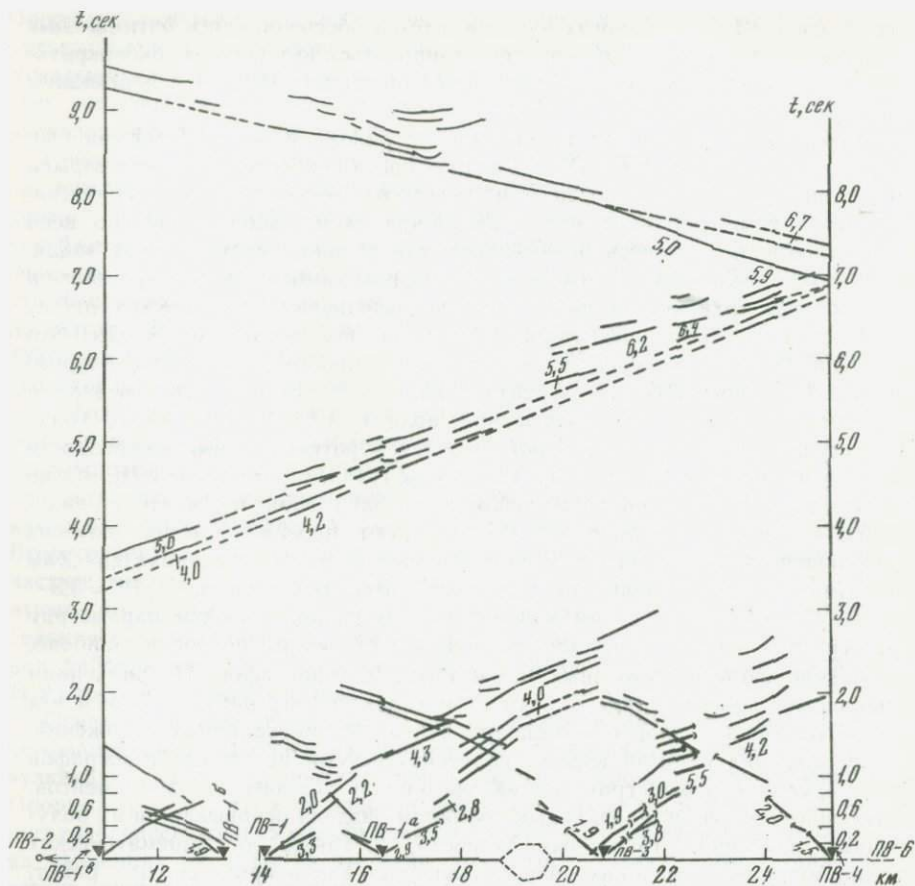
Кроме этих работ, для просвечивания района Южного Прорыва был отработан также профиль IV небольшой протяженности из пункта взрыва 9 с удалением 42 км от него и 18 км от конуса Южного Прорыва.

Необходимо отметить, что приведенная схема наблюдений, по всей вероятности, не является оптимальной для решения поставленных задач, однако она реализована в условиях труднопроходимого рельефа местности и обусловлена технической возможностью выполнения сейсмических работ.

Система наблюденных годографов волн, полученных на продольном профиле II, пересекающем ареальную зону вулканизма в районе Второго конуса Северного Прорыва, показана на рис. 19. Вблизи пунктов взрыва следится несколько низкоскоростных волн с  $V^* = 1,5-2,0$  км/с, сразу за вступлением которых нередко следятся короткими осями синфазности более высокоскоростные волны с  $3,5-3,8$  км/с. Регистрация этих волн только вблизи пунктов взрыва и в небольшом интервале говорит о том, что, по-видимому, в верхней части разреза существуют прослои лавовых потоков небольшой мощности и ограниченной протяженности. На удалениях  $0,5-2$  км от пунктов взрыва начинает следиться интенсивная волна с  $V^* = 3,8-4,5$  км/с, которая по своим кинематическим и динамическим параметрам относится к классу преломленных. Для этой волны получена наиболее детальная система встречных и нагоняющих годографов. По значениям граничных скоростей ( $4,0-4,4$  км/с) и характерному рисунку записи эта волна отнесена к кровле неогеновых вулканогенно-осадочных отложений.

Из дальних пунктов взрыва получена система встречных годографов волн, преломленных на границах мелового и кристаллического фундаментов. Отнесение этих волн к названным границам раздела основывается на полученных значениях граничных скоростей, а также на кинематических и динамических признаках волн, выявленных как в процессе этих работ, так и предыдущими исследованиями ГСЗ в районе вулканов Ключевской группы (см. гл. III). Несмотря на некоторую условность отождествления выделенных сейсмических границ раздела со стратиграфическими комплексами, мы в дальнейшем изложении будем пользоваться этими терминами. Это, конечно, не исключает возможности отнесения отдельных сейсмических границ к горизонтам внутри стратиграфических подразделений.

Отметим одну важную особенность годографов волн, полученных из пунктов взрыва 2 и 3 (см. рис. 19). На удалениях  $28-34$  км из пункта взрыва 3 и  $24-25$  км из пункта взрыва 2 наблюдается резкое искажение волнового поля. До этих расстояний регистрируются преломленные волны от кристаллического фундамента (из пункта взрыва 3 — в первых вступлениях, а из пункта взрыва 2 — во вторых вступлениях). Характер изменения волнового поля обусловлен регистрацией на указанных расстояниях дифрагированных волн довольно большой интенсивности. Появление их в этом интервале прослеживания с амплитудами, соизмеримыми с амплитудами основных волн, не может быть объяснено в рамках выявленных разломных зон. Очевидно, они не связаны с разломами, а обязаны присутствию в верхних частях земной коры крупной неоднородности.



Р и с. 19. Годографы наблюдаемых волн по профилю II через Второй конус Северного прорыва (показанный пунктиром на абсциссе)

Построение сейсмического разреза по продольному профилю на основе системы годографов производилось общепринятыми способами в методе преломленных волн (метод  $t_0$  и полей времен). После построения предварительного разреза положение границ уточнялось решением прямых задач [Алексеев, 1967].

Остановимся на характеристике разреза по профилю, ориентированному с северо-запада на юго-восток. На разрезе, как уже указывалось, построены четыре границы раздела. Самая верхняя граница показана условно, так как данные по ней получены только вблизи пунктов взрыва. В верхней части разреза отмечается крайне неоднородный состав слоев с многочисленными прослоями лавовых потоков и пирокластики.

Вторая граница раздела, относимая к кровле третичных (неогеновых) отложений, залегает на глубинах от 200 м на восточном окончании профиля

до 1200—1300 м под конусами Северного Прорыва (в наиболее прогнутой части разреза), на западном окончании профиля глубина ее залегания 800 м. Отметим при этом, что в Козыревской впадине по данным предыдущих исследований ГСЗ эта граница залегает на глубине около 2 км. Как видно из разреза, погружение границы с востока происходит ступенеобразно по серии разломов, фиксируемых достаточно уверенно по сейсмическим данным. Необходимо отметить, что по крайней мере два разлома из фиксируемых трех относятся к категории глубинных, так как они затрагивают и нижележащие границы раздела, в том числе и границу консолидированного основания.

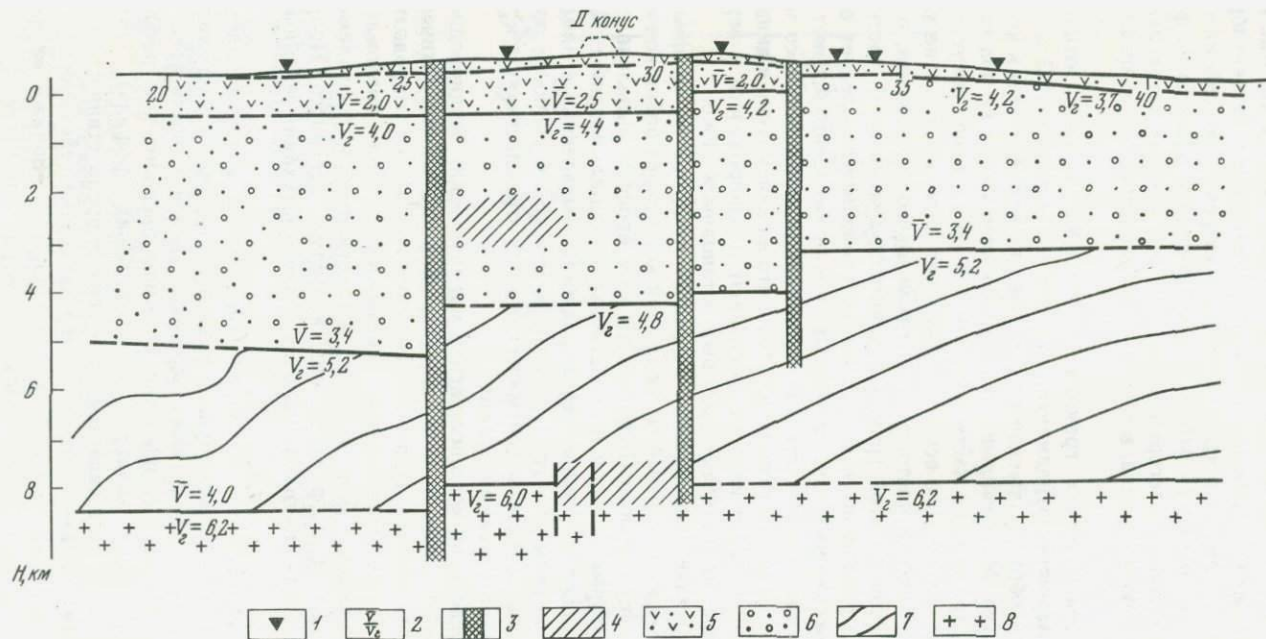
Следующая сейсмическая граница с  $V_r = 4,8—5,2$  км/с, относимая к кровле верхнемелового фундамента, залегает на глубинах от 3 до 5 км. Она также ступенеобразно опускается с востока по направлению к конусам Северного Прорыва. Максимальное погружение отмечается не под самими конусами, а в приразломной части профиля в 3 км западнее конусов.

Граница кристаллического основания, которая залегает здесь на глубинах 7—8 км, практически повторяет рельеф мелового фундамента, однако амплитуды разломов по этой границе значительно меньше. В частности, самый восточный разлом по этой границе не проявляется. Следует оговориться, что положение наиболее глубинных границ (мелового и кристаллического фундамента) непосредственно под конусами определяется со значительно большими погрешностями в силу того, что на кинематику и динамику сейсмических волн сильное влияние оказывают неоднородности в верхних слоях земной коры, на выделении которых остановимся ниже.

На рис. 20 показан сейсмический разрез по продольному профилю II, отображающий строение верхней части земной коры через район новообразованных вулканов Северного Прорыва. На этом профиле выявлена структура слоев под Вторым конусом и определены глубинные разломы. На рисунке показаны также глубинные неоднородности, выявленные с помощью методики просвечивания этой группы конусов. Эти неоднородности по аномальным эффектам затухания сейсмических волн отождествляются нами с питающими магматическими зонами.

Методику определения местоположения магматических неоднородностей проиллюстрируем на примере выделения периферического магматического очага в районе Северного Прорыва. На профиле II из неперодольного пункта взрыва 7 получена запись сейсмических волн, преломленных на границах мелового (глубина 4—5 км) и кристаллического фундамента (глубина 7—8 км) и прошедших под конусами Северного Прорыва. На сейсмограммах четко видна аномальная область затухания сейсмических волн.

Эта же зона аномального затухания сейсмических волн выявляется и на профиле V из того же самого пункта взрыва 7. Профиль V располагался в 4 км севернее профиля II и также пересекал сводовую часть ареальной зоны вулканизма. На рис. 21 показано взаимное расположение профилей II и V и распределение амплитуд волн на обоих профилях. Область аномального затухания волн является зоной тени от препятствия с пониженными вязкоупругими параметрами. Характер затухания сейсмических волн в зоне тени (осцилляция амплитуд на границе тени, понижение частот в этой области и появление слабой волны в центральной части зоны тени)



Р и с. 20. Сейсмический разрез через зону Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (БТИИ)  
 1 — пункты взрыва; 2 — сейсмические границы и скорости на них; 3 — глубинные разломы; 4 — сейсмические неоднородности под вулканами, выявленные по методике просвечивания; 5 — пирокластические отложения; 6 — вулканогенно-осадочные отложения; 7 —  $G_2 - Pg$ ; 8 — гранитный слой

определенно указывает на дифракционную природу их. Физические основы распространения сейсмических волн в средах, включающих неоднородности типа магматических очагов вулканов, исследовались нами на двумерных и трехмерных моделях (см. гл. II). Результаты моделирования показывают, что при наличии включения с пониженными упругими параметрами на пути распространения упругих волн в зоне тени регистрируются дифрагированные волны, характер затухания которых определяется наличием отдельных максимумов и минимумов. По соотношению этих максимумов и минимумов возможно с минимальной погрешностью оценить размеры препятствия и его мощность. Хорошее качественное совпадение экспериментальных данных и результатов моделирования позволило применить выявленные при моделировании закономерности для определения размеров неоднородности, мощности и глубины ее расположения.

По минимальной ширине физической тени, которая равна 2,8 км, оцениваются горизонтальные размеры дифрагирующего тела. Наличие дифракционного максимума в центральной части зоны тени свидетельствует о том, что тело находится выше преломляющей границы раздела, т. е. выше мелового фундамента, который залегает здесь на глубине 4 км.

То же подтверждается и положением выявленных зон затухания на разных профилях просвечивания из одного и того же пункта взрыва 7 (см. рис. 21). Отчетливо видно, что на профиле V, который расположен дальше профиля II, аномальная область затухания значительно меньше по размерам. Это указывает на то, что аномальная неоднородность расположена выше преломляющей границы раздела (в данном случае выше мелового фундамента). Если бы неоднородность располагалась в пределах фундамента и сейсмические волны претерпевали дифракцию в плоскости этой границы, то аномальная зона затухания на дальнем профиле была бы значительно больше, так как с удалением от аномального тела зона сейсмической тени увеличивается. С учетом мощности выявленной неоднородности глубина залегания этого тела может быть не больше 2—3 км. Горизонтальные размеры тела оцениваются в  $2,5 \times 5$  км. В окончательных результатах построений использованы также данные продольного сейсмического профилирования. Здесь, из дальних пунктов взрыва, из которых в первых и во вторых вступлениях следится преломленно-рефрагированная волна от кристаллического фундамента, выявлена аномальная особенность этой волны, заключающаяся в том, что на определенных удалениях регистрируются интенсивные дифрагированные волны; появление их может быть объяснено той же аномальной неоднородностью, расположенной выше мелового фундамента. Лучевыми построениями при известном сейсмическом разрезе легко можно оценить размеры выявленной неоднородности. Естественно, эти размеры будут относиться к сечению тела только в плоскости продольного профиля. Для оценки размеров неоднородности в пространстве имеются, таким образом, следующие данные: 1) положение аномальных зон затухания сейсмических волн на непродольных профилях II и V при распространении волн из пункта взрыва 7; 2) положение зоны затухания на профиле III при распространении сейсмической волны из пункта взрыва 8 (см. рис. 21); 3) определенные размеры зоны регистрации дифрагированных волн на продольном профиле II. Кстати, следует заметить, что регистрация дифрагированных волн на продольном профиле только на опре-

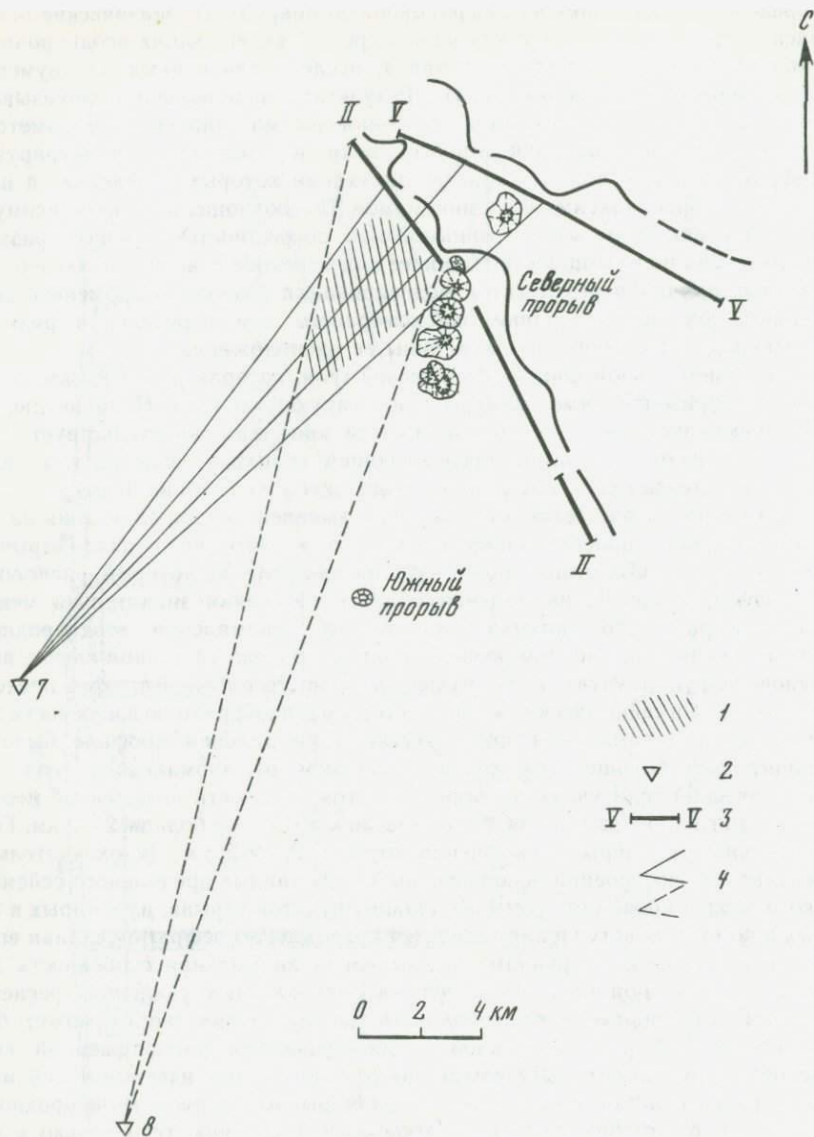
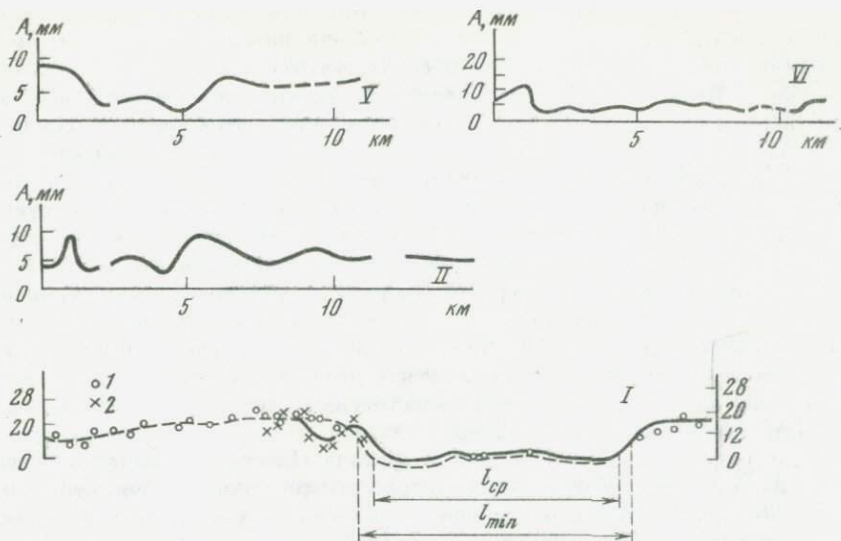


Рис. 21. Схема выявления неоднородности и амплитудные графики на профилях II и V в районе Северного прорыва БТТИ

1 — сейсмические неоднородности в плане; 2 — пункты взрыва; 3 — профили наблюдений; 4 — секторы аномального затухания волны из пунктов взрыва 7 и 8



Р и с. 22. Амплитудные графики затухания волн по профилям просвечивания БТТИ  
Наблюдения: 1 — 1975 г.; 2 — 1976 г.

деленных интервалах удалений от пунктов взрыва указывает также, что аномальное тело расположено выше преломляющей границы раздела.

Рассмотрим теперь результаты просвечивания Новых Толбачинских вулканов по преломляющей границе раздела, расположенной ниже мелового фундамента и относимой к кровле кристаллического основания (глубина ее залегания 7—8 км). Для просвечивания района Северного Прорыва использовался профиль наблюдений I из пункта взрыва 1 (см. рис. 18), а для изучения особенностей распространения сейсмических волн под Южным Прорывом использовался профиль IV из пункта взрыва 9. На графиках (рис. 22) показаны результаты просвечивания Северного и Южного Прорывов. На этих рисунках отчетливо видны зоны аномального затухания сейсмических волн, которые располагаются непосредственно в зоне тени Северного и Южного Прорывов. По методике, изложенной выше, эти зоны аномального затухания сейсмических волн интерпретировались магматическими внедрениями на границе кристаллического фундамента. При этом взаимное расположение пунктов взрыва, приема и новообразованных конусов таково, что аномальные неоднородности, если таковые существуют под вулканами, могут быть выделены только в плоскости преломляющей границы раздела, т. е. в кровле кристаллического фундамента. Существование магматических неоднородностей на пути распространения сейсмических волн, преломленных на границе кристаллического основания, подтверждается также при просвечивании этих же районов из других пунктов взрыва (на профиле II из пункта взрыва 2 и профиле VI из пункта взрыва 6 (см. рис. 18). При обработке выделенных зон аномального затухания сейсмических волн, зафиксированных в двух азимутах наблю-

дений, для Северного Прорыва получено, что аномальное тело, расположенное в пределах кристаллического фундамента на глубине 7—8 км, имеет субмеридиональное простирание и совпадает в плане с местоположением Первого, Второго и Третьего конусов. Важно подчеркнуть, что эта неоднородность локально расположена под конусами Северного Прорыва и не распространяется на север к вулкану Плоский Толбачик и на юг к Южному Прорыву. Отсюда следует, что питающие зоны вулкана Плоский Толбачик, Северного и Южного Прорывов на глубине расположения кристаллического фундамента ( $\sim 7-8$  км) не соединяются между собой. Что касается вопроса о соединении верхней неоднородности, располагающейся западнее конусов Северного Прорыва на глубине 2—3 км, и нижней неоднородности (на глубине 7—8 км), то по сейсмическим данным определенно ответить на это не представляется возможным. По-видимому, подача магматического материала в процессе извержения осуществлялась по магматическому каналу или по серии разветвленных трещин, размеры которых значительно меньше длины волны.

Для района Южного Прорыва и вулкана Плоский Толбачик получены данные, характеризующие условия распространения сейсмических волн под этими районами только по одностороннему просвечиванию по границе кристаллического фундамента и по отражающим горизонтам в переходном от коры к мантии слое. Вследствие того, что вблизи этих вулканов сейсмические исследования невозможно было выполнить по условиям проходности, данных о строении верхних частей земной коры этих районов не было получено (до глубины расположения кристаллического фундамента). Отсюда становится понятной неоднозначность решения вопроса о возможных путях движения магмы при извержении Южного Прорыва. Наличие небольшой зоны затухания сейсмических волн, зафиксированной на профиле IV в секторе просвечивания Южного Прорыва (при наблюдениях из пункта взрыва 9), как будто говорит о том, что под районом этого прорыва на глубине залегания кристаллического фундамента существует аномальное тело, вызывающее резкое искажение волнового поля. Однако этих данных недостаточно, чтобы уверенно судить о возможности подъема магматического материала с больших глубин непосредственно под конусом и о существовании на уровне кристаллического фундамента периферического магматического очага под Южным Прорывом.

Более определенные результаты получены при просвечивании вулкана Плоский Толбачик с использованием для этой цели преломленных волн от границы кристаллического фундамента. Как указывалось выше, наблюдения по затуханию сейсмических волн производились на профиле V при распространении их из пункта взрыва 4 (см. рис. 18). Расстояние взрыв—прием здесь равнялось 40—42 км, что позволяло получить картину прохождения сейсмических волн, преломленных на границе кристаллического фундамента. При этом кратер вулкана располагался приблизительно посередине между пунктом взрыва и профилем наблюдения, и, таким образом, аномальные неоднородности, существующие в земной коре под этим вулканом, могли быть изучены только в пределах кровли кристаллического фундамента. По данным регистрации таких волн на профиле выявлена аномальная зона затухания, которая располагается в секторе этого вулкана, но несколько смещена к востоку от кратера (см. рис. 22). Восточная граница этой

неоднородности, по всей вероятности, на сейсмическом профиле не зафиксирована, так как профиль не вышел из зоны тени. Это не позволяет уверенно судить о свойствах и размерах неоднородности, обнаруженной под вулканом Плоский Толбачик на границе расположения кристаллического фундамента. Можно только оценить положение выявленной неоднородности в плоскости этой границы и эффективные размеры в одном сечении (с запада на восток). Судя по неполной картине затухания сейсмических волн, можно предположить, что эти размеры составляют не менее 2—3 км. По-видимому, этих данных недостаточно, чтобы говорить о наличии периферического магматического очага под вулканом Плоский Толбачик на глубине расположения кристаллического фундамента (7—8 км), хотя это и не исключает такую возможность. Во всяком случае, можно констатировать, что под этим вулканом на глубине кристаллического фундамента существует локальная неоднородность с пониженными вязкоупругими параметрами, которая может отождествляться либо с периферическим магматическим очагом, либо с крупным\* «магмоводом», соединяющим более глубокий магматический очаг с кратером вулкана.

