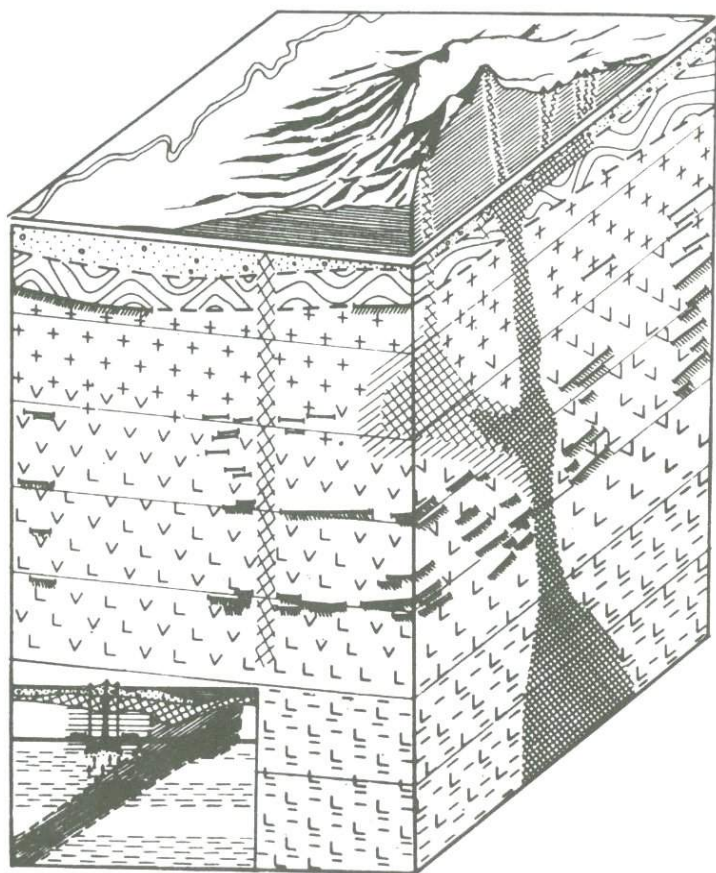


Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
САХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

550,83.

Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки

2773



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1978



Авторы:

Г.И. АНОСОВ, С.К. БИККЕНИНА, А.А. ПОПОВ,
К.Ф. СЕРГЕЕВ, В.К. УТНАСИН, В.И. ФЕДОРЧЕНКО

Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М., "Наука", 1978 г.

Анализируются материалы глубинного сейсмического зондирования, выполненные на п-ове Камчатка СахКНИИ совместно с Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР в 1970—1972 гг. в центральной и южной ее частях. На основе комплексной геолого-геофизической интерпретации результатов ГСЗ выявлены особенности глубинного строения различных геоструктур Камчатки, в частности областей современного вулканизма. Изложены представления о возможных условиях формирования и локализации магматических очагов, а также об особенностях строения зоны сочленения континентального и океанического литосферных блоков в районе Южной Камчатки. В работе также освещены вопросы, связанные с природой и структурой раздела Мохоровичича под вулканами.

Табл. 4. Ил. 38. Библ. 165 назв.

Ответственные редакторы:

А.А. Попов, Г.С. Гнибиденко

“ . . . Камчатка представляет исключительный интерес для изучения движений, происходящих в земной коре.

Нигде в пределах нашего отечества проявление внутренних сил земного шара так не выразительно, как на Камчатке, и нигде мы не сможем получить так много для решения самых основных вопросов внутренней динамики Земли”.

(А.Н. Заварицкий, 1948)

ВВЕДЕНИЕ

В числе основных проблем, поставленных перед советскими геологами решениями XXV съезда КПСС, указано расширенное изучение земной коры и верхней мантии в целях познания процессов образования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. В этом плане первоочередным объектом исследований на Дальнем Востоке следует рассматривать зону сочленения Азиатского континента и Тихого океана, которая характеризуется редким многообразием процессов, формирующих и преобразующих земную кору и ее минеральные богатства.

Камчатка и прилегающие к ней части Тихого океана, являясь фрагментами зоны сочленения, обладают неповторимым своеобразием, которое обусловлено сложным сочетанием различных геологических структур — островных дуг, глубоководных желобов, молодых и древних складчатых сооружений, вулканических поясов и др. Едва ли нужно доказывать, что изучение этих структур и протекающих в них процессов представляет несомненный теоретический интерес и имеет большое практическое значение. Вполне очевидно также, что исследование земных глубин невозможно без применения геофизических, в первую очередь сейсмических методов.

В настоящее время по северо-западному сектору сочленения Азиатского континента и Тихого океана накоплено и проанализировано большое количество гелого-геофизической информации, позволяющей охарактеризовать главные черты его строения. Во многом этому способствовали работы по глубинному сейсмическому зондированию, которые охватили частично и Камчатку.

До проведения ГСЗ сведения о глубинной структуре земной коры Камчатки в региональном плане базировались на результатах интерпретации мелкомасштабных гравиметрических съемок и детальных сейсмологических наблюдений, а тектоническое районирование территории основывалось главным образом на данных полевой геологии и в некоторой степени

на анализе структур магнитного и гравитационного полей. Последние также привлекались для изучения глубинного строения вулканов и их групп.

Ко времени постановки глубинного сейсмического зондирования общий структурный план полуострова, представляющий собой систему сопряженных разновозрастных антиклинориев и синклинориев и наложенных молодых вулканических поясов, был хорошо известен. Однако соотношение этих структурных элементов с глубинным строением земной коры оставалось неясным. Поэтому постановка ГСЗ явилась необходимым этапом в исследовании глубинной структуры Камчатки и характера ее сочленения со структурами прилегающей части Тихого океана. Особое внимание уделялось решению следующих основных вопросов:

1) выяснение общей структуры и характера сочленения океанического и континентального блоков земной коры (в частности изучение глубинной разломной тектоники и ее роли в строении региона);

2) установление природы основных сейсмических границ раздела в земной коре (в первую очередь кровли и подошвы консолидированной коры) и вещественного состава отдельных ее слоев;

3) выявление особенностей глубинной тектоники зон активного вулканизма, включая определение местоположения магматических очагов.

Решение перечисленных вопросов кроме теоретического значения представляет существенный практический интерес, так как позволяет:

а) уточнить вопрос об условиях заложения Камчатской геосинклинали и характере ее фундамента; б) получить основу для количественной интерпретации различных геофизических полей; в) выяснить пути миграции магмы к дневной поверхности, а также типы и глубины залегания магматических очагов.

Исследования ГСЗ начались на Камчатке в 1970 г. совместными усилиями СахКНИИ и Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. К настоящему времени на полуострове выполнено более 1000 км профилей ГСЗ (рис. 1). Одни из них (I, II, III) находятся в центральной части Камчатки и пересекают структуры Срединного и Козырьевского хребтов, Центрально-Камчатскую депрессию, Ключевскую группу вулканов. Другие (IV, V) расположены в южной и в юго-восточной частях полуострова и трансформируются через Ганальский выступ метаморфических пород, Малкинско-Петропавловскую зону поперечных дислокаций и Авачинскую группу вулканов. Наземно-морской профиль (VI) выходит в океан и пересекает структуры глубоководного желоба.

При проведении сейсмического эксперимента, обработке полученных данных, их интерпретации и написании монографии авторы пользовались консультациями и советами И.П. Косминской, В.Б. Соллогуба, Н.И. Павленковой, Н.И. Давыдовой, П.С. Вейцман, С.М. Зверева. Особенно хотелось бы отметить Ю.В. Тулину и В.И. Мячкина, содействовавших успеху не только ценными советами, но и любезно предоставивших в распоряжение авторов сейсмический материал по морской части профиля VI.

Большая помощь в работе была оказана сотрудниками лаборатории гравиметрии и геотермии СахКНИИ П.В. Портнягиной, Ю.А. Павловым, В.В. Соиновым, С.В. Веселовым. Ими выполнены расчеты плотностных и геотермических моделей. Весьма полезными были консультации

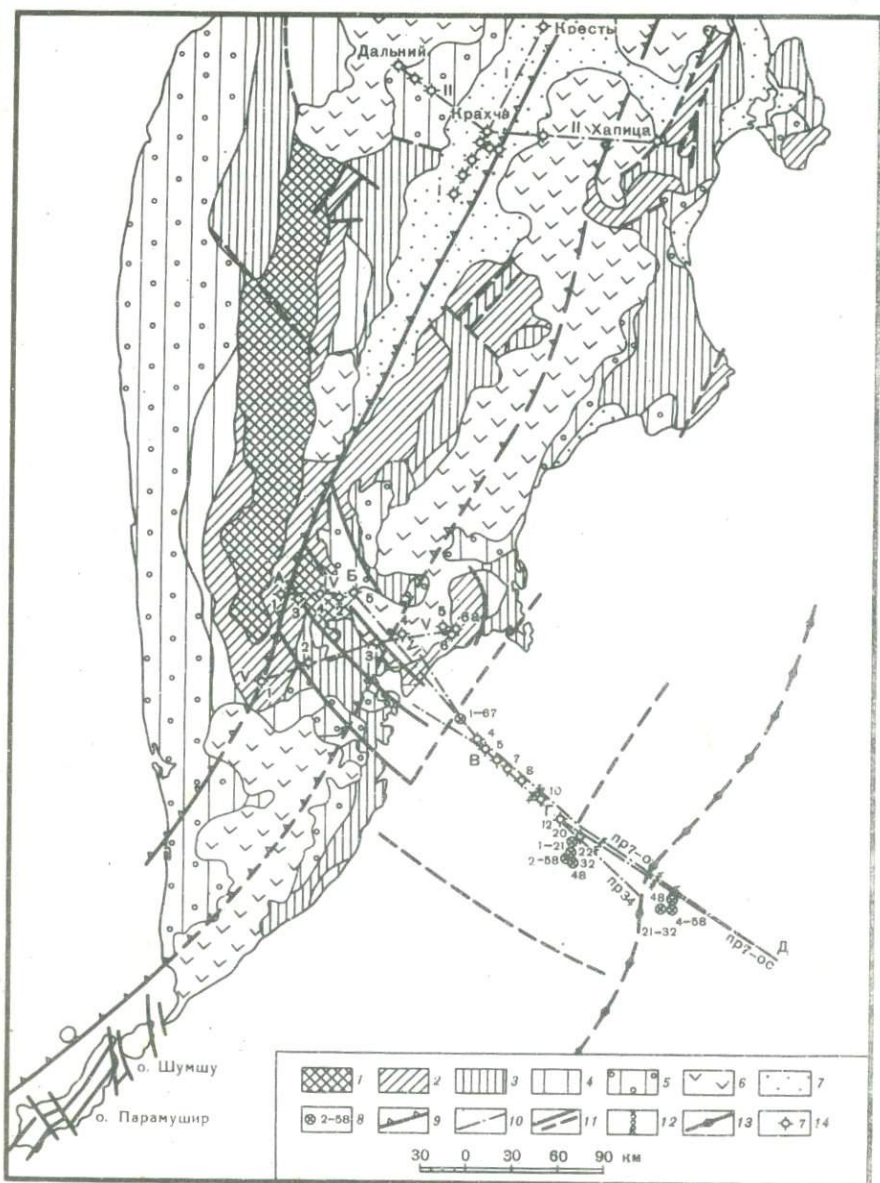


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема района исследований

1 — выступы метаморфического основания; 2–5 — отложения: 2 — верхнего мела, 3 — палеогена — миоцена, 4 — палеогена, 5 — миоцена — плиоцена; 6 — четвертичные вулканические образования; 7 — четвертичные невулканические образования; 8 — морские станции на профилях ГСЗ; 9 — важнейшие глубинные разломы; 10 — линии профилей; 11 — прочие разломы; 12 — разломы, выделенные по данным ГСЗ; 13 — ось Курило-Камчатского глубоководного желоба; 14 — пункты взрыва. Профиль III непродольный, линия наблюдения совпадает с профилем I

А.А. Андреева, Л.Н. Поплавской, П.М. Сычева, Р.З. Тараканова, И.К. Туезова.

Получение качественного экспериментального материала в чрезвычайно трудных природных условиях Камчатки было бы невозможным без самоотверженной работы операторов, техников и научных сотрудников Камчатской экспедиции: В.В. Аргентова, С.Т. Балесты, В.М. Жильцова, А.М. Шкурченко-Величко, В.П. Ефимова, Н.Г. Палия, О.И. Шишова, В.П. Еремина, А.И. Некрасова, Т.С. Лоскутовой, В.И. Панина, А.В. Смирнова, В.П. Пасечко, И.Н. Корчагина, Ким Сан Сечи, Г.Ф. Занюковой, Л.М. Радецкой и др.

Проведение этих исследований не было бы успешным без постоянного внимания и действенной поддержки руководителей СахКНИИ и Института вулканологии членов-корреспондентов АН СССР С.Л. Соловьева и С.А. Федотова.

Всем перечисленным лицам авторы выражают самую глубокую благодарность. Особенно признательны они академику А.Л. Яншину, сделавшему ряд ценных критических замечаний.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Важнейшие особенности структуры п-ова Камчатка определяются его принадлежностью к Тихоокеанскому кайнозойскому складчато-геосинклинальному поясу. Часть полуострова, расположенная к западу от крупнейшего глубинного разлома (в своем местоположении совпадающего с приосевой зоной долины р. Камчатки), может рассматриваться как позднекайнозойская складчатая область (Геологическое строение. . ., 1966). Находящаяся же к востоку от упомянутого разлома другая часть полуострова, по мнению большинства исследователей, все еще не вышла из стадии геосинклинального развития и представляет собой геоантиклинальное поднятие кайнозойской геосинклинальной области. Такое заключение базируется на данных о высокой современной тектонической активности этой зоны, выражающейся в интенсивном проявлении сейсмических и вулканических процессов, в продолжающихся складко- и разломообразовании, контрастных перемещениях блоков, деформациях поверхности и других явлениях.

Основанием (фундаментом) складчатой системы Западной Камчатки и Восточно-Камчатского геоантиклинального поднятия являются скорее всего комплексы метаморфических пород, выходы которых известны в осевых зонах Ганальского, Срединного, Валагинского хребтов и Хавывенской возвышенности (Геология СССР, 1964). В пределах Камчатки они относятся к наиболее древним образованиям и подразделяются (снизу вверх) на колпаковскую, камчатскую и малкинскую серии (Мокроусов, 1961).

К о л п а к о в с к а я серия представлена главным образом биотитовыми, амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми и силлиманитовыми парагнейсами с подчиненным количеством кристаллических сланцев и амфиболитов.

К а м ч а т с к а я серия сложена ставролит-гранатовыми, хлоритовыми, амфиболитовыми, амфиболит-кварцевыми и другими разновидностями сланцев, среди которых встречаются образования, переходные как к филлитам, так и к гнейсам. Аналогом камчатской серии в пределах Ганальского хребта являются породы г а н а л ь с к о й свиты, которая представлена амфиболовыми и слюдисто-амфиболовыми сланцами.

М а л к и н с к а я серия представлена актинолит-эпидотовыми и эпидот-хлоритовыми породами, альбитофирами с редкими прослоями фил-

литов и конгломератов. Выше по разрезу залегают филлиты, филлитизированные сланцы и песчаники, которые перекрыты рассланцованными порфиритами и их туфами, преобразованными в актинолит-хлоритовые сланцы.

Общая мощность метаморфических пород достигает 11 000—15 000 м. Возраст их условно считается домезозойским (Белова и др., 1961). Большинство исследователей, начиная с 40-х годов нашего столетия, объясняют возникновение метаморфических пород преобразованием палеозойских и докембрийских (протерозойских) геосинклинальных толщ.

В последнее время некоторые геологи (в частности, М.М. Лебедев и В.М. Бондаренко, 1962) считают, что метаморфиды возникли в результате преобразования мезозойских, главным образом верхнемеловых, комплексов в локальных зонах и, следовательно, не образуют основание (фундамент) Камчатской геосинклинали. Об этом, по их мнению, говорят наблюдавшиеся переходы по латерали слабо метаморфизованных верхнемеловых пород в кристаллические сланцы, а также результаты определений абсолютного возраста некоторых метаморфических и интрузивных пород (70—80 млн. лет), хотя вполне вероятно, что эти цифры отражают не время возникновения исходных пород, а отвечают периоду их последующего метаморфизма. Однако этим представлениям противоречит факт нахождения на близких гипсометрических уровнях как практически неметаморфизованных верхнемеловых отложений, так и метаморфид высоких ступеней метаморфизма. Например, описанные для Ганальского хребта (Герман, 1975а, б) кордиерит-гиперстенновые гранулиты известны лишь в составе раннедокембрийских (архейских) серий, вскрывающихся в пределах глубоко эродированных цитов.

Таким образом, комплекс метаморфических пород Камчатки вряд ли может иметь возраст моложе домезозойского. Если учесть, что в пределах полуострова неизвестны выходы достоверно датированных нижне- и среднемеозойских образований, а толща неметаморфизованных отложений начинается комплексом верхнемеловых пород, то представления о древнем метаморфическом основании (фундаменте) Камчатской геосинклинали можно считать справедливыми.