Для сейсмического просвечивания нижних частей земной коры и переходного от коры к мантии слоя под всей зоной районов извержения, а также под вулканом Плоский Толбачик использовались отраженные волны, регистрируемые в околокритической области на удалениях 70—80 км от пунктов взрыва (см. гл. III). При этом, как указывалось выше, работы по методике просвечивания полностью опирались на данные ГСЗ, выполненные в районе вулканов Ключевской группы, т. е. принималось, что волновое поле при просвечивании новообразованных вулканов обусловлено главным образом особенностями строения среды непосредственно под ними, и в основном связано с внедрением магматических масс, питавших извержение на разных стадиях эруптивной деятельности. Это предположение подтверждалось полученными сейсмическими записями и сравнением их с сейсмическим материалом, полученным при просвечивании вулканов Ключевской группы, а также всем ходом извержения. Хотя к моменту проведения этих работ извержение закончилось, существование магматических расплавов на тех глубинах, которые просвечивались с помощью этой методики, по-видимому, не вызывает сомнений. В процессе выполнения этих работ тщательно контролировались вес заряда (4 т) и параметры записывающей аппаратуры. Работы по методике просвечивания производились с помощью наблюдений на продольном профиле VI из пунктов взрыва 5, 6 и 9 (см. рис. 18). В результате выполнения этих работ получены данные об особенностях распространения сейсмических волн в нижних слоях земной коры и в переходном от коры в мантии слое под вулканом Плоский Толбачик и под районами Северного и Южного Прорывов.

При этом, как можно видеть на рисунке, сведения о глубинных неоднородностях под вулканом Плоский Толбачик получены при изучении характера прохождения волн из пункта взрыва 5, под Северным Прорывом — из пункта взрыва 6, а под Южным — из пункта взрыва 9. Прежде всего необходимо отметить очень сильное затухание сейсмических волн, зарегистрированных на профиле VI из всех указанных пунктов взрыва. Сравнение этих записей с сейсмограммами, полученными как на параметрическом профиле I—I, который является продолжением профиля VI и расположен

в аналогичных сейсмологических условиях (см. рис. 7), так и с профилем, на котором выполнялось просвечивание всех вулканов Ключевской группы, показывает, что здесь наблюдаются амплитуды волн, в 5—10 раз меньшие, чем на параметрическом профиле, и соизмеримые с амплитудой сейсмических волн, зарегистрированных в секторе Ключевского вулкана при его просвечивании, т. е. там, где получена глубокая «сейсмическая тень». На фоне очень сильного затухания волн наблюдаются секторы просвечивания, где волны вообще не прослеживаются. Эти секторы точно совпадают с направлениями, где волны проходят непосредственно под вулканом Плоский Толбачик и под Северным Прорывом. Эти искажения волнового поля трудно объяснить какими-либо структурными условиями на пути распространения сейсмических волн, а наличие таких зон сейсмической тени из нескольких пунктов взрыва заставляет полагать, что совпадение их с районами, расположенными непосредственно под вулканом Плоский Толбачик и под Северным Прорывом, не случайно. По-видимому, эти данные свидетельствуют о том, что под всей региональной зоной шлаковых конусов, начиная от вулкана Плоский Толбачик и кончая Южным Прорывом (на протяжении 30—40 км), переходный от коры к мантии слой имеет аномальные свойства, вызванные состоянием вещества этого слоя и прямо связанные с наблюдавшимся извержением. Более того, сейсмологические данные по изучению сейсмичности, связанной с ходом извержения, показывают, что такие аномальные свойства переходного слоя можно предполагать для всех вулканов Ключевской группы вместе с районом извержения [Федотов, 1976; Федотов и др., 1978; и др.]. Свойства среды здесь таковы, что изливание продуктов извержения в районе Новых Толбачинских вулканов вызвало сейсмическую активность под всеми прилегающими вулканами Ключевской группы. По-видимому, с достаточным основанием можно предполагать, что переходный от коры к мантии слой этого региона, расположенный на глубинах от 30 (возможно от 20) до 50 км, обладает свойствами, близкими к частичному плавлению вещества, либо содержит небольшое количество расплава. Такая среда, по всей вероятности, является наиболее благоприятной для образования магматических очагов под действующими вулканами, о чем свидетельствуют приведенные выше данные о наличии локальных зон затухания сейсмических волн под вулканом Плоский Толбачик и под районом Северного Прорыва. Об этом же свидетельствуют и данные сейсмологии по распределению эпицентров землетрясений, сопровождавших это извержение [Федотов и др., 1978].

Таким образом, при исследовании Новых Толбачинских вулканов впервые в мировой практике выполнено детальное сейсмическое просвечивание вулканов, находящихся в стадии извержения. При этом просвечивание новообразованных вулканов произведено на всю мощность земной коры, начиная от верхних границ раздела до подошвы земной коры включительно. На основе выполненных исследований выявлена система магматических очагов в земной коре и в переходном от коры к мантии слое. Система магматических очагов, по-видимому, динамически связана между собой, о чем свидетельствуют аномальные свойства переходного слоя, последовательность хода извержения и сейсмическая активность, сопровождавшая это извержение. По всем имеющимся данным областью, по которой взаимосвязаны магматические очаги Новых Толбачинских вулканов и вул-

кана Плоский Толбачик, является переходный от коры к мантии слой, в пределах которого расположены основные питающие зоны всего района извержения. Показательно, что в пределах этого переходного слоя магматические очаги могут располагаться на разных уровнях, что может приводить к образованию разных по составу базальтовых расплавов и к смещению их при продвижении магмы к поверхности. Выявленная система динамически связанных магматических очагов хорошо объясняет характер проявления сложного извержения Новых Толбачинских вулканов и все разнообразие продуктов его деятельности.

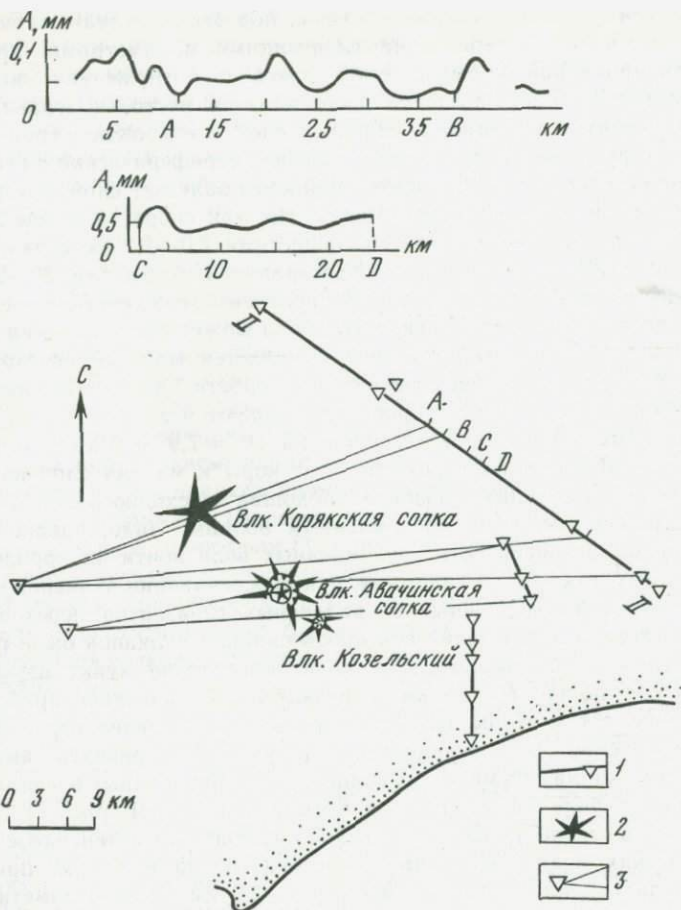
### Результаты просвечивания вулканов Авачинско-Корякской группы

Земная кора (и верхняя мантия) под Авачинско-Корякской группой вулканов обладает рядом специфических особенностей (см. гл. III). Прежде всего здесь следует отметить резкое отличие ее строения от соседних блоков земной коры. По-видимому, эта особенность строения коры присуща всему Восточному вулканическому поясу Камчатки. В этом районе, так же как и под вулканами Ключевской группы, наблюдается очень сложное строение нижней части земной коры и верхней мантии. Под районом вулканов Авачинско-Корякской группы выявляется еще более мощная переходная зона от коры к мантии (мощность ее достигает 20 км), которая характеризуется сложным распределением скоростей (в том числе и слоями с инверсией скорости). Такое строение подошвы земной коры этого региона весьма характерно, оно явилось предметом острой дискуссии о возможности отнесения этого слоя или к коре [Глубинное ..., 1978], или к верхней мантии [Балеста и др., 1974]. Вопрос этот имеет важное значение для решения проблем направленности развития земной коры в областях современного вулканизма и будет рассмотрен ниже. Однако автору представляется, что такое сложное строение нижней части земной коры и верхней мантии указывает прежде всего на то, что в переходном от коры к мантии слое происходят сложные процессы преобразования вещества за счет плавления как нижних частей «базальтового» слоя, так и верхов мантии. Отсюда можно заключить, что отнесение этого слоя к земной коре так же неправомерно, как его отнесение к верхней мантии. С другой стороны, эти данные, по-видимому, прямо указывают местонахождение очаговых зон питания вулканов. По всей вероятности, не случайно также и зафиксированное под Авачинским вулканом резкое поднятие до глубин 20—22 км кровли переходного от коры к мантии слоя (см. рис. 8). Кстати, распространение до этих же глубин верхней части аномальной неоднородности, зафиксированной в верхней мантии по затуханию сейсмических волн от землетрясений, указывается и по сейсмологическим данным [Фарберов, 1974]. Результаты ГСЗ, выполненные при продольном профилировании через Авачинский вулкан (см. рис. 5, профиль IV) и через Корякский вулкан (профиль III), не дали прямых указаний о существовании под этими вулканами крупных неоднородностей, вызывающих в основании под этими вулканами крупных неоднородностей, вызывающих аномальные эффекты в распространении сейсмических волн. Более ранними работами автора по методу КМПВ в районе Авачинского вулкана показано, что под этим вулканом на глубине залегания верхнемелового фундамента (глубина его 1,5—2,0 км) расположен периферический магматический очаг,

вызывающий уменьшение скоростей продольных сейсмических волн по кровле фундамента и аномальное затухание этих волн в зоне тени вулкана [Балеста, 1967, 1970]. На основании этих данных, а также материалов гравитационной и магнитометрии установлены размеры этого тела и оценены физические параметры вещества. Основные сведения о местоположении и размерах аномальной неоднородности в плоскости верхнемелового фундамента получены на продольном профиле, пересекающем Авачинский вулкан, где выявлены кинематические данные о запаздывании сейсмических волн, преломленных на границе фундамента, что указывает на существование в его пределах неоднородности с пониженными упругими параметрами. В отличие от продольного профиля на непродольном профиле, отработанном по методике просвечивания, получена зона затухания этих волн, что позволило предположить различные размеры неоднородности в разных сечениях тела [Балеста, 1971]. Следует отметить, что по данным тепловых расчетов под Авачинским вулканом также выделяется периферический магматический очаг [Федотов, Горицкий, 1980]. По сейсмическим границам раздела, расположенным ниже верхнемелового фундамента, при продольном профилировании по методу ГСЗ никаких аномальных неоднородностей в пределах земной коры не обнаружено [Балеста и др., 1974]. Однако при сравнении данных наземно-морского профиля ГСЗ, прошедшего вблизи южного подножия Авачинского вулкана, и профиля, проходящего непосредственно через Авачинский вулкан, обнаружилось резкое отличие строения нижней части земной коры и верхней мантии блока, расположенного под Авачинско-Корякской группой вулканов, от соседних блоков земной коры, в особенности от континентальных блоков [Балеста и др., 1977; Глубинное сейсмическое..., 1978]. Основные отличия заключаются в том, что наблюдается совершенно различный состав слоев земной коры, а также большая мощность коры (гл. III). Эти отличия, и в особенности весьма специфическое строение слоя, переходного от коры к мантии, заставляют предполагать, что область расположения основных магматических очагов вулканов этой группы является именно переходный слой, расположенный в этом районе на глубинах от 20 до 50 км (слой промежуточных магматических очагов по С. С. Федорову). С целью выявления магматических очагов под этими вулканами, приуроченных к нижним частям земной коры и к переходному от коры к мантии слою, были выполнены специальные сейсмические наблюдения по методике просвечивания с помощью сейсмических волн, прошедших под вулканами на глубине расположения кровли этого слоя. Такие наблюдения выполнены на профиле VI, который обрабатывался как продольный профиль КМПВ—ГСЗ в долине реки Налычева и одновременно как непродольный из пунктов взрыва, расположенных с противоположной стороны вулканической группы (см. рис. 7). При этом в построении модели среды и уточнении волновой картины широко использовались также данные продольных профилей ГСЗ, выполненных в районе Авачинско-Корякской группы вулканов (см. рис. 5, профили III, IV и V). Все эти сейсмические материалы позволили получить приближенную модель среды непосредственно под вулканами, сформулировать необходимые положения для интерпретации волновой картины при просвечивании вулканической группы. Модель среды под Авачинско-Корякской группой соответствует той модели, которая выявлена на наземно-морском профиле ГСЗ и на профиле, пересекающем Авачинский

вулкан (см. рис. 8). Другими словами, под этими вулканами земная кора может быть охарактеризована следующими параметрами: кровля слоя консолидированной коры залегает здесь с погружением под вулканы на глубине 5—6 км; выше ее располагается несколько границ раздела, составляющих вулканогенно-осадочный слой, в том числе и граница верхне-мелового фундамента, в котором выявлен периферический магматический очаг; ниже кровли консолидированной коры залегает слой, который только условно можно назвать «гранитным», так как скорости в нем составляют 6,8 км/с; «базальтовый» слой со скоростями 7,0—7,2 км/с залегает здесь всего на глубине 9—10 км, распространяясь до глубин 20—22 км, где наблюдается граница раздела, то нее получены отраженные и преломленные волны, по скоростям продольных волн она может быть отнесена к подошве земной коры; ниже этой границы выявляется мощный переходный слой со сложным распределением скоростей (скорости 7,8—8,0 км/с наблюдаются до глубин 30 км, дальше скорости уменьшаются до 7,4—7,6 км/с и снова увеличиваются до нормальных значений ( $V_r = 7,9—8,0$  км/с) на глубинах 42—45 км. В пределах переходного от коры к мантии слоя наблюдается несколько отражающих горизонтов; подошва переходного слоя фиксируется и по отраженным, и по преломленным волнам. Надо, однако, отметить, что в целом интенсивность преломленных волн почти на порядок меньше отраженных, так что, по-видимому, при просвечивании вулканов в основном регистрируются отраженные от различных горизонтов переходного слоя волны. Система наблюдений при просвечивании вулканов была рассчитана на прослеживание именно этих волн: расстояние пункт взрыва—пункт приема составляло 60—75 км, а вулканы располагались приблизительно посередине, с тем чтобы получить картину прохождения отраженных волн непосредственно под вулканами. На рис. 23 приведен амплитудный график затухания сейсмических волн, зарегистрированных в первых вступлениях на профиле VI из пунктов взрыва 1 и 2 (см. рис. 7). Отчетливо видно, что в створе вулкана Корякский наблюдается интенсивное затухание сейсмических волн, прошедших непосредственно под ним, причем зона резкого затухания составляет всего 1,5—2,0 км. Можно заметить также, что, как и в предыдущих случаях, отмечается осциллирующий характер затухания сейсмических волн на границе зоны тени. Однако полная картина затухания волн в зоне тени этого вулкана не получена, так как наблюдается полное экранирование волн внутри самой зоны затухания. Картина приблизительно напоминает ту, которая получена при просвечивании Ключевского вулкана, где выявлена почти такая же по физическим параметрам зона полного затухания сейсмических волн. Соответственно можно констатировать, что под Корякским вулканом на глубине расположения переходного от коры к мантии слоя существует неоднородность, вызывающая аномальное поглощение сейсмических волн. По аналогии с Ключевским вулканом, а также принимая во внимание небольшие размеры зоны аномального затухания, можно говорить о существовании под этим вулканом «магмовода» с поперечными размерами 1,5—2,0 км, который соединяет магматический очаг, располагающийся в верхней мантии или в переходном слое, с кратером вулкана.

В отличие от Корякского под Авачинским вулканом при его просвечивании с помощью сейсмических волн, прошедших в нижних частях земной коры



Р и с. 23. Схема просвечивания и амплитудный график затухания волн в районе Авачинско-Корякской группы вулканов

1 — пункты взрыва и профили наблюдений при продольном профилировании;  
2 — вулканы; 3 — секторы просвечивания

или в переходном от коры к мантии слое, таких зон затухания не обнаружено. Это тем более удивительно, что Авачинский вулкан считается наиболее активным в группе и, как отмечалось выше, под этим вулканом наиболее четко выражены аномальные свойства переходного слоя. По-видимому, можно предположить, что «фронт плавления» под этим вулканом расположен значительно ниже кровли переходной зоны и что под ним нет «магмовода», подобного «магмоводу» Корякского и Ключевского вулканов. Это, по-видимому, является отличительной чертой базальтовых вулканов, не имеющих в земной коре периферических магматических очагов. Отсюда можно также заключить с некоторыми допущениями, что периферический

магматический очаг под Авачинским вулканом, обнаруженный на глубине 1,5—2,0 км, либо полностью утерял связь с подкорovým источником, либо соединяется с ним (а возможно, и с «магмоводом» под соседним Корякским вулканом) посредством узкого канала, не превышающего в поперечнике длину волны (не более 300—400 м).

Таким образом, при применении методики просвечивания для обнаружения магматических неоднородностей в нижних частях земной коры и в переходном от коры к мантии слое под вулканами Авачинско-Корякской группы получено, что под Корякским вулканом выделяется аномальная зона затухания сейсмических волн, которую можно считать «магмоводом», соединяющим подкорový магматический источник с дневной поверхностью. Подобного «магмовода», либо другого аномального объекта, который мог бы отождествляться с магматическим источником на глубинах расположения переходного слоя, под Авачинским вулканом не обнаружено.

### **Выводы.**

1. Многочисленными сейсмическими исследованиями на различных вулканах Камчатки, находящихся как в стадии активной вулканической деятельности, так и в стадии покоя, показано, что наиболее эффективным способом обнаружения и изучения магматических очагов вулканов является методика просвечивания сейсмическими волнами, прошедшими под вулканами на различных уровнях земной коры и верхней мантии. Опробованы различные модификации просвечивания, использующие как преломленно-рефрагированные волны, так и отраженные. При этом магматические неоднородности, встречаемые на пути таких волн, могут изучаться как в плоскости преломляющих и отражающих границ раздела, так и в плоскости падающих и отраженных (либо преломленных на выходе) лучей. Доказана целесообразность использования для интерпретации сейсмических данных по просвечиванию вулканов характерных параметров динамического затухания сейсмических волн, зарегистрированных в зоне тени вулканов.

2. При сейсмическом просвечивании вулканов Ключевской группы выявлено, что под Ключевским вулканом на глубинах от 30 до 50 км существует «магмовод», соединяющий подкорový (или промежуточный) магматический очаг с дневной поверхностью. Под вулканом Безымянный выявлен периферический магматический очаг на глубине 19—20 км, который, по-видимому, посредством наклонной магматической зоны соединяется с «магмоводом» Ключевского вулкана. Различное расположение очагов вулканов хорошо отображается в составе продуктов современных извержений и в характере вулканической деятельности.

3. Комплекс сейсмических исследований, выполненных в районе извержения Новых Толбачинских вулканов, показал, что под всем районом извержения, включая вулкан Плоский Толбачик, в земной коре и в переходном от коры к мантии слое существует сложная система динамически связанных между собой магматических очагов. Основными питающими источниками базальтовых магм Северного и Южного Прорывов явились магматические очаги, расположенные на разных уровнях в пределах слоя, переходного от коры к мантии. Выявлены аномальные свойства этого слоя и показана возможная роль его в динамической взаимосвязанности очаговых

зон не только района Толбачинского извержения, но и, по-видимому, всех вулканов Ключевской группы. В верхней части земной коры с разной степенью детальности изучены аномальные неоднородности, вызывающие резкие искажения волнового поля и расположенные непосредственно под вулканами, находящимися в стадии извержения. Такие неоднородности обнаружены в пределах кристаллического фундамента под районом Северного Прорыва и под вулканом Плоский Толбачик. Западнее конусов Северного Прорыва на глубине 2—3 км выявлен периферический магматический очаг (либо силлообразное внедрение), непосредственно связанный с извержением этого прорыва.

4. Сейсмическое просвечивание вулканов Авачинско-Коряжской группы, находящихся в стадии покоя, показало, что под вулканом Коряжский, так же как под Ключевским вулканом, в нижней части земной коры и в переходном от коры к мантии слое существует магматическая столбовобразная колонна, которая, по-видимому, соединяет подкоровый магматический источник с дневной поверхностью. Подобной магматической неоднородности как в низах коры, так и в переходной зоне под Авачинским вулканом не обнаружено. Выявленный более ранними работами неглубоко залегающий периферический магматический очаг под этим вулканом, по-видимому, утратил связь с подкоровым источником либо соединен с ним очень узким каналом.

## ГЛАВА V

### НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ ПО КОМПЛЕКСНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

При изучении общего строения земной коры п-ова Камчатка было показано (гл. III), что, несмотря на резкие отличия структуры ее отдельных регионов, в целом земная кора характеризуется континентальным строением. Различия моделей земной коры обусловлены в основном либо принадлежностью их к тому или иному району современного вулканизма, либо длительностью проявления активных процессов вулканизма. В результате воздействия этих процессов земная кора приобретает черты строения, не свойственные континентальному типу, а более присущие различного рода зонам, переходным к океаническому типу [Тулина, Ярошевская, 1976]. При этом наблюдается интересная закономерность: по мере приближения к вулканической группе состав земной коры сильно изменяется от типичного континентального до переходных разновидностей к океаническому типу. При этом мощность земной коры не изменяется или изменяется незначительно. Наиболее неоднородное и сложное строение земной коры наблюдается непосредственно под вулканами, где на ее структурные особенности накладываются, как правило, отдельные свойства и положение различных неоднородностей, связанных с питающими магматическими очагами и магматическими внедрениями.

О характере этих неоднородных зон под вулканами можно судить по данным комплексной интерпретации различных геофизических методов. В предыдущей главе были приведены данные о возможном расположении магматических очагов под различными вулканами Камчатки на основе выполненных сейсмических исследований по методике просвечивания. Во всех перечисленных выше районах современного вулканизма под руководством автора были выполнены также геофизические исследования методами гравиметрии и электромагнитных наблюдений. Ниже рассматриваются некоторые результаты этих исследований и дается комплексная интерпретация геофизических данных о свойствах и местоположении магматических очагов вулканов различного генезиса и состава. В конце главы с привлечением некоторых дополнительных геологических и геофизических данных обсуждается вопрос о возможном составе различных слоев земной коры Камчатки и о влиянии на него процессов вулканизма, а также некоторые представления о направленности развития земной коры областей современного вулканизма.

### **Плотностные и геоэлектрические неоднородности земной коры и верхней мантии района вулканов Ключевской группы**

В пределах вулканов Ключевской группы наряду с исследованиями по методу ГСЗ выполнен широкий комплекс геофизических работ методами гравиметрии и электромагнитных наблюдений в модификациях магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и магнитовариационного профилирования (МВП). Данные этих исследований в сочетании с сейсмическими данными ГСЗ представляют значительный интерес не только в плане решения задач глубинного геологического строения района (хотя они имеют свое самостоятельное значение), но и в плане выявления различных неоднородностей в земной коре и верхней мантии под вулканами с целью идентификации их с магматическими очагами и питающими зонами вулканов. Естественно при этом предположить, что наиболее однозначное решение о приуроченности той или иной неоднородности под вулканом, вызывающей аномальные изменения геофизических полей, к магматическому очагу или магматическому внедрению получает та, которая подтверждена данными различных геофизических методов. Наиболее достоверные данные о возможности присутствия в среде даже небольших количеств расплава несут методы электромагнитных исследований, дающие сведения об изменениях геоэлектрического разреза под вулканом. Немаловажное значение приобретают и гравиметрические данные в сравнении с другими методами, хотя по одним этим измерениям трудно судить о местоположении магматических масс и о природе аномальных объектов.

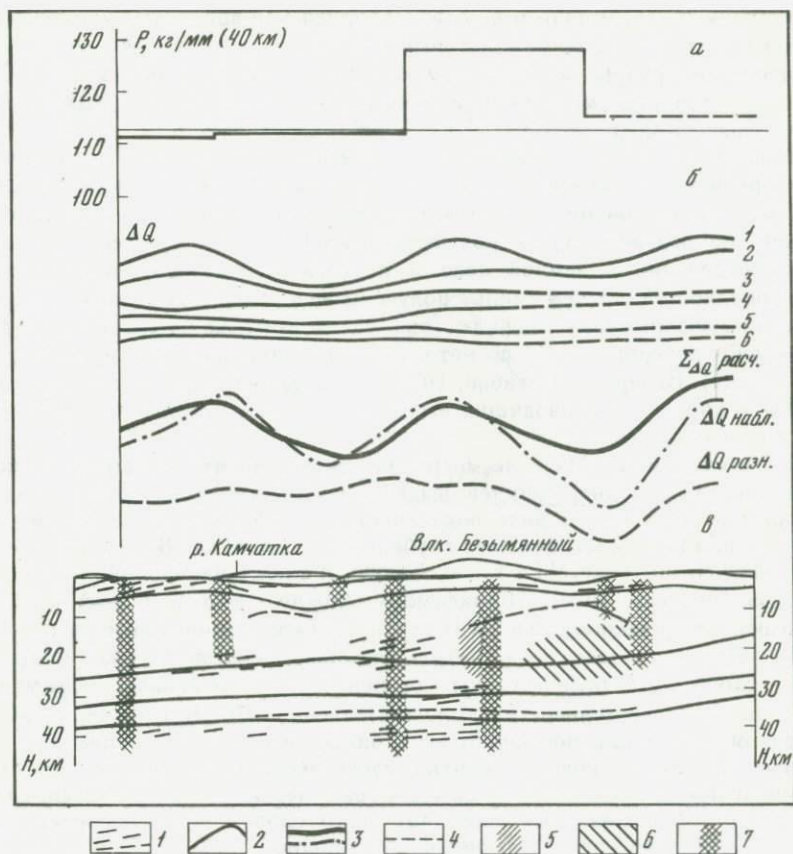
По данным гравиметрии в районе вулканов Ключевской группы обращает на себя внимание прежде всего аномальность строения земной коры этого блока: разрез земной коры под вулканической группой характеризуется повышенными значениями плотностей, что хорошо согласуется с данными ГСЗ о повышенных значениях пластовых скоростей по сравнению с близлежащими районами. «Гранитный» слой оказывается по плотности близок

к «базальтовому» слою, а плотность «базальтового» слоя — выше средних значений. Отсутствует в этом районе и принимаемый обычно скачок плотности на границе Мохо; здесь происходит постепенное нарастание плотности с глубиной, но непосредственно под вулканами плотность с глубиной почти не растет. Это указывает, видимо, на то, что нижняя часть коры по плотностным свойствам является переходной от нормальной коры к мантии [Зубин и др., 1976].

При повышенной плотности «базальтового» слоя ( $\rho = 3,1 \text{ г/см}^3$ ), плотность в верхних слоях мантии достигает значений  $\rho = 3,3\text{—}3,4 \text{ г/см}^3$ , т. е. «нормальных» плотностей для верхней мантии, только на глубинах 50 км и больше. Это в некотором смысле указывает на разуплотнение верхних горизонтов мантии. О том же свидетельствуют и подсчеты изостатического состояния района вулканов Ключевской группы [Зубин и др., 1976]. Они показывают, что давление под этими вулканами превышает средние давления вне них и для других районов, что связывается с давлением вулканических сооружений. В районе не отмечается компенсирующих нисходящих движений, что указывает на изостатическую уравновешенность блока земной коры за счет разуплотнения мантийного материала.

Интерпретация локальных аномалий силы тяжести, выполненная по профилю, пересекающему вулканы Ключевской группы на широте вулкана Безымянный, показала, что сейсмические данные об особенностях строения коры и верхней мантии в основных чертах подтверждаются плотностными моделями среды (рис. 24). При расчетах теоретических кривых силы тяжести и сравнении их с наблюдаемыми учитывался эффект локальной скоростной неоднородности под вулканом Безымянный на глубине 10—20 км.

Оказалось, что это тело имеет отрицательную избыточную плотность в  $0,2\text{—}0,3 \text{ г/см}^3$  и может создавать аномалию в несколько миллигал, что не противоречит наблюдаемым значениям. В то же время расчетная и наблюдаемая кривые силы тяжести резко расходятся в районе Ханиченской впадины. Подобное расхождение не может быть компенсировано увеличением отрицательной избыточной плотности при учете влияния верхних границ раздела, и это заставляет допускать существование в коре области разуплотнения на глубинах 15—20 км [Зубин и др., 1976]. Однако эту остаточную отрицательную аномалию можно объяснить и поведением границ в земной коре на уровне раздела Конрада, что сильно затрудняет однозначную интерпретацию. Предположение о существовании в недрах Ханиченской впадины области пониженного сопротивления как будто подтверждается данными МТЗ и МВП, о которых будет сказано ниже. Эти данные в совокупности с геологическими предпосылками позволили В. А. Ермакову [1970], а вслед за ним и другим исследователям высказать предположение о том, что в районе Ханиченской впадины может существовать палингенный магматический очаг, поставляющий материал кислого и среднего составов для расположенных рядом вулканов Безымянный и Зимины. В этом случае магматический очаг, обнаруженный под вулканом Безымянный, должен, по-видимому, рассматриваться как апофиз более крупного очага. Однако во-первых надо учитывать недостаток данных ГСЗ по району Ханиченской впадины; это делает достаточно произвольной интерпретацию гравиметрических данных, иллюстрированную двумя различ-



Р и с. 24. Распределение давлений (а) и поля силы тяжести (б), а также комплексный геофизический разрез (в) в районе профиля II через вулкан Безымянный  
 1 — границы по данным ГСЗ; 2 — обобщенные границы по данным гравиметрии; 3 — расчетные и наблюдаемые кривые силы тяжести; 4 — положение границы М по гравиметрии; 5 — глубинная неоднородность; 6 — коровая неоднородность в районе Хапиченской впадины; 7 — глубинные разломы

ными вариантами плотностных разрезов по профилю ГСЗ через вулкан Безымянный (Аносов и др., 1976; Глубинное сейсмическое ..., 1978]. По этому профилю в варианте, построенном Сахалинскими исследователями, отсутствует дефицит избыточной плотности в районе Хапиченской впадины, и гравиметрические данные полностью совпадают с сейсмическими. Во-вторых, по данным МТЗ верхняя кровля проводящей неоднородности располагается ближе к вулкану Безымянный, чем к Хапиченской впадине. И в-третьих, сейсмическое просвечивание Ключевской группы показывает, что с большей долей вероятности можно предполагать соединение магматического очага вулкана Безымянный с «магмоводом» под Ключевским вулканом, а не с гипо-

тетическим коровым очагом в недрах Хапиченской впадины. Существование общего глубинного разлома, который контролирует расположение вулканов Ключевской группы по линии вулкан Безымянный—Ключевской вулкан доказывается и сейсмическими, и гравиметрическими данными [Зубин и др., 1976; Балеста и др., 1977].

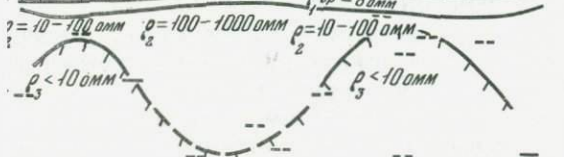
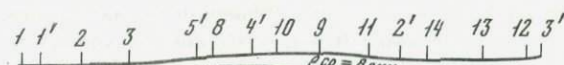
Материалы электромагнитных наблюдений также касаются в основном субширотного пересечения вулканов Ключевской группы приблизительно по тому же направлению, по которому выполнены профиль ГСЗ и гравиметрические наблюдения. Здесь получены исключительно интересные данные о распределении в земной коре и верхней мантии электропроводящих неоднородностей, причем данные получены не в отдельных точках, а практически по непрерывному профилю (рис. 25). К тому же наблюдения по МТЗ дополнены интерпретацией по методу магнитовариационного профилирования (МВП) [Смирнов, Балабко, 1976]. Это дало возможность более полно судить о характере проводящих неоднородностей в верхних частях земной коры под вулканами.

По всем кривым МТЗ, несмотря на искажения их вследствие влияния поверхностных неоднородностей, выделяется нижний проводящий горизонт, который в обобщенном виде показан на рис. 25 на глубине 35 км, хотя формальная интерпретация дает глубины от 50 до 20 км. Близкий результат был получен по точке МТЗ в пос. Ключи, а также на Западной Камчатке [Мороз, Поспеев, 1974]. По-видимому, можно говорить о том, что слой повышенной проводимости на этих глубинах имеет региональное распространение. Однако и здесь может быть отмечена некоторая связь мощности этого слоя и его отличительных особенностей с районами современной вулканической деятельности [Мороз, Поспеев, 1975; Balesta et al, 1976]. В всяком случае, приуроченность его в районе Ключевской группы вулканов к переходному от коры к мантии слою несомненна, что, в сочетании с изложенными выше сейсмическими и гравиметрическими данными, свидетельствует об аномальных свойствах этого слоя и его непосредственной связи с мантийной областью питания вулканов.

Несколько сложнее интерпретация проводящих локальных неоднородностей, выявленных на этом же профиле в верхних частях земной коры. Если не принимать во внимание точки МТЗ с явным искажением кривых, то можно выделить две аномальные зоны повышенной проводимости на глубинах приблизительно от 8 до 15 км: относительно локальная зона выделяется на западном участке профиля в районе Козыревской впадины и более обширная в восточной части, тяготеющая к вулкану Безымянный (см. рис. 25). Эффективную картину проводящей неоднородности можно представить в виде некоторой огибающей верхних отметок глубин, как это показано на рисунке. Несмотря на небольшую точность учета искажений кривых, можно уверенно говорить о приуроченности аномальной неоднородности проводимости к земной коре, т. е. к глубинам расположения перифери-

Рис. 25. Распределение индукционных векторов и проводящих неоднородностей по данным МТЗ в районе вулканов Ключевской группы

1, 2, 3 — индукционные векторы для разных частот; 4 — кривая проводимости; 5 — положение непроводящего фундамента; 6 — положение верхних отметок проводящих неоднородностей; 7 — положение верхней проводящей неоднородности; 8 — положение нижнего проводящего слоя; 9 — вулканы Ключевской группы;



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

ческого магматического очага вулкана Безымянный, обнаруженного по сейсмическим данным. Особые трудности возникают при разделении влияния верхней и нижней проводящих неоднородностей. Если восточная и западная неоднородности действительно существуют раздельно, то природа западной не совсем ясна, хотя и можно высказать некоторые предположения о ее связи с температурным режимом в недрах Козыревской впадины, совпадающей по глубине с отмеченной ранее инверсией сейсмических скоростей [Балеста и др., 1979]. Данные МВП (см. рис. 13) как будто подтверждают возможность разделения этих неоднородностей на восточную зону и западную. Более того, по этим данным восточная проводящая зона становится более обширной, несколько захватывая и район Хапиченской впадины. Необходимо, однако, отметить, что данные по методу МВП несут в себе некоторые условные эффективные параметры, и нельзя в буквальном смысле отождествлять размеры неоднородности с выявленной зоной проводимости. Эти данные только указывают на возможность присутствия на глубинах 10—20 км неоднородности с резко повышенной проводимостью. Судя по тому, что удельное электрическое сопротивление их составляет величину, значительно меньшую сопротивлений верхнего вулканогенно-осадочного горизонта, можно заключить, что удельное электрическое сопротивление в зонах повышенной проводимости составляет единицы ОММ. Такими сопротивлениями, как показано в гл. II, могут обладать породы, в которых присутствует небольшое количество расплава, достаточное для образования гальванически связанной системы. Таким образом, можно предполагать, что аномально проводящими будут уже зоны частичного плавления. Однако известно, что с повышением доли расплава проводимость растет довольно медленно. На основании этого можно сказать, что отмеченная проводимость в районе выделенных аномальных неоднородностей характерна для участков земной коры, содержащих магматические расплавы, тем более что по данным натурных исследований (см. гл. II) такие проводимости получены для базальтовой магмы, излившейся на поверхность.

Глубинные неоднородности, выделенные в земной коре и верхней мантии в районе вулканов Ключевской группы, обладают повышенной электропроводностью и пониженными плотностными и скоростными параметрами. В общем случае их можно рассматривать как отражение аномальных термодинамических условий в этих областях, предполагая тем самым их связь с процессами магмообразования и существованием магматических очагов на разных уровнях земной коры и в переходном от коры к мантии слое. С точки зрения обособленного возникновения аномальных зон в земной коре на глубинах 10—20 км вполне возможно предположить наличие процессов плавления в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, протекающей в присутствии воды при температурах 400—700°. Однако по совокупности геофизических данных более реальным представляется предположение о существовании периферического магматического очага под вулканом Безымянный, непосредственно связанного с «магмоводом» под Ключевским вулканом, т. е. связанного с динамической системой магматических очагов в переходном от коры к мантии слое. При этом процессы амфиболитизации вещества земной коры в результате влияния очага, несомненно, происходят, что отражается в значительном расширении области повышенной проводимости и образовании зон разуплотнения.

## Интерпретация геофизических данных при изучении Новых Толбачинских вулканов

Исследование глубинного строения района Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. с помощью геофизических методов имело ряд преимуществ с точки зрения изучения магматических зон питания вулканов. Во-первых, можно было непосредственно сопоставлять характер геофизических полей с ходом извержения и с наблюдаемой на поверхности Земли картиной излияния магматических расплавов, что безусловно способствовало более однозначной трактовке природы наблюдаемых аномальных эффектов. Во-вторых, район извержения по своим условиям являлся наиболее благоприятным объектом для постановки широкого комплекса геофизических исследований. Однако само извержение создало и ряд трудностей для выполнения работ. К тому же извержение оказалось настолько сложным и разнообразным по своим проявлениям, что зачастую однозначная интерпретация геофизических данных была невозможна, а порой эти данные противоречили наблюдаемым явлениям; это заставляло вновь и вновь сопоставлять все геофизические данные между собой и с ходом извержения.

В предыдущей главе были изложены результаты сейсмического просвечивания земной коры и верхней мантии района Новых Толбачинских вулканов, которые показали под отдельными вулканическими образованиями наличие целой системы магматических неоднородностей, расположенных как в верхних частях земной коры, так и в переходном от коры к мантии слое. Естественно было ожидать, что по другим геофизическим методам и в особенности по данным электромагнитных зондирований эти магматические внедрения проявятся достаточно четко, подтвердив тем самым природу выделенных аномальных объектов. Остановимся прежде всего на результатах электромагнитных наблюдений, выполненных в этом районе непосредственно во время извержения по профилю, пересекающему сводовую часть региональной зоны шлаковых конусов Толбачинского дола в районе Второго конуса Северного прорыва (рис. 26) [Смирнов, 1978]. Интерпретация всех точек МТЗ показывает, что достаточно уверенно определяется суммарная продольная проводимость  $S$  верхнего слоя (рис. 27). На графике видно, что за исключением точек 46 и 48, где значения  $S$  составляют  $1400\text{—}1500\text{ см}^{-1}$ , суммарная проводимость меняется в пределах  $350\text{—}550\text{ ом}^{-1}$ . Совершенно четко отмечается существование локальной аномалии электропроводности в районе точек 46 и 48, т. е. непосредственно западнее конусов Северного Прорыва. Отличие проводимостей в указанных точках настолько велико по сравнению с другими точками на профиле, что объяснить это рельефом вулканогенно-осадочного слоя не представляется возможным. Как видно, избыточная суммарная продольная проводимость составляет около  $1000\text{ ом}^{-1}$ , что может быть объяснено только наличием резко отличной по проводимости аномальной неоднородности на небольших глубинах. Хотя глубину залегания верхней кромки аномального тела определить трудно из-за низкой точности построения самих кривых МТЗ, факт наличия аномалии электропроводности в этих точках не вызывает сомнения. Так как под высокоомными вулканическими шлаками и другими продуктами извержения залегает низкоомный вулканогенно-осадочный слой, сопротивле-

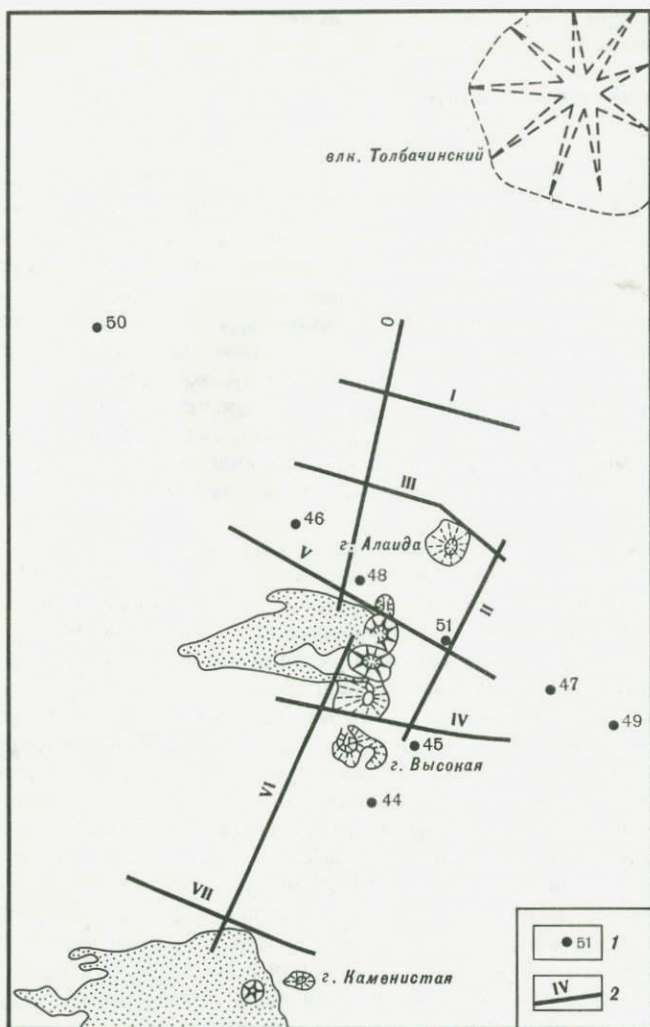


Рис. 26. Схема расположения электромагнитных наблюдений в районе БТИ  
 1 — точки МТЗ и их номера; 2 — профили наблюдений естественного поля и зондирований

ние которого составляет около 10 ом [Смирнов, Балабко, 1976], то сопротивление в самой аномальной зоне можно оценить в первые единицы ом, что прямо указывает на возможность присутствия магматического расплава в окрестностях точек наблюдения 46 и 48. При указанных значениях электросопротивлений можно оценить предельную глубину залегания кромки аномальной неоднородности, которая составит  $\sim 2$  км. Как можно видеть из сопоставления сейсмических данных по просвечиванию и результатов

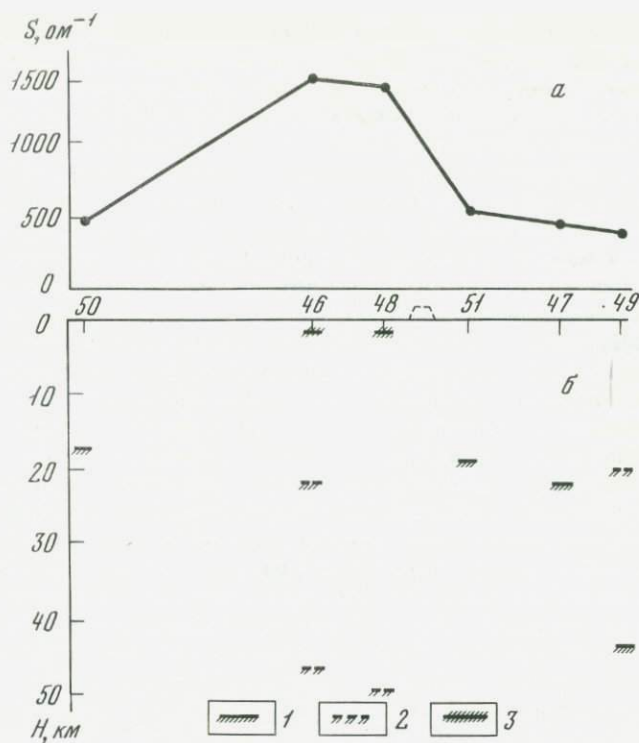


Рис. 27. Распределение проводимости верхнего слоя (а) и отметок проводящих неоднородностей в районе Северного Прорыва БТИ (б)

1 — уверенные отметки слоя проводящей неоднородности; 2 — неуверенные определения положения кровли проводящего слоя; 3 — положение проводящей неоднородности в районе конусов Северного Прорыва

электромагнитных наблюдений, местоположение и глубина залегания аномальной неоднородности полностью совпадают. По-видимому, этих данных вполне достаточно, чтобы можно было уверенно заключить, что в районе западнее конусов Северного Прорыва существует аномальная неоднородность, которая по своим физическим параметрам (по параметрам затухания сейсмических волн и по электропроводящим свойствам) может отождествляться с периферическим магматическим очагом, из которого питалось извержение Северного Прорыва. При этом предполагается его непосредственная связь с магматическим очагом, расположенным в слое, переходном от коры к мантии. Являлся ли этот магматический очаг питающей зоной и для Южного Прорыва, расположенного в 10 км южнее Северного, по вышеуказанным геофизическим данным остается не ясным, хотя вытянутость очага по направлению к Южному Прорыву и отмечается по сейсмическим наблюдениям. С другой стороны, по тем же сейсмическим данным, как уже отмечалось, фиксируется зона полного экранирования

сейсмических волн, расположенная непосредственно под районом Южного Прорыва на уровне кристаллического фундамента (глубина 6—7 км), что заставляет осторожно относиться к идее магматического питания этого прорыва из периферического очага в районе Северного Прорыва. К этому следует добавить, что недавно выполненные электроразведочные работы в этом же районе по методу радиального индукционного зондирования с искусственным источником возбуждения, полностью подтвердили наличие западне конусов Северного Прорыва периферического магматического очага, причем верхняя кромка проводящей неоднородности здесь отмечается уже на глубинах 1,0—1,5 км [Федорченко и др., 1980]. И хотя по этим данным трудно что-либо сказать о границе южного окончания проводящей неоднородности, подъема ее в направлении Южного Прорыва не выявлено.

Наличие крупной аномалии проводимости в верхних частях земной коры, безусловно, вносит определенные искажения в кривые МТЗ, и поэтому нижний проводящий слой на этом профиле определяется с меньшей достоверностью. Однако выделение его также не вызывает сомнений [Смирнов, 1978]. Большинство отметок приходится на интервал глубин 17—22 км, максимум глубин до 25—27 км (см. 27). О более глубоких слоях повышенной проводимости по имеющимся данным судить трудно. Таким образом, в нижних частях земной коры, захватывающих и переходный от коры к мантии слой, по данным МТЗ выделяется региональный слой повышенной проводимости, который в районе извержения несколько приподнят по отношению к соседним районам. Хотя по имеющимся данным трудно прямо сопоставлять глубины залегания проводящего слоя в нижних частях земной коры и в переходном от коры к мантии слое, все же следует отметить явную тенденцию к подъему верхних отметок глубин высокопроводящего горизонта по направлению к району Новых Толбачинских вулканов. По-видимому, есть основания говорить, опираясь на сейсмические данные, о приуроченности магматических очагов, питавших Новые Толбачинские вулканы, к низам коры и к переходному от коры к мантии слою, причем под районом, непосредственно примыкающим к извержению, «фронт существования расплава» занимает наиболее высокое положение в земной коре. Очевидно, что по имеющимся данным электромагнитных наблюдений локальные аномалии электропроводности в этом слое, связанные с отдельными магматическими очагами и внедрениями, выделить не представляется возможным, в особенности в районе такого сложного извержения, каким явилось Толбачинское извержение.