Комплекс геосинклинальных образований начинается неметаморфизованными или слабо метаморфизованными отложениями позднемеозойского возраста, общая мощность которых, по-видимому, превышает 10 000 м (Белова и др., 1961; Геология СССР, 1964). Они повсеместно разделяются на две толщи: нижнюю — песчано-сланцевую и верхнюю — кремнисто-вулканогенную. Нижняя толща в северных районах Камчатки (Тагильский, Паланский, Олюторский и Карагинский) представлена лесновской серией, а в южных — кихчихской; верхняя толща повсеместно соответствует ирунейской серии. Толщи характеризуются согласными взаимоотношениями и, возможно, местами фациально замещают отчасти одна другую. Лесновская серия, включающая, видимо, не только верхнемеловые, но частично и более древние нижнемеловые образования, представлена глинистыми сланцами и полимиктовыми песчаниками, среди которых в виде линз присутствуют кремнисто-глинистые породы. Кихчихская серия сложена в основном граувакковыми песчаниками, в мень-

шей степени глинистыми сланцами и алевролитами. В отдельных зонах породы интенсивно метаморфизованы (в песчаниках появляется слюда, сланцы филлитизированы). Как и лесновская, кихчихская серия, видимо, частично включает и отложения древнее верхнемеловых. В строении ирунейской серии повсеместно участвуют кремнистые сланцы, туфы, туфобрекчи, при подчиненном развитии кремнисто-глинистых пород. Возраст серии определен по фауне как сенонский.

Наиболее широко (около 40%) распространены на Камчатке палеоген-неогеновые образования, мощность которых достигает 10 000—13 000 м. Этот мощный комплекс отложений имеет различное строение в пределах западной и восточной структурно-фациальных зон. На Западной Камчатке он характеризуется песчано-аргиллитовым составом, наличием горизонтов туфитов, туфов, конгломератов, андезитов и прослоев углей, а на Восточной — подразделяется на две толщи, нижняя из которых представляет собой вулканогенный флиш, а верхняя — вулканогенную молассу. В районе Срединного хребта данный комплекс образован андезитами, андезито-базальтами, андезито-дацитами и пирокластами того же состава суммарной мощностью около 4000 м (Геология СССР, 1964).

Среди четвертичных отложений выделяются вулканогенные, ледниковые и морские. Четвертичные покровы базальтов и их туфов мощностью в несколько сотен метров занимают обширные пространства на юге и востоке п-ова Камчатка, а также в Срединном хребте. Современный андезито-базальтовый и андезитовый вулканизм центрального типа характерен преимущественно для Восточной Камчатки, ареальный вулканизм — для Южной Камчатки, Центрально-Камчатской депрессии, Срединного хребта. Четвертичным вулканам свойственны все типы построек: от простых лавово-пирокластических конусов до сложных многовыходных массивов и хребтов, а также кальдерных образований с обильными накоплениями пемз.

Таким образом, в общей структуре Камчатки следует различать фундамент, который слагают метаморфические породы домезозойского возраста, и перекрывающий его позднемезозойско-кайнозойский геосинклинальный чехол, подразделяющийся на ряд структурных ярусов, количество и мощности которых оцениваются по-разному. На Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000 (1964) весь геосинклинальный комплекс рассматривается в качестве верхнего структурного яруса, в котором обособляются три подъяруса: верхнемеловой, палеогеновый (в восточных районах включающий нижнемиоценовые отложения) и неогеновый (местами с образованиями четвертичного возраста). На кайнозойском этапе развития формирования структуры полуострова происходило в условиях существования трех структурно-фациальных зон.

Западно-Камчатская структурно-фациальная зона, территориально совпадающая с Западно-Камчатским прогибом, восточной частью, по-видимому, на краю Охотской платформы (Власов и др., 1963). Общая мощность палеоген-неогеновых отложений превышает 6000 м на севере, уменьшаясь до 1000 м на юге. Эти отложения носят миогеосинклинальный характер и последовательно сменяются более молодыми в направлении с севера на юг.

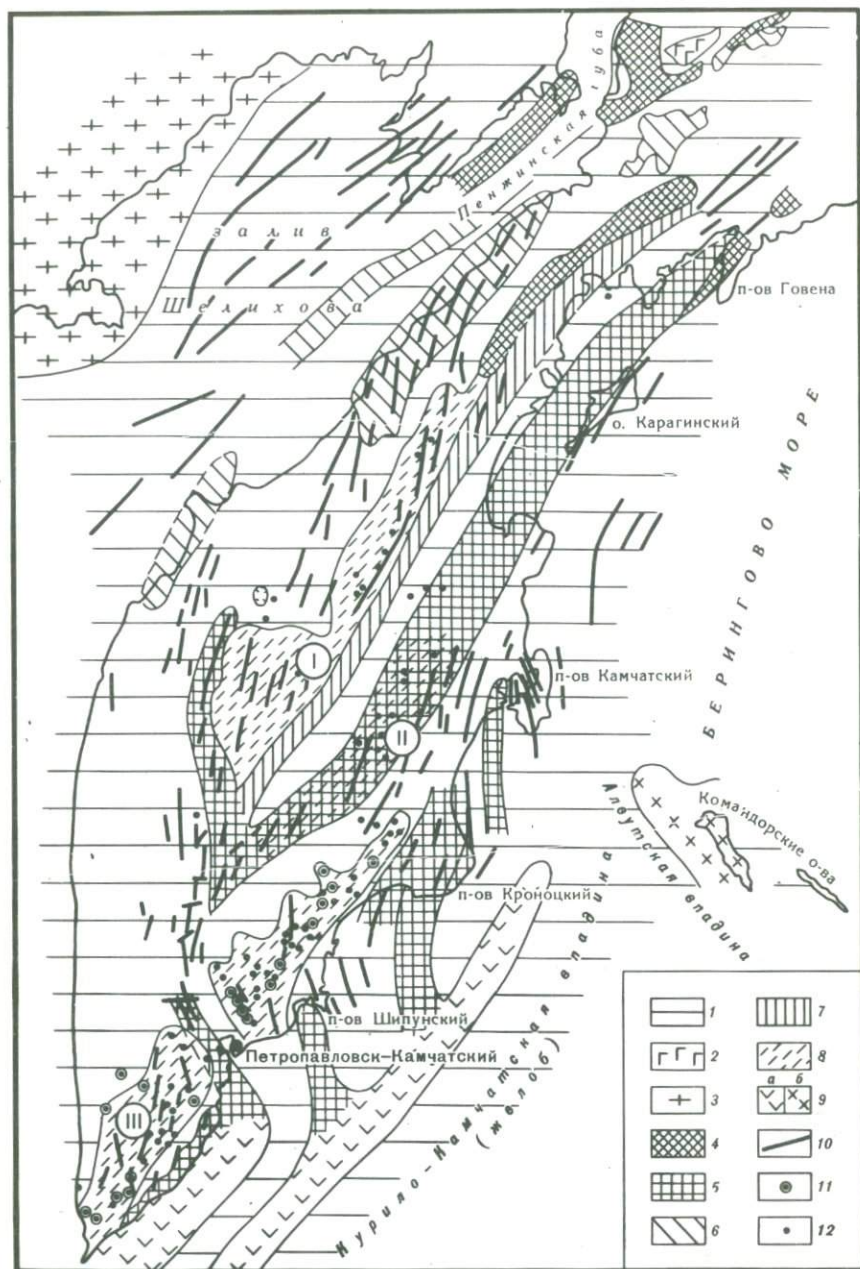


Рис 2. Схема распределения аномальных зон магнитного поля Камчатки и прилегающих территорий (Ривож, 1963)

Области: 1 — преимущественно спокойного слабо отрицательного ("нормального") магнитного поля; 2 — слабо возмущенного; связанного с метаморфизован-

Центрально-Камчатская структурно-фациальная зона территориально совпадает со Срединным хребтом. По всей видимости, она обособилась (Власов и др., 1963) в связи с развитием Центрального глубинного разлома. По мнению В.К. Ротмана (1963), история развития Центрально-Камчатской вулканической зоны отражает последовательный переход от подводных излияний основного состава в относительно глубоком прогибе (в позднемиоценовое время) через андезитовый вулканизм островной дуги к субазальному кислому вулканизму (в среднемиоценовое время). Развитие магматических процессов в этой зоне завершилось послескладчатыми четвертичными излияниями платобазальтов. Там, где по простиранию глубинного разлома встречаются древние структуры Срединного хребта, вулканическая зона имеет наложенный характер и ее структуры приспособляются к местным тектоническим условиям (Власов и др., 1963). Простирание зоны достоверно прослеживается на юг только до Малкинско-Петропавловской зоны поперечных дислокаций. Согласно Г.М. Власову, далее на юг она испытывает флексуобразный изгиб и продолжается структурами Большой Курильской дуги. Другие авторы (Геологическое строение. . ., 1966; Сергеев, 1976; и др.) усматривают продолжение структур Курильской островной дуги через южную часть полуострова в пределы Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны. Малкинско-Петропавловская зона поперечных дислокаций может интерпретироваться как грабен, во многом сходный с Большим Рвом Японии (Фосса Магна).

Восточно-Камчатская структурно-фациальная зона является наиболее разнородной и сложной в орографическом и тектоническом отношении. Она включает Центрально-Камчатскую депрессию, Восточный хребет и прибрежные районы, которые хорошо выделяются на аэромагнитной карте полосой аномалий северо-восточного простирания (рис. 2). Основными структурами этой зоны являются Восточно-Камчатский антиклинорий и сопряженные с ним Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский синклинии. Оба прогиба выполнены сходными по составу вулканогенными флишами, но отличаются харак-



ными основными эффузивами палеозойского возраста (Ганальский выступ); 3 — возмущенного знакопеременного, связанного преимущественно с ниже-верхнемеловым эффузивным поясом окраинной зоны мезозойской складчатой области Северо-Востока СССР; 4 — положительного и знакопеременного, связанного с верхнемеловыми вулканическими породами; 5 — положительного, связанного с палеоген-нижнемиоценовыми вулканическими породами; 6 — положительного и знакопеременного, связанного с нижнемиоценовыми вулканическими породами; 7 — положительного, связанного преимущественно с позднемиоцен-плиоценовыми вулканическими породами; 8 — сильно возмущенного знакопеременного, связанного с раннечетвертичными базальтами и андезито-базальтами Срединного хребта (I), Центральной депрессии (II) и Восточного вулканического пояса (III); 9 — положительного, связанного с тектоническими швами курильского (а) и алеутского (б) направлений. Прочие обозначения: 10 — оси линейно вытянутых нарушений, контролировавших магматическую деятельность; 11 — локальные магнитные аномалии изометричной формы, связанные с молодыми конусовидными стратовулканами Курило-Камчатского вулканического пояса; 12 — вулканы

тером дислокаций. Если в первом из них наблюдаются простые широкие и пологие складки, то во втором — складки узкие и крутые, в большинстве случаев опрокинутые на восток и осложненные надвигами в том же направлении (Власов и др., 1963).

Вдоль побережья Тихого океана расположена своеобразная антиклинальная зона, приуроченная к гористым полуостровам и сложенная в основном вулканогенными породами. Вдоль границы Восточно-Камчатского синклиория и антиклиория зоны Восточных полуостровов выделяется Тюшевский наложенный синклиорий, выполненный средневерхнемиоценовыми и плиоценовыми отложениями.

При общем северо-восточном простирании главных структур п-ова Камчатки и северных Курильских островов на Камчатке широко развиты поперечные (северо-западного направления) разломные зоны, что неоднократно подчеркивалось многими исследователями. Структура полуострова, кроме того, осложнена наложенными четвертичными вулканическими поясами, которые, как указывал еще А.Н. Заварицкий (1948), контролируются теми же продольно-поперечными системами тектонических линий. Выделяются два пояса: Срединный, располагающийся вдоль водораздела Срединного хребта, и Восточный, протягивающийся вдоль восточного побережья Камчатки и продолжающийся в пределы Курильской островной дуги.

СТРУКТУРА КОРЫ

Сведения о мощности земной коры в пределах полуострова носят весьма схематический характер.

Для Южной Камчатки Г.С. Штейнбергом (1968) методом подбора корреляции между гравитационными аномалиями и глубинами до подошвы земной коры была составлена схема изолиний глубин поверхности Мохоровичича. Полученные данные сопоставлялись с результатами решения обратной гравиметрической задачи. В качестве исходного материала использована карта осредненных аномалий ($R = 50$ км). Средняя глубина до раздела Мохоровичича была принята равной 30 км, до кровли "базальтового слоя" — 10 и 20 км. Плотность подкорového вещества принималась равной $3,3$ г/см³, плотность "базальта" — $2,9$ г/см³. Сходимость полученных данных составила ± 3 км. Результаты построений дали возможность выявить максимальную (до 35 км в южной части Срединного хребта) и минимальную (21 км в районе восточного побережья) мощность земной коры, отметить резкое воздымание раздела М по направлению к океану и плавное погружение его в направлении к Срединному хребту и Охотскому морю. Изолинии глубин на построенной схеме имеют северо-восточное направление, которое в пределах Срединного хребта изменяется на меридиональное. В районе Авачинской и Жупановской вулканических групп выделялся выступ поверхности М, зафиксированный положительной гравитационной аномалией. К юго-западу отмечен сопряженный с ним прогиб. Обе структуры имеют северо-западное, поперечное к дуге простирание. Выявлена приуроченность цепей вулканов к участкам флексуорообразного перегиба поверхности М.

По материалам среднемасштабных гравиметрических съемок Ю.А. Павловым и А.Ю. Юновым (1970) построена карта мощности земной коры Камчатки и показано, что в целом для полуострова характерна северо-восточная ориентация изолиний глубин залегания подошвы коры, мощность которой изменяется от 24 до 32 км. Сопоставление этой карты с новейшими структурами (Павлов, Семакин, 1972) свидетельствует о том, что в западной и центральной частях полуострова в региональном плане устанавливается качественное соответствие мощности земной коры характеру новейших структур, требуемое условиями изостазии (Павлов, Портнягина, 1975). В то же время для Восточной Камчатки такой зависимости практически не наблюдается: подошва земной коры здесь воздымается с запада на восток, не согласуясь в целом с новейшими поднятиями и прогибами.

На фоне общих закономерностей поведения поверхности М было выявлено несколько частных зависимостей. Так, для Западно-Камчатского прогиба показаны локальные колебания глубины залегания подошвы земной коры, не нарушающие общей картины уменьшения ее мощности в пределах прогиба. Срединному поднятию соответствует зона повышенной мощности земной коры, которая увеличивается в северо-восточном направлении и в Корякском нагорье составляет 34 км. В пределах Центрально-Камчатской депрессии отмечается общее плавное воздымание подошвы земной коры с локальным минимумом в районе Ключевской группы вулканов. Восточная вулканическая зона расположена в основном на перигибе поверхности М. В южной ее части (на широте Петропавловска-Камчатского) отмечается отчетливая ступень в рельефе поверхности М, выраженная резким увеличением глубины ее залегания. В пределах хребтов Ганальского, Валагинского и Тумрок фиксируется зона более плавного уменьшения мощности земной коры, в то время как для хребта Кумроч характерно ее возрастание. На всем протяжении Восточно-Камчатского прогиба отмечаются максимальные градиенты мощности земной коры. Поднятие Восточных полуостровов совпадает с областью минимальных глубин М.

Рассмотренные данные в целом согласуются между собой. Отмеченные общие закономерности позволили высказать предположение о том, что "земная кора Камчатки развивается в сторону изостатической компенсации новейших структур. С этой точки зрения земная кора восточной половины Камчатки находится, по-видимому, в стадии более активной переработки в отличие от западных и центральных районов, где этот процесс в той или иной степени уже завершен, хотя и здесь нет полного соответствия мощности земной коры современному рельефу, на что указывает отклонение от изостазии" (Павлов, Семакин, 1972, с. 141).

На схеме элементов гравитационного поля (рис. 3) наблюдается широкое распространение гравитационных ступеней, приуроченных как к древним разломам в земной коре, так и к тем, которые могут быть связаны с развитием новейших прогибов и поднятий.

По результатам детальных сейсмологических наблюдений (Токарев, 1968; Сейсмичность. . ., 1974) установлено, что ". . . за 1962—1964 гг. из всей энергии, высвобождаемой при землетрясениях в районе Камчат-

ки, не менее 50% приходится на долю землетрясений, очаги которых лежат в пределах коры на глубине 0–25 км” (Токарев, 1968, с. 207). В.И. Тихоновым отмечается, что “области наибольших плотностей землетрясений в пределах Камчатки располагаются на продолжении крупных антиклиналей, а области пониженных — на продолжении крупных синклиналей древнего плана складчатости. Узкие пояса наиболее сильных землетрясений тяготеют к положительным структурам древнего плана, имеют юго-восточное простираие и приурочены, видимо, к крупным разломам” (Тихонов, 1963, с. 20).

На основе изучения кинематических характеристик сейсмических волн от близких землетрясений получено поле скоростей продольных и поперечных волн под Восточной Камчаткой, выявлены зоны с аномальным затуханием сейсмических волн, которые пространственно тяготеют к группам действующих вулканов. Скоростной разрез, полученный для Южной Камчатки (Федотов, Славина, 1968), отвечает аномальной мантии до глубин 90–100 км. В то же время, по данным Ю.А. Павлова и др. (1972), здесь же до глубин 50–55 км отмечено разуплотнение мантии на величину $\Delta \sigma = 0,17-0,22 \text{ г/см}^3$, что соответствует уменьшению скорости продольных волн на 0,7–1 км/с.

Резюмируя изложенное, можно отметить, что земная кора Камчатки может быть отнесена к континентальному типу. Она имеет блоковое строение. Этот вывод некоторые исследователи распространяют и на прилегающую часть Тихого океана.

В 1968 г. на Камчатке по маршруту Ича — Мильково были проведены первые работы по глубинному сейсмическому зондированию (Потапьев и др., 1975). Исследования носили опытно-методический характер. В результате их получены самые общие сведения о волновом поле и построен схематический разрез земной коры. Наиболее уверенно выделены волны, связанные с кровлей консолидированной коры. Граница М зафиксирована на глубине 30–35 км.