Таким образом, при рассмотрении результатов электромагнитных наблюдений, выполненных по методу МТЗ по профилю, пересекающему район извержения Новых Толбачинских вулканов, устанавливается, что в пределах земной коры существуют две зоны повышенной проводимости. Первая локальная аномалия электропроводности на глубине  $\sim 2$  км обнаружена в районе западнее конусов Северного Прорыва. Она полностью совпадает по месторасположению и по глубине залегания с аномальной неоднородностью, выявленной сейсмическими исследованиями по методике просвечивания и вызывающей резкое затухание сейсмических волн. Эта неоднородность, обладающая проводящими свойствами магматического расплава (удельное электрическое сопротивление  $\rho_i = 1—10$  ом), по всей вероятности, может отождествляться с магматическим внедрением, проис-

шедшим во время извержения. Судя по размерам этого внедрения, определяемого по сейсмическим и электроразведочным данным (не менее  $3 \times 5$  км), по-видимому, можно говорить об обнаружении периферического магматического очага в районе, лежащем западнее конусов Северного Прорыва.

Вторая, региональная аномалия электропроводности на глубинах порядка 17—25 км повсеместно фиксирует верхнюю границу слоя повышенной проводимости. В сочетании с сейсмическими данными об аномальных свойствах переходного от коры к мантии слоя, залегающего здесь на глубинах 25—40 км и вызывающего аномальное поглощение сейсмических волн во всей зоне извержения, эти электромагнитные данные позволяют заключить, что свойства нижних частей земной коры и переходного от коры к мантии слоя таковы, что можно предполагать в этой зоне наличие либо небольшого количества расплава, либо, в целом, интерпретировать эту аномалию как единый глубинный магматический очаг, питающий Новые Толбачинские вулканы и связанный с вулканом Плоский Толбачик. Как отмечалось выше, комплекс геофизических данных с учетом сейсмологических данных по изучению местных землетрясений [Федотов и др., 1978] скорее всего указывает на то, что в нижних частях земной коры и в переходном от коры к мантии слое существует система магматических очагов под всеми вулканами Ключевской группы, часть которых охватывает район Толбачинского извержения.

#### **Периферические магматические очаги вулканов Камчатки и проблема коровых очагов**

В предыдущих главах на основании исследования различных геофизических данных показано, что в областях современного вулканизма магматические очаги под вулканами расположены как в пределах земной коры, на различных ее уровнях, так и в верхней мантии. Первые являются вторичными, или периферическими, магматическими очагами по отношению к первичным, залегающим в верхней мантии. Вторые являются основными питающими зонами вулканов, хотя это не означает, что они также представляют собой зоны, где непосредственно происходит выплавление магмы. Относительно того, что основные питающие магматические очаги вулканов расположены в верхней мантии, как будто ни у кого сомнений не существует. Вопрос состоит только в том, на каких именно глубинах они образуются и как формируются. Геофизический материал, который изложен выше, свидетельствует о том, что под вулканическими поясами островных дуг (как будет показано в гл. VI, это справедливо и для рифтовых структур) основные магматические очаги концентрируются непосредственно у основания земной коры или в переходном от коры к мантии слое, соединяясь вертикально вытянутыми магматическими колоннами [Федотов, 1976, 1978] или «магмоводами» [Утнасин и др., 1974] как с областями магмообразования в верхней мантии, так и со вторичными (периферическими) очагами в земной коре. О возможности существования периферических магматических очагов в земной коре в настоящее время имеется множество не только геофизических, но и геологических доказательств: в частности, это широко описываемые в литературе субвулканические тела, которые трактуются как перифе-

рические очаги [Лучицкий, 1971]. Наиболее многочисленные данные о существовании периферических очагов под вулканами Камчатки получены при геофизическом изучении их различными методами. При этом такие очаги обнаружены не только под вулканами среднего и кислого состава, но и под действующими вулканами основного состава.

Так, под Авачинским вулканом андезитового состава на глубине 1,5—2,0 км обнаружен периферический магматический очаг [Штейнберг и др., 1966; Балеста, 1970]. Под вулканом Безымянный, также имеющим андезитовый состав, магматический очаг находится уже на глубинах от 10 до 20 км. Наряду с этим в районе извержения Новых Толбачинских вулканов, где продуктами извержения являлась базальтовая магла, периферический магматический очаг обнаружен на глубине 2—3 км. Отсюда можно видеть, что прямой зависимости между глубиной залегания магматического очага в земной коре и составом продуктов извержения вулкана не наблюдается. Размеры таких периферических магматических камер также различны и составляют в среднем от 2 до 10—15 км в поперечнике. По-видимому, можно говорить о разных типах периферических очагов, отличающихся своими размерами, глубиной залегания, формой, активностью связи с подкоровыми источниками магмы, длительностью существования и т. д. Таким образом, наличие под отдельными вулканическими аппаратами периферических магматических очагов можно считать установленным фактом.

Гораздо сложнее выявление по геофизическим данным так называемых коровых или палингенных магматических очагов, возникающих, видимо, самостоятельно в недрах земной коры за счет дополнительного источника тепловой энергии [Ермаков, 1970]. Такие очаги предполагаются в основном по гравиметрическим данным, выявившим в пределах Восточного вулканического пояса Камчатки серию крупных отрицательных аномалий силы тяжести [Зубин и др., 1971]. Эти аномалии интерпретируются зонами разуплотнения на глубинах 15—20 км, которые могут быть связаны с коровыми магматическими очагами, поставляющими магматический материал весьма кислого состава (вплоть до игнимбритов). Однако, по мнению автора, выделение таких очагов в земной коре по одним гравиметрическим данным весьма проблематично, так как, во-первых, трудно учесть все факторы, влияющие на определение плотности на глубине, и, во-вторых, глубина залегания зон разуплотнения при небольших изменениях параметров разреза вполне может совпадать с выделенным по сейсмическим и другим данным переходным от коры к мантии слоем. По-видимому, можно говорить о том, что даже если такие магматические очаги и существуют в пределах нижних частей земной коры, то они имеют связь с подкоровым источником посредством переходной зоны; то тогда они теряют самостоятельное значение. Таким образом, многочисленные геофизические данные по вулканам Камчатки свидетельствуют о том, что под отдельными вулканическими аппаратами в пределах земной коры, на разных ее уровнях существуют периферические магматические очаги, имеющие непосредственную связь с подкоровыми магматическими источниками. Проблема существования коровых магматических очагов, не имеющих связи с подкоровыми источниками, на основании имеющихся геофизических данных пока не может быть решена, так как нет достаточно убедительных геофизических доказательств их существования.

## Возможный состав земной коры Камчатки по геолого-геофизическим данным

Весь комплекс геофизических исследований, выполненных в различных вулканических районах Камчатки, результаты которых изложены выше, позволяет, кроме того, в совокупности с экспериментальными данными по изучению зависимости скоростей упругих волн вулканитов Камчатки от давления рассмотреть вопрос о возможном составе различных слоев земной коры и об отличии их состава под вулканическими районами разного типа. Этот вопрос имеет важное значение не только в плане определения типа земной коры под вулканами разного состава и его зависимости от активных процессов вулканизма, но и для решения вопросов направленности развития земной коры в островодужных системах переходной зоны. Как известно, эта проблема (проблема направленности развития земной коры) привлекает многих исследователей, которые обнаруживают на примере этого района как процессы базификации (океанизации) земной коры [Белоусов, 1966], так и процессы континентализации (новообразования континентов) [Марков, 1975].

При рассмотрении результатов ГСЗ по всем выполненным на Камчатке профилям отмечалось, (гл. III), что наряду с отличиями строения земной коры отдельных районов выявляются общие черты строения. Причем отличия строения, в основном, обусловлены принадлежностью коры к тому или иному району современного вулканизма. Общими закономерностями, присущими всем разрезам, являются: 1) наличие выдержанной преломляющей границы раздела, относимой к кровле консолидированного основания («гранитно-метаморфического» слоя), и 2) латеральная вариация скоростей продольных волн в однотипных (по их положению в разрезе) слоях земной коры ниже этого преломляющего горизонта. Так, на профиле, пересекающем Ключевскую группу вулканов, скорости в «гранитном» слое увеличиваются при приближении к вулканической группе с 6,4 до 6,6 — 6,7 км/с при сравнительном постоянстве скоростей в «базальтовом» слое, а на профилях района Авачинской группы — с 6,0 до 6,3 км/с и 6,8 км/с — в «гранитном» слое при соответствующем увеличении скоростей в «базальтовом» слое (см. рис. 8). Эти закономерные вариации скоростей, однако, не имеют направленного характера (вкрест простираения островной дуги), а обнаруживают прямую связь с распределением районов активного вулканизма. Отмеченные особенности строения земной коры позволяют рассмотреть вопрос о составе земной коры с позиций ее возможной переработки современными вулканическими процессами.

Для более полной характеристики возможного состава земной коры, кроме данных ГСЗ, используются также упругие свойства пород, характеризующие те или иные части разреза и глубинных оболочек земной коры, причем состав последних оценивается по ксенолитам в вулканических породах [Ермаков и др., 1975; Левикин и др., 1978]. При этом предполагалось, что состав ксенолитов, по крайней мере частично, отражает состав тех глубоких зон земной коры, с которых они захвачены расплавами при их движении к поверхности. Включения ксенолитов присущи в основном вулканическим породам различного состава и отвечают их формационному распределению [Ермаков, 1970], что позволило отнести их к определенным

участкам разрезов ГСЗ в районах пересечений ими соответствующих вулканических формаций. Так, например, устанавливается, что для базальтов в целом характерны включения основных и ультраосновных пород, для андезитов — амфиболитов и частично гипербазитов (для Авачинского вулкана). Соответствующие группы включений ксенолитов охарактеризованы скоростями упругих волн и их изменениями при повышении давлений до 20 кбар (см. гл. II). Эти данные позволили распределить все группы пород в соответствии с значениями их скоростей при разных давлениях, с поправкой на температуру на соответствующих глубинах [Смирнов, 1968]. Анализ этих результатов в сопоставлении с разрезами ГСЗ позволяет сделать следующие выводы относительно возможного состава верхних частей земной коры.

1. Средние скорости для вулканогенно-осадочных пород составляют 5,0—5,4 км/с до глубин 10 км. Эти данные указывают на возможность вариаций скоростей вдоль стратиграфических границ. В целом отмеченные скорости характерны для близких по составу осадочно-вулканогенных пород палеогенового и позднемелового возраста.

2. Скорости ниже 4,4 км/с характеризуют породы (при соответствующих давлениях) более молодые, чем палеогеновые.

3. Скорости  $V_p = 5,7$ —6,2 км/с, наблюдаемые по данным ГСЗ в кровле консолидированного фундамента, характерны для широкого круга пород, однако исходя из того, что многие породы не встречены ни в эрозионных врезях, ни среди включений вулканитов, их участие в составе этого слоя исключается. В частности, это относится к гранитоидам и подобным им породам. Слой с  $V_p = 5,7$  км/с выходит на поверхность на профиле ГСЗ III в районе Ганальского выхода метаморфид, где они представлены зеленосланцевыми, эпидот-амфиболитовыми и амфиболитовыми фациями, которые отмечаются также и во включениях [Ермаков и др., 1975]. По-видимому, кровля консолидированного фундамента имеет гетерогенное строение и состав в разных районах Камчатки.

Относительно состава более глубоких слоев земной коры рассматриваемого региона на основании имеющихся данных однозначных выводов безусловно сделать нельзя, однако отмеченные выше особенности строения коры позволяют высказать некоторые соображения о природе отдельных слоев. Реконструкция состава пород земной коры является лишь самым общим приемом и не вполне надежна, особенно в районах активного вулканизма, где широко развиты различного рода аномальные явления.

В разрезе земной коры, относящемся к району Ганал, наблюдается соответствие  $V_p = 5,7$  км/с зеленосланцевым породам (получены также экспериментально). Ниже здесь залегают кислые гранулиты [Герман, 1974], которые обеспечиваются скоростями 5,9—6,2 км/с, т. е. вполне можно распространять слой гранулитов до глубин 20 км, однако нижний слой коры в этом разрезе ( $V_p = 6,6$  км/с) не может иметь тот же состав и, по-видимому, замещается более основными гранулитами.

Для разреза района Срединного хребта (см. рис. 10) характерны скорости  $V_p = 6,4$  км/с ниже кровли консолидированной коры, обычно относимые к «гранитному» слою. Однако эти скорости несколько превышают значения скоростей для района Ганал. Экспериментальные данные для пород Ганал и гранитоидов Срединного массива показывают, что скорости этих

пород при соответствующих давлениях и температурах не совпадают с указанным изменением скоростей в этом слое (6,3—6,6 км/с); это заставляет полагать, что данные породы не присутствуют в составе «гранитного слоя». Вероятно, что этот слой слагают породы различных фаций регионального метаморфизма, в частности, это могут быть различные глиноземистые и плагиоклазамфиболитовые гнейсы. Нижнему слою в этом разрезе с  $V_p = 7,2$  км/с, по-видимому, соответствуют пироксеновые габбро и безгранатовые гранулиты. Непосредственно под вулканами Ключевской группы наблюдается изменение скоростей сейсмических волн в этом же слое коры до значений 6,6—6,7 км/с. Эти скорости по экспериментальным данным весьма характерны для полевошпатовых амфиболитов или амфиболовых габбро, а скорости  $V_p = 7,0—7,2$  км/с — для габброидов. Исходя из этого, а также учитывая то, что во включениях вулканитов Ключевских вулканов часто встречаются подобные породы, можно предположить, что верхний слой консолидированной коры под Ключевской группой вулканов состоит из амфиболитов, а нижний представлен породами типа пироксенового габбро. Примечательно, что в области влияния периферического магматического очага вулкана Безымянный (см. рис. 10) скорости на всю мощность коры не превышают значений 6,6—6,7 км/с, и, по-видимому, можно предполагать, что здесь вся кора состоит из амфиболитов. Возможность преобразования габброидов в амфиболиты на глубинах 20—30 км при соответствующих термодинамических параметрах показывается и петрохимическим изучением этих пород [Ермаков и др., 1975]. Ниже поверхности М или кровли переходного от коры к мантии слоя под вулканами Ключевской группы выявлен аномальный слой со скоростями  $V_p = 7,6—7,8$  км/с. Как указывалось выше (см. гл. III, IV), по комплексу геофизических данных, а также по данным сейсмологии [Горшков, 1956; Федотов, 1968] предполагается, что этот слой содержит первичные магматические очаги, поставляющие базальтовые магмы. Согласно экспериментальным данным по изучению скоростей упругих волн в перидотитовых включениях на базальтоидов вулканов при давлениях до 10 кбар скорости  $V_p$  составляют 8,0—8,3 км/с. Эклогиты и эклогитоподобные породы во включениях не встречены и поэтому они исключены из рассмотрения. Учитывая возможное присутствие в аномальном слое магматических расплавов, можно с достаточной уверенностью говорить о том, что этот слой является областью дегенерированной мантии, представленной смесью перидотита и некоторого количества расплава. В таком случае естественное объяснение получают и наблюдаемые зоны разуплотнения в верхней мантии, о которых говорилось выше.

В разрезе земной коры, характеризующем строение Авачинского вулкана (см. рис. 8), наибольший интерес представляет наличие мощного переходного от коры к мантии слоя и подъем кровли этого слоя до глубин 20—22 км. Кроме того, здесь сильно сокращена мощность «гранитного» слоя, а скорость в нем аномально высока (до 6,8 км/с); «базальтовый» слой со скоростью 7,0—7,2 км/с залегает всего на глубине 9—11 км. По существу, разрез под Авачинским вулканом по своему строению занимает промежуточное положение между типично континентальным и океаническим типами коры [Косминская, 1968; Тулина, Ярошевская, 1976]. Характерно при этом, что дальше по направлению к океану в прибрежном блоке земной коры такое строение не отмечается, т. е. можно сказать, что аномальный разрез

под Авачинским вулканом является прямым отображением активных процессов переработки земной коры, а ареной такой переработки являлся переходный от коры к мантии слой. Прежде всего необходимо отметить, что вулканы Авачинской группы — это область длительно развивающегося вулканизма андезитового состава, причем масштабы его исключительно высоки. Для включений вулканитов Авачинского вулкана, кроме амфиболитов, весьма характерны также перидотиты [Масуренков, 1972]. Перидотитовые включения в лавах этого вулкана хорошо изучены с целью возможного отождествления их с породами мантии [Соболев, 1975; Кутюлин, Лапин, 1976]. Однако экспериментальное плавление перидотитовых включений этого вулкана показало, что они, по всей вероятности, не могут рассматриваться как первичный субстрат для образования базальтового расплава и скорее всего представляют уже переработанный выплавками материал. На основании этого сделан вывод о том, что перидотиты, захваченные андезитовым расплавом при извержении Авачинского вулкана, являются отторженцами переплавленного «базальтового» слоя, а сонахождение их объясняется плавлением «базальтового» слоя в определенных условиях, дающим андезит и остаток перидотитового состава. При такой схеме переработки нижних частей земной коры хорошо объясняются скорости в кровле переходного слоя ( $V_p = 7,8-7,9$  км/с характерны именно для этих перидотитов), находит объяснение постоянная ассоциация включений перидотитов и вмещающих андезитов, а также наблюдаемая аномальная мощность земной коры этого района. Подобный механизм преобразования низов коры можно предполагать и для разреза Козыревской впадины, прямо не связанной с вулканизмом, но в недрах которой на глубинах 25—30 км установлена зона инверсии скоростей, совпадающая со слоем повышенной проводимости (гл. III). Другие области современного вулканизма Камчатки, для которых характерны базальтовый вулканизм и аномальные свойства переходного от коры к мантии слоя, по-видимому, обладают зоной фракционного плавления вещества, опущенной из низов коры в верхнюю мантию. В достаточной степени подобный механизм переплавления низов коры и верхней мантии можно предполагать не только в случае, когда опускание «теплового фронта» из низов коры в верхнюю мантию изменяет состав продуктов извержений вулканов от андезитов до андезито-базальтов и базальтов (как в случае вулканов Авачинско-Корякской группы), но и тогда, когда этот фронт захватывает разные по глубине горизонты переходного слоя, относящиеся в целом к верхней мантии. При извержениях вулканов это отображается в виде различных порций базальтовых магм разного состава (как это видно на примере Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.).

При сравнении разрезов земной коры Камчатки обращает на себя внимание тот факт, что в целом мощность земной коры составляет около 30 км. Аномалии мощности коры, как правило, связаны с районами длительного развития вулканизма, что неоднократно нами отмечалось ранее. Латеральные и постепенные изменения мощности коры по направлению к океану отсутствуют, скорее можно сказать, что кора характеризуется блоковым строением, где блоки, связанные с вулканическими районами, резко отличаются по своему строению от соседних блоков коры. Очевидно, первоначально, до заложения геосинклинали Восточной Камчатки, кора повсеместно имела мощность около 30 км и была близка к континентальному типу.

Прообразом этой коры могут являться участки выходов массивов метаморфических пород в районе Ганал и Срединного массива, хотя и здесь кора подверглась длительным процессам метаморфизма.

Изложенный выше характер преобразований земной коры Камчатки в какой-то мере поддерживает гипотезу В. В. Белоусова о базификации коры [1966]. При этом, по-видимому, модель базификации не универсальна, поскольку процессы преобразования коры зависят от термодинамических условий, которые сильно меняются от места к месту. В случае низких температур преобладающее влияние оказывают метаморфические процессы, а в случае высоких температур значительная роль в преобразовании коры принадлежит процессам вулканизма (и магматизма). Как можно видеть из предыдущего изложения, в этом процессе можно усматривать два типа перестройки земной коры. Первый тип, при котором происходит приращение земной коры за счет дегенерированной мантии, характеризуется существенно базальтовым вулканизмом. Этот процесс напоминает тот, в который вкладывается понятие «мантизации коры» [Сергеев, 1976] либо приращения коры снизу. Второй тип, когда наблюдается сокращение мощности коры за счет переработанного «базальтового» слоя и его отторжения к переходному от коры к мантии слою; вулканизм здесь типично андезитовый. Для древних вулканогенных поясов андезитового состава Северо-Востока СССР можно найти прямые аналоги, которые подтверждают высказанное положение. В частности, для Охотско-Чукотского пояса характерно заметное сокращение «гранитного» слоя до 8—10 км и увеличение мощности «базальтового» слоя, при этом пояс расположен либо на перегибе границы М, либо в области минимальных значений мощности коры [Глубинное сейсмическое ..., 1971]. Как показали С. М. Зверев и Ю. В. Тулина [Глубинное сейсмическое ..., 1971], Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканогенному поясу соответствует валообразное поднятие поверхности М. В его сводовой части глубина до М не превышает 25 км, скорости относительно понижены (8,0 км/с). Эти данные свидетельствуют о резких аномалиях строения и мощности коры под древними вулканическими поясами и указывают на аналогичные процессы перестройки коры, которые происходили раньше и которые совершаются в Восточном вулканическом поясе Камчатки в настоящее время.

## Выводы

1. В результате изучения комплексом геофизических методов плотностных и геоэлектрических неоднородностей в земной коре под Ключевской группой вулканов установлено существование магматических очагов на разных уровнях земной коры и в переходном от коры к мантии слое.

2. При исследовании строения района извержения Новых Толбачинских вулканов выявлены две зоны повышенной проводимости, которые полностью согласуются с данными сейсмических исследований по просвечиванию вулканов. Первая, локальная аномалия проводимости на глубине ~2 км, обнаружена западнее конусов Северного Прорыва и, по-видимому, соответствует периферическому магматическому очагу, питавшему этот Прорыв. Вторая, региональная зона проводимости на глубинах 17—25 км, может быть отождествлена с сейсмической аномальной переходной зоной от коры к ман-

тии, где, по всей вероятности, располагаются основные питающие источники магм в виде динамически связанных между собой магматических очагов.

3. Показано существование под отдельными вулканическими аппаратами в пределах земной коры, на разных ее уровнях, периферических магматических очагов, имеющих непосредственную связь с подкоровыми источниками.

4. Рассмотрение вопросов возможного состава земной коры Камчатки и направленности развития земной коры приводит к заключению, что в вулканических областях Камчатки в настоящее время происходит активный процесс переработки земной коры, ведущий в конечном счете к базификации коры. Решающее значение в этом процессе принадлежит вулканизму. При этом намечаются два пути преобразований коры за счет вулканизма: с приращением мощности коры за счет мантии, с преобладанием базальтового вулканизма и с сокращением мощности коры за счет отторжения переработанного «базальтового» слоя, с преобладающей ролью андезитового вулканизма.

## ГЛАВА VI

### СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

В настоящей работе последовательно рассмотрены результаты комплексных геофизических исследований, выполненных в ряде вулканических районов Камчатки. На основании этих исследований выявлены особенности строения земной коры и верхней мантии, присущие этим районам и позволяющие рассмотреть важные вопросы современной вулканологии: местоположение, свойства и геодинамику магматических очагов в земной коре и верхней мантии, взаимоотношения процессов вулканизма и состава земной коры, роль вулканизма в преобразовании земной коры и направленность ее развития и др. Кратко сформулируем особенности строения земной коры и верхней мантии под вулканическими районами Камчатки и попытаемся ответить на вопрос: эти черты строения свойственны всем областям современного вулканизма или они характерны только для вулканов островных дуг? Насколько влияет длительность проявления процессов вулканизма на состав земной коры? И, наконец, имеются ли общие закономерности размещения различных магматических очагов в пределах земной коры и верхней мантии?

Особенностями строения земной коры и верхней мантии вулканических областей являются:

1. Повышенные значения скоростей сейсмических волн и плотностей во всех слоях земной коры по сравнению с близлежащими невулканическими районами.

2. Наличие в основании коры мощной переходной зоны от коры к мантии со сложным распределением в ней скоростей, в том числе и с инверсией скорости.

3. Пониженные в целом скорости продольных волн в переходном от коры к мантии слое и наличие в нем зон разуплотнения.

4. Сокращение мощности «гранитного» слоя и резкое увеличение «базальтового».

5. Общее сокращение мощности коры в отдельных вулканических районах.