Земная кора прилегающих к полуострову акваторий Охотского моря и Тихого океана изучалась методом ГСЗ в период МГГ (1957–1958 гг.) по ряду профилей 7-О, 9-М, 9-О, 8-О, 14-О (Строение земной коры. . ., 1964). После этих работ новых наблюдений ГСЗ здесь не проводилось. Исключением является профиль 7-О, в районе которого в 1967 г. были проведены исследования ГСЗ по профилю 34 (Тулина и др., 1972). Полученные результаты позволили провести сравнительную оценку особенностей строения земной коры существенно различных участков. Макси-

Рис. 3. Схема элементов гравитационного поля Камчатки (а) и прилегающих акваторий (б) в редукции Буге (Павлов, 1976)

а) 1 — оси положительных аномалий; 2 — оси отрицательных аномалий; 3 — гравитационные ступени

б) 1 — гравитационные ступени; 2 — оси аномалий первого порядка; а — положительные, б — отрицательных; 3 — оси аномалий второго порядка; а — положительные, б — отрицательных; 4 — ось Курило-Камчатского глубоководного желоба; 5 — подводные впадины и возвышенности: III — впадина ТИНРО, IV — хр. Ширшова, V — хр. Бауэрсра

мальная ее мощность оказалась во всех случаях приуроченной к западному склону Курило-Камчатского глубоководного желоба. Она резко уменьшается в сторону шельфа. Только на профиле 7-О, примыкающем к восточному берегу Камчатки в районе Авачинской бухты, намечается увеличение мощности коры по направлению к берегу, где она достигает 32 км на профиле 7-О и 25 км на профиле 14-О (Строение земной коры. . ., 1964).

Позднее Ю.В. Тулиной и др. (1972) на основе переинтерпретации материалов по профилю 7-О с учетом новых наблюдений на профиле 34 была выделена "главная разломная зона", пространственно совпадающая с пересечением подошвы земной коры сейсмофокальным слоем, а также разломные зоны, связанные со склонами глубоководного желоба. В пределах шельфа Камчатки обнаружен краевой вал по разделу М, аналогичный отмечаемому на шельфе Приморья (Глубинное сейсмическое зондирование. . ., 1971). Кроме того, были отмечены аномально высокие (до 10—11 км) граничные скорости по поверхности М.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что для Камчатки и прилегающих акваторий характерно мозаично-блоковое строение земной коры; отмечается значительная глубина заложения коровых и мантийных разломов, с современной активностью которых связаны высокая сейсмичность и вулканизм.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД ВУЛКАНАМИ

Геофизические наблюдения в вулканических областях (в частности на Камчатке) с целью познания их глубинного строения в существенном объеме стали проводиться в последние 15—20 лет. Своеобразным толчком к их постановке явилась известная работа Г.С. Горшкова (1958), которым был предложен получивший впоследствии широкое распространение метод "просвечивания" корневых частей вулканических аппаратов с помощью сейсмических волн, впервые примененный на Ключевской группе вулканов.

Ключевская группа состоит из слившихся своими основаниями трех действующих (Ключевской, Безымянный, Плоский Толбачик), девяти потухших (Острый Толбачик, Ближний и Дальний Плоские, Средний, Камень, Большая и Малая Удины, Большая и Малая Зимины) стратовулканов и множества мелких, преимущественно моногенных эруптивных аппаратов ареального типа. Она представляет собой один из самых крупных и активных центров вулканизма на земном шаре. Ее многовыходной массив имеет в плане форму эллипса размером 90 x 75 км. Общий объем извергнутого материала составляет около 5000 км³.

В настоящее время наиболее активными являются вулканы Ключевской и Безымянный. Первый извергает андезито-базальты со средним содержанием кремнезема 53%, второй — кислые андезиты с содержанием кремнезема 59%. Интересно отметить, что извержения вулканических сопок Ключевской и Безымянной, столь различных по характеру дея-

тельности и составу продуктов, происходят иногда практически одновременно.

Огромные массы основной лавы, систематически извергаемые как вершинным, так и побочными кратерами Ключевского вулкана в течение очень продолжительного времени, свидетельствуют о наличии под ним мощного магматического источника, поставляющего на дневную поверхность слабо дифференцированный расплав. Совершенно другой состав лав и характер извержений расположенного по соседству вулкана Безымянного позволяет говорить о его специфическом строении, в частности предположить существование под ним промежуточного магматического очага.

2773
Хотя до проведения геофизических, в частности сейсмических, наблюдений в пределах Ключевской группы не было надежных критериев для суждения о корневых зонах ее вулканов, все же был высказан ряд предположений об источниках ее питания. Так, Б.И. Пийп (1956, с. 70) писал: "Имеется основание предполагать существование единого магматического резервуара для всех Ключевских вулканов. . . Подобного рода магматический бассейн, однако, вряд ли бы мог быть прямым источником питания отдельных Ключевских вулканов. Присутствие среди последних многочисленных горных сооружений, разнообразных по структуре, составу материала, размерам и продолжительности жизни, свидетельствует с тем, что каждое из них имело собственный длительно действовавший источник питания". По наличию включений в лавах многочисленных обломков верхнетретичных (неогеновых) пород и отсутствию более древних он сделал заключение, что индивидуальный очаг Ключевского вулкана залегает на глубине около 5—6 км ниже уровня моря. Глубину общего источника магмы Б.И. Пийп не оценивал, а площадь его принимал равной 10 x 30 км.

В 1956 г. Г.С. Горшков на основании факта исчезновения записей поперечных волн на траекториях сейсмических лучей, проходящих под Ключевской группой вулканов от японских землетрясений, сделал заключение об экранировании этих волн ее магматическим очагом. Была предпринята попытка определить глубину залегания и размеры последнего. По расчетам этого автора, очаг залегает на глубине 50—70 км и имеет вид линзы со средней мощностью 10—12 км и поперечником 25—35 км. Заполняющее его вещество по величине своей сжимаемости занимает промежуточное положение между типичным твердым телом и жидкостью. Периферические очаги под Ключевской группой Г.С. Горшковым обнаружены не были.

В дальнейшем В.М. Зобин (1969) исследовал динамические особенности сейсмических волн от близких землетрясений и нашел, что аномальная зона, которую можно трактовать как магматический источник, залегает под Ключевской группой на глубине более 50 км и протягивается полосой к юго-западу от пос. Ключи до Срединного хребта. П.П. Фирстовым и В.А. Широковым (1971) были изучены динамические параметры землетрясений района Ключевской группы с глубиной очага свыше 80 км и гипоцентральной дистанцией менее 300 км, на основании чего ими оконтурены и прослежены до глубины 110 км аномальные области, отождествленные с

областями магмообразования. В.И. Горельчик и А.И. Фарберовым (1971) под Ключевской группой вулканов выявлена асейсмичная область, границы которой фиксируются землетрясениями с глубиной очагов 110–230 км. Наличие этой области свидетельствует о специфических особенностях вещества верхней мантии под вулканами, в частности о его пониженной вязкости. На основании магнитометрических наблюдений на вулкане Безымянном Е.К. Мархининым с соавторами (1963) было высказано предположение о наличии под ним на глубине нескольких километров промежуточного магматического очага.

Эффект экранирования поперечных сейсмических волн от близких землетрясений в интервале глубин 20–80 км зафиксирован С.А. Федотовым и А.И. Фарберовым (1966) под Авачинским вулканом. Он объяснен существованием вертикальной колонны, содержащей около 20 % расплава и поднимающейся от кровли магмообразующего слоя. Кроме того, под этим вулканом на основании комплекса геофизических работ, проведенных Г.С. Штейнбергом и др. (1966), установлен периферический очаг, расположенный на глубине 1,5–2 км и имеющий поперечник 4–6 км. У других вулканов Авачинской группы периферические камеры не зафиксированы, в связи с чем предполагается их прямое мантийное питание. К аналогичным выводам пришли М.И. Зубин и др. (1971), которые провели гравимагнитные исследования на Карымском вулкане и нашли, что под его современным конусом на глубине 1,5–2 км располагается промежуточный очаг с диаметром 4,5–7 км.

Позднее на основании детальных сейсмологических наблюдений С.А. Федотовым и О.В. Потаповой (1974) была построена карта тел, расположенных на глубинах от 30 до 100 км в верхней мантии и экранирующих продольные и поперечные волны. Эти тела, которые можно рассматривать как области магмообразования, в виде широкой прерывистой полосы прослеживаются вдоль всей восточной вулканической зоны и прилегающей к ней части шельфа.

Таким образом, земная кора и верхняя мантия под активным вулканическим поясом Восточной Камчатки характеризуются аномальным строением, выражающимся в наличии многочисленных разномасштабных тел, поглощающих и экранирующих сейсмические волны. Эти тела с большой долей вероятности могут отождествляться с областями магмогенерации (первичными магматическими очагами) и периферическими магматическими камерами, расположенными на различных уровнях в пределах земной коры.

Рассматриваемые исследования по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ) выполнялись на профилях протяженностью около 1000 км в два этапа: вначале они были поставлены в пределах Центральной Камчатки (I, II, III), а затем на юге полуострова (IV, V, VI).

МЕТОДИКА И ТЕХНИКА НАБЛЮДЕНИЙ

Отсутствие надежной предварительной информации о волновом поле Камчатки определило первую и основную предварительную задачу исследований — получение параметров глубинных волн, соответствующих основным границам раздела в земной коре. Для решения этой задачи следовало бы провести наблюдения на непрерывных профилях с плотными корреляционными системами в различных по геологическому строению районах. Однако при первом же ознакомлении с природными и сейсмогеологическими условиями Камчатки стало очевидным, что реализация наблюдений по таким системам неосуществима из-за ограниченных технических возможностей.

Компромиссное решение было найдено в применении дифференциальных зондирований, которые базируются на параметрических наблюдениях, выполняемых по методике непрерывного и кусочно-непрерывного профилирования (Пузырев и др., 1965). Эти наблюдения служат основанием при выборе баз зондирований, обеспечивающих надежное прослеживание основных глубинных волн.

В пределах Центральной Камчатки параметрическим служил субмеридиональный профиль I (см. рис. 1), где удалось реализовать наиболее плотную систему наблюдений. Он расположен в 40–50 км западнее действующих вулканов Ключевской группы. Регистрация на нем проводилась непрерывно между двумя стационарными пунктами взрыва (ПВ) — Крапча и Кресты и дифференциально симметричными зондированиями из четырех передвижных пунктов взрыва (Подкова, Глубокий, Шумный, Горелый). Длина непрерывного годографа составила 70 км, дискретного — 105 км. Такое удаление регистрирующих станций от пунктов взрыва оказалось достаточным, чтобы выделить на сейсмограммах основные группы волн, связанные с границами раздела в осадочно-вулканогенном слое, поверхностью консолидированной коры и границами внутри нее, а также

зарегистрировать в околокритической области преломленную и отраженные волны от раздела М.

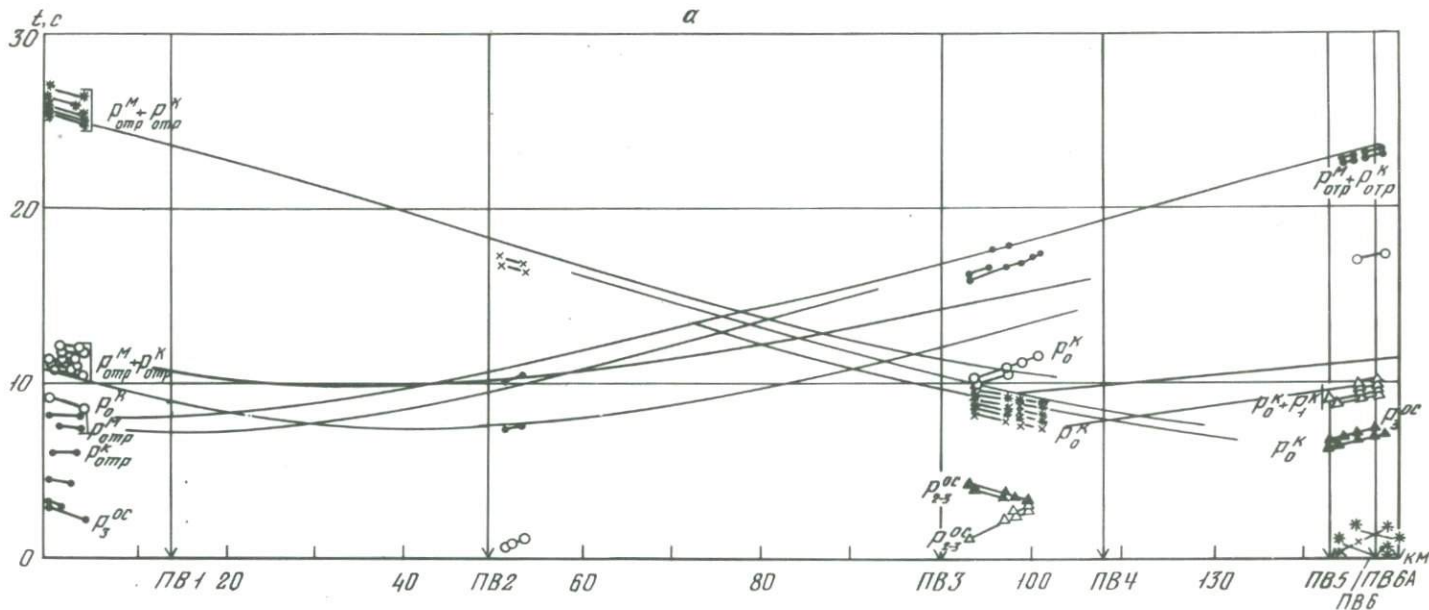
В пределах Южной Камчатки параметрические исследования были выполнены на профиле IV (см. рис. 1), который задан вкрест простирания Ганальского выступа метаморфических пород с целью изучения его глубинной структуры, выяснения природы и стратификации верхних горизонтов земной коры, установления типа и характера сочленения с Малкинско-Петропавловской зоной поперечных дислокаций. Его протяженность составила 120 км. Профиль обрабатывался методикой непрерывного и кусочно-непрерывного профилирования по системе встречных и нагоняющих годографов из шести пунктов возбуждения. Максимальная дальность регистрации составила 110 км, что оказалось недостаточным для получения преломленных волн от границ в нижней части коры. Наиболее плотная система наблюдений реализована на участках между ПВ 1 — ПВ 3 и ПВ 2 — ПВ 4 (непрерывное профилирование) и ПВ 1 — ПВ 4 (кусочно-непрерывное профилирование); ПВ 5 и ПВ 6 обеспечивали регистрацию отраженных волн, связанных с границами в консолидированной коре вплоть до ее подошвы. В результате были получены уверенные данные о параметрах волн от границ осадочно-вулканогенного слоя и кровли консолидированной коры. При этом длина взаимно увязанных годографов составила 28 и 40 км, нагоняющих — 15–60 и 65–110 км соответственно (рис. 4).

Дальнейшие исследования ГСЗ выполнялись с учетом представлений о волновых полях, изученных на параметрических профилях. Эти представления по возможности уточнялись на тех участках профилей, где удавалось реализовать непрерывные наблюдения. Так, профиль II, который и в субширотном направлении пересекает Центрально-Камчатскую депрессию, в своей восточной части (в пределах Ключевской группы вулканов) обработан методикой кусочно-непрерывного профилирования, а в западной (в пределах Срединного хребта) — дифференциальными симметричными зондированиями. С профилем I он имеет общие пункты взрыва и одинаковые базы зондирований. Всего на нем было организовано девять пунктов взрыва, из которых три стационарных (см. рис. 1).

Для "просвечивания" вулканической группы по ее площади был задан непродольный профиль, который обрабатывался из одного пункта взрыва (Хапица), общего с профилем II. Расстояние взрыв — прибор выбиралось с таким расчетом, чтобы за счет сейсмического сноса получить информацию о строении земной коры по линии III, соединяющей вершины вулканов Ключевского, Камня и Безымянного (см. рис. 1). Это расстояние обеспечивало также прослеживание волн, отраженных от границы М в ее критической области.

На протяжении всего эксперимента тщательно контролировались все параметры регистрирующей аппаратуры. На ПВ Хапица была установлена специальная станция для учета энергии и стабильности взрыва. Известны были и сейсмогеологические условия в местах сейсмических станций (линии наблюдений совпадают с параметрическим профилем I). Таким образом, исключались все возможные причины, которые могли повлиять на характеристики глубинных волн, что позволило интерпрети-

a



НОЗ



CB

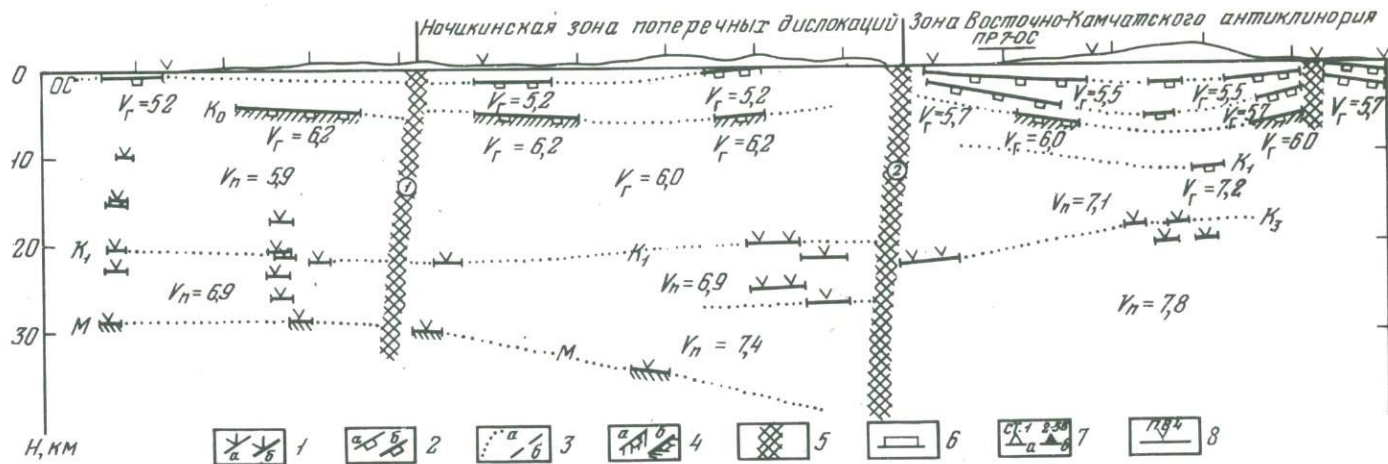


Рис. 5. Годографы (а) и сейсмический разрез (б) по профилю V

Условные обозначения к годографам. Годографы основных волн, соответствующие: 1 — ПВ 1; 2 — ПВ 2; 3 — ПВ 3; 4 — ПВ 4; 5 — ПВ 5; 6 — ПВ 6. 7 — теоретические годографы. Индексацию волн см. на рис. 4.

Условные обозначения к разрезам на рис. 5, 23-г, 34, 35: 1 — отражающие границы, построенные по: а) одиночным полям времен, б) встречным полям времен (либо по данным из нескольких ПВ); 2 — преломляющие границы, построенные по: а) одиночным полям времен, б) встречным полям времен; 3 — участки: а) интерполяции, б) экстраполяции; 4 — поверхности: а) кровли консолидированной коры, б) подошвы земной коры (раздел М); 5 — зона тектонического нарушения; 6 — участки непре-

рывного сейсмического профилирования; 7 — местоположение морских сейсмических станций; 8 — пункты возбуждения упругих колебаний. Индексация скоростей продольных сейсмических волн (здесь и далее, принята в настоящей книге): V_r — граничная скорость, $V_{пл}$ — пластовая скорость, $V_{пв}$ — скорости волн первых вступлений, V_p — расчетная скорость, V — средняя скорость. Индексация отражающих и преломляющих границ (здесь и далее, принята в настоящей книге): ОС — границы в осадочно-вулканогенном слое коры; K_0, d^0 — поверхность консолидированной коры; K_{1-4}, d^{1-4} — границы в консолидированной коре; М, d^M — поверхность верхней мантии (раздел М)

ровать наблюдаемые изменения волнового поля за счет влияния неоднородностей исследуемой среды.

Профиль V (см. рис. 1) был отработан вкрест простирания Малкинско-Петропавловской дислокационной зоны через Южно-Быстринский хребет на западе и Авачинско-Корякскую группу вулканов на востоке. Его протяженность 150 км. Сильно расчлененный рельеф местности вдоль профиля позволил реализовать только методику пунктирного профилирования по системе встречных и нагоняющих годографов из шести пунктов взрыва (рис. 5). Максимальное расстояние взрыв — прибор составило здесь 140 км, что оказалось недостаточным для регистрации волн, преломленных на границах в низах земной коры. Более детальные наблюдения на этом профиле выполнены на его восточном окончании в пределах Авачинско-Корякской группы вулканов. Здесь реализовано кусочно-непрерывное профилирование по системе встречных и нагоняющих годографов из четырех пунктов взрыва. Максимальная дальность регистрации составила 40—50 км. Эта система обеспечивала регистрацию преломленных волн, связанных с границами в верхней части разреза и отраженных от разделов в консолидированной коре.

Наземно-морской профиль (VI) расположен непосредственно на сухопутном продолжении морского (7-0). Наблюдения ГСЗ здесь представляют дальнейшее развитие детальных сейсмических исследований, начатых в 1967 г. на профиле 34 (Тулина и др., 1972). Эта детализация была необходима для получения информации о структуре земной коры в области перехода от материка к океану непосредственно в пределах шельфа, а также на Восточной Камчатке в пределах вулканического пояса и в районе пересечения земной коры сейсмофокальной зоной.

Полученные экспериментальные данные увязывались как с данными по суше, так и с материалами морского ГСЗ на уровне волновых полей с целью построения единого (сводного) разреза земной коры от Ганальского хребта (на западе) через Восточно-Камчатский антиклинорий (вулканический пояс), континентальный склон (область фокальной зоны) и глубоководный желоб до окраинного океанического вала (на востоке). Последнее было достигнуто наблюдениями по методике кусочно-непрерывного профилирования системой нагоняющих годографов из восьми пунктов возбуждения, расположенных в Тихом океане вдоль линии прострелки профиля 34 (Мячкин и др., 1974). Минимальная дальность регистрации составляла 60—130 км, максимальная — 150—220 км. Взаимно увязанная пара годографов (в дополнение к ранее полученной в 1967 г. ст. Авача — ст. 2-58) построена для ст. 10 (рис. 6, см. вкл.) и ст. 2-58 с длиной годографа от 20 до 220 км (океан—континент) и 130—220 км (континент—океан). Реализованная система наблюдений, кроме того, дала возможность получить серию пунктирных годографов ОГТ в результате комбинации пунктов приема и возбуждения относительно выбранной общей глубинной площадки (точки). Увязка волновых полей и сейсмических разрезов наземно-морского профиля VI и наземных профилей IV и V осуществлена на основе перекрывающихся частей сейсмических разрезов.

В целом исследования ГСЗ на территории Камчатки обеспечивают решение поставленных выше задач. Наиболее плотные и детальные системы

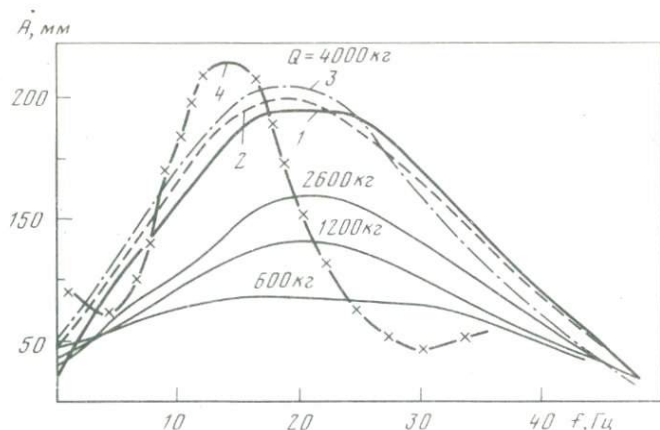


Рис. 7. Амплитудные спектры A (мм) возбуждаемых волн

Пункты взрыва: 1 — Хапица, 2 — Крапча, 3 — Подкова, 4 — Кедровый. Для ПВ Хапица — переменный вес заряда в постоянных условиях, для остальных — постоянный в разных условиях

реализованы на участках профилей, которые отвечают сочленениям различных геоструктурных зон или дают возможность изучить строение их структурных элементов.

Регистрация сейсмических колебаний осуществлялась стандартными 24-и 48-канальными сейсмическими станциями типа "Поиск-1-КМПВ-ОВ", общее число которых достигало шести. Они были укомплектованы сейсмоприемниками С-205 и С-210 с частотой собственных колебаний соответственно 5 и 10 Гц. Шаг между каналами составлял 100 м, длина расстановки одной станции соответственно 4000 (41 канал) и 2000 м (21 канал). При одновременной расстановке всех станций на профиле участок регистрации достигал 20 км. Небольшое количество наблюдений было выполнено с использованием автономной телеуправляемой аппаратуры "Тайга" (Потапов и др., 1975). В процессе регистрации принимались меры к снижению уровня ветровых и промышленных помех. С этой целью на каждом канале сеймостанции приборы устанавливались в специально подготовленные ямы глубиной до 1–1,5 м. В период наблюдений на профилях создавался "режим тишины", обеспечивающий снижение фона промышленных помех, а также от работающей на полях сельскохозяйственной техники в 5-километровой полосе вдоль линии наблюдения. Эти меры, а также выбор времени наблюдения в течение суток, когда фон, микросейсм был минимален, позволили реализовать большое усиление аппаратуры в выбранной полосе частот (до $8 \cdot 10^5$).

Параметры регистрации устанавливались на основании анализа спектров взрывов, которые графоаналитическим методом (Волин, Гольцман, 1959) рассчитывались для некоторых пунктов возбуждения по Центральной Камчатке (рис. 7). Было показано, что максимум сейсмической энергии взрыва при величине заряда от 600 до 4000 кг в любых условиях водоема лежит в полосе 15–35 Гц (ПВ Хапица). Поэтому запись на пря-

мых (осциллографических) сейсмограммах и на магнитной пленке проигрывалась на фильтрации ОК-22 МК, открытой со стороны фильтра низких частот от 23–30 Гц. При наблюдениях на профиле VI названный уровень снижался до 10–15 Гц, потому что спектр взрыва стандартного заряда в море лежит в пределах 3–7 Гц (Непрочнов, 1960; Зверев, 1962).

Возбуждение упругих колебаний осуществлялось взрывом в естественных и специально подготовленных водоемах (котлованах) глубиной 2,5–4,5 м. Вес заряда варьировал (в зависимости от расстояния до ПВ) от 0,6 до 6 т. При этом для Южной Камчатки он составлял в среднем 1, а для Центральной – 4 т. При наблюдениях на профиле VI применялись стандартные для морского ГСЗ заряды весом 130 кг при глубине взрыва 80–95 м.

Топогеодезическая привязка пунктов возбуждения и приема выполнялась в основном путем опознавания их на местности и перенесения на карту, а также методом засечек по известным триангуляционным пунктам с применением теодолита ТТ-5. Привязка пункта взрыва на море осуществлялась радиогодезической системой. Абсолютные ошибки определения расстояний при этом не превышали 100 м, а в высотном отношении – $\pm 2,5$ м.

МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Решение обратной задачи при интерпретации материалов глубинного сейсмического зондирования проводится в основном в два этапа: выбор общей модели среды (тип земной коры, число границ, закон изменения скорости и т.д.) и нахождение конкретных значений сейсмических параметров в слоях на каждом участке наблюдений (Косминская, 1968). Интерпретация, таким образом, выполняется по определенной схеме, которая, несмотря на цикличность и итерационный характер самого процесса, может быть представлена в следующей форме: 1) корреляция регулярных волн; 2) определение типов волн и выбор моделей среды; 3) интерпретация годографов первых (рефрагированных) волн и определение функции $V(x, z)$ вдоль профиля; 4) интерпретация годографов отраженных волн и определение эффективных параметров среды; 5) построение сейсмических границ и определение их моделей; 6) составление сейсмического разреза и уточнение его путем решения прямых задач.

Как следует из такой схемы, одним из основных этапов при интерпретации данных сейсмического эксперимента является корреляция регулярных волн. Если при непрерывных наблюдениях способы фазовой (волновой) корреляции достаточно хорошо обоснованы и изучены, то идентификация одноименных волн через разрывы в наблюдениях при кусочно-непрерывном, пунктирном и дискретном профилировании до настоящего времени остается одним из сложных вопросов в практике ГСЗ. С целью повышения достоверности этой корреляции предложен и во многих случаях успешно используется ряд методов, основанных на особенностях специальных полей времен, для которых определены принципы дискретной корреляции (Пузырев, 1963; Пузырев и др., 1965). Последняя обосновы-

вается предварительными данными о модели среды, которые в свою очередь обеспечены параметрическим экспериментальным материалом.

При интерпретации материалов ГСЗ, таким образом, было необходимо, с одной стороны, выбрать класс и тип моделей земной коры, в рамках которых следует проводить интерпретацию, а с другой — определить детали этой модели на базе имеющегося экспериментального материала по кусочно-непрерывным и дискретным наблюдениям при отсутствии достаточного длинных параметрических годографов.

Разрешение имеющегося противоречия возможно путем создания первичной модели (Алексеев, 1969, с. 210). Последняя обычно обеспечивается построением для всех наблюдений или отдельных участков профилей обобщенного годографа (Пузырев, 1963; Косминская, 1968), на котором усредняются по всем пунктам взрыва кинематические параметры доминирующих на сейсмограммах по форме и динамической выразительности групп волн. В этом случае корреляция осуществляется в пределах непрерывного участка наблюдений, а данные этой корреляции выносятся на плоскость t, R . В дальнейшем известными способами (Павленкова, 1973) устанавливаются класс первичной модели и ее тип, наиболее обеспеченные построенным обобщенным годографом (рис. 8, см. вкл.).

Анализ данных ГСЗ, имеющихся по Камчатке, показывает, что более обоснованной первичной моделью на настоящем этапе их интерпретации является однородно-слоистая континентального типа, со скачками скоростей на границах (граница первого рода) или маломощными переходными слоями с большим градиентом скорости в них. Природа зарегистрированных волн определялась по кинематике осредняющих годографов, расположению их на плоскости t, R и совпадению построенных годографов с расчетными для выбранной модели среды. В процессе интерпретации выделены три основные группы волн, связанные с границами в осадочно-вулканогенном слое (P^{DC}), с консолидированной корой (P^K), а также с подошвой земной коры и, возможно, с границами в верхней мантии (P^M).

Особые трудности были встречены при обработке последующих вступлений на сейсмограммах морских профилей 7-0 и 34. По данным обращенных годографов, направленных с континента в океан, которые построены для наземных станций приема 3 (ст. Авача) и 10 по материалам профилей VI и 34, следует, что на сейсмограммах морских станций 1-67 и 2-58 в последующих вступлениях регистрируются отраженные волны $P_{отр}^{K1}$ и $P_{отр}^{M1}$. Их выделение выполнялось на основе принципов дискретной корреляции (Янушевич, 1971), которые определены здесь по данным профиля VI. Контроль правильности этой корреляции осуществлялся по годографам, построенным в квадратичных координатах (Dix, 1954; Гамбурцев, 1959), для которых "важным является прежде всего то, что годографы отраженных волн в этом случае в большом диапазоне расстояний близки к прямым, даже если их наклон уже не соответствует интервальной или средней скорости (Мейснер, 1972, с. 136). В дальнейшем процесс постро-

¹ Буквы k, m в геофизических индексах означают соответственно: кора и мантия.

ения годографов отраженных волн, зарегистрированных в последующих вступлениях, сводился к построению некоторых осредненных годографов и подразделялся на три последовательных этапа: 1) построение годографа первых волн (без редуцирования); 2) построение годографа отраженной волны в квадратичных координатах, для которой существует кинематическая увязка во взаимных точках или по t_0 ; 3) построение годографов волн, заполняющих промежуток между первыми волнами и опорной. Описанным способом выполнено построение годографов волн последующих вступлений для всех морских станций. Опорной волной при этом служила отраженная волна от подошвы земной коры $P_{отр}^M$, природа которой была определена при построении первичной модели на профиле VI. В основу выполненной обработки материалов морского ГСЗ положено представление о единстве структуры волнового поля, зарегистрированного как на суше, так и на море. Подобный подход не является новым. По мнению Ф.С. Трегуба (1971), существуют закономерности в характере сейсмических записей, которые являются общими для различных сейсмогеологических условий суши и моря. Сопоставляя материалы наземного профиля Магадан — Колыма и морских профилей ГСЗ, он указывает, что наблюдаемое сейчас принципиальное различие структур волновых полей, отмеченное для зоны перехода, основано не на первичном материале, а на методике его обработки. Высказанное мнение получило подтверждение и в новой обобщенной модели коры океанического типа, для которой характерна та же гамма скоростей, что и для модели континентальной коры (Косминская, Капустян, 1975). Это, естественно, предполагает и сходство структуры их волновых полей.

Описанный процесс построения годографов осложнялся в ряде случаев наличием аномальных зон, которые характеризуются отсутствием сейсмической записи. Годографы в квадратичных координатах при интерполяции их через разрывы в наблюдениях в ряде случаев имеют излом, в то время как встречный годограф плавно искривляется в сторону больших или меньших времен. В этом случае критерием правильности выполненной корреляции служили только волновые признаки (Пузырев и др., 1965), присущие данной группе, и соотношение ее годографа с нагоняющим в случае его наличия.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛНОВОГО ПОЛЯ

Центральная Камчатка

Сложность геологического строения территории Центральной Камчатки, выраженного в наличии различных по мощности низкоскоростных осадочно-вулканогенных образований, очагов современного вулканизма, обилии разломов, не могло не наложить отпечатка на характер регистрируемого волнового поля. На сейсмограммах отмечается большое количество зон нарушения позиционной корреляции волн вплоть до полного ее прекращения, резкое искривление осей синфазности, присутствие дифрагированных, обменных волн и т.д.