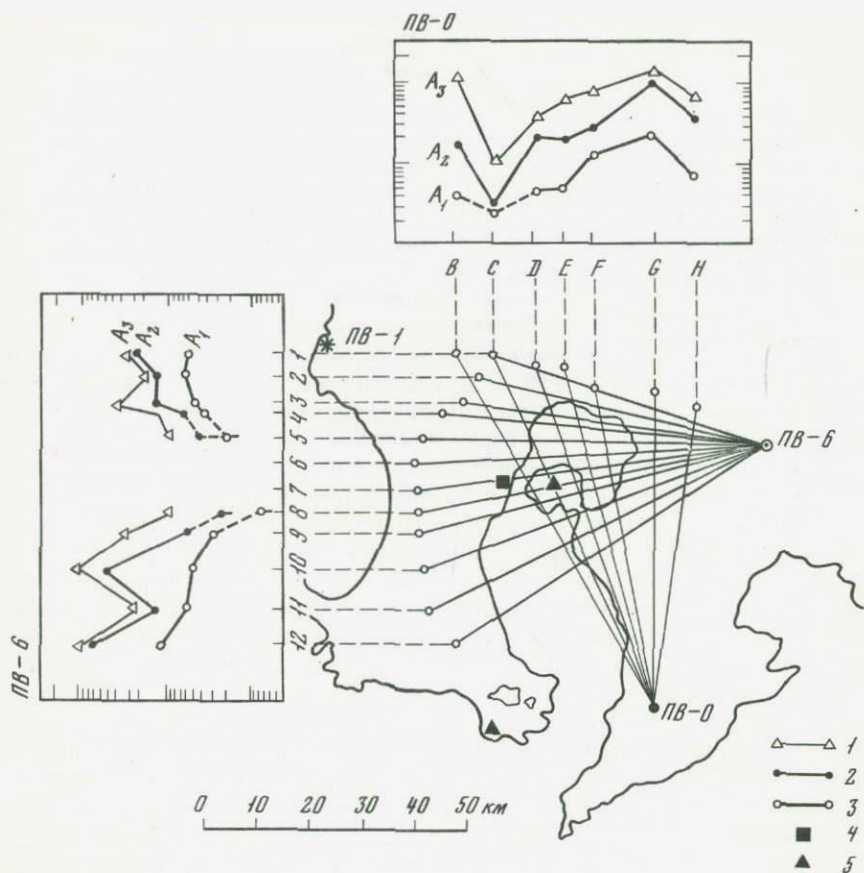
6. Наличие зон повышенной электропроводности на двух уровнях в верхней части земной коры на глубинах от 2 до 10 км, и в нижней части земной коры, в переходном от коры к мантии слое.

Следует отметить, что не все выявленные особенности строения коры и верхней мантии можно однозначно связать с областями современного вулканизма. Так, например, переходные зоны или коро-мантийные переходные разности в лежащие в основании земной коры выделены в последние годы по данным ГСЗ не только в тектонически активных районах, но и на платформах, и на щитах. Очевидно, следует выявлять как можно больше таких закономерностей путем комплексного изучения районов современного вулканизма, получая, таким образом, наибольшие основания для решения вопросов о глубинности залегания магматических очагов, их свойствах, составе земной коры и т. д. К сожалению, надо сказать, что области современного вулканизма детальными геофизическими исследованиями изучены очень слабо, а региональные работы часто не дают ясного представления именно о тех аномальных свойствах земной коры и верхней мантии, которые позволяют судить о внутреннем строении вулканов. Слишком узкие, локальные геофизические работы в пределах только вулканических построек также не могут дать ответ, какие свойства отличают их от окружающей среды. Поэтому, чтобы иметь возможность сравнительного изучения строения земной коры и магматических очагов различных областей современного вулканизма, были рассмотрены имеющиеся геофизические данные довольно разнородного характера. С позиций отмеченных особенностей строения земной коры и верхней мантии были обобщены данные по Японии, весьма обширный материал по геофизическому изучению Гавайских вулканов, были рассмотрены наблюдения по изучению глубинного строения вулканических районов Исландии и некоторых других рифтовых областей, а также данные по отдельным вулканам мира.

### **Геофизические данные о структуре коры и магматических очагах вулканов Японии**

Сравнение геофизических данных о структуре коры и магматических очагах современных вулканов Японии имеет важное значение в силу однотипного положения этой островной дуги в системе структур обрамления Тихого океана. Однако, как и было отмечено, здесь также мало выполнено детальных геофизических работ, в особенности комплексом методов. Сведения о свойствах коры и, в основном, верхней мантии, которые выявлены по сейсмологическим данным, приведены в гл. I, где показано, что в верхней мантии выделяются зоны пониженных значений скоростей сейсмических волн и повышенного затухания их. Такие данные обобщены в работе Уцу [Utsu, 1971]. Им показано, что низкоскоростная зона в верхней мантии распростра-

няется до больших глубин ( $\sim 270$  км), а зона поглощения сейсмических волн сначала была выделена на глубине около 100 км. Позднее под Японией был выделен слой высокого поглощения между подошвой земной коры и наклонной зоной очагов землетрясений, т. е. выделенная зона высокого поглощения как будто характеризует аномальные свойства основания земной коры под вулканическим поясом. Однако нижняя граница слоя здесь не выявлена и не совсем ясно, насколько можно связывать аномальное строение верхней части мантии с вулканогенным поясом. В более ранних работах [Aki, 1961] также указывается, что под Японией в области современного вулканизма существует низкоскоростной слой вблизи границы Мохо. На основании этих данных Шимодзуру [Shimozu, 1963] рассчитал температуры на глубине и заключил, что плавление в континентальных условиях может осуществляться на глубинах 150—250 км, в океанической мантии на глубинах 60 км и более. В районах островных дуг им допускается плавление уже вблизи границы М на глубинах 30—40 км. По сейсмологическим данным наличие зон пониженных скоростей в области ниже границы М предполагается также и для других островных дуг, примыкающих к Японской дуге: Идзу-Бонинской, Тонга-Кермадек и т. д. [Sykes, 1966]. Однако эти работы носят слишком региональный характер и по ним трудно определенно судить, на каких именно глубинах расположен низкоскоростной слой, слой ли это вообще или отдельные локальные неоднородности на пути сейсмических волн; располагается ли этот слой или неоднородности непосредственно под вулканическими группами или под отдельными вулканами и т. д. Во всяком случае, можно только констатировать факт, что в основании земной коры в отдельных районах Японских островов наблюдаются слои пониженной скорости, в отдельных случаях они характеризуются повышенным затуханием сейсмических волн. Эти районы часто можно связать с наличием областей современного и активного вулканизма. Указанием на существование в низах коры и в верхней мантии области пониженных скоростей являются и данные профильных наблюдений по методу преломленных волн при использовании взрывов [Hashizume et al., 1974; Okada et al., 1974]. По этим данным земная кора Японских островов по своему строению почти не отличается от земной коры Камчатки. В разрезе коры присутствуют слои со скоростями сейсмических волн 6,0, 6,6 и 8,0 км/с, толщина коры составляет 30 км. Следует отметить, что все сейсмические профили, расположены, как правило, вокруг о-вов Хоккайдо и Хонсю и данные относятся к краевым частям островов, не давая представления о структуре коры непосредственно под островами и тем более об особенностях ее строения под вулканическими поясами. Однако даже по этим данным есть основание говорить о том, что слои низкой скорости присутствуют в верхних частях мантии, возможно, вблизи границы М. На юге о. Хоккайдо, в районе, совпадающем с областью современного вулканизма, граница М характеризуется скоростями продольных волн порядка 7,5 км/с. Достаточно определенные сведения об аномальных свойствах нижних частей земной коры и верхов мантии несут данные по изучению электропроводимости этого района. Так, по наблюдениям Рикитакэ [Rikitake, 1969], слои повышенной проводимости выделяются на глубинах 40—50 км, а по другим данным [Honkuga, Yukutake, 1974], электропроводящие слои могут быть выделены на глубинах от 10 до 30 км, причем эти сведения относятся и к вулканическим районам Идзу-Бонинской



Р и с. 28. Схема веерной прострелки и амплитудные графики затухания сейсмических волн в районе вулкана Сакурадзима

1—12, В—Н — станции приема; 1—3 —  $A_1$ — $A_3$  — амплитуды волн 1—3 фаз соответственно (международные обозначения); 4 — вулкан; 5 — пункты взрыва

дуги. Особенно важные сейсмические данные, подтверждающие аномальные свойства нижних частей земной коры и верхней мантии и существование на этих глубинах магматических очагов под вулканами Японии, получены при недавних работах по веерной прострелке действующего вулкана Сакурадзима [Оно et al, 1978]. Эти работы выполнялись в течение длительного времени и предназначались для выявления зон затухания сейсмических волн под этим вулканом. На рис. 28 приведена схема сейсмических наблюдений как по продольному профилю, так и при веерной прострелке вулкана. Прострелка вулкана Сакурадзима выполнена в 2 взаимноперпендикулярных направлениях, и по обоим азимутам отмечено сильное затухание амплитуд волн непосредственно по направлениям, пролегающим через вулкан. Свойства графиков затухания сейсмических волн в зоне тени полностью

подтверждают выявленные нами при моделировании и в экспериментальных условиях закономерности затухания. Графики имеют вид осциллирующей функции с максимумом в зоне границы тени и света, что однозначно указывает на дифракционную природу сейсмических волн, зарегистрированных в зоне тени вулкана Сакурадзима. По-видимому, можно с уверенностью говорить, что на глубинах проникновения сейсмических лучей под этим вулканом существует аномальная неоднородность с пониженными вязкоупругими параметрами. Японскими учеными эта аномалия резкого затухания сейсмических волн не интерпретируется, однако указывается, что она обусловлена строением среды непосредственно под вулканом. Судя по удалениям взрыв—прием, которые осуществлены при этих наблюдениях (удаления составляли до 200 км), можно заключить, что этой прострелкой «просвечивались» под вулканом нижние горизонты земной коры и верхняя часть мантии (глубины от 20 до 30 км). Таким образом, при сейсмическом исследовании строения вулкана Сакурадзима показано присутствие в нижних частях земной коры и в верхней мантии аномальной неоднородности, которую можно по своим физическим параметрам отождествлять с зоной магматического внедрения. В сочетании с перечисленными выше геофизическими данными о существовании на уровне границы М зон повышенного затухания и пониженных скоростей сейсмических волн можно говорить, что, по-видимому, основные питающие источники вулканов Японии также расположены в основании земной коры, при этом те же геофизические данные со всей определенностью свидетельствуют, что в пределах верхней мантии до глубин 200—250 км существуют неоднородные аномальные зоны, с которыми, по-видимому, следует связывать области магмообразования и магмотделения. На вопрос о наличии мощного переходного от коры к мантии слоя под вулканическими районами Японии по имеющимся данным ответить не представляется возможным. По-видимому, можно ожидать, что при увеличении детальности геофизических и, в частности, сейсмических работ такие данные будут получены. Во всяком случае, некоторым указанием на присутствие такого слоя в низах коры являются данные, выявленные по тем же сейсмическим работам по продольному профилю в районе вулкана Сакурадзима. Об этом также могут свидетельствовать и данные изучения электропроводности земной коры и верхней мантии.

Кроме геофизических данных о возможности существования первичных магматических очагов в верхней мантии, имеются некоторые немногочисленные данные о выделении периферических магматических очагов на небольших глубинах в земной коре. В первую очередь это гравиметрические, магнитометрические данные и данные о деформациях земной коры на вулкане Oosima [Yokoyama, 1976]. При детальном рассмотрении материалов делается вывод о том, что под этим вулканом имеется магматический резервуар на глубинах 2—3 км. По изменению деформаций земной поверхности вокруг вулкана Сакурадзима также предполагается существование магматической камеры на небольшой глубине под вулканом [Mogi, 1958]. Заключение о возможности присутствия на небольших глубинах под вулканами Японии магматических резервуаров часто делается на основе наблюдений единичных фактов изменений геофизических параметров во время извержений вулканов. Так, например, часто изменение напряженности магнитного поля во время извержений вулкана Михара связывается с существованием

на небольшой глубине магматического резервуара, хотя само изменение магнитного поля еще не доказано [Rikitake, 1978]. Так же часто японские ученые связывают изменение режима вулканического дрожания с пульсациями магматического резервуара. Вместе с тем имеется много бесспорных данных о возможности выделения магматических камер на небольшой глубине под некоторыми вулканами Японии.

Таким образом, несмотря на крайне малочисленные геофизические данные, можно с некоторой долей вероятности констатировать, что в областях современного вулканизма Японии, весьма сходных по своему тектоническому положению и геологическому строению с Камчаткой, наблюдаются те же отличительные признаки особенностей строения земной коры и верхней мантии, которые позволяют предполагать существование магматических очагов под вулканами на двух уровнях: основных магматических зон питания, расположенных у подошвы земной коры, и периферических магматических камер на небольших глубинах в земной коре. Следует оговориться, что так же, как и для Камчатских вулканов, под одними вулканами могут присутствовать очаги обоих уровней (пример — вулкан Сакурадзима), а под другими поверхностные магматические резервуары могут и отсутствовать.

### **Строение земной коры и магматические очаги вулканов Гавайских островов**

Районы современной вулканической деятельности Гавайских островов относятся к классической области вулканизма океанических островов. Многие исследователи относят этот район к рифтовым океаническим структурам на границе литосферных плит [Wilson, 1963; и др.]. Стронники гипотезы тектоники плит приводят Гавайский вулканический хребет в качестве наглядного примера существования «горячей точки» в верхней мантии [Wilson, 1963; и др.]. Несмотря на хорошую изученность этого вулканического района мира, полной ясности о природе его вулканизма не имеется. Следует отметить, что эта область вулканизма хорошо изучена и геофизическими методами, причем геофизические работы выполнены как в региональном плане, так и в локальном для поисков и разведки неглубоко залегающих магматических тел, представляющих интерес с точки зрения эксплуатации геотермальных месторождений. Здесь выполнен широкий комплекс геофизических работ, начиная от сейсмологических методов изучения микросейсмичности и кончая детальными электроразведочными исследованиями. Кроме них, проведены сейсмические исследования методом преломленных волн [Furumoto et al., 1968; Hill, 1969], гравиметрические и аэромагнитные работы [Woollard, 1966; Furumoto et al., и др.]. По данным сейсмических работ преломленными волнами структура земной коры под Гавайскими островами представляется в следующем виде: «базальтовый» слой толщиной 4—8 км со скоростями от 7,0 до 7,2 км/с и верхний слой толщиной от 4 до 8 км со скоростями от 1,8—3,3 км/с до 5,1—6,0 км/с на глубине [Hill, 1969]. Земная кора под северо-восточной и юго-западной частями вулкана Килауэа имеет толщину 11—12 км и скорости в верхней части разреза от 1,8 до 5,1 км/с. «Базальтовый» слой здесь составляет 4 км, скорость в нем равна 7,1 км/с. Под вулканической группой Мауна-кеа слой со скоростью 7,0 км/с залегает на глубине всего 3—5 км, однако толщина коры

составляет в разных районах от 12 до 20 км [Furumoto et al., 1968; Hill, 1969]. При рассмотрении гравиметрических, аэромагнитных и сейсмических данных о структуре коры и соотношении слоев в разных зонах Вуллардом [Woollard, 1966] установлено, что под вулканическим хребтом толщина коры изменяется от 21 км под о. Оаху до 16 км под о. Гавайи, в районе желоба толщина коры составляет 12 км, а под краевым поднятием — 10 км. Как видно, данные несколько различаются между собой, однако везде отмечается некоторое утолщение земной коры непосредственно под вулканической грядой. Вуллард, кроме того, указывает на почти повсеместное внедрение под вулканами мантийного материала в виде различного рода некков, которые хорошо выделены по сейсмическим данным под потухшим вулканом Кулау на о. Оаху (см. ниже). Следовательно, по сейсмическим и другим геофизическим данным земная кора Гавайских островов принадлежит к типично океанической коре с несколько увеличенной мощностью непосредственно под вулканами. Каких-либо скоростных и плотностных неоднородностей в нижних частях земной коры и в верхней мантии у основания земной коры как будто не отмечается. В верхних частях коры под вулканами повсеместно выделены высокоскоростные и высокоплотностные аномальные неоднородности, которые в большинстве случаев связываются с вулканическими некками, внедрившимися из мантии вертикально вверх. Существуют данные, которые свидетельствуют о возможности выделения магматических очагов в верхней мантии или позволяют предполагать, что источники питания этих вулканов заведомо расположены в верхней мантии. Как показано в гл. I, ни сейсмологические, ни другие геофизические наблюдения не дают оснований выделять в этом районе у подошвы земной коры низкоскоростные аномальные зоны, которые можно было бы связывать с областями питания вулканов. Об этом же свидетельствуют и результаты сейсмического изучения коры и верхней мантии с помощью преломленных волн от искусственных взрывов. Таких работ здесь выполнено достаточно много. Несколько необычным в этом районе является то, что в основании земной коры отмечена сильная анизотропия скоростей продольных волн [Morris et al., 1969]. Анизотропия в верхней мантии на границе М вблизи Гавайских островов достигает разности в 0,6 км/с, при этом максимальные значения скоростей в 8,45 км/с отмечены в направлении восток—запад, а минимальные  $V_p = 7,85$  км/с — в направлении север—юг. Такое явление впервые отмечено для больших глубин и у многих исследователей вызывает сомнение. Тем не менее можно предполагать, что в какой-то степени оно связано с существованием ниже подошвы коры низкоскоростных слоев небольшой мощности. Такую возможность теоретически для района Гавайских островов показал Грин [Green, 1975]. Во всяком случае, такие явления некоторые ученые связывают с возможностью существования на глубинах 50—70 км «горячих точек» плавления вещества. Прямые указания о том, что магматические очаги вулканов Гавайских островов расположены в верхней мантии на глубинах не менее 60 км, содержатся в работе Итона [Eaton, 1962], где приводятся данные о продвижении гипоцентров землетрясений, сопровождавших извержение вулкана Килауэа, с глубин 60 км и до поверхности Земли. Однако, как известно, точность определения глубины таких землетрясений очень мала, и в действительности трудно уверенно говорить именно об этих глубинах. В подтверждение того, что вблизи границы М в этом районе отсутствует

аномальная зона, где бы можно было ожидать хотя бы частичное плавление вещества, приводятся также данные электромагнитных наблюдений длиннопериодных колебаний, по которым не выделяется проводящего слоя на глубине границы М; это казалось бы подтверждает данные об отсутствии низкоскоростного слоя. Проводящий слой при таких наблюдениях выделен на глубине  $\sim 350$  км [Bennet et al., 1975]. Однако эти данные не могут претендовать на полноту сведений о геоэлектрическом разрезе района, так как, во-первых, наблюдения выполнены в длиннопериодном спектре, при котором проводящие неоднородности и слои на небольших глубинах не могут быть выделены, а во-вторых, на результаты наблюдений на островах, как известно, сильное влияние оказывает береговой эффект, который может полностью затушевать влияние проводящих слоев на небольших глубинах.

В отличие от данных, характеризующих положение источников магматического питания под вулканами Гавайского архипелага в верхней мантии, имеются многочисленные геофизические данные о присутствии на небольших глубинах под вулканами магматических внедрений. Это прежде всего данные сейсмического изучения преломленными волнами потухшего вулкана Кулау на о. Оаху [Furumoto et al, 1965]. Здесь зафиксировано внедрение мантийного материала со скоростью продольных волн более  $7,0$  км/с на глубине всего на  $1,5$  км ниже вершины вулкана. Сейсмические данные хорошо подтверждаются гравиметрическими измерениями; они показывают наличие крупной положительной аномалии, которая также интерпретируется присутствием высокоплотного внедрения. Последующая гравиметрическая съемка островов Гавайского архипелага подтвердила наличие таких положительных аномалий силы тяжести почти над всеми действующими и потухшими вулканами, что дало основание Вулларду [Woollard, 1966] выделить под ними вулканические тела разных размеров, которые питали эти вулканы во время извержений. Особенно многочисленные геофизические данные о строении верхней части земной коры имеются для действующего вулкана Килауэа, на котором выполнены сейсмические исследования, гравиметрические, магнитные и электроразведочные, а также проводится регулярное изучение сейсмичности района и деформаций земной поверхности [Fiske, Kinoshita, 1969; Koyanagi, Endo, 1974; Furumoto, 1978; и др.]. Все эти геофизические данные позволяют не только выявить вулканические очаги в верхней части земной коры под этим вулканом, но и установить их взаимоотношения с рифтовыми зонами, в которых происходят извержения. Так, по анализу сейсмичности, сопровождавшей извержения Килауэа, установлено существование асейсмичной зоны на глубинах от  $2$  до  $6$  км вблизи района вершины вулкана, что может быть интерпретировано магматическим резервуаром на этой глубине. Изучение деформаций земной поверхности при извержении 1967—1968 гг. также позволило предположить наличие магматической камеры на глубине  $2$ — $3$  км в виде системы силлов и даек. Подобные же результаты получаются и при интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных. Более того, по гравиметрическим, магнитным и электроразведочным наблюдениям выявляется магматическое тело и в пределах восточной рифтовой зоны, в которой часто происходят побочные извержения этого вулкана. Тело (плотностью не менее  $3,1$  г/см<sup>3</sup>) располагается на глубине от  $2$ — $3$  до  $5$ — $6$  км, и имеет ширину в рифтовой зоне около  $13$ — $20$  км. По магнитным данным оценивается возможность присутствия расплава до

половины его объема. Эти комплексные геофизические данные позволили Фурумото [Furumoto, 1978] высказать предположение, что под вулканом Килауэа на глубине 1,5 км существует магматический резервуар, при заполнении которого магматическим материалом из глубинного источника которого магматическим материалом из глубинного источника питания в верхней мантии (по-видимому, на глубинах 50—60 км) магма начинает поступать в восточную рифтовую зону, как бы переливаясь через край магматического очага. Лава этих вулканов очень жидкая, вязкость ее достигает значений 100 пуаз, что, безусловно, способствует внедрению ее в виде серии мелких силлов и даек.

Таким образом, геофизическое изучение Гавайских вулканов дает основание заключить, что земная кора под этими вулканами обладает типично океаническим строением и мало подверглась переработке с помощью процессов вулканизма. Глубинные магматические области питания этих вулканов, по-видимому, расположены значительно ниже подошвы земной коры на глубинах 50—60 км. В верхних частях земной коры такие вулканы имеют периферические магматические камеры на глубинах от 1,5—2 до 5—6 км, которые соединяются с подкоровыми источниками и заполняются магматическим материалом перед каждым извержением.

### **Земная кора и магматические очаги вулканов Исландии**

Современный вулканизм Исландии сосредоточен в так называемой срединной рифтовой зоне, приуроченной к центральной части острова и являющейся продолжением океанической рифтовой структуры Срединно-Атлантического хребта [Исландия... , 1978]. Вулканизм здесь существенно базальтовый. Как указывалось в гл. I, верхняя мантия под Срединно-Атлантическим хребтом в районе Исландии обладает аномальными свойствами. По данным изучения кажущихся скоростей сейсмических волн от землетрясений устанавливается существование низкоскоростной зоны в верхней мантии до глубин порядка 250 км [Fransis, 1969]. В этом же районе выявлена зона низкой добротности вещества (величина, обратная удельному коэффициенту затухания) шириною не больше 100 км, расположенная непосредственно под Срединно-Атлантическим хребтом на глубинах от 50 до 150 км [Solomon, 1973]. Эти данные позволили предположить, что на таких глубинах происходит выплавление базальтовой магмы. Под рифтовой зоной Исландии по Френсису [Fransis, 1969] низкие скорости должны характеризовать непосредственно верхнюю мантию и распространяться до глубин не менее 130, а возможно и 250 км. Толщина коры по Френсису составляет всего 10 или максимум 17 км, причем средняя скорость в коре повышена и равна 6,7 км/с. По изучению микроземлетрясений также сделан вывод, что в зоне современного вулканизма и рифтообразования не могут накапливаться большие напряжения из-за того, что здесь вещество потеряло хрупкую деформацию вследствие высоких температур [Klein et al, 1973]. Подобные же сведения о залегании низкоскоростной мантии в зоне вулканизма на глубинах всего 8—15 км (скорости продольных волн при этом равны всего 7,2 км/с) получены и при исследованиях с помощью взрывной сейсмологии [Palmason, 1971]. К этому следует добавить, что по магнитотеллурическим данным ано-

мальные свойства проводимости наблюдаются на тех же самых глубинах. Слой высокой проводимости залегает на глубинах 15—20 км между сейсмическими слоями со скоростями 6,5 и 7,4 км/с. При этом принимается, что слой со скоростью 7,4 км/с принадлежит верхней мантии, которая состоит из перидотита и 10% базальтовой магмы; это вполне обеспечивает и наблюдаемые скорости, и электропроводность слоя. По электромагнитным данным температуры от 820 до 1120° С можно ожидать уже на глубине ~15 км при градиенте температуры 60° С/км, что вполне подтверждается геотемпературными измерениями [Статья Кононова, Поляка в книге: Исландия. . ., 1977].