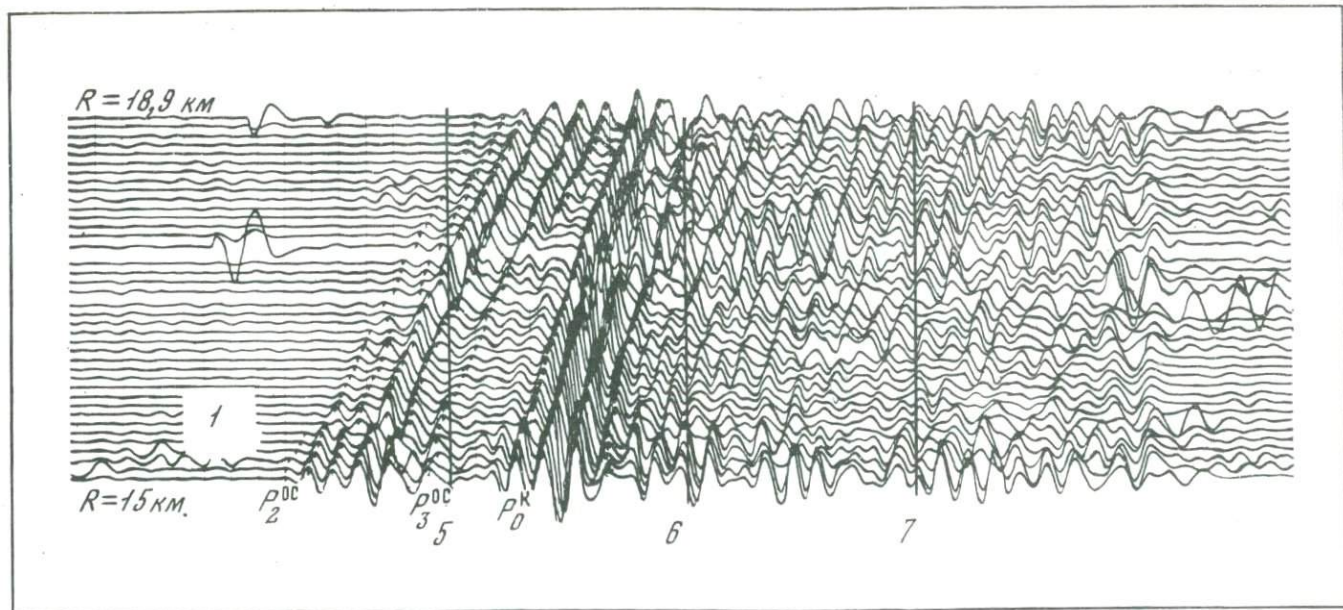


Рис. 9. Сейсмограмма, характеризующая волны осадочно-вулканогенной группы и волны от фундамента (P_0^K) вблизи начальной точки

Фильтрация ОК-10 БК. Усиление приведено к весу заряда 1000 кг. Индексацию волн см. на рис. 4

Наиболее полно волновое поле изучено на субмеридиональном профиле I (см. рис. 1). Здесь в области первых вступлений до удалений 25–70 км от пункта взрыва следится несколько волн (рис. 9, 10, см. вкл.). Их кажущиеся скорости изменяются в довольно широких пределах — от 1,5 до 5,5 км/с. Характер этих изменений резкий и связан, как правило, со смежной волн. Заметного увеличения кажущейся скорости с удалением от источника возбуждения, свидетельствующего о значительной рефракции, не наблюдается. Эти волны, представляющие двух- и трехфазные простые колебания с видимой частотой 14–16 Гц, быстро затухают. Используемые системы наблюдений не были рассчитаны на прослеживание волны P_1^{oc} , и поэтому в дальнейшей интерпретации она участвует чисто качественно, как свидетельство слоистого строения осадочно-вулканогенной толщи. Взаимно увязанные встречные годографы были получены для волн $P_{2,3}^{oc}$ на 25-километровом отрезке между ПВ Крахча и Студеная. Кажущиеся скорости их колеблются от 4,6 до 4,9 км/с для волны P_2^{oc} и 4,0–5,4 км/с для P_3^{oc} .

До 60 км от пункта взрыва сначала в последующих, а начиная с 30 км в первых вступлениях уверенно выделяется по динамическим особенностям и своеобразному рисунку записи преломленно-рефрагированная волна P_0^K , образованная на поверхности консолидированной коры (фундамента). От волн осадочной группы она резко отличается более сложной и интенсивной записью (рис. 11, 12, см. вкл.; см. также рис. 9 и 10). По мере удаления от пункта взрыва можно наблюдать переход энергии волны на более позднюю фазу или даже волну этой группы. Ее характерной особенностью является низкочастотный состав (12–13 Гц) колебаний, постоянство интенсивности и частотного спектра с изменением в указанных пределах расстояний от пункта взрыва. В этом случае можно предположить, что поверхность консолидированной коры имеет свойства резонансного фильтра с частотой более низкой, чем резонансная частота спектра (Косминская, 1968). Это может соответствовать сложно построенным переходным слоям (Берзон и др., 1962; Михайлова и др., 1966; Берзон, 1967). Описанные выше свойства волны P_0^K аналогичны для всех районов Камчатки, где проводились исследования ГСЗ.

Волны, отраженные от границ в консолидированной коре, в докритической области выделяются по спорадически появляющимся коротким отрезкам осей синфазности с высокими значениями кажущихся скоростей, образуя "штриховое поле" (Косминская, 1968). Для них характерна сложная, многофазная интерференционная запись.

При расстояниях 55–80 км от пункта взрыва, заполняя короткий интервал в первых вступлениях между преломленно-рефрагированной волной от фундамента и группой волн, отраженных от границы М, следится интенсивная высокоскоростная волна со скоростью 6–10 км/с (см. рис. 10, 11), которая отнесена к классу отраженных. Основанием для этого послужило закономерное изменение значения кажущейся скорости. Конечно, этих данных недостаточно для того, чтобы однозначно определить ее природу. Поэтому в дальнейшей интерпретации указанная волна рассматривалась и как преломленная. На положение и глубину сейсмической границы это не повлияло (так как рассматривается область начальной

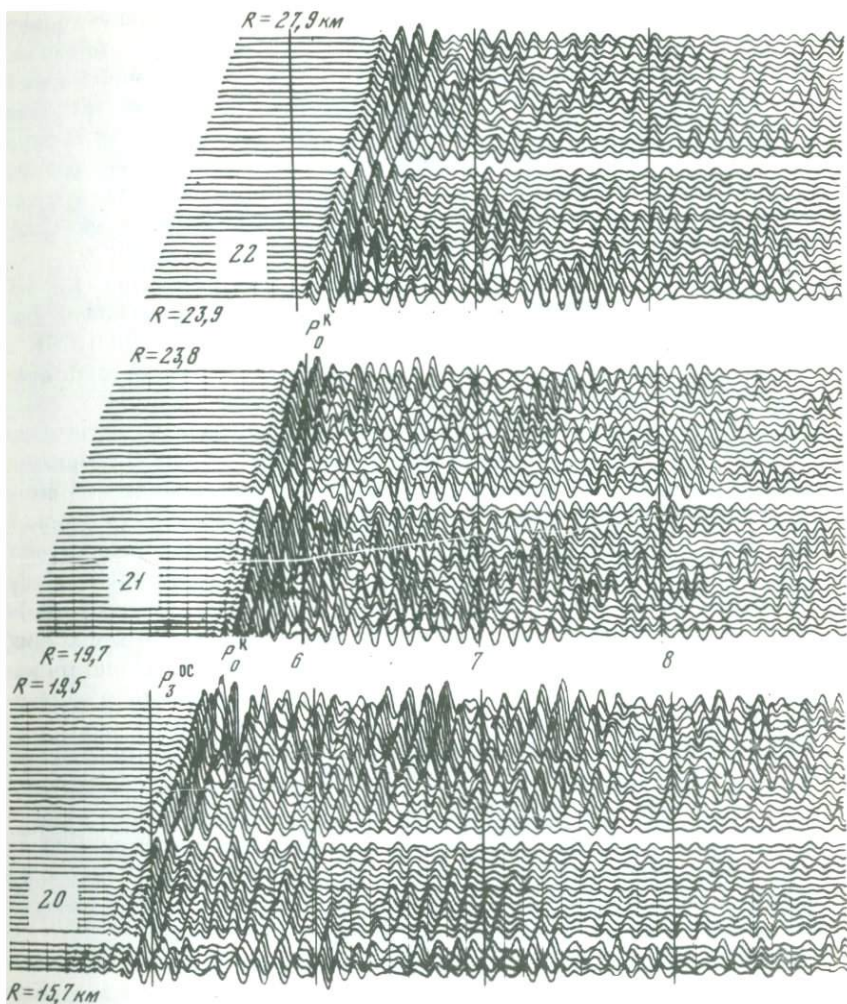


Рис. 11. Сейсмограммы, характеризующие волну от фундамента (P_0^K) в области смежных ее волнами P_3^{OC} . Индексацию волн см. на рис. 4

точки), а в скоростную модель оказалось необходимым ввести тонкий слой, в котором скорость распространения сейсмических волн должна быть менее 7,5 км/с. Кроме того, не исключался и третий вариант, в котором эта волна является интерференционной, сформированной из двух волн — преломленной и отраженной от разных границ, близко расположенных одна от другой.

Волны, отраженные от границы М ($P_{0,1,20}^M$), по своей интенсивности выделяются среди всех остальных и образуют сложный волновой пакет, состоящий по крайней мере из трех волн (рис. 13). Необходимо отметить, что методика использования особенностей структуры волнового пакета

отраженных волн разработана недостаточно. В частности, нужно учитывать возможность появления частично-кратных отраженных волн, которые могут быть связаны с резкими границами в верхних частях земной коры. В этом смысле определенный интерес представляют исследования Н.И. Павленковой (1973), в результате которых установлено, что кратко-отраженные волны играют в формировании групповой записи незначительную роль и что последняя обязана своим происхождением слоистой переходной зоне в низах коры. Аналогичные выводы можно сделать и для Центральной Камчатки.

На расстояниях 84–100 км от ПВ Шумный и Горелый (см. рис. 13) была зарегистрирована волна, которую удалось обнаружить лишь при перезаписи с магнитограмм на самых низкочастотных фильтрах (ОК-10 БК и ОК-7 БК). По кинематическим характеристикам эта волна соответствует преломленной на границе М в области начальной точки.

Как показали результаты перезаписи и расчеты спектров, преломленная волна $P_{пр}^M$ имеет более низкочастотный состав по сравнению с отраженной ($P_{отр}^M$), а соотношение амплитуд отраженной и преломленной волн равно примерно 10. Это качественно согласуется с динамической теорией распространения сейсмических волн в толстослоистых средах и позволяет сделать предположение о том, что граница М представляет собой границу полупространства ($h/\lambda > 5$, где h — толщина слоя, λ — длина волны в нем).

Для того чтобы объяснить резкое затухание частот, превышающих 7 Гц (спектр взрыва значительно шире, см. рис. 7), следует допустить наличие над поверхностью М тонкого переходного слоя с линейным изменением скорости (Nakamura, Howell, 1964; Михота, 1969).

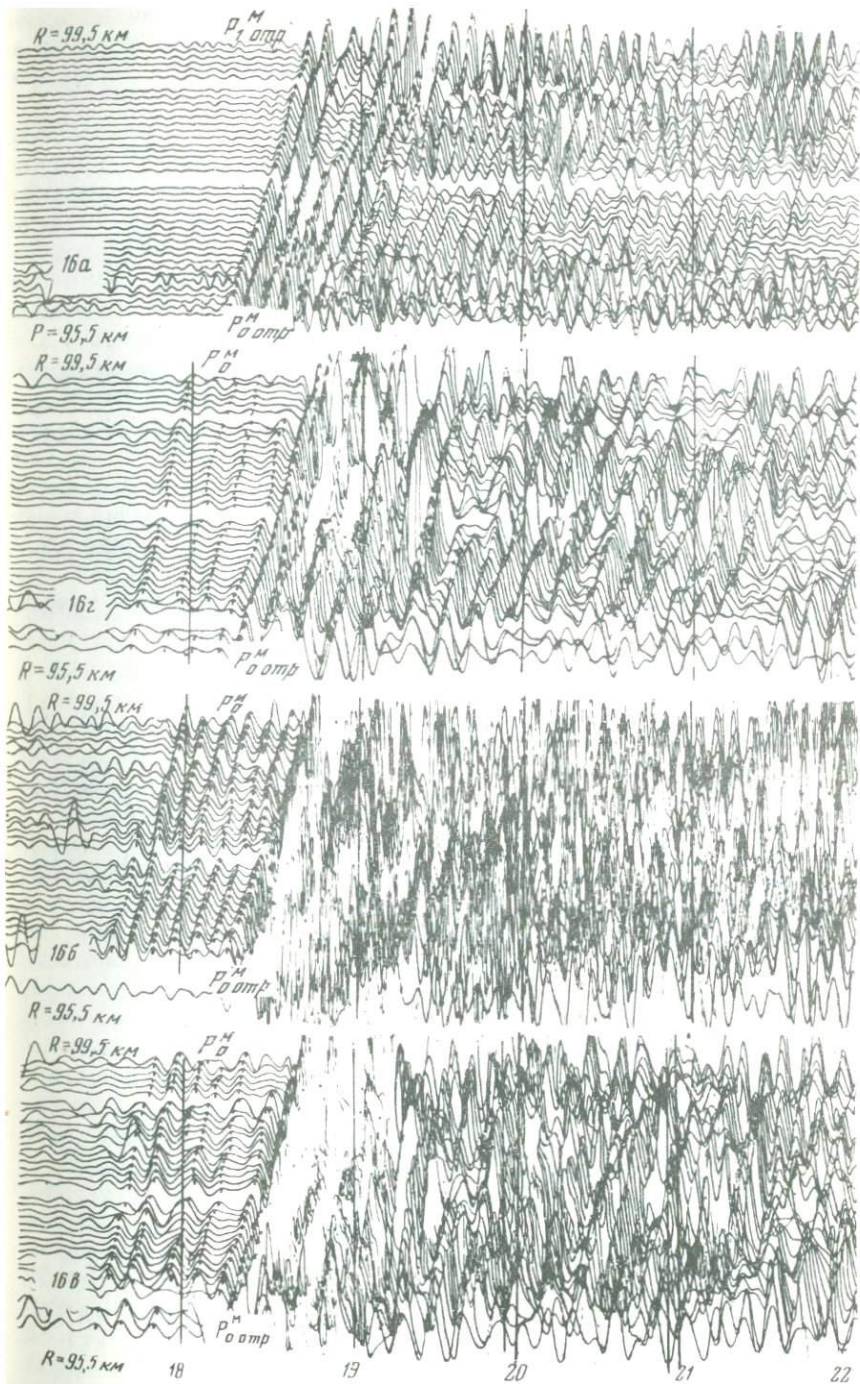
Представляет также интерес сопоставление амплитуд отраженных волн от границы М и рефрагированных в толще коры. Расчеты показывают (Павленкова, 1973), что при любом соотношении вертикального градиента скорости в коре, от которого зависит интенсивность рефрагированной волны, и перепада скоростей на границе М отношение $A(P_{отр}^M)/A(P_{отр}^K)$ должно быть меньше единицы, если поверхность М представлена границей первого рода. Такое соотношение в нашем случае не соблюдается.

Характерной особенностью всего наблюдаемого на профиле I волнового поля является быстрое затухание всех волн, связанных с границами в земной коре, и выход в кажущиеся первые вступления на расстоянии 85 км от ПВ преломленной волны от границы М. Кроме того, ему свойственны малые зоны интерференции в области смены волн. Такая картина скорее всего свидетельствует о неоднородно-слоистой среде и возможном наличии в коре слоев с отрицательным градиентом скорости (Епинатьева, 1970; Берзон, 1973). Возможность наблюдать волну $P_{пр}^M$ в области началь-



Рис. 13. Сейсмограммы, характеризующие преломленную и отраженные волны от границы Мохоровичича в области начальной точки. Воспроизведены на разных фильтрациях

1 — 16а, ф — ОК-10 БК; 2 — 16г, ф — ОК-7 БК; 3 — 16б, ф — ОК-10 БК; 4 — 16в, ф — ОК-7 БК. Для 3 и 4 усиление увеличено по сравнению с 1 и 2 на 12 дБ и приведено к ПВ Хапица или Крахча для веса заряда 1000 кг. Индексацию волн см. на рис. 4



ной точки (случай весьма редкий в практике ГСЗ) и отсутствие волн, рефрагированных в земной коре, дают прямые указания на то, что в модели коры исследуемого района есть слой синверсией скорости, создавший "зону тени" для преломленных волн.

На профиле II структура волнового поля в целом аналогична таковой для профиля I. Однако здесь наблюдается и ряд особенностей, которые обусловлены глубинным строением объекта исследований (Ключевская группа вулканов), в частности для волны $P_{отр}^K$ на удалении 50–70 км от ПВ Студеная. При тех же расстояниях на параметрическом профиле (см. рис. 10, сейсмограммы 9, 10, 11) отмечена смена волн, вызванная выходом в первые вступления группы $P_{1отр}^K$ и уходом в последующие вступления волны P_0^K . Кажущиеся скорости их соответственно 7,5 и 6,5 км/с. На профиле II наблюдается смена этих же волн, но уже на расстояниях 50–52 км. А начиная с 55 км, кажущаяся скорость волны $P_{1отр}^K$ быстро уменьшается от 7 до 5 км/с. Такое же поведение отмечено и для волны $P_{отр}^M$ в последующих вступлениях на расстоянии 58–60 км. Обе эти волны быстро затухают уже к 70 км от ПВ Студеная, в то же время на профиле I наблюдаются их максимальные амплитуды. Анализ волновых полей для встречных ПВ Крахча и Хапица приводит к выводу, что и здесь имеют место аномалии в распространении сейсмических волн. В-первых, установлены очень слабая интенсивность всех групп волн по срав-

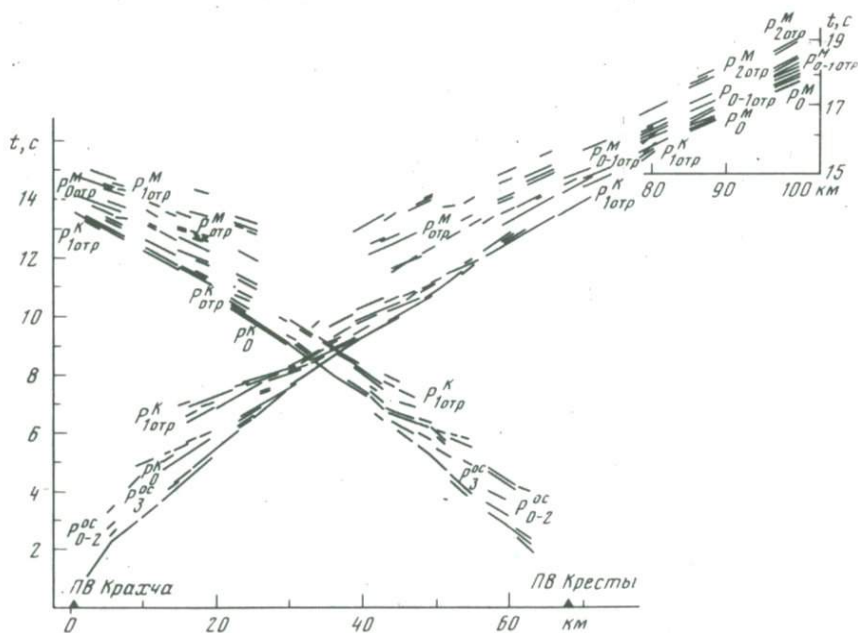


Рис. 14. Годографы интерпретируемых волн по профилю I
Индексацию волн см. на рис. 4

нению с параметрическим профилем, а также отсутствие рефрагированных волн в коре; во-вторых, из-за резкого затухания волн $P^{К}$ из ПВ Крахча начинает следиться в первых вступлениях волна $P^{М}_{отр}$, а из ПВ Хапица волна $P^{К}_{отр}$ вообще не прослеживается; в-третьих, отмечается аномальная кривизна годографов волн $P^{М}_{отр}$ и $P^{М}_{отр}$ для встречных пунктов взрыва на расстояниях 75–85 км в сторону увеличения времен.

Годографы интерпретируемых волн по профилю I — параметрическому для Центральной Камчатки — представлены на рис. 14, по профилю II — на рис. 27.

Южная Камчатка

Волновое поле Южной Камчатки при переходе от суши к океану характеризуется значительной неоднородностью, которая свидетельствует о блоковом строении земной коры вдоль маршрута ГСЗ.

Наиболее сложное волновое поле зарегистрировано на профиле VI, где группа волн $P^{К}$ представлена многочисленными короткими осями синфазности отраженных волн, а первые вступления отличаются сложным рисунком записи. Участку краевого океанического вала отвечает структура поля с ярко выраженной интерференционной формой записи всех волн, которая обусловлена малым временным интервалом между соседними группами. Характерной особенностью сейсмограмм ст. 4-58 (см. рис. 10, сейсмограмма 2; Строение земной коры..., 1964), отвечающей участку глубоководного желоба и краевого вала, является регистрация в первых, а затем в последующих вступлениях волны, которая связывается с преломлением на дне. Кажущаяся скорость ее изменяется в пределах 3,5–4,7 км/с.

Зарегистрированное волновое поле повсеместно осложняется присутствием полно-кратных (связанных с водной толщей) (профили VI и 7-0) и частично-кратных волн, которые регистрируются на участках с уменьшенной мощностью осадков (профили IV и V). Присутствие кратных волн на сейсмограммах во многих случаях затрудняет прослеживание регулярных колебаний, корреляция которых становится невозможной из-за малой интенсивности последних. На ряде участков профилей на сейсмограммах отмечена аномальная запись, к которой отнесены зоны с отсутствием регулярных волн или со значительным их ослаблением (см. рис. 17, 18). Здесь нередко регистрируются волны с аномальными (иногда отрицательными) кажущимися скоростями, которые по ряду признаков (Облогина, Пийп, 1966) могут быть отнесены к дифрагированным.

Волны группы P^{OC} на профилях ГСЗ Южной Камчатки и на профиле 7-0 (34) в отличие от центральной части полуострова представлены одной волной, обозначенной индексом P^{OC}_3 . Она начинает следиться в первых вступлениях во многих случаях от пункта взрыва до удалений на 30–40 км. На сейсмограммах эта волна представлена простым двух- и трехфазным колебанием и характеризуется кажущимися скоростями 3,5–5,7 км/с. Поскольку значительной рефракции для нее не отмечалось, интерпретация волн выполнена в рамках методики, принятой для головных волн. Граница, соответствующая ей, связывается во всех случаях с разде-

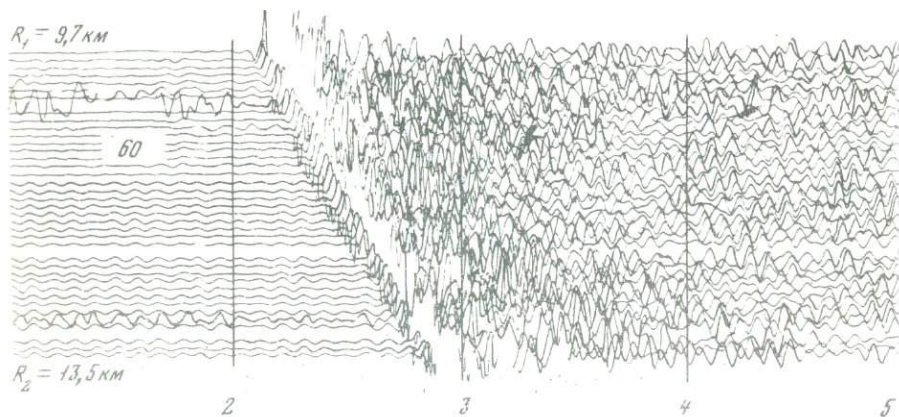
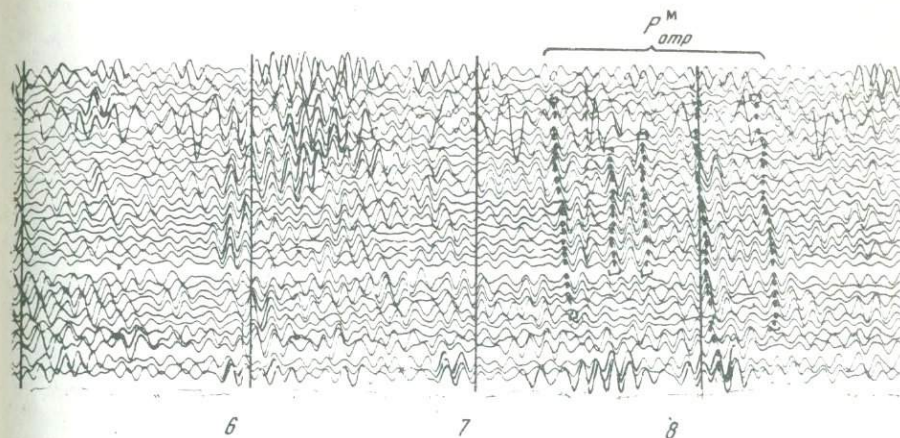


Рис. 15. Сейсмограмма по профилю V
 Фильтрация — ОК-7 БК. Усиление 5/5 (обратная ветвь годографов). Индексацию волн см. на рис. 4

лом между рыхлыми и уплотненными породами. В пределах суши и шельфа волне P_3^{oc} отвечает преломляющая граница. На профиле IV волна P_3^{oc} следует непосредственно от пункта взрыва, имея характер прямой волны (отсутствуют рыхлые осадки) вплоть до смены ее первой волной из группы P_0^k . На этом профиле, как и на профиле V, смена волн P_3^{oc} волнами P_0^k происходит незаметно в пределах области совместного прослеживания (рис. 15). При подходе к зоне интерференции с волной P_0^k форма записи волны P_3^{oc} становится более сложной, амплитуда ее падает, появляются дополнительные фазы, кажущаяся скорость увеличивается. При совместном прослеживании волн P_0^k и P_3^{oc} образуется широкая (до 0,5–0,7 с) интерференционная группа колебаний с различными величинами внутри по отдельным осям синфазности; видимый период суммарного колебания становится ниже (12–14 Гц). Прослеживание волны P_3^{oc} после интерференции ее с P_0^k становится невозможным из-за высокого межволнового фона.

На профилях VI и 34 (ст. 1-67) волна P_3^{oc} прослежена до изобаты 1000 м без заметного изменения ее основных параметров. В пределах Восточно-Камчатского блока соответствующая ей граница с $V_r = 5,5$ км/с подстилает малоуплотненные осадки, расчлененные по данным МОВ непротяженными отражающими границами на ряд сложно построенных слоев. Возможно, что ее динамика во многом определяется параметрами аппаратуры, так как регистрация велась в отличающихся от наземных станций условиях приема, хотя для аналогичных условий на ст. 1-67 динамика волны и рисунок записи сопоставимы с записями на наземных сейсмограммах. Волна P_3^{oc} на ст. 2-58 следует в первых вступлениях с удалений, не превышающих 19 км (минимальное удаление, с которого начата здесь регистрация), имея $V^* = 4,5-5$ км/с. На низкочастотном канале (2–3,5 Гц) она объединяется в одну волну с P_0^k , образуя совместно трех-четы-



рехфазное колебание простой формы с характерным рисунком записи. На фильтрации 3,5–6 Гц эти волны составляют более широкую интерференционную группу, в которой волна P_3^{oc} представлена первыми более слабыми фазами, постепенно затухающими на больших расстояниях. Смена волн P_3^{oc} и P_0^k происходит в интервале расстояний 30–40 км. В отличие от характера смены этих волн, отмеченного для профилей IV, V и VI, а также ст. 1-67, здесь волна P_0^k быстро выходит в первые вступления, что говорит о сильной скоростной дифференциации разреза (Епинатьева, Попова, 1971).

На сейсмограммах ст. 4-58 (см. рис. 10.2; Строение земной коры..., 1964), которые получены в приосевой части Курило-Камчатского желоба, волны этой группы зарегистрированы в первых вступлениях на одной-двух трассах вблизи станции. Затем они быстро сменяются волнами группы P^k , и дальнейшее прослеживание их возможно в последующих вступлениях с удалений более 40 км в виде широкой (до 0,7–0,8 с) группы интерференционных колебаний, сравнимых по интенсивности с первыми волнами. Вступление этой группы соответствует годографу волны, преломленной на дне и имеющей кажущуюся скорость 4,4–4,8 км/с.

Волны группы P^k характеризуют строение кровли и расчлененность консолидированной коры. По кинематическим и динамическим параметрам они являются наиболее сложно построенными. Они представлены в основном преломленными волнами, которые, последовательно сменяя друг друга, прослеживаются в первых вступлениях, начиная с 10–30 км от пунктов возбуждения до удалений 140–160 км. Вблизи первых вступлений на сейсмограммах профилей IV, V, VI регистрируются отдельные группы осей синфазности, объединение которых в один годограф представляет определенную трудность. Осредняющий их годограф может быть представлен в виде полосы шириной до 0,6–0,8 с, кажущиеся скорости по которому уменьшаются с удалением от пункта взрыва от 8–8,5 до 6,8–7 км/с. На основании этого названные оси синфазности были объединены

в группу отражений $P_{1-2\text{отр}}^K$. Ширина зоны регистрации волн группы P^K на сейсмограммах всех профилей варьирует от одной до нескольких секунд. Наибольшая отмечена на профиле VI, где эта группа следится в первых и последующих вступлениях на всем протяжении регистрации вплоть до удалений 180–190 км. Здесь она подразделена на пять отдельных групп (рис. 16, см. вкл.).

Волны группы P_0^K начинают следиться сначала в последующих, а затем в первых вступлениях с удалений 4–15 км от пункта взрыва и зарегистрированы до расстояний 90–100 км, где они сменяются волной P_1^K . Для волн этой группы характерен своеобразный рисунок записи, который отмечен на всех профилях ГСЗ, выполненных на Камчатке. Обычно это трех-четырёхфазное колебание с видимой частотой 10–12 Гц и слабым затуханием амплитуд записи с расстоянием. На профилях IV и V эта группа разделяется на две простые волны с $\Delta t = 0,3\text{--}0,5$ с между ними и близкими кажущимися скоростями. Если для волны P_0^K характерны кажущиеся скорости, изменяющиеся от 5,5 до 6,5 км/с, то в случае, когда они распадается на две волны, кажущиеся скорости изменяются от 5,5 до 5,9 км/с для первой волны и от 5,7 до 6,5 км/с для второй. Такое строение группы P_0^K характерно для района Срединно-Камчатского блока Южной Камчатки и менее выражено на профилях Центральной Камчатки. На ряде участков группа P_0^K осложнена наличием ложных смен волн, петель годографа и других подобных явлений, которые характеризуют сложную структуру связанной с ней границы. В целом параметры этой волны выдержаны в пределах различных структур и без существенного изменения трассируются от суши в океан по профилям 7-0 и 34.

Соотношение волн P_0^K с волнами P_3^{oc} и $P_1^K(P_{1\text{отр}}^K)$ на разных участках профилей неодинаково. Если на профилях IV, V, VI при смене волн P_3^{oc} группа P_0^K обычно значительно интенсивнее, кажущиеся скорости возрастают незначительно и смена волн визуально неразличима, то с удалением от берега резкость смены возрастает. Здесь волна P_0^K быстро выходит в первые вступления за счет большого различия в кажущихся скоростях. Соотношение волн P_0^K и $P_1^K(P_{1\text{отр}}^K)$ в области смены более сложно, чем волн P_3^{oc} и P_0^K . При анализе этих соотношений можно выделить два основных типа смены.

Первый тип смены волн P_0^K волнами группы $P_1^K(P_{1\text{отр}}^K)$ отмечен для профиля V. Так же как и на профиле I, для смены этого типа характерны уменьшение кажущейся скорости и интенсивности записи волны P_0^K , высокая интенсивность и большие кажущиеся скорости волны P_1^K и, как следствие этого, быстрый выход в первые вступления последней. Корреляция волн P_0^K в последующих вступлениях осложнена интерференцией ее с другими волнами, несмотря на сравнительно большую интенсивность записи. Видимая частота волн P_1^K составляет 12–14 Гц, кажущиеся скорости изменяются от 6,8 до 7,5 км/с.

Второй тип смены, который отмечается на профиле VI и ст. 4-58 (профиль 7-0), как и на профиле II в районе Срединного хребта, характеризуется тем, что волна P_1^K появляется в виде слабых колебаний с большими кажущимися скоростями впереди интенсивной группы P_0^K . С удалением

от пункта взрыва интенсивность волны P_1^K возрастает, и она достаточно уверенно начинает следиться на фоне помех в виде двух-трехфазного колебания с видимой частотой 8–10 Гц и кажущейся скоростью 7–7,5 км/с.

Волны группы $P_1^K (P_{1отр}^K)$ выделены на записях всех станций, однако трудно предположить их приуроченность к одной и той же границе. В разных блоках им отвечают различные разделы в консолидированной коре, что устанавливается по величинам граничных и пластовых скоростей, положению в разрезе, а их индексация свидетельствует только об очередности регистрации после первых волн.

На ряде участков (профили VI, 7-0, ст. 2-58, 1-67, 4-58 — левая ветвь) зарегистрированы только преломленные волны P_1^K , параметры которых близки к головным. В то же время на профиле VI выделена группа отраженных волн $P_{1-2отр}^K$, которая характеризует неоднородную расслоенную толщу в консолидированной коре ниже границы, отвечающей преломленной волне P_1^K .

На профилях IV и V группа P_1^K представлена только отраженными волнами $P_{отр}^K$. Преломленные волны от разделов в консолидированной коре здесь не зарегистрированы.

Группа $P_{1отр}^K$ следится в докритической части, начиная с удалений 8–10 км от пункта взрыва. Она представлена широкой (до 1–1,5 с) многофазной группой колебаний с короткими (не более 1 км) осями синфазности и видимой частотой 13–16 Гц. С увеличением расстояния от пункта взрыва ширина зоны их регистрации уменьшается. Интенсивность записи на удалениях 60–70 км заметно падает, а затем на расстояниях 100–110 км возрастает. На этих профилях волна $P_{отр}^K$ с расстояний более 100 км выходит в кажущиеся первые вступления, прослеживается до удалений 140 км, имея скорость 6 км/с.

На участке материкового склона (профиль 7-0, ст. 1-67–2-58) после группы P_0^K регистрируется преломленная волна P_1^K с кажущейся скоростью 6,7–7,2 км/с и отраженная $P_{2отр}^K$. Волну P_1^K удается проследить в последующих вступлениях в виде очень слабого колебания между волнами $P_{2отр}^K$ и $P_{отр}^M$. Волна $P_{2отр}^K$ достаточно уверенно прослеживается на последующих вступлениях впервые, сменяя волну P_1^K . Попытка увязать волны P_1^K и $P_{2отр}^K$ с одной и той же границей раздела оказалась безуспешной, так как они достаточно хорошо разрешены на записях, их годографы не имеют точки касания и в области пересечения (при смене их друг другом) характеризуются резко различными кажущимися скоростями (см. рис.5).

Восточнее, на ст. 4-58 (правая ветвь), группа P_1^K представлена преломленной и отраженной волнами, связанными скорее всего с одной и той же или близкими друг к другу границами. Отраженная волна $P_{отр}^K$, интерферируя с соседними группами, следится во вторых вступлениях в виде двух-трехфазного колебания до удалений 45–50 км. Преломленная волна P_1^K , соответствующая, возможно, этой же границе, прослежена в первых вступлениях с удалений 58 км. Кажущиеся скорости достигают величин более 8–8,5 км/с. На удалении 70 км она, по-видимому, сменяется волной, преломленной на границе М.