Все эти геофизические данные позволили сформулировать М. Ботту [Bott et al., 1974] представления о существовании в этом районе, и особенно в рифтовой вулканической зоне, особой аномальной океанической коры исландского типа с пониженной скоростью в мантии. Однако в последние годы, после выполнения советскими исследователями крупных геофизических работ в этом регионе и в первую очередь работ по методу ГСЗ, установлено, что земная кора этого района может быть отнесена по своей мощности и скоростям в мантии к нормальной континентальной коре [Исландия. . ., 1977]. Здесь, в районе Исландско-Фарерско-Шотландских островов, обнаружена верхняя мантия с «нормальными» скоростями (7,8—8,0 км/с) на глубине 30—60 км, что дало основание относить весь этот регион к континентальному поясу. Под самой Исландией отмечается глубокий прогиб в структуре основания земной коры (предполагается, что подошва земной коры здесь расположена на глубине не менее 60 км). Это позволило указанным исследователям утверждать, что рифт в Исландии развивается на континентальной основе, а вулканизм — ближе к океаническим зонам. Вместе с тем этими исследованиями подтверждено существование в коре слоев с повышенными скоростями на небольших глубинах, что можно отнести к значительному влиянию процессов вулканизма на состав земной коры (см. гл. IV, V). Эти работы по изучению сейсмичности Исландии подтвердили ранние выводы о том, что глубина очагов землетрясений здесь не превышает 8—10 км под южным краем Исландии и 20—30 км под северной оконечностью острова. Это связано, по-видимому, с тем, что на этих глубинах, или несколько больших (скорее в области зоны, переходной от коры к мантии) вследствие значительного прогрева породы потеряли способность к хрупкой деформации. Судя по данным расчета предельных температур на глубине, уровень магмообразования под Исландией находится на глубине 30—35 км. Это согласуется с данными МТЗ, согласно которым на глубине 25—30 км предполагается региональное распространение проводящего слоя [Исландия. . ., 1978]. Под вулканической зоной Юго-Западной Исландии проводящий слой может располагаться уже на глубине 10—15 км, что вполне согласуется с указанными выше данными о глубинах сейсмических толчков, свидетельствующих о низкой сейсмической энергии здесь и исчезновении микроземлетрясений на глубинах 8—15 км вследствие более пластичного состояния вещества [Зверев, Косминская, 1978]. Следует добавить, что надежных сейсмических данных, характеризующих особенности строения коры и верхней мантии непосредственно под рифтовой зоной вулканизма, не имеется. Поэтому крайне затруднительно, по-видимому, дать однозначный ответ об отличиях свойств коры и мантии вулканической области от окружающих районов и в особенности об аномальных свойствах переходного от коры

к мантии слоя, который здесь залегает на глубинах, по всей вероятности, от 15—20 до 50 км. На аномальные свойства этого слоя указывают не только приведенные выше данные, но и полученные сейсмические наблюдения. В частности отмечается, что над границей, которая принята за границу Мохоровичича, выявлена область пониженных градиентов скорости. Эта область характеризуется и другими сейсмическими аномалиями: пониженной обратностью, возможно, слоями с инверсиями скоростей, повышенным отношением продольных и поперечных волн. Весьма существенно, что эти аномальные свойства усугубляются по мере приближения к зоне современного вулканизма. Эти свойства подтверждаются интерпретацией гравиметрических данных, а также сейсмическими данными методом отраженных волн. Наблюдаемое поле силы тяжести над Исландией может быть объяснено при условии, что нижняя часть коры (или, в нашем понимании, переходный от коры к мантии слой) значительно разуплотнена, а на границе коры и мантии почти отсутствует разница плотностей. По данным метода отраженных волн [Исландия ..., 1978] скорости 7,3—7,5—7,7 км/с наблюдаются уже с глубин 15 км в осевой части хребта, приуроченной к вулканической зоне. По мнению автора разреза, в приосевой части хребта уже необходимо относить к мантии слой со скоростью 7,5 км/с, который находится на глубине около 30 км.

Таким образом, по всем геофизическим данным устанавливается, что в нижних частях земной коры и в верхней мантии на глубинах от 15—20 до 50—60 км выявляются аномальные свойства вещества, которые могут быть объяснены наличием на этих уровнях высоких температур, предполагающих частичное плавление вещества. По-видимому, можно предполагать, что эта зона является областью существования магматических очагов Исландских вулканов. Однако для этой зоны современного вулканизма пока нет прямых геофизических данных, указывающих на существование на этих глубинах отдельных вулканических очагов, питающих современные вулканы. В условиях явно выраженных аномальных свойств и строения переходного от коры к мантии слоя задача обнаружения таких магматических очагов чрезвычайно трудна. Если таковые магматические очаги существуют под базальтовыми вулканами Исландии, то они залегают на глубинах не более 50—60 км. Вместе с тем возможно, что проницаемость земной коры в рифтовой зоне Исландии так высока, что выплавки базальтовой магмы на глубинах 20—30 км не скапливаются в крупные магматические очаги.

Что касается существования периферических магматических очагов в верхних частях земной коры, то для базальтового вулканизма Исландии этот вопрос достаточно сложен и определенных геофизических данных пока не имеется. Для районов кислого вулканизма возможность присутствия таких очагов на небольших глубинах подтверждается геофизическими работами в районе недавней вспышки извержения в Крафла (в 1975 г.). Здесь по данным изучения деформаций земной коры, гравиметрии и изучения сейсмичности района установлено, что извержение кислых вулканических продуктов, по всей вероятности, происходило из периферического магматического очага, расположенного на глубине 2—3 км. При этом здесь устанавливается, что переплавление пород в периферическом очаге было связано с влиянием базальтового расплава, поднявшегося с больших глубин.

Геофизические данные о свойствах коры и мантии районов современной вулканической деятельности Исландии позволяют выделить те же отличительные особенности строения коры и верхней мантии, что и в других районах современного вулканизма. Эти особенности заключаются в том, что в нижних частях земной коры и в верхней мантии в современную эпоху происходит интенсивная переработка вещества за счет поступления мантийного материала и преобразование этой части ее в подобие коры океанического типа. Если считать нижнюю границу переходного слоя, в котором происходят вышеуказанные процессы, за границу подошвы земной коры, то, очевидно, получим значительное утолщение мощности земной коры, и следствием этого будет вывод, что рифтовая зона Исландии закладывалась на коре континентального типа. В противном случае, если признавать, что кровлей мантии является верхняя часть мощного переходного слоя, то неизбежно получим очень малую мощность земной коры и противоположный вывод о заложении рифтовой зоны вулканизма на коре океанического типа.

Как представляется автору, в зонах активного вулканизма, где процесс перестройки коры снизу еще не завершен и длится значительное время, вопрос о мощности и типе коры, как это было показано на примере камчатских материалов, не имеет особого смысла в силу указанных выше причин. Важно установить сам факт наличия мощной переходной зоны и попытаться выяснить направленность развития земной коры вследствие преобладающего влияния процессов вулканизма (и магматизма).

В верхних частях земной коры районов современного вулканизма Исландии характерно присутствие, по крайней мере для вулканов, извергающих продукты кислого вулканизма, периферических магматических очагов, залегающих на глубинах 2—3 км. При этом, по-видимому, такие очаги формируются в земной коре за счет прямого воздействия базальтовых магм, поступающих из аномального слоя в основании земной коры либо из верхней мантии.

#### **Сравнительная характеристика строения земной коры и очагов питания вулканов Камчатки и других областей современного вулканизма**

Из приведенного краткого обзора результатов геофизических работ, выполненных в различных областях современного вулканизма мира, можно видеть, что к настоящему времени наиболее детальные данные имеются для районов активного вулканизма Камчатки и Гавайских островов (при этом на вулканах Камчатки исследования выполнены на всю мощность земной коры большим комплексом работ).

Сравнение этих данных показывает, что имеется довольно много общих черт строения земной коры и верхней мантии, а также местоположения магматических зон питания вулканов, как в пределах земной коры, так и в верхней мантии. Прежде всего устанавливается, что в однотипных структурах, характеризующих вулканизм островных дуг, особенности строения земной коры и верхней мантии районов современного вулканизма очень схожи. Отмеченные для Камчатки характерные черты строения этих областей с некоторыми изменениями сейсмических параметров повторяются и на Япон-

ской островной дуге. Эти же свойства коры и мантии присущи и другим островным вулканическим дугам Тихоокеанского типа. Для коры здесь характерно присутствие слоев с повышенными скоростями и повышенной плотностью. Для нижних частей земной коры и верхней мантии—пониженные скорости и разуплотнение. Весьма характерно наличие мощного переходного от коры к мантии слоя, в котором по всем геофизическим данным, по-видимому, сосредоточены основные питающие магматические очаги вулканов. Свойства этого переходного слоя таковы, что можно либо предполагать наличие в нем небольшого количества расплава, либо считать его находящимся в стадии частичного плавления; это позволяет думать, что очаговые зоны магматического питания вулканов взаимосвязаны между собой. Геофизические данные ясно указывают, что в переходной от коры к мантии зоне, по всей вероятности, не происходит выплавления базальтовой магмы. Скорее всего, магмоотделение идет на значительно больших глубинах, захватывающих, по-видимому, и фокальный слой землетрясений. На глубины первичного маглообразования, превышающие 200—250 км, указывают не только геофизические данные [Федотов, 1974; 1976; 1978], но и геологические сведения о возможных глубинах образования кимберлитовых пород [Соболев и др., 1973]. По-видимому, первичное плавление в недрах верхней мантии можно представить в виде появления отдельных пленок и линз расплава в межзерновом пространстве, которые поднимаются к основанию коры, формируя магматические колонны [Федотов, 1976]. Скопление этих выплавков происходит в переходном от коры к мантии слое, где они представляют собой уже магматические очаги.

Отличительной чертой строения земной коры и верхней мантии при сравнении их в областях современного вулканизма островных дуг и рифтовых океанических структур является то, что земная кора в океанических рифтовых зонах, по-видимому, наращивается за счет процессов вулканизма, значительно утяжеляясь. В ряду таких океанических рифтовых структур по степени преобразования коры в нижних ее частях стоят срединно-океанические хребты (типа Срединно-Атлантического с пересекаемой им областью вулканизма Исландии). Земной корой, наименее переработанной вулканическими процессами, обладают вулканические океанические острова типа Гавайских, где океаническая кора незначительно утолщена, а нижняя часть земной коры и верхняя мантия не приобрели аномальных свойств, которые характерны для переходного от коры к мантии слоя островных дуг и срединно-океанических хребтов.

Геофизические данные и их сравнение позволяют достаточно определенно устанавливать, что область расположения первичных магматических очагов в верхней мантии (и в нижних частях коры) охватывает небольшой интервал глубин даже в таких разнородных областях современного вулканизма, как островные дуги и океанические острова. Этот интервал располагается между 20—30 и 50—60 км.

В отличие от основных питающих магматических очагов периферические магматические очаги, по-видимому, присущи всем вулканическим областям. Однако, очевидно, имеет смысл говорить о разных типах очагов, отличающихся по форме, глубине расположения, длительности существования в земной коре, по степени активности связи с подкоровым источником и т. д.

## Выводы

1. В однотипных структурах областей современного вулканизма, таких, как островные дуги тихоокеанского типа, наблюдаются идентичные свойства земной коры и верхней мантии, что заставляет предполагать однотипность форм и условий залегания магматических очагов вулканов. Можно предполагать, что основные магматические очаги питания вулканов расположены в области существования под ними зон, переходных от коры к мантии.

2. В областях современного вулканизма, приуроченных к океаническим вулканическим островам типа Гавайских, земная кора и верхняя мантия имеют наименее выраженные отличия от окружающей океанической коры, хотя и здесь за счет процессов вулканизма отмечаются некоторое утяжеление коры и утолщение ее.

3. В рифтовых зонах современного вулканизма Исландии земная кора и верхняя мантия характеризуются значительной переработкой нижних частей земной коры с формированием мощной переходной от коры к мантии зоны. Этот слой, достигающий мощности 30 км (приблизительно соответствует мощности переходного слоя под вулканическими поясами Камчатки), обладает аномальными свойствами, аналогичными выявленным для островных дуг. Это дает возможность предполагать, что области питания современных вулканов располагаются в этом слое на глубинах 30—60 км.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявление особенностей глубинного строения земной коры и верхней мантии областей современного вулканизма является весьма важной и актуальной задачей, связанной с решением ряда вопросов преобразования земной коры и верхней мантии в современную эпоху и существования магматических очагов питания вулканов. Последовательное рассмотрение результатов геофизических данных, полученных для районов современной вулканической деятельности Камчатки, позволило установить, что земная кора и верхняя мантия этих районов обладают отличительными особенностями строения. Перечислим главные из них.

1. Земная кора вулканических районов имеет повышенные значения скоростей сейсмических волн и плотностей по отношению к окружающим невулканическим регионам.

2. Под областями современного вулканизма устанавливается мощный переходный от коры к мантии слой, обладающий пониженными скоростями и имеющий в своем составе зоны разуплотнения. Свойства и мощность этого слоя меняются в зависимости от длительности процессов вулканизма. При этом, по-видимому, характер вулканизма зависит от состава этого слоя, термодинамических параметров в нем и длительности протекающих процессов преобразования коры.

3. Судя по аномальным геофизическим свойствам этого переходного от коры к мантии слоя (пониженные скорости с инверсионными слоями, пониженные плотности, повышенное затухание энергии сейсмических волн и повышенная электропроводность), можно полагать, что в этом слое вещество находится в аномальном состоянии, предполагающем либо его частичное плавление (при температурах, близких к солидусным), сопровождающееся разуплотнением, либо в стадии предплавления пород, когда еще не происходит резкого падения скоростей и резкого роста затухания упругих волн.

Наряду с отмеченными особенностями строения коры и верхней мантии повсеместно установлена интересная закономерность, характеризующая латеральное изменение физических параметров среды под вулканами: скорости и плотности слоев земной коры постепенно увеличиваются по направлению к вулканам; мощность переходной зоны от коры к мантии максимальна непосредственно под вулканами, а свойства ее здесь наиболее неоднородны и аномальны.

Эти геофизические данные в сочетании с определениями физических свойств вулканитов и ксенолитов при высоких давлениях и температурах позволили высказать определенное мнение о возможном составе земной коры Камчатки и об особенностях ее состава под вулканическими поясами. В свою очередь, это обсуждение привело к рассмотрению вопросов направленности развития земной коры, что имеет чрезвычайно важное значение для островных дуг тихоокеанского типа, где многие исследователи находят примеры как базификации коры, так и новообразования континентальной коры. Автор на основании приведенных материалов геофизического изучения вулканических областей пришел к выводу, что в областях современного вулканизма Камчатки в современную эпоху происходит активный процесс

переработки земной коры, ведущий, вероятнее всего, к базификации коры. Решающее значение в этом процессе принадлежит вулканизму (магматизму). При этом намечаются два пути преобразования земной коры при участии процессов вулканизма: с приращением мощности земной коры снизу за счет дегенерированной мантии при преобладании базальтового вулканизма и с сокращением мощности земной коры за счет отторжения переработанного выплавками «базальтового» слоя при преобладающей роли андезитового вулканизма. При таком подходе к интерпретации геофизических данных намечается общий вывод о том, что разнообразие продуктов извержений вулканов зависит от интенсивности, длительности и уровня переработки нижних частей земной коры и верхней мантии в области слоя, переходного от коры к мантии.

Сейсмическое просвечивание активных вулканов Камчатки в совокупности с данными других геофизических методов (гравиметрии и электромагнитных наблюдений) позволило с разной степенью достоверности выделить магматические очаги питания вулканов на двух уровнях: периферические (или вторичные) магматические очаги в земной коре на глубинах от 2—3 до 10—20 км и первичные (основные) магматические очаги, располагающиеся в переходном от коры к мантии слое на глубинах от 20—30 до 50—60 км. При этом автор полагает, что первичные (основные) магматические очаги, залегающие в основании земной коры, являются местом скопления выплавочного вещества мантии, в то время как само магноотделение происходит на значительно больших глубинах, охватывая мантию до глубин не менее 250—300 км (а возможно, и больше). Судя по сейсмологическим данным и теоретическим расчетам [Федотов, 1979, 1978, 1979], выплавки с больших глубин могут продвигаться к магматическим очагам, расположенным в переходном слое в виде магматических колонн, которые повсеместно фиксируются под вулканами по данным сейсмологии и ГСЗ. Свойства переходного от коры к мантии слоя таковы, что в пределах отдельных вулканических групп магматические очаги динамически связаны между собой, так что извержение некоторого объема материала в одном месте вызывает перестройку геодинамической обстановки в другом (как это наблюдалось в случае Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.).

Все эти выводы, полученные при геофизическом изучении вулканов Камчатки, хорошо подтверждаются при сравнительном анализе геофизических материалов по другим вулканическим районам мира, в особенности в областях современного вулканизма, занимающих однотипное структурное положение или родственное ему.

На аномальности строения нижних частей земной коры и верхней мантии в области переходного слоя указывают геофизические наблюдения, полученные в районе Японских островов и других островных дуг тихоокеанского обрамления. В этом аномальном переходном слое, который под Японскими островами, по-видимому, захватывает низы коры, располагаются и первичные магматические очаги (в основном вулканов андезитового ряда).

Ярким примером аномального строения нижних частей земной коры и верхней мантии является рифтовая зона современного вулканизма Исландии, где область аномального переходного слоя с пониженными (до 7,3—7,5 км/с) скоростями и высокой электропроводностью занимает промежуток глубин от 20 до 60 км.

Присутствие в основании земной коры мощного переходного слоя, возникшего за счет процессов вулканизма, очевидно, ставит перед исследователем вопрос: где же находится истинная граница раздела коры и мантии? Для Камчатки, например, в районе Восточного вулканического пояса под Авачинской группой наблюдаются скорости продольных волн, свойственные верхней мантии на глубине 20—22 и 45—50 км. Нами подошва коры проводится на глубине 20—22 км, а весь переходный слой относится к мантии [Балеста и др., 1974], а сахалинские исследователи подошву коры относят к глубине 45—50 км [Глубинное сейсмическое ..., 1978; Сычев, 1979]. Аналогичная проблема возникает и в Исландии, где исландские исследователи выделяют раздел Мохо на глубинах 15—20 км (скорости в мантии понижены до 7,3—7,5 км/с) (см. гл. VI), а советские исследователи отождествляют подошву коры с границей, расположенной на глубине 30—60 км и имеющей нормальные мантийные скорости.

Исходя из вышеизложенного, автору представляется, что эти разногласия могут быть сняты, если принять существование в областях активного вулканизма или, в целом, в тектонически активных районах, мощных зон переходных, от коры к мантии, в которых в настоящее время происходят процессы перестройки коры; для таких областей понятие мощности земной коры становится неопределенным.

Существование в земной коре на небольших глубинах периферических магматических очагов подтверждено геофизическими данными во всех рассмотренных областях современного вулканизма. Подобные очаги характерны и для современных вулканов островных дуг, и для океанических рифтовых зон, и для континентальных рифтов и других континентальных структур. При этом они характерны для вулканов разного состава (от базальтового до дацитового и липаритового); однако присутствие их под всеми вулканами обязательно.

Автор отчетливо понимает, что не все поднятые в этой работе вопросы получили должное решение. Проблема глубинного строения недр нашей планеты сложна сама по себе, но для районов современной вулканической деятельности она сложна вдвойне. Несмотря на сложность, она многократно интересна и важна, так как только в этих районах можно получить прямые ответы на вопросы эволюционного преобразования земной коры, становления и направленности ее развития в условиях современной тектоно-магматической активности.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аверко Е. М., Балеста С. Т.* Постановка задачи и методика сейсмического моделирования магматического очага вулкана. — Геология и геофизика, 1970, № 3, с. 81—88.
- Аверко Е. М., Балеста С. Т.* Волновая картина при моделировании очага вулкана. — Геология и геофизика, 1970, № 6, с. 113—118.
- Аверко Е. М., Балеста С. Т.* Обработка результатов сейсмического моделирования очага вулкана. — Геология и геофизика, 1970, № 8, с. 107—113.
- Аверко Е. М., Балеста С. Т., Григорян Г. Б., Колесников Ю. В., Максимов Л. В.* Об одном способе интерпретации волновых полей, обусловленных влиянием магматических очагов вулканов. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 1.
- Аверьянова В. Н.* Глубинная сеймотектоника района островных дуг на северо-западе Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1975. 220 с.
- Адмамчук Ю. В., Трубников Б. А.* Электропроводность текущей лавы южного Новотолбачинского прорыва, 2841. М.: Ин-т. атомн. энергии, 1977.
- Аки К., Пресс Ф.* Строение верхней мантии под океанами и континентами по наблюдениям релейских волн. — В кн.: Верхняя мантия Земли. М.: Мир, 1964, с. 329—353.
- Алексеев А. С.* К расчету годографов и геометрического расхождения лучей в неоднородных средах. — В кн.: Некоторые методы и алгоритмы интерпретации геофизических данных. М.: Наука, 1967.
- Аниконов Ю. Е., Пивоваров Ю. Е., Славина Л. Б.* Трехмерное поле скоростей фокальной зоны Камчатки, гл. I. — В кн.: Математические проблемы геофизики. Новосибирск, 1974, вып. 5.
- Аносов Г. И., Балеста С. Т., Утнасин В. К.* Особенности сейсмических моделей земной коры под вулканами. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 115—122.
- Аносов Г. И., Биккенина С. К., Попов А. А. и др.* О характере сочленения континентального и океанического литосферных блоков в районе Южной Камчатки. — III Советско-японский симпозиум по геодинамике и вулканизму зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, тезисы докладов Новоалександровск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976. 10 с.
- Аносов Г. И., Веселов О. В., Павлов Ю. А. и др.* Строение и вещественный состав земной коры Центральной Камчатки по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. — Сов. геология, 1976, № 7, с. 25—38.
- Артемьев М. Е., Артюшков Е. В.* О происхождении рифтовых впадин. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4, с. 58—73.
- Артюшков Е. В.* Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5, с. 18—30.
- Базин В. И., Бродская С. Ю., Петрова Г. Н., Печерский Д. М.* Глубина очагов вулканов Курило-Камчатской островной дуги по данным термомагнитных исследований вулканических пород. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 5, с. 7—13.
- Базин В. И., Бродская С. Ю., Петрова Г. Н., Печерский Д. М.* Распределение магматических очагов в пределах рифтовых зон и островных дуг (по данным термомагнитных исследований). — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М.: Наука, 1973, с. 42—49.