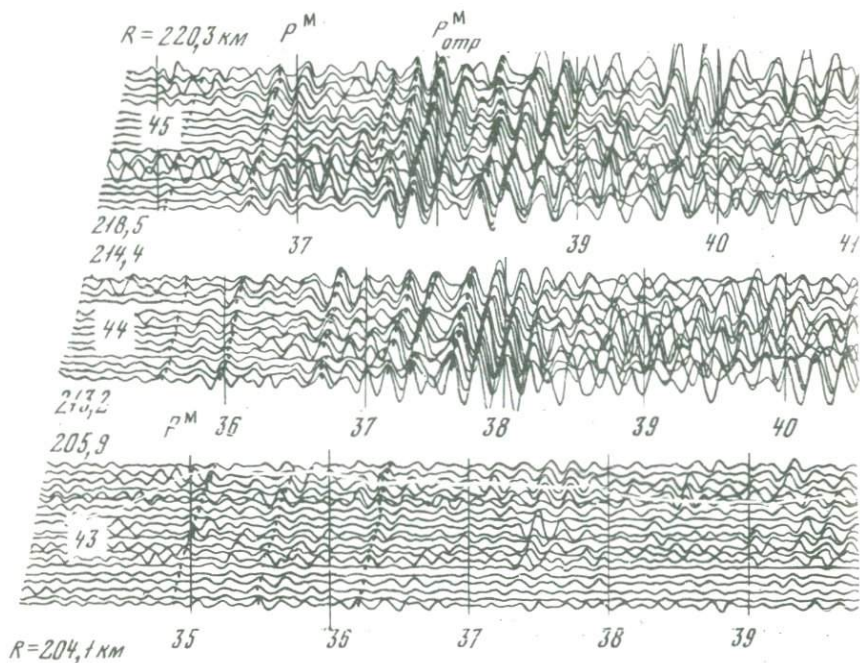


Рис. 17. Сейсмограммы по профилю VI (ПВ 12)

Фильтрация — ОК-7 БК. Усиление 5/5. Индексацию волн см. на рис. 4

Волны группы P_{3-5}^K выделены только на профиле VI на удалениях 50–180 км от ПВ. Они имеют сходные кинематические и динамические параметры и регистрируются в последующих вступлениях в виде многофазных колебаний с интерференционной формой записи (рис. 17, 18). Построение непрерывного годографа для отдельных фаз волн этой группы возможно в пределах коротких участков прослеживания. Оси синфазности группируются вдоль осредненного годографа в виде узкой полосы (до 0,3 с), образуя поле сходящихся на больших расстояниях слабогиперболических годографов, кажущиеся скорости по которым уменьшаются от 9–10 до 6,7–7,5 км/с. По сумме кинематических признаков волны этих групп отнесены к до- и закритически отраженным волнам, характеризующим сложенную толщину в нижней части земной коры. Наиболее представительными и характерными в этой группе являются волны, объединенные в группу P_3^K .

Преломленная волна P_3^K следует в первых вступлениях с удалений 120–130 км в виде слабого двух-трехфазного колебания с $V^* = 8-8,2$ км/с и видимой частотой 10–12 Гц (см. рис. 16). При понижении частоты регистрации до 5–7 Гц она устойчиво выделяется на трассах с невысоким фоном помех. Заметного изменения интенсивности с понижением или повышением частот волн P_3^K не отмечено. С удалением от пункта взрыва амплитуда ее записи становится достаточно слабой, и на расстояниях 160–170 км ее прослеживание становится невозможным. Смена волн P_1^K на P_3^K

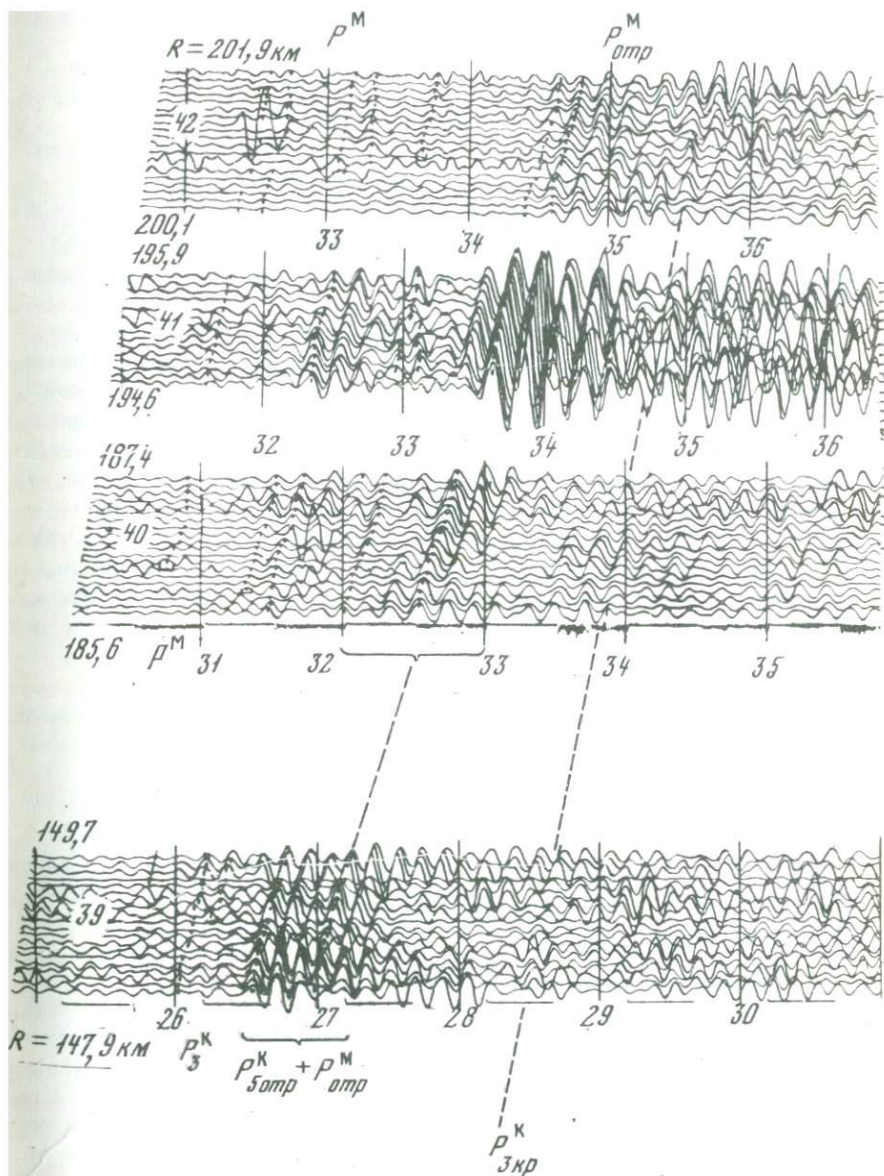


Рис. 18. Сейсмограммы по профилю VI (ПВ 20)

Фильтрация ОК-7 БК. Усиление 5/5. Индексацию волн см. на рис. 4

в первых вступлениях происходит на удалениях 120–130 км достаточно резко без видимой зоны интерференции. В отдельных случаях возможно одновременное прослеживание волны P_3^K в первых вступлениях и вслед за ней волны P_1^K с $\Delta t = 0,3-0,4$ с. При этом кажущиеся скорости их равны 8,3 для P_3^K и 7,8–8 км/с для P_1^K . Годограф волн P_3^K прямолинеен, нагоняющие годографы параллельны. Отношение амплитуд волн P_3^K и $P_{3\text{отр}}^K$ не превышает 5–10 и медленно увеличивается с расстоянием. Волна P_3^K интерпретировалась как слабо рефрагированная (квазиголовная).

Волны группы P^M зарегистрированы на всех профилях Южной Камчатки и представлены в ряде случаев как преломленными, так и отраженными. На профилях IV и V в пределах Срединно-Камчатского блока группа отраженных волн $P_{\text{отр}}^M$ начинает следиться с удалений 8–10 км от пункта взрыва в виде широкой (до 1 с) высокочастотной (несколько выше 15 Гц) группы колебаний. Интенсивность ее записи незначительно доминирует над амплитудой межволнового фона. Волны могут быть выделены только по отдельным осям синфазности, протяженность которых не более 1–1,5 км. Из кажущиеся скорости превышают 15–20 км/с и резко уменьшаются с удалением от пункта взрыва. Сравнительно устойчивая регистрация этих волн возможна до удалений 40–50 км и начиная с расстояний 80–90 км. В интервале 60–80 км интенсивность этих волн небольшая, и во многих случаях их выделение затруднительно на фоне интенсивных кратных волн. Кажущиеся скорости на удалениях 100–110 км составляют 6–6,5 км/с, видимые частоты 10–12 Гц, запись четырех-пятифазная, интенсивная. Преломленные волны, связанные с границей M, на максимальных (до 140 км) удалениях от пункта взрыва здесь не зарегистрированы.

Группа P^M на профиле VI представлена отраженными и преломленными волнами. Волна $P_{\text{отр}}^M$ следится в последующих вступлениях в виде сложно построенной невыразительной группы колебаний с резко интерференционной формой записи. Интенсивность ее сравнима с волнами групп $P_{3-5\text{отр}}^K$, кажущиеся скорости достигают 9 км/с и слабо уменьшаются с удалением от пункта взрыва (см. рис. 16). На сейсмограммах, полученных с ПВ 4 и 5, эта группа, возможно, сильно осложнена присутствием кратных (связанных с водной толщей) волн. С увеличением расстояний форма записи заметно упрощается. На отдельных сейсмограммах для волн $P_{\text{отр}}^M$ характерны повышенная интенсивность записи (см. рис. 16, сейсмограммы 19, 24, 30) и пониженная видимая частота (до 6–8 Гц).

С удалением пунктов взрыва в море форма записи волн $P_{\text{отр}}^M$ не претерпевает значительных изменений, за исключением ПВ 12 и 20 (см. рис. 17, 18). На сейсмограммах, полученных из этих пунктов взрыва, форма записи отраженных волн наиболее простая, видимая частота 6–8 Гц, кажущиеся скорости 6,8–7,5 км/с. В составе группы возможно выделение двух разрешенных по времени с $\Delta t = 0,3$ с простых волн. Кажущиеся скорости этих волн близки, интенсивности их сравнимы, вторая волна иногда имеет большую амплитуду.

Построение фазовых годографов волны $P_{\text{отр}}^M$ на профиле VI возможно только в пределах одной сейсмограммы. Наблюдается систематический

разброс фазовых годографов от осредняющего на различные Δt , которые связаны не с условиями возбуждения или приема, а скорее всего со структурой самой границы. Анализ осредняющего годографа показывает, что в квадратичных координатах его отклонение от прямой в сторону меньших времен начинается с удалений 150–160 км и на расстоянии 220 км достигает величин 0,5–0,6 с при несовпадении фазовых годографов с осредняющими не более чем на 0,3 с. Такая особенность годографа свидетельствует в первую очередь о наличии слабой рефракции для закритических отражений.

Необходимо отметить, что на сейсмограммах профиля VI для пунктов взрыва 10, 12 и 20 наблюдается аномально низкая интенсивность волн $P_{отр}^M$ или их отсутствие, что отвечает, по-видимому, области "сейсмической тени", которая обусловлена (Епинатьева, 1970) наличием скоростной неоднородности (экранирование сейсмических волн) в средней и нижней частях земной коры.

Другой особенностью регистрации волны $P_{отр}^M$ следует считать присутствие на сейсмограммах ПВ 5 осложнения записи волн, которое выражается в том, что наблюдается расхождение двух групп волн из одной сложно построенной многофазной группы колебаний. Для последующей ("отходящей") группы характерна аномально низкая (для рассматриваемого блока земной коры) кажущаяся скорость. Расчеты прямым путем кинематики этой волны и определение ее возможной природы (в том числе кратной, частично кратной и т.д.) показали, что наилучшее совпадение теоретических годографов с экспериментальным достигается для волны, отраженной от подошвы клинообразного слоя с $V_n = 8,1$ км/с. В этом случае волны, отраженные от кровли и подошвы такого слоя, образуют сходящиеся годографы в точке приема ст. 3 ($R = 87$ км). С удалением от пункта взрыва расхождение годографов на расстояние 135 км составляет более 1 с, что соответствует увеличению мощности слоя (клина) с востока на запад от 3 до 10 км при длине отражающей площадки 20–30 км.

Отмеченная особенность регистрации волны $P_{отр}^M$ согласуется с данными других ПВ для тех же отражающих площадок. В целом структура группы $P_{отр}^M$ здесь позволяет выделить в ее составе отражения, связанные как с кровлей, так и с подошвой слоя промежуточной мощности ($h/\lambda = 1-5$), не исключая, однако, возможности образования ее групповой записи за счет частично-кратных отражений от площадок в верхней части разреза и от свободной поверхности. Расчеты прямых задач для условий точек приема на профиле VI (отсутствие рыхлых осадков) показали, что влияние частично-кратных волн на формирование суммарного колебания выражается скорее всего в усложнении рисунка записи (интерференционный состав колебаний), но не объясняет наличия по крайней мере двух отражений в структуре групп $P_{отр}^M$.

Преломленная волна P^M на профиле VI в первых вступлениях с удалений 160–170 км читается в виде широкой (до 1 с) малоинтенсивной группы колебаний с видимой частотой 6–8 Гц и кажущейся скоростью 8,2–8,5 км/с (см. рис. 17). Она сменяет волну P_3^K после затухания последней, образуя с ней ступенчатый годограф первых вступлений с запаздыванием

на $\Delta t = 0,4-0,6$ с. Такая смена волн характерна для сред с инверсией скорости (Мишенькина, 1972; и др.). С удалением в сторону океана "интенсивность инверсии" увеличивается.

Оси синфазности соседних фаз группы P^M параллельны, а интенсивность записи возрастает от первых к последующим фазам. Нагоняющие годографы этой волны параллельны, но разница времен между ними не остается постоянной, а увеличивается скачком, равным по величине одной-двум фазам. Последнее указывает на потерю первых фаз с увеличением расстояния и "перекачку энергии" волн в последующие. Такой характер регистрации этой волны соответствует или явлению *shinling*, изученному Т.У. Спенсером (Spenser, 1965) и другими для случаев суммарной интерференционной волны, распространяющейся вдоль кровли высокоскоростного слоя промежуточной мощности, или "ступенчатому" годографу, отвечающему тонкослоистой среде, т.е. слою, имеющему внутренние неоднородности в виде прослоев с относительно высокими и низкими скоростями продольных волн. Последнее можно рассматривать как дальнейшее приближение к реальной структуре переходной зоны по сравнению с моделью однородного высокоскоростного слоя.

Такая особенность описываемой волны наблюдается (с учетом сейсмического сноса) только в пределах Восточно-Камчатского блока и полностью исчезает при переходе к материковому склону. Изменение параметров записи волн P^M выражается здесь прежде всего в том, что интенсивность записи волн $P^M_{отр}$ значительно уменьшается и становится соизмеримой с амплитудой первых вступлений.

Аналогичное уменьшение амплитуд колебаний волн $P^M_{отд}$ зарегистрировано на сейсмограммах ст. Авача (рис. 19, см. вкл.) на удалениях более 190 км после аномального участка регистрации. При этом наблюдается увеличение интенсивности первых вступлений, которые представлены группой P^M . Сравнение сейсмограмм с равными расстояниями регистрации, полученных на профилях VI и 34, показывает, что рассмотренные отличия в параметрах волн P^M вызываются в первую очередь изменениями в строении среды вблизи границы, отвечающей этой группе волн, а не условиями возбуждения и регистрации, что отмечалось ранее Ю.В. Тулиной с соавторами (1972). Данный вывод основывается на том факте, что для профиля VI (ст. 3) и профиля 34 (ст. Авача) пункты приема и возбуждения тождественны, и до смены параметров группы P^M сейсмограммы обоих профилей совпадают как по рисунку записи, так и по кинематическим характеристикам.

Далее на восток на сейсмограммах профиля 7-0 (ст. 2-58, ст. 4-58) указанное соотношение волн $P^M_{отд}$ и P^M сохраняется постоянным на всем его протяжении. Видимый период колебаний волны $P^M_{отд}$ возрастает от 0,16-0,18 на ст. 1-67 до 0,20-0,25 с на ст. 4-58. Отношение амплитуд $P^M_{отд}/P^M$ составляет немногим более единицы. Более высокочастотной является волна P^M 6-17 Гц (Вейцман, 1964).

Как показано А.М. Епинатьевой (1970), подобное соотношение для преломленных и отраженных волн наблюдается в тех случаях, когда граница раздела не является резкой, а представлена высокоградиентным переходным слоем. Наличие выше границы переходного высокоградиент-

Кинематические параметры основных групп волн

Волны		Времена регистрации (с) на удалениях от пункта взрыва (км)																						
		10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140	150	160	170	180	190	200	210	220	
		<i>Срединно-Камчатский блок</i>																						
		<i>Правая ветвь</i>																						
Первые вступления	$\rho_{отр}^M$		6,15	7,80	9,95				15,41	17,19	18,68	20,40	22,20		25,50	27,20	29,30							35,75
									18,95	20,10	21,50	23,10	24,60	26,00	27,50	29,20	31,10							37,95
		<i>Восточно-Камчатский блок</i>																						
Первые вступления	ПВ 4	4,60	5,99	6,85					15,52	16,72		19,82	22,15											
	ПВ 5									17,00			21,57	22,68										
	ПВ 6									17,16	18,36	19,69		22,91	23,83									
	ПВ 7											20,03	21,23		24,48	25,68								
	ПВ 8												21,15	23,31		26,20	27,45							
	ПВ 10													24,15										
	ПВ 12																			29,80	31,10			
	ПВ 20																			32,78		32,95	34,15	
$\rho_{отр}^M$	ПВ 4								19,14	21,27		22,42	24,59											
	ПВ 5									20,45	21,55	22,66	24,00	25,75										
	ПВ 6										21,56	22,66	24,00	25,08	25,93									
	ПВ 7											23,03	24,23	25,70	26,58	27,83								
	ПВ 8												24,45	25,70	26,58	27,83	29,30							
	ПВ 10														27,55	28,65	29,30							
	ПВ 12																			31,45	33,20			
	ПВ 20																			33,63		35,90	36,35	
																								39,75
																								40,83
		<i>Блок материкового склона</i>																						
		<i>Правая ветвь</i>																						
Первые вступления	$\rho_{отр}^M$			10,20	11,93	14,18	15,16	17,30	19,30	21,28	23,48				28,20	29,62								
										23,15	24,80	26,40	27,55	28,70	30,45									
		<i>Левая ветвь</i>																						
Первые вступления	$\rho_{отр}^M$	10,65	12,28	14,42	16,70	18,19	19,50	20,53	21,68						27,30									
					19,30	20,22	21,45	22,09	23,09	24,05					27,60									
		<i>Блок Курило-Камчатского желоба</i>																						
		<i>Правая ветвь</i>																						
Первые вступления	$\rho_{отр}^M$		14,65	17,00	18,30		20,40	21,22																
			16,20	17,57	18,95	19,80	20,80	21,75																
		<i>Левая ветвь</i>																						
Первые вступления	$\rho_{отр}^M$		14,40	16,15	17,40	18,60	19,90	20,75		22,10	23,10													
					18,60	19,22	20,25	21,20	21,85	22,70	23,80													
		<i>Окраинный океанический вал Зеңкевича</i>																						
Первые вступления	$\rho_{отр}^M$		13,10	14,30		16,60	17,72																	
			14,25	15,00		17,10	18,30																	

ного слоя усиливает головную волну в определенном диапазоне частот, который определяется градиентом скорости в нем, мощностью слоя и частотой колебаний. В этом же случае для отраженной волны в диапазоне промежуточных значений h/λ действие переходного слоя подобно низкочастотному фильтру, а амплитуды отраженной волны заметно ослабляются, что может привести к прекращению ее прослеживания. При переходе от океанического плато, где этот эффект зарегистрирован в "чистом" виде, к западному борту глубоководного желоба и далее к материковому склону динамические особенности волн P^M и $P^M_{отр}$ не претерпевают значительных изменений в величинах отношения их амплитуд, в то время как частоты регистрации волны P^M смещаются в низкочастотную область. Не исключено, что на последнее оказывает влияние увеличенная мощность низкоскоростных осадков при сохранении той же модели границы. Отношение же амплитуд волн $P^M_{отр}$ и P^M при той же мощности осадков в этом случае сохраняется постоянным, если в покрывающей толще этой части разреза нет тонких слоев с повышенными скоростями. Отсутствие такового в разрезе земной коры рассматриваемой части профиля устанавливается по стабильности пластовых и граничных скоростей в слоях, залегающих выше по разрезу над описываемой границей.