- Балеста С. Т.* Опыт применения точечных сейсмозондирований преломленными волнами при изучении глубинного строения Авачинского вулкана. — *Геология и геофизика*, 1967, № 8, с. 93—97.
- Балеста С. Т.* Дифракция сейсмических волн на очаге, строение и состояние вещества очага Авачинского вулкана. — *Бюл. вулканол. станций*, 1970, № 46, с. 3—8.
- Балеста С. Т.* Методика «просвечивания» глубинных частей вулканических аппаратов сейсмическими волнами. — В кн.: *Вулканизм и глубины Земли*. М.: Наука, 1971, с. 98—102.
- Балеста С. Т., Штейнберг Г. С.* Сейсморазведочные работы в районе Авачинского вулкана. — *Геология и геофизика*, 1963, № 8, с. 34—35.
- Балеста С. Т., Аносов Г. И., Утнасин В. К.* Строение земной коры под вулканами в различных геоструктурных зонах по геофизическим данным. — В кн.: *Геодинамика, магомобразование и вулканизм*. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 76—81.
- Балеста С. Т., Зубин М. И., Смирнов В. С.* Глубинное строение Паужетского гидротермального района по геофизическим данным. — В кн.: *Изучение и использование глубинного тепла Земли в вулканических областях*, тезисы докладов. Петропавловск-Камчатский, 1976, с. 31—32.
- Балеста С. Т., Каргопольцев А. А., Григорян Г. Б.* Сейсмическое просвечивание Новых Толбачинских вулканов на Камчатке. — *Докл. АН СССР*, 1977, т. 237, № 2, с. 412—415.
- Балеста С. Т., Каргопольцев А. А., Григорян Г. Б.* Исследование особенностей динамики сейсмических волн при изучении строения Новых Толбачинских вулканов. — *Бюл. вулканол. станций*, 1979, № 56, с. 74—81.
- Балеста С. Т., Каргопольцев А. А., Григорян Г. Б.* Сейсмические данные о магматических очагах БТТИ. — В кн.: *Вулканология и сейсмология*. М.: Наука, 1979, № 2.
- Балеста С. Т., Зубин М. И., Утнасин В. К., Аносов Г. И.* Строение земной коры Камчатки по данным ГСЗ и гравиметрии. — В кн.: *Вулканизм островных дуг*. М.: Наука, 1977, с. 35—42.
- Балеста С. Т., Иванов Б. В., Утнасин В. К., Аносов Г. И.* Строение земной коры района Ключевской группы вулканов, особенности тектоники и вулканизма. — В кн.: *Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов*. Владивосток, 1976, с. 7—16.
- Балеста С. Т., Утнасин В. К., Аносов Г. И., Иванов Б. В.* Основные черты тектонического строения Ключевской группы вулканов Камчатки в связи с ее глубинным строением. — *Докл. АН СССР*, 1974, т. 219, № 5, с. 1192—1195.
- Балеста С. Т., Горшков А. П., Зубин М. И., Каргопольцев А. А., Фарберов А. И., Таракановский А. А.* Глубинное строение района БТТИ по геофизическим данным. — В кн.: *III советско-японский симпозиум по геодинамике и вулканизму зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану: Тезисы докладов*. Новоалександровск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976. 31 с.
- Баяк Е. И., Тедеев Р. В.* Влияние температуры на скорость поперечных волн в горных породах при высоких давлениях. — В кн.: *Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах*. М.: Наука, 1978, с. 101—111.
- Белоносова А. В., Алексеев А. С.* Об одной постановке обратной кинематической задачи сейсмоки по двумерной непрерывно-неоднородной среде. — В кн.: *Некоторые методы и алгоритмы интерпретации геофизических данных*. М.: Наука, 1967.
- Белоносова А. В., Таджимухамедова С. С., Алексеев А. С.* К расчету годографов и геометрического расхождения лучей в неоднородных средах. — В кн.: *Некоторые*

- методы и алгоритмы интерпретации геофизических данных. М.: Наука, 1967.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 124 с.
- Белоусов В. В.* Факторы магмообразования и их связь с тектогенезом. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 5—19.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М.* О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. — Сов. геология, 1960, № 10, с. 3—23.
- Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
- Беляевский Н. А., Вольвовский И. С., Рябой В. З.* О природе сейсмических слоев и границ в земной коре. — В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии: Верхняя мантия. М.: Наука, 1972, № 8, с. 7—43.
- Бердичевский М. Н., Бондаренко А. Т., Ваньян Л. Л. и др.* Электропроводность верхней мантии и проводящие слои в коре и верхней мантии. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М.: Наука, 1973, с. 73—88.
- Бердичевский М. Н., Чернявский Г. А., Альперович И. М.* Результаты глубинного магнитотеллурического зондирования на Сахалине. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 3, с. 67—70.
- Берч Ф.* Плотность и состав верхней мантии (первое приближение при предположении оливнивого состава). — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 27—50.
- Бондаренко А. Т.* Электрические параметры базальтов в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану на примере Сихотэ-Алинского вулканического пояса. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку, 1978, с. 184—185.
- Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 373 с.
- Булин Н. К.* Глубинное строение Сахалина, Курильских островов и Юго-Восточной Камчатки по наблюдениям обменных проходящих PS-волн от землетрясений. — В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 120—135.
- Бурмаков Ю. А., Рябой В. З.* Определение по материалам ГСЗ скоростного разреза верхней части мантии при наличии горизонтальных неоднородностей среды. — В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1973, вып. 6.
- Велинский В. В.* Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования. — Геология и геофизика, 1970, № 1.
- Виноградов А. П.* О происхождении вещества земной коры. — Геохимия, 1961, № 1, с. 3—29.
- Власов Г. М.* Тектоника приохотских складчатых областей (Сахалин, Курильские острова, Камчатка, Корьякское нагорье). — В кн.: Геологическое строение СССР, 1958, т. 3.
- Власов Г. М., Ярмолюк В. А., Жегалов Ю. В.* Некоторые важнейшие вопросы тектоники Камчатки. — Сов. геология, 1963, № 6, с. 32—50.
- Вдовец В. И.* Ключевская группа вулканов. — Труды Камчатск. вулканол. станции, 1940, вып. 1.
- Воларович М. П., Батюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С.* Физические свойства горных пород при давлении выше 10 кб. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М.: Наука, 1973, с. 99—109.
- Воларович М. П., Батюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1974. 223 с.

- Вуллард Дж. П.* Соотношение земной коры и мантии в области Гавайских островов. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 237—248.
- Гайнанов А. Г., Ушаков С. А.* Изостазия и глубинное строение зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской впадины. — Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 3, с. 594—597.
- Галкин И. Н.* Построение сейсмической модели земной коры. — М.: Наука, 1972. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские о-ва. Ч. I. М.: Недра, 1964.
- Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Сов. радио, 1976, 103 с.
- Геоманнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением. Южно-Сахалинск, 1975. 223 с.
- Герман Л. Л.* Структурное положение гранулитов Ганальского хребта Камчатки. — Сов. геология, 1975, № 7, с. 26—32.
- Гизе П.* Вопросы интерпретации, сопоставления данных сейсмических исследований земной коры в разных регионах. — В кн.: Материалы междунар. совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев: Наукова думка, 1959.
- Глико А. О.* Интерпретация данных по сейсмическому просвечиванию магматических очагов. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 5, с. 1069—1072.
- Глико А. О., Жарков В. Н.* О поглощении сейсмических волн в частично расплавленной среде. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 5, с. 86—88.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М.: Наука, 1971. 286 с.
- Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
- Гнибиденко Г. С.* Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1969. 136 с.
- Горельчик В. И., Фарберов А. И.* Некоторые особенности глубинного строения вулканических областей по сейсмическим данным. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Недра, 1971, с. 107—113.
- Городницкий А. М.* Мощность океанической литосферы и предельная высота подводных вулканов. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: Наука, 1977, с. 34—41.
- Горшков Г. С.* О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4, с. 703—705.
- Горшков Г. С.* Некоторые вопросы теории вулканологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 11, с. 21—27.
- Грейтон Л. К.* Предположения о вулканическом тепле. М.: ИЛ, 1949. 167 с.
- Грушинская Н. Н.* Исследования дифракции продольных волн на магматических очагах вулканов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 6, с. 32—40.
- Давыдова Н. И., Косминская И. П., Михота Г. Г.* Модели земной коры и границы М. Киев: Наукова думка, 1973, № 52.
- Декин Г. П., Зубин М. И.* Рельеф основных поверхностей раздела земной коры Камчатки. — В кн.: Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1976, с. 44—56. (Тр. СахКНИИ; Вып. 42).
- Добрецов Г. Л., Добрецов Н. Л.* Возможная геологическая модель магматического процесса. — Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 130—138.
- Дорман Дж., Юинг М., Оливер Дж.* Распределение скорости поперечных волн в верхней мантии по наблюдениям мантийных релеевских волн. — В кн.: Верхняя мантия Земли. М.: Мир, 1964, с. 268—328.

- Дучков А. Д., Кренделев Ф. Г., Пузанков Ю. М., Бобров В. А.* Роль радиогенного тепла в общем тепловом потоке земной коры Камчатки. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2, с. 405—408.
- Егоркин А. В.* Способы определения скоростных параметров разреза по годографам отраженных волн. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 12.
- Ермаков В. А., Фарберов А. И., Балеста С. Т., Левыкин А. И.* Состав и строение земной коры Восточной Камчатки по геолого-геофизическим данным. — Геология и геофизика, 1975, № 9, с. 13—28.
- Заварицкий А. Н.* Линейное расположение вулканов Камчатки. — В кн.: XVII Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. М.; Л., 1957, с. 137.
- Зверев С. М., Косминская И. П.* Сейсмичность и глубинная структура Исландии. — В кн.: Исландия и Срединно-океанический хребет. М.: Наука, 1978, с. 183—187.
- Зверев С. М., Косминская И. П., Красильщикова Г. А., Михота Г. Г.* Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шетландского региона по результатам сейсмических исследований (ИАСП—72). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, № 3, с. 99—115.
- Звягинцев Л. И.* Физические свойства кислых пород различных фаций глубинности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 4, с. 37—45.
- Зубин В. М.* Некоторые особенности распространения поперечных сейсмических волн в районе Ключевой группы вулканов. — В кн.: Материалы I городского совещания молодых ученых и специалистов. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 7—11.
- Зубин М. И., Таракановский А. А.* Тектоника и особенности поля силы тяжести района Ключевой группы вулканов. — В кн.: Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевой группы вулканов. Владивосток, 1976, с. 17—28.
- Зубин М. И., Смирнов В. С., Таракановский А. А.* Плотностные и геоэлектрические неоднородности в земной коре и верхней мантии Ключевой группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 136—144.
- Зубин М. И., Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В., Таракановский А. А.* Четвертичные кальдеры Камчатки. — В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. М.: Наука, 1969, с. 56—61.
- Исландия и Срединно-океанический хребет. М.: Наука, 1978. 184 с.
- Кондратьев О. К., Гамбурцев А. Г.* Сейсмические исследования в прибрежной части Восточной Антарктиды. М.: Наука, 1963. 161 с.
- Косминская И. П.* Основы глубинного сейсмического зондирования. М.: Наука, 1968. 225 с.
- Косминская И. П., Капустян Н. К.* Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 2.
- Куно Х.* Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин материков и островных дуг. М.: Мир, 1970, с. 341—345.
- Куголин В. А., Лапин Б. Н.* Структурные особенности вещества верхней мантии в районе Авачинского вулкана (Камчатка). — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 6, с. 1438—1441.
- Кропоткин П. Н., Шахарстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 368 с.
- Крылов С. В.* О причинах аномальных свойств верхней мантии в рифтовых зонах. — Геология и геофизика, 1976, № 4, с. 3—17.

- Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р. и др.* Сейсмический разрез литосферы в зоне Байкальского рифта. — Геология и геофизика, 1975, № 3, с. 72—83.
- Кузин И. П.* Скорости волн  $P$  и  $S$  в верхней мантии Камчатки. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 3, с. 3—16.
- Кузин И. П.* Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974. 132 с.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.* Гранитоидный магматизм и тектоника. — Геология и геофизика, 1976, № 10, с. 108—121.
- Лебедев Е. Б.* Влияние воды на физические свойства магматических расплавов. — В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975, с. 48—54.
- Лебедев Е. Б.* Физические свойства магматических расплавов. — В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975, с. 33—47.
- Лебедев М. М.* Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки. — Сов. геология, 1967, № 4, с. 57—69.
- Левыкин А. И., Фарберов А. И., Глико А. О., Вавакин В. В.* Исследование при высоких давлениях упругих свойств гетерогенной среды в интервале температур размягчения аморфной фазы. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2, с. 302—305.
- Левыкин А. И., Фарберов А. И., Глико А. О.* Упругие параметры гетерогенных сред (моделей горных пород) при высоких давлениях и температурах. — В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978, с. 94—101.
- Левыкин А. И., Фарберов А. И., Зубин М. И., Ермаков В. А., Колосков А. В.* Плотность и сжимаемость ксенолитов в вулканитах Камчатки при давлениях до 20 кбар. — В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978, с. 136—151.
- Лившиц М. Х.* К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в Прикурильской зоне Тихоокеанского кольца. — Геология и геофизика, 1965, № 1, с. 11—20.
- Лишневский Э. Н.* Основные черты тектоники глубинного строения континентальной части Дальнего Востока по гравиметрическим данным. — В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969, с. 21—32.
- Луц Б. Г.* Изучение состава верхней мантии глубинных зон континентальной коры. — Вестн. АН СССР, 1971, № 6.
- ✓ *Луцицкий И. В.* Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 2. 384 с.
- Луцицкий И. В., Бондаренко П. М.* Эксперименты по моделированию сводовых поднятий Байкальского типа. — Геотектоника, 1967, № 2, с. 3—20.
- ✓ *Любимова Е. А., Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. и др.* Обзор данных по тепловым потокам в СССР. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1973, № 12, с. 155—197.
- Мигницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 380 с.
- Магницкий В. А.* О температуре и составе нижней мантии Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, № 11, 1968, с. 3—9.
- Мадден Т. Р., Свифт С. М.* Магнитотеллурические исследования электропроводности коры и верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 403—420.

- Марков М. С.* Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 283 с.
- Мархинин Е. К.* Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 255 с.
- Мархинин Е. К.* Кальдеры и периферические вулканические очаги. — Труды Лабор. палеовулканол., 1969, вып. 3, с. 121—129.
- Масуренков Ю. П.* Включения в современных вулканитах Камчатки и проблема происхождения магм. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей: Верхняя мантия. М.: Наука, 1972, № 9, с. 19—23.
- Матвеева Н. Н., Славина Л. Б.* Некоторые результаты изучения особенностей океанической и континентальной мантии Земли. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М.: Наука, 1973, с. 56—64.
- Мейснер Р.* Методика сейсмических исследований при изучении структуры земной коры. — В кн.: Материалы Междунар. совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев: Наукова думка, 1971, с. 51—54.
- Мейснер Р.* Результаты исследований земной коры по методике общей глубинной точки в Баварском Молассовом бассейне. — В кн.: Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1972, с. 117—199. Ротапринт.
- Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Эрлих Э. Н. и др.* Камчатка, Курильские и Командорские острова (история развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М.: Наука, 1974. 440 с.
- Мороз Ю. Ф., Поспеев В. И.* Результаты глубинных МТЗ на Камчатке. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 4, с. 93—97.
- Мороз Ю. Ф., Поспеев В. И.* Исследования на Камчатке. — В кн.: Исследование теплового и электромагнитного полей в СССР. М.: Наука, 1975, с. 139—142.
- Муратов М. В.* Роль магматизма в развитии геосинклинальных систем. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968, с. 11—20.
- Мячкин В. И., Долбилкина Н. А., Кушнир Г. С. и др.* Сейсмическое зондирование очаговых зон землетрясений Авачинского залива в 1968—1971 гг. — В кн.: Сильные Камчатские землетрясения 1971 г. Владивосток, 1975, с. 134—142.
- Нерсесов И. Л., Чепкунас Л. С.* Обнаружение слоя пониженных скоростей в земной коре Южного Тянь-Шаня. — В кн.: Труды X Генеральной ассамблеи Европейской сейсмологической комиссии. М.: Наука, 1970, т. I, с. 197—204.
- Никонов А. А.* Современные движения земной коры в вулканически активных районах. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 5, с. 55—63.
- Облогина Т. И.* О дифрагированных сейсмических волнах. — Прикладная геофизика, 1958, № 20, с. 37—39.
- Оно К., Ито К., Идзука С., Хасегава И., Херосима Т., Какута Т., Исинава К., Судзуки Х.* Исследования района вулкана Сакурадзима методом взрывной сейсмологии. — В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977, с. 27—35.
- Павленкова Н. И.* Волновые поля и модель земной коры. Киев: Наукова думка, 1973. 220 с.
- Павленкова Н. И., Смелянская Т. В.* Характеристика сейсмических границ в земной коре. — В кн.: Природа сейсмических границ. М.: Наука, 1971, с. 17—27.
- Павлов Ю. А., Портнягина П. В.* Об изостазии земной коры на Камчатке. — Труды СахКНИИ, 1975, вып. 30, с. 130—136.
- Павлов Ю. А., Юнов А. Ю.* О мощности земной коры на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 1, с. 1113—1116.

- Павлов Ю. А., Сычев П. М., Туезов И. К., Гайнанов А. Г., Строев П. А. Аномальные гравитационные поля дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей: Верхняя мантия. М.: Наука, 1972, № 9, с. 43—50.
- Пархоменко Э. И., Лаштовичкова М. Зависимость электросопротивления базальтов и эколгитов различных регионов от их минерального и химического состава при высоких давлениях и температурах. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку: Элм, 1978, с. 192—193.
- Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
- Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шарапова З. В. Магнетизм и условия образования изверженных пород. М.: Наука, 1975, 288 с.
- Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 г. и в прошлом. — Труды Лабор. вулканол., 1956, № 11. 345 с.
- Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). М.: Наука, 1966. 180 с.
- Потапов С. В., Мараханов В. И. О глубинной структуре Восточной Камчатки и хребта Кумроч.—Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 4, с. 965—968.
- Потапов С. В., Иванов В. А., Мараханов В. И. Структура вулканогенно-осадочного слоя Западной Камчатки по сейсмическим данным. — Геология и геофизика, 1975, № 6, с. 3—11.
- Пузырев Н. Н. К теории интерпретаций точечных зондирований. — Геология и геофизика, 1963, № 9, с. 7—12.
- Пузырев Н. Н., Манбельбаум М. М., Крылов С. В. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии. — Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 155—167.
- Пучин В. А., Хитаров Н. И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978. 175 с.
- Пэк А. А. Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7, с. 3—14.
- Раст Н. Зарождение, подъем и становление магм. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 284—310.
- Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 7—26.
- Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эколгит и некоторые геофизические выводы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 78—117.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 437 с.
- Родионова Р. И., Федорченко В. И. О некоторых проблемах глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги. — Геология и геофизика, 1971, № 2.
- Родионова Р. И., Федорченко В. И. Ксенолиты, возможный состав верхней мантии и глубины магматических очагов в пределах континентов, океанов, островных дуг. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов, островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, с. 7—12.
- Родников А. Г. Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 152 с.
- Рокитянский И. И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев: Наукова думка, 1975. 280 с.

- Рокитянский И. И., Логвинов И. М., Чугунова Г. Е., Дадунашвили Н. С. Аномалия электропроводности в окрестностях Казбека. — Геофиз. сборник АН УССР, 1975, вып. 64, с. 71—72.
- Рыкунов Л. Н. Изучение характера убывания амплитуд волн в зоне тени на модели Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 10.
- Рыкунов Л. Н. Дифрагированные на земном ядре Р-волны и жесткость ядра Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 7, с. 57—61.
- Рябой В. З., Щуркин Ю. К. Скоростные неоднородности верхней мантии и сейсмичность. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 7, с. 30—38.
- Сейсмическое просвечивание очаговых зон. — Труды Ин-та физики Земли АН СССР, 1977, № 4, 27 с.
- Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 316 с.
- Сигалов Я. Б. Напряженное состояние вокруг дискретных магматических камер. — Геофиз. сборник АН УССР, 1978, № 82, с. 80—88.
- Сигимура А. Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли в области островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 314—316.
- Сирин А. Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968. 127 с.
- Славина Л. Б., Федотов С. А. Скорость продольных волн в верхней мантии под Камчаткой. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. — Новосибирск: Наука, 1974, с. 7—16.
- Смирнов В. С., Бобабко Г. Т. Аномалии электропроводности в районе Ключевской группы вулканов. — В кн.: Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976, с. 28—42.
- Смирнов Л. М. Тектоника Западной Камчатки. — Геотектоника, № 3, 1973, с. 71—74.
- Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — Геотектоника, 1968, № 6, с. 3—25.
- Снятков Б. А., Снятков Л. А. О роли магматических процессов в создании структур северо-западной части Тихоокеанского кольца. — В кн.: Современный вулканизм северо-восточной Сибири. М.: Наука, 1964, с. 45—60.
- Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Наука, 1973. Вып. 13. 34 с.
- Соболев Н. В., Добрецов Н. Л. Глубина включений в базальтах островных дуг и океанов. Тихий океан. — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1975, вып. 271, с. 190—195.
- Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
- Супруненко О. И., Декин Г. П. Об особенностях гравитационного поля Южной Камчатки. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 4, с. 981—984.
- Супруненко О. И., Шварц Я. Б. Результаты сейсмических исследований КМПВ в Большерецкой впадине. — Сов. геология, 1967, № 3, с. 34—37.
- Сычев П. М. Аномалии силы тяжести и причины вертикальных движений коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — Геотектоника, 1969, № 1, с. 13—25.
- Сычев П. М. Верхняя мантия и природа глубинных процессов систем островных дуг и желобов. — Труды Сах КНИИ ДВНЦ АН СССР. 1975, вып. 37, № 5, с. 12—28.

- Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы Северо-Запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979, 207 с.
- Тараканов Р. З., Ким Чун Ун. О дефиците скорости продольных волн в слабосейсмичной части Курило-Камчатской фокальной зоны. — Докл. АН СССР, 1979, т. 186, № 2, с. 415—418.
- 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. — В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969, с. 137—149.
- Таракановский А. А. Ареальный вулканизм Ключевского дола, некоторые особенности строения. — Бюл. вулканол. станций, 1978, № 54, с. 61—67.
- Терстон Р. Распространение волн в жидкостях и твердых телах. Физическая акустика. М.: ИЛ, 1966, т. 1, ч. А, с. 85—86.
- Тимербаева К. Н. Петрология четвертичных лав вулканов Ключевского дола. М.: Наука, 1967. 218 с.
- Токарев П. И. О связи вулканизма с фокальным слоем землетрясений. — В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. М.: Наука, 1969.
- Токарев П. И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 3, с. 15—30.
- Тузев И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука. 1975. 278 с.
- Тузев И. К., Сычев П. М., Павлов Ю. А., Гимпельсон М. С. Плотностные неоднородности вещества верхней мантии Земли в южной части советского сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, Наука, 1967, с. 149—158.
- Тулина Ю. В., Ярошевская Г. А. Внутренняя структура земной коры. М.: Наука, 1976. 134 с.
- Тулина Ю. В., Зверев С. М., Красильщикова Г. А. Земная кора и верхняя мантия в области фокальной зоны у Восточной Камчатки. — В кн.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М.: Наука, 1972, с. 134—139.
- Утнасин В. К., Аносов Г. И., Балеста С. Т., Будянский Ю. А. Сейсмические модели Центральной Камчатки. — Труды СахКНИИ, 1975<sub>1</sub>, вып. 37, с. 32—76.
- Утнасин В. К., Аносов Г. И., Балеста С. Т., Будянский Ю. А. Сейсмические модели Ключевской группы вулканов. — Труды СахКНИИ, 1975<sub>2</sub>, вып. 37, с. 83—91.
- Утнасин В. К., Аносов Г. И., Балеста С. Т., Мархинин Е. К., Федорченко В. И. Глубинное строение Ключевской группы вулканов и проблема магматических очагов. — Сов. геология, 1974, № 2, с. 38—54.
- Утнасин В. К., Балеста С. Т., Эрлих Э. Н., Аносов Г. И., Герман Л. Л., Шанцер А. Е. Глубинное строение структурных зон Камчатки. — Сов. геология, 1975, № 2, с. 67—80.
- Ушаков С. А., Красс М. С. О глубинной механике в области современной тектонической активности. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наукова думка, 1971, с. 223—230.
- Фарберов А. И. Магматические очаги вулканов восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.
- Фарберов А. И., Левыкин А. И., Глико А. О. Упругие свойства гетерогенной среды в интервале плавления аморфной фазы под давлением. — В кн.: Физические свой-

- ства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку: Элм, 1978, с. 168—169.
- Фарберов А. И., Левыкин А. И., Ермаков В. А., Балеста С. Т.* Состав и состояние вещества земной коры в районе Ключевской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 122—136.
- Фарберов А. И., Соколов Л. Н., Левыкин А. И., Зубков С. И., Ермаков В. А.* Экспериментальные исследования скорости и затухания ультразвука в частично и полностью расплавленных эффузивах. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 2, с. 342—345.
- Федорченко В. И., Пискунов Б. Н., Родионова Р. И.* К вопросу о происхождении пород неоген-четвертичной андезитовой формации Курильских островов. — В кн.: Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. — Тр. СахКНИИ, 1970, вып. 25, с. 25—34.
- Федотов С. А.* О поглощении поперечных волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 6, с. 829—849.
- Федотов С. А.* Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1964 г. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966, с. 8—25.
- Федотов С. А.* О связи вулканов с Тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магмы и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: Геодинамика магмообразования и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 9—20.
- Федотов С. А.* Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4, с. 5—16.
- Федотов С. А.* О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, с. 5—23.
- Федотов С. А.* О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5, с. 25—37.
- Федотов С. А.* О вязком нагреве магм лав при течениях, диаметрах астеносферных магматических колонн, скоростях подъема и дифференциации магм в них под вулканами островных дуг. — В кн.: Вулканология и сейсмология, 1979, № 1, с. 3—15.
- Федотов С. А., Горицкий Ю. А.* Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магмы для вулканов центрального типа, ч. I. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 6, с. 78—93.
- Федотов С. А., Горицкий Ю. А.* Тепловой расчет цилиндрических питающих каналов и расхода магмы для вулканов центрального типа, ч. II. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 1, с. 3—15.
- Федотов С. А., Кузин И. П.* Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 5, с. 670—686.
- Федотов С. А., Потапова О. В.* Предварительная карта тел на глубинах 30—100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих P- и S-волны. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. М.: Наука, 1974, с. 176—179.

- Федотов С. А., Славина Л. Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 2, с. 8—31.
- Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли, М.: Наука, 1966, т. III, с. 43—48.
- Федотов С. А., Горельчик В. И., Степанов В. В. Сейсмологические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6, с. 1407—1410.
- Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. — В кн.: Материалы IV Всесоюз. совещ. Тбилиси, 1974.
- Фирстов П. П., Широков В. А. Локализация корней вулканов Ключевой группы по сейсмическим данным. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 113—117.
- Хёнл Х., Мауэ А., Вестпфам К. Теория дифракции. М.: Мир, 1964.
- Челидзе Т. Л. К механизму аномалий температурной зависимости электропроводности горных пород. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку: Элм, 1978, с. 204—205.
- Шамина О. Г., Понятовская В. И. Модельные исследования одиночных включений в твердой среде. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 7, с. 1173—1176.
- Шарапов В. Н., Голубев В. С. Динамика взаимодействия магмы с породами. — Новосибирск: Наука, 1976, 238 с.
- Шейнманн Ю. М. Тектоника верхов мантии под геосинклинальными и островными дугами. — Сов. геология, 1967, № 4, с. 18—30.
- Шейнманн Ю. М. Об условиях образования магм. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5, с. 31—50.
- Шор Дж. Г., Райт Р. У. Кора и верхняя мантия Тихого и Индийского океанов по данным глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 180—185.
- Штейнберг Г. С., Зубин М. И. О глубине залегания магматического очага Авачинского вулкана. — Докл. АН СССР, 1963, т. 163, № 4, с. 54—57.
- Щерба Г. Н. Колонка преобразования земной коры (геологические аспекты). Алма-Ата: Наука, 1975. 280 с.
- Яновская Т. Б. Вычисление скоростных разрезов верхней мантии по годографу сейсмических волн как обратная математическая задача. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 8, с. 1171—1177.
- Alexander S. S., Phinney R. A. A study of the core-mantle boundary using P-waves diffracted by the Earth's core. — J. Geophys. Res., 1966, vol. 71, N 24, p. 5943—5958.
- Anderson D. L., Jordan T. The composition of the lower mantle. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, vol. 3, N 2, p. 23—35.
- Anderson D. L., Spetzler H. Partial melting and the low-velocity zone. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, vol. 4, N 1, p. 62—64.
- Anguita F., Hernan F. A. A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 27, N 1, p. 11—19.
- Aoki H. Press effect of the deformation of slabs, descending below island arcs. — Zisin, 1974, vol. 27, N 2, p. 110—119.

- Aoki H., Tada T., Sasaki Y., Ooida T., Muramatsu I., Shimamura H., Furuya I.* Crustal structure in the profile across Central Japan as derived from explosion seismic observations. — *J. Phys. Earth*, 1972, vol. 20, N 2, p. 197—223.
- Asono Sh., Kubota S., Okada H., Nogoshi M., Suzuki H., Ichikawa K., Watanabe H.* Explosion seismic studies of the underground structure in the Matsushiro Earthquake Swarm Area. — *J. Phys. Earth*, 1969, vol. 17, N 1, p. 77—90.
- Balesta S. T., Kargopol'tsev A. A., Grigoryan G. B.* Seismic data on Magma chambers of the Large Tolbachik eruption. — *Bull. Volcan.*, 1978, vol. 41, N 4, p. 473—479.
- Balesta S. T., Farberov A. I., Smirnov V. S., Tarakanovsky A. A., Zubin M. I.* Deep crustal structure of the Kamchatka Volcanic Regions. — *Bull. Volcan.*, 1976—1977, vol. 40, N 4, p. 1—7.
- Barázangi M., Isacks B.* Lateral variations of seismic wave attenuation in the upper mantle above the inclined earthquake zone of the Tonga Island Arc: deep anomaly in the upper mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 35, p. 8493—8616.
- Barrett D. L., Aumento F.* The Mid-Atlantic Ridge near 45°, N. XI. Seismic velocity, density and layering of the crust. — *Can. J. Earth Sci.*, 1970, vol. 7, N 4, p. 1117—1124.
- Bennet D. J., Filloux J. H.* Magnetotelluric deep electrical sounding and resistivity. — *Revs Geophys. and Space Phys.*, 1975, vol. 13, N 3, p. 197—203.
- Berckhemer H.* Direct evidence for the composition of the lower crust and the Moho. — *Tectonophysics*, 1969, vol. 8, N 2, p. 97—105.
- Birch F.* Interpretation of the low-velocity zone. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, vol. 3, N 2, p. 171—181.
- Biswas N. N., Knopoff L.* The structure of the upper mantle under the United States from the dispersion of Raylight waves. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1974, vol. 36, N 1, p. 515—539.
- Bloch S., Hales A. L., Landisman M.* Velocities in the crust and upper mantle of Southern Africa from multimode surface waves dispersion. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1969, vol. 59, N 4, p. 1599—1629.
- Blot C.* Origine profonde des séismes superficiales et des éruptions volcaniques. — *Assoc. seism. etc., ser. A, travaux scient.*, 1964, vol. 23, Toulouse, p. 103—121.
- Blot C., Priam R.* Volcanism et séismicité dans l'Archipel des Nouvelles-Hébrides. — *Bull. Volcan.*, 1963, vol. 26, p. 167—180.
- Bullard E. C., Griggs D. T.* The nature of the Mohorovicic discontinuity. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1961, vol. 6, N 1, p. 118—123.
- Burdick L., Anderson D. L.* Interpretation of velocity of the mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, N 8, p. 1070—1074.
- Carr M. J., Stoiber R. E.* Intermediate depth earthquakes and volcanic eruptions in Central America, 1961—1972. — *Bull. Volcan.*, 1974, vol. 37, N 3, p. 326—337.
- Carr M. J., Stoiber R. E., Drake Ch. L.* Discontinuities in the deep seismic zones under the Japanese Arcs. — *Geol. Soc. Bull.*, 1973, vol. 84, N 9, p. 2917—2930.
- Carrara E., Rapolla A., Iacobucci F., Pinna E.* Summary Report on the 1974 Etna Eruption. — *Inst. Internazionale di Vulcanologie*, 1974.
- Chinnery M. A.* Velocity anomalies in the lower mantle. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1969, vol. 2, N 1, p. 1—10.
- Closs H.* Results of explosion seismic studies in the Alps and the German Federal Republic. — In: *Upper Mantle Symp.*, New Delhi, 1964, *Inter. Union Geol. Sci. Copenhagen*, 1965, p. 94—104.
- Cohen L. H., Ito K., Kennedy G. C.* Melting and phase relations in an anhydrous basalt to 40 kilobars. — *Amer. J. Sci.*, 1967, vol. 265, N 6, p. 519—538.

- Cook K. L.* The problem of the mantle-crust mix: lateral inhomogeneity in the uppermost part of the Earth's mantle. — In: *Advances in geophysics*. New York; London: Acad. Press, 1962, vol. 9, p. 295—360.
- Dietz R. S., Menard H. W.* Hawaiian swell, deep and arch and subsidence of Hawaiian Islands. — *J. Geol.*, 1953, vol. 61, N 2, p. 253—261.
- Dowling J., Nuttli O.* Travel-time curves for a low-velocity channel in the upper mantle. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1964, vol. 54, N 6, p. 1981—1996.
- Dressen L.* Modellseismische Untersuchungen zum Problem der Ortung oberflächennaher kreiszylindrischer Hohlräume in Festgestein. B.: Bochum, 1974, N 3.
- Dubois J., Pascal G.* Travel times of seismic waves between the New Hebrides and Fiji Islands in a zone of low velocity beneath the Fiji Plateau. — *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, N 17, p. 3431—3436.
- Eaton J. P.* Crustal structure and volcanism in Hawaii. — In: *The Crust of Pacific Basin*. — *Geophys. Monogr.*, 1962, N 6, p. 13—29.
- Eaton J. P., Murata K. J.* Now volcanoes grow. — *Science*, 1960, vol. 132, N 3432, p. 925—938.
- Ewing J. I., Ewing M.* Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean Basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, N 70, p. 3955—3972.
- Fiske R. S., Kinoshita W. T.* Inflation of Kilauea volcano prior to its 1967—1968 eruption. — *Science*, 1969, vol. 165, p. 341—349.
- Francis T. I. G.* Upper mantle structure along the axis of the Mid-Atlantic Ridge near Iceland. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1969, vol. 17, N 5, p. 507—520.
- Frischnecht F. C.* Fields about an oscillating dipole: Colorado School of Mines, 1967, vol. 62, N 326.
- Furumoto A. S.* Nature of the magma conduit under the East Rift zone of Kilauea Volcano, Hawaii. — In: *Intern. Geodyn. Conf. 'Western Pacific and Magma Genesis'*: Abstrs pap. Tokyo, 1978, p. 238.
- Furumoto A. S., Tomson N. J., Woollard G. P.* The structure of Koolau volcano from seismic refraction studies. — *Pacif. Sci.*, vol. 19, p. 306—314.
- Furumoto A. S., Woollard G. P., Campbell J. F., Hussong D. M.* Variation of the thickness of the crust in the Hawaiian Archipelago. — In: *The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area*. *Amer. Geophys. Union Monogr.*, 1968, vol. 10, p. 94—111.
- Green A. G.* On the postulated Hawaiian plume with emphasis on the limitations of seismic arrays for detecting deep mantle structure. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, N 29, p. 4028—4036.
- Hales A. L.* The travel times of *P* seismic waves and their relevance to the upper mantle velocity distribution. — *Tectonophysics*, 1972, vol. 13, N 1—4, p. 447—482.
- Hales A. L., Roberts J. L.* Shear velocities in the lower mantle and the radius of the core. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 60, N 5, p. 1427—1436.
- Hedervari P.* Concentration of earthquake energy in and around the Aegean volcanic belt. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 19, N 4, p. 369—381.
- Hermance I. F., Crillot L. R.* Correlation of magnetotelluric, seismic and temperature data from southwest Iceland. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, N 32, p. 6582—6591.
- Hill D. P.* Crustal structure of the Island of Hawaii from seismic refraction measurements. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1969, vol. 59, N 1, p. 101—130.
- Honkura Y., Yukutake T.* Electrical conductivity anomalies beneath the Islands of Japan. — In: *Abstract of papers presented at the II Japan-Russian symposium*

- on the crust and upper mantle structure in Siberia — Japan — Pacific Region. Tokyo, 1974. 28 p.
- Iida K., Kayakawa M., Katayose K.* Gravity survey of Mihara volcano, Ooshima Island, and changes in gravity caused by eruption. — *Geol. Surv. Jap. Rept.*, 1952, vol. 152, p. 1—23.
- Jackson E. D., Silver E. A., Dalrymple G. B.* Hawaiian-Emperor chain and its relation to Cenozoic circum-pacific tectonics. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, N 3, p. 601—618.
- Jordan T. H., Lynn W. S.* A velocity anomaly in the lower mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1974, vol. 79, N 17, p. 2679—2685.
- Kaila K. L., Krishna V. G., Narain H.* Upper mantle *P*-wave velocity structure in the Japan region from travel time studies of deep earthquakes using a new analytical method. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 61, N 6, p. 1549—1570.
- Kaila K. L., Krishna V. G., Narain H.* Upper mantle shear-wave velocity structure in the Japan region. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 64, N 5, p. 355—374.
- Kanamori H.* Mantle beneath the Japanese Arc. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, vol. 3, N 1, p. 475—483.
- Kanasevich E. R., Ellis R. M., Chapman C. H., Gutowsky P. K.* Teleseismic array evidence for inhomogeneities in the lower mantle and the origin in the Hawaiian Islands. — *Nature. Phys. Sci.*, 1972, vol. 239, N 94, p. 99—100.
- Keller G. V., Rapolla A.* *Physical Volcanology* ESPC. Amsterdam; New York, 1974. 133 p.
- Knopoff D., Mueller S., Pilant W. L.* Structure of the crust and upper mantle in the Alps from the phase velocity of Rayleigh waves. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1966, vol. 56, N 5, p. 1009—1044.
- Koyanagi R., Endo E. T.* Seismic activity on the Island of Hawaii, 1970 to 1973. — In: *Abstrs Intern. Woollard Symp.*, 1974, N 14.
- Kubota S., Berg E.* Evidence for magma in the Katmai volcanic range. — *Bull. Volcan.*, 1967, vol. 31, N 5, p. 175—214.
- Landisman M., Mueller S., Mitchell B. J.* Physical properties of the continental crust. — In: *The structure and physical properties of the Earth's crust. Geophys. Monogr. Ser. Wash.*, 1971, vol. 14, p. 11—34.
- MacDonald G. A.* *Volcanology.* — *Science*, 1961, vol. 135, N 3454, p. 11—17.
- MacDonald G. A.* Physical properties of erupting Hawaiian magmas. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1963, vol. 74, p. 1071—1078.
- Machado F.* Earthquake intensity anomalies and magma chambers of Azorean Volcanoes. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1954, vol. 35, p. 833—837.
- Machado F.* The Messina earthquakes of 1908 and the magma chamber of Etna. — *Bull. Volcan.*, 1965, vol. 28, N 5, p. 3—8.
- McBirney A. R.* Factors governing the nature of submarine volcanism. *Bull. Volcan.*, 1963, vol. 26, N 12, p. 455—469.
- Meissner R.* "Moho" as a transition zone. — *Geophys. Surv.*, 1973, vol. 1, p. 195—216.
- Meissner R., Vetter U.* Northern and the Rhinegraben due to some geophysical measurements. — In: *Approaches to tephrogenesis: Sci. Rept. Stuttgart: Intern. Union Commiss. Geodynamics*, 1974, N 8, p. 236—243.
- Mitronovas W., Isacks B. L.* Seismic velocity anomalies in the upper mantle beneath the Tonga — Kermadec island arc. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 29, p. 7154—7180.

- Miyamura S.* Seismicity of island arcs and other arc tectonic regions of the Circum-Pacific Zone. — In: *The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area*. Geophys. Monogr. Ser., Wash., 1968, vol. 12, p. 60—69.
- Mizutani H., Kanamori H.* Variation of elastic wave velocity and attenuative property near the melting temperature. — *J. Phys. Earth*, 1964, vol. 12, N 2, p. 43—49.
- Moberly R., McCoy F. W.* The sea floor north of the eastern Hawaiian Islands. — *Mar. Geol.*, 1966, vol. 4, p. 21—48.
- Mogi K.* Relations between eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. — *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, 1958, vol. 36, p. 99—134.
- Mogi K.* Experimental study on the mechanism of earthquake occurrences of volcanic origin. — *Bull. Volcan.*, 1963, vol. 26, N 12, p. 197—208.
- Moore J. C.* Relationship between subsidence and volcanic load, Hawaii. — *Bull. Volcan.*, 1971, vol. 34, N 1, p. 526—576.
- Morris G. B., Raitt R. W., Shor G. C.* Velocity anisotropy and delay-time maps of the mantle near Hawaii. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, N 17, p. 4300—4316.
- Mueller S.* A 'new model of the continental crust. — In: *Monograph 20: The Earth's Crust*. Wash., 1977, p. 289—317.
- Mueller S., Bonjer K. P.* Average structure of the crust and upper mantle in East Africa. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 20, N 1—4, p. 283—293.
- Mueller S., Peterschmitt T., Fuchs K., Emler D., Ansorge J.* Crustal structure of the Rhinegraben area. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 20, N 1-4, p. 381—391.
- Murase T., McBirney A. R.* Viscosity of lunar lavas. — *Science*, 1970, vol. 167, p. 1491—1492.
- Murase T., McBirney A. R.* Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, N 11, p. 3563—3592.
- Murase T., Suzuki T.* Ultrasonic velocity of longitudinal waves in molten rocks. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, 1966, vol. 2, N 3.
- Mure B. W., Burrus R. C., Hollister L. S.* — *Europe. Space Organization*, 1978, vol. 59, N 4.
- Nussenzveig H. M.* High-frequency scattering by an impenetrable sphere. — *Ann. Phys.*, 1965, vol. 34, p. 23—95.
- O'Connell R. J., Budiasky B.* Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. — *J. Geophys. Res.*, 1974, vol. 79, N 35, p. 213—225.
- Okada H., Suzuki S., Moriya T., Asano Sh.* Crustal structure in the profile across the southern part of Hokkaido, Japan, as derived from explosion seismic observation. — In: *Abstracts of papers presented at the II Japan-USSR symposium on the crust and upper mantle structure in Siberia — Japan — Pacific Region*. Tokyo, 1974, p. 38—39.
- Oldroyd J. G.* The effect of small viscous inclusions on the mechanical properties of an elastic solid: *Deformation and Flow of Solids*. B.: Springer, 1956, p. 304—313.
- Ono K., Ito K., Hasegawa I., Ichikawa K., Iizuka S., Kakuta T., Suzuki H.* Explosion seismic studies in south Kyushu especially around the Sakurajima volcano. — In: *Intern. Geophys. Conf. Western Pacific and Magma Genesis*. Tokyo, 1978, p. 122.
- Palmason C., Samundsson K.* Iceland in relation to the Mid-Atlantic Ridge. — *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1974, vol. 2, p. 25—50.

- Phinney R. A., Cathles L. M.* Diffraction of *P* by the core: A study of long-period amplitudes near edge of the shadow. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, N 7, p. 2135—2139.
- Raitt R. W.* Seismic refraction studies of the Pacific ocean basin. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1956, vol. 67, N 12, p. 113—123.
- Rikitake T.* The undulation of an electrically conductive lavas beneath the Island of Japan. — *Tectonophysics*, 1969, vol. 7, p. 257—264.
- Ringwood A. E.* A model for the upper mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1962, vol. 67, N 2, p. 857—868.
- Rutten M. C.* Iceland and Mid-oceanic ridges. — *Mar. Geophys. Res.*, 1971, vol. 1, N 3, p. 235—247.
- Sakuma S.* Elastic and viscous properties of volcanic rocks at high temperatures. — *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1953, vol. 31, p. 63—79.
- Shaw H. R., Wright T. L., Peek D. L., Okamura R.* The viscosity of basaltic magma: an analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii. — *Amer. J. Sci.*, 1968, vol. 266, N 4, p. 225—264.
- Shimozuru D.* Geophysical evidences for suggesting the existence of molten pockets in the earth's upper mantle. — *Bull. Volcan.*, 1963, vol. 26, N 4, p. 181—195.
- Shor G. G., Fornari D. I.* Seismic refraction measurements in the Kamchatka basin. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, N 29, p. 5260—5266.
- Shurbet D. H.* A low velocity layer in the Earth's crust. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, vol. 80, N 5, p. 895—896.
- Solomon S. C.* Seismic-wave attenuation and partial melting in the upper mantle of North America. — *J. Geophys. Res.*, 1972, vol. 77, N 8, p. 1483—1502.
- Solomon S. C.* Shear wave attenuation and melting beneath the Mid-Atlantic ridge. — *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, N 26, p. 6044—6059.
- Sykes L. R.* The seismicity and deep structure of island arcs. — *J. Geophys. Res.*, 1966, vol. 71, N 12, p. 2981—3006.
- Talwani M., Le Pichon X., Ewing M.* Crustal structure of the mid-ocean ridges. — *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, N 2, p. 517—529.
- Talwani M., Windisch C. C., Landseth M. G.* Reykjanes ridges crest: a detailed geophysical study. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 13, p. 473—517.
- Teng T. L., Richards R. G.* Diffraction SH and SV. — *Nature*, 1968, vol. 218, N 5147, p. 7—26.
- Teng T. L., Wu F. T.* A two-dimensional ultrasonic model study of compressional and shear wave diffraction patterns produced by circular cavity. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1968, vol. 58, N 1, p. 301—313.
- Uffen R. J., Jessop A. M.* The stress release hypothesis of magma formation. — *Bull. Volcan.*, 1963, vol. 24, N 2, p. 57—66.
- Utnasin V. K., Anosov G. U., Balesta S. T., Adburakhmanov A. I., Budyansky Yu. A., Fedorchenko V. I., Markhinin E. K.* Types of magma foci of Island Arc volcanoes and their study by the method of deep seismic sounding in Kamchatka. — In: *Volcanism and Tectonosphere*. Tokyo: Tokai Univ. Press, 1976, p. 123—139.
- Utsu T.* Regional differences in absorption of seismic wave in the Upper Mantle as inferred from abnormal distribution of seismic intensities. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. 7, 1966, vol. 2, N 4, p. 359—374.
- Utsu T.* Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.* Ser. 7, 1967, vol. 3, N 1, p. 1—25.

- Utsu T.* Seismological evidence of anomalous structure of island arcs with special reference to Japanese region. — *Revs Geophys. and Space Phys.*, 1971, vol. 9, p. 839—890.
- Waff H. S.* Theoretical consideration of electrical conductivity in partially molten mantle and implications for geothermometry. — *J. Geophys. Res.*, 1974, vol. 79, N 26, p. 1136—1157.
- Walsh J. B.* New analysis of attenuation in partially melted rocks. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, N 17, p. 1713—1726.
- Wes Hildreth.* Katmai 1912: constraints on the differentiation of thermally and compositionally zoned magma chambers. — In: *Intern. Geodyn. Conf. «Western Pacific and Magma Genesis»*: Abstrs Pap. Tokyo, 1978, p. 248.
- Whitmarsh R. B.* Seismic anisotropy of the uppermost mantle absent beneath the east flank of the Reykjanes Ridge. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 61, N 5, p. 1351—1368.
- Wilson I. T.* A possible origin of the Hawaiian Islands. — *Can. J. Phys.*, 1963, vol. 41, p. 863—870.
- Woollard G. P.* Crust and mantle relations in the Hawaiian area. — In: *Continental Margins and Island Arcs*: *Can. Geol. Surv. Papers*, vol. 66, N 15, p. 294—310.
- Yokoyama I.* A model for the crustal deformation around volcanoes. — *J. Phys. Earth*, 1971, vol. 19, p. 199—207.
- Yokoyama I.* Production rate of magma through volcanoes. — In: *Volcanism and Tectonosphere*. Tokai Univ. Press, 1976, p. 93—101.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
<b>Глава I</b>	
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СВОЙСТВАХ КОРЫ И МАНТИИ ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА . . . . .	5
Скорости сейсмических волн в коре и мантии под районами современной вулканической деятельности . . . . .	5
Поглощение сейсмических волн . . . . .	8
Выявление магматических очагов вулканов по аномальному поглощению сейсмических волн . . . . .	9
Особенности раздела М . . . . .	10
Плотностные и электропроводящие свойства коры и верхней мантии	11
Выводы . . . . .	13
<b>Глава II</b>	
ФИЗИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ ВУЛКАНОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ . . . . .	14
Скорости и затухание сейсмических волн в частично и полностью расплав- ленных эффузивах . . . . .	14
Плотностные свойства вещества магматических очагов . . . . .	16
Электропроводность магматических расплавов . . . . .	17
Методика изучения магматических очагов вулканов сейсмическим методом	18
Физическое моделирование процессов распространения упругих волн в средах, включающих неоднородности типа магматических очагов вулканов . . . . .	19
Способы интерпретации зон сейсмической тени . . . . .	22
Вопросы комплексного изучения земной коры и магматических очагов вулканов геофизическими методами . . . . .	31
Выводы . . . . .	32
<b>Глава III</b>	
СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ РАЙОНОВ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКА- НИЗМА КАМЧАТКИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ . . . . .	33
Геоструктурные зоны Камчатки и их глубинное строение . . . . .	34
Типы строения земной коры Камчатки . . . . .	43
Особенности сейсмических моделей земной коры в районах современной вулканической деятельности . . . . .	45
Плотностные и геоэлектрические модели земной коры и верхней мантии районов современного вулканизма Камчатки . . . . .	47
Выводы . . . . .	49
<b>Глава IV</b>	
СЕЙСМИЧЕСКОЕ ПРОСВЕЧИВАНИЕ АКТИВНЫХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ . . . . .	50
Сейсмическое просвечивание вулканов Ключевской группы . . . . .	52
Сейсмические данные о магматических очагах района Большого тре- щинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. . . . .	61
Результаты просвечивания вулканов Авачинско-Корякской группы . . . . .	75
Выводы . . . . .	79

## Глава V

НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ ПО КОМПЛЕКСНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАНЫМ . . . . .	80
Плотности и геоэлектрические неоднородности земной коры и верхней мантии вулканов Ключевской группы . . . . .	81
Интерпретация геофизических данных при изучении Новых Толбачин- ских вулканов . . . . .	87
Периферические магматические очаги вулканов Камчатки и проблема коровых очагов . . . . .	91
Возможный состав земной коры Камчатки по геолого-геофизическим данным . . . . .	93
Выводы . . . . .	97

## Глава VI

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ ОБЛА- СТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА . . . . .	98
Геофизические данные о структуре коры и магматических очагах вулканов Японии . . . . .	99
Строение земной коры и магматические очаги вулканов Гавайских островов . . . . .	103
Земная кора и магматические очаги вулканов Исландии . . . . .	106
Сравнительная характеристика строения земной коры и очагов питания вулканов Камчатки и других областей современного вулканизма Выводы . . . . .	109 111
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	112
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	115

Станислав Трофимович Балеста

**ЗЕМНАЯ КОРА И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ  
ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА**

Утверждено к печати  
Институтом вулканологии  
ДВНЦ АН СССР

Редактор *Т. Ю. Маренина*  
Редактор издательства *О. М. Ванюкова*  
Технический редактор *С. М. Бякерева*  
Корректор *Т. И. Шеполова*

ИБ № 21495

Подписано к печати 18.02.81. Т-03037  
Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,5+0,3 вкл. Уч.-изд. л. 10,5.  
Тираж 1100 экз. Тип. зак. 1777. Цена 1 р. 60 к.  
Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Орден Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

---

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»**

**готовится к печати**

**КЛИМАТ, РЕЛЬЕФ  
И ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА**

В книге рассматриваются проблемы современного экзогенного рельефообразования в различных природных зонах, взаимосвязь древних климатических обстановок с развитием рельефа, а так же антропогенное рельефообразование. Рассмотрены принципы прогноза геоморфологических процессов.

---

1 р. 60 к.

3490