Таким образом, анализ особенностей регистрации волн групп P^M — $P^M_{отр}$ в разных геоструктурных зонах вдоль маршрута ГСЗ дает возможность выделить три коро-мантийных блока, которые, по-видимому, различаются сейсмическими моделями раздела М: Срединно-Камчатский, Восточно-Камчатский и океанический. Эти блоки разграничиваются зонами резкого изменения динамических характеристик волн P^M и $P^M_{отр}$. Сопоставляя динамические и кинематические характеристики одноименных волн, зарегистрированных в различных блоках (табл. 1), можно предложить возможные модели сейсмических границ, которые объясняют как структуру волнового поля, так и параметры регистрируемых волн.

СКОРОСТНЫЕ КОЛОНКИ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Исходным материалом для построения скоростных колонок земной коры различных геоблоков Камчатки явилась система обобщенных годографов (рис. 20, 21), на которых представлены осредненные кинематические параметры основных групп волн. Для определения скоростных параметров среды использовались два класса волн — преломленные и отраженные. По первым скорости определялись до основной преломляющей границы, которой является поверхность консолидированной коры (K_0).

Существует большое количество способов определения скоростей по годографам первых (рефрагированных) волн (Чибисов, 1934; Кондратьев, Гамбурцев, 1963; Павленкова, 1971; и др.). Однако обычно ограничиваются двумя из них, наиболее простыми для вычислений, поскольку в дальнейшем значения средних скоростей уточняются направленным перебором решений прямых задач. Первый — способ О.К. Кондратьева и А.Г. Гамбурцева (1963), в котором вычисления проводятся

по формуле:

$$\bar{V} = \frac{\frac{x}{t} + \sqrt{\frac{x}{t} V_x^*}}{2};$$

$$H = \frac{V(t - \frac{x}{V_x^*})}{\sqrt{1 - (\frac{\bar{V}}{V_x^*})^2}}.$$

Второй — способ точек пересечения (Павленкова, Смелянская, 1971):

$$V = \frac{x}{t}; \quad H = \frac{x}{t} \sqrt{\frac{V_x^* - \frac{x}{t}}{V_x^* + \frac{x}{t}}},$$

где x , t — координаты точки годографа, V_x^* — кажущаяся скорость, определяемая по касательной в данной точке.

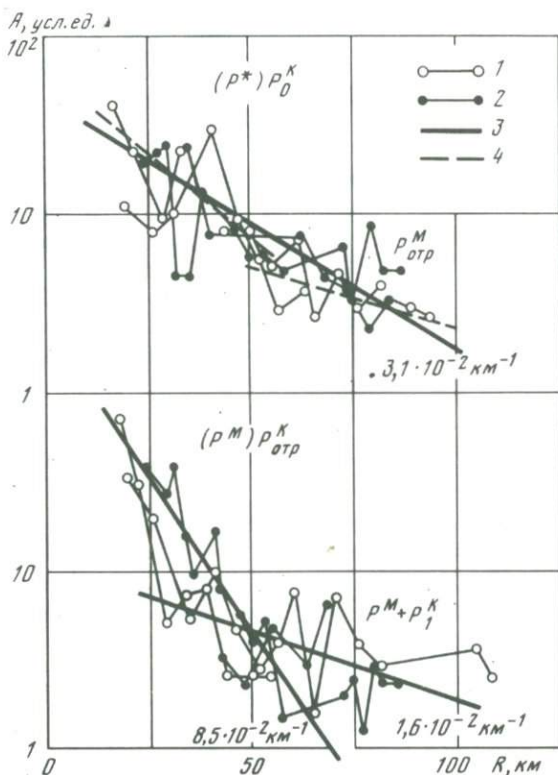


Рис. 20. Экспериментальные кривые $A(R)$ для океанического плато на профиле 7-0 (Строение земной коры . . . , 1964)

1 и 2 — амплитудные кривые, построенные по экспериментальным материалам (ст. 4-58); 3 — осредняющая линия, характеризующая закон затухания волновых амплитуд с удалением от ПВ; 4 — осредняющая линия, характеризующая закон затухания волновых амплитуд, построенная авторами настоящей работы. В скобках дана индексация волн по интерпретации ИФЗ АН СССР

Скорости, определяемые по этим формулам, для условий Камчатки дают близкие по величине значения $V(z)$ (Утнасин, Аносов, 1975), что говорит о слабом вертикальном градиенте в среде.

Определение эффективных скоростей по данным отраженных волн от отдельных границ внутри консолидированной коры позволяет вычислить пластовые скорости в отдельных слоях и в пределах крупных однородных блоков земной коры точнее, чем по данным преломленных волн. Методы определения эффективной скорости в большинстве случаев основаны на использовании протяженных годографов, скорости по которым могут быть найдены с большой точностью (Павленкова и др., 1972). Однако в условиях Камчатки получение таких годографов сопряжено с большими трудностями. Экспериментальный материал позволяет в ряде случаев использовать условные годографы, осредняющие отдельные оси синфазности интерпретируемой группы отражений, что приводит к схематизации скоростного разреза как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. В связи с этим более информативным является способ второй эффективной скорости, предложенный Ю.В. Ризниченко (1946):

$$V_{\text{эф}} = \sqrt{\frac{x}{t}} V_x^* ; \quad H_{\text{эф}} = \frac{\sqrt{V_{\text{эф}}^2 t^2 - x^2}}{2} ,$$

где x, t — координаты центра интерпретируемого отрезка годографа отраженной волны; $V_x^* = \frac{1}{\rho}$ — кажущаяся скорость; ρ — параметр луча.

При этом во всех случаях элемент годографа, по которому вычислялась $V_{\text{эф}}$, был не менее 4 км.

Полученная совокупность точек $V_{\text{эф}} (H_{\text{эф}})$ разбивалась по вертикали на полосы шириной 5 км и перекрытием в 2,5 км. Затем определялись средние значения $V_{\text{эф}}$ в пределах каждой полосы (Справочник геофизика, 1966) по формуле $V_{\text{эф}} = \sqrt{\frac{n}{\sum \frac{1}{V_{\text{эф}}^2 i}}}$ и строилась функция $V_{\text{эф}}(z)$.

Величина эффективной скорости всегда больше средней и практически равна таковой вдоль луча, соответствующего центральной точке интерпретируемого отрезка годографа (Богданов, 1960). Поэтому для приведения эффективных скоростей к средним предложен ряд способов (Егоркин, 1966; Раджабов, 1972), предусматривающих приведение функции $V_{\text{эф}}(z)$ к функции $\bar{V}(z)$.

Определение пластовых скоростей выполнялось геометрическим дифференцированием кривой $T_0(z)$ по известным способам (Пузырев, 1959; Хрычев, 1972). При этом переход от функции $\bar{V}(z)$ к $T_0(z)$ осуществлялся по данным о средних скоростях, вычисленных по преломленным и отраженным волнам.

Полученный таким образом скоростной разрез земной коры конкретного геоблока (см., например, на рис. 22) уточнялся направленным перебором решений прямых задач для одномерной модели. Счет прек-

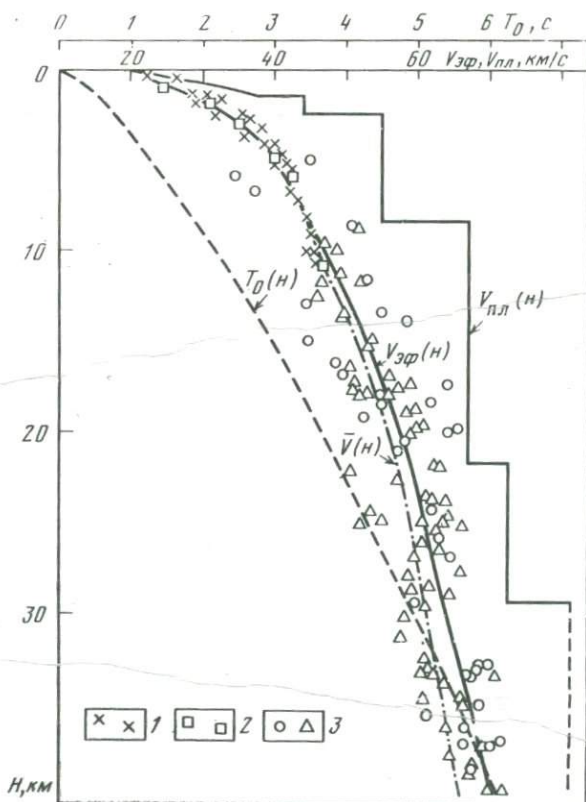


Рис. 22. Скоростной разрез по профилю I

1 — скорости, вычисленные по способу О.К. Кондратьева; 2 — скорости, вычисленные по способу точек пересечения; 3 — скорости, вычисленные согласно данным отраженных волн по прямым (кружок) и встречным (треугольник) наблюдениям.

$T_0(H)$ — расчетный вертикальный годограф; $V_{эф}(H)$ — изменение эффективной скорости с глубиной; $\bar{V}(H)$ — изменение средней скорости с глубиной, вычисленной по значениям $V_{эф}(H)$ способом А.В. Егоркина; $V_{пл}(H)$ — кривая распределения пластовых скоростей с глубиной

растался, когда расхождение теоретических и экспериментальных осредняющих годографов составлял не более $\pm 0,2$ с.

Комплексное использование отраженных и преломленных волн позволило выделить в скоростной колонке, относящейся к Восточно-Камчатскому блоку (профиль VI), слой пониженной скорости. Мощность слоя и пластовая скорость в нем определены по данным отраженных волн $R_{отр}^{К}$ и $R_{отр}^{М}$.

Следующим этапом определения скоростных особенностей земной коры вдоль маршрутов ГСЗ являлся переход от одномерных скоростных колонок $\bar{V}(z)$ к двумерным скоростным разрезам $V(x, z)$. Эти разрезы, представленные обычно в изолиниях скоростей, несут сведения об общих закономерностях изменения физических свойств вещества и его состава, о

соотношении сейсмических границ с изолиниями скоростей в коре, о физической и геологической их природе (Павленкова и др., 1972). Составление их связано с необходимостью использования большого объема информации о волновом поле, регистрации его с достаточной детальностью и на различных расстояниях от источника. К сожалению, экспериментальный материал по ГСЗ на Камчатке и на морских профилях 7-0 (34) не обеспечивает достаточно уверенное построение изолиний $V(x, z)$ вдоль профилей. В этом случае "наиболее общим приемом является расчленение разреза на однородные блоки и использование внутри них способов определения скоростной функции, зависящей только от глубины" (Павленкова и др., 1972, с. 5), т.е. построение скоростных колонок. Правильность определения функций $V(z)$ в каждом блоке, а также вдоль всего разреза, т.е. функции $V(x, z)$ со ступенчатым характером изменения, проверялась при помощи решения серии прямых задач как для каждого отдельного блока, так и по лучам, проходящим через соседние блоки. Отдельной точности решения обратной задачи в этом случае будет согласованность расчетного и экспериментального волновых полей (Алексеев, 1969; Косминская, Павленкова, 1973).

Построение сейсмических разрезов проводилось по данным отраженных и преломленных волн в классе слоисто-однородных моделей земной коры способами, разработанными для этого типа сред (Ризниченко, 1946; Справочник геофизика, 1966). В тех случаях, когда экспериментальный материал обеспечивал построение специальных полей времен $t(x, l)$, применялись способы, существующие в практике дифференциальных зондирований (Пузырев и др., 1965). При наличии взаимно связанных годографов интерпретируемых волн использовался метод встречных полей времен (Гамбурцев и др., 1952) или способ засечек (Пузырев, 1959). Однако в большинстве случаев построение отражающих площадок выполнялось методом градиентов времени, являющимся частным случаем метода засечек (Пузырев, 1959). При этом особое внимание уделялось точности определения кажущейся скорости. Контроль за правильностью сделанных построений проводился на участках перекрывающихся частей разреза по данным с разных пунктов взрыва встречных полей или общих глубинных площадок. Наиболее уверенные и детальные результаты получены на профиле VI, где основная часть отражающих границ построена по годографам ОГТ.

Положение и рельеф преломляющих границ, обеспеченных только одиночными годографами, определялись методом подбора сейсмического разреза по наблюдаемому волновому полю путем решения прямых задач. При этом: а) разрез строился сверху вниз; б) границы, построенные по встречным, но не перекрывающимся наблюдениям, увязывались между собой по глубинам и значениям граничной скорости; в) граничные скорости принимались равными пластовым, определенным по значениям средних скоростей; г) предполагалось постоянство граничной скорости в пределах одного блока.

При построении границы, соответствующей группе волн P^M ($P^M_{отр}$ и P^{Nl}), использовались те же способы. Определение граничной скорости выполнялось расчетным путем с учетом предположения, что волны P^M

и P^M соответствуют одной и той же границе. В этом варианте интерпретации глубина границы определялась по отраженным волнам.

Выполненное по описанной методике построение предварительного сейсмического разреза послужило исходной моделью, для которой рассчитывались теоретические волновые поля (Яновская, 1966; Белоносова, Алексеев, 1967; Пилипенко, 1972; Галкин, 1972; и др.).

Расчеты выполнялись поэтапно: вначале достигалось соответствие теоретических и экспериментальных годографов в той части, которая соответствовала отдельному однородному блоку земной коры, а затем расчеты выполнялись для частей годографов, относящихся к соседним блокам. Таким образом осуществлялся переход от одного закона $V(z)$ к другому, что позволило сузить интервал изменения вычисленных скоростей в слоях и уменьшить многозначность решения обратной задачи путем комплексного использования всего волнового поля. Отбор решений проводился по критериям, предложенным И.Н. Галкиным (1972). Решение считалось удовлетворительным, если несовпадение по времени теоретических и экспериментальных годографов не превышало $\pm 0,1-0,2$ с. В процессе расчета теоретического годографа изменялись как скорости, так и глубины до границы при условии, чтобы одна половина времени расхождения была учтена изменением скорости, другая — глубиной до границы. После совпадения теоретических и экспериментальных годографов для данной границы счет продолжался для следующей.

После того как весь сейсмический разрез был просчитан по данной методике и было достигнуто удовлетворительное совпадение теоретических и экспериментальных годографов основных волн, выполнялся анализ имеющихся отдельных несовпадений (т.е. $t_{\text{теор}} - t_{\text{экс}} > 0,2$ с), который позволял уточнить расположение разломных зон и их трассирование по вертикали, участков, где возможны локальные изменения скорости, и т.п. Таким последовательным приближением удалось учесть отдельные, более тонкие особенности наблюдаемых волновых полей и качественно наметить возможные модели сейсмических границ. В первую очередь это было сделано для границ K_0 (группа P_0^K) и M (волна P^M). К сожалению, в процессе интерпретации не удалось использовать достаточно полно динамические параметры волн, что в свою очередь не позволило разделить однородные и неоднородные слои по величине вертикального градиента, определить мощности перехода слоев и т.п.

В целом интерпретация выполнялась в рамках слоисто-однородной модели. Однако качественный анализ амплитудной выразительности записи различных волн с расстоянием позволяет считать, что на всех полученных сейсмических разрезах разделы не являются простыми границами первого или второго рода, а представлены переходными слоями различной мощности.

**НЕОДНОЗНАЧНОСТЬ
СЕЙСМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ.
ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ПОСТРОЕНИЙ**

При современном состоянии приемов интерпретации данных ГСЗ и способов получения экспериментального материала методика решения обратной задачи оказалась более сложной и неопределенной, чем это представлялось ранее (Косминская, Пузырев, 1973). Неоднозначность сейсмических построений определяется не только тем, что существуют различные подходы к интерпретации данных эксперимента (трактовка наблюдаемых волновых полей, определение природы волн, выявление деталей структуры коры и т.п.), но и сложностью строения самого объекта исследования. Используя экспериментальную информацию в виде совокупности сейсмограмм, можно получить определенные сведения о структуре земной коры (скоростные параметры и рельеф основных границ раздела). Для повышения достоверности таких определений необходимо прежде всего "как можно больше ограничить класс функций, к которому должно принадлежать решение" (Алексеев, 1969, с. 206). В этом случае речь может идти о некоторой эффективной (интегральной) модели земной коры, которая объясняет все качественные особенности экспериментально-го поля и описывает количественно все устойчивые его характеристики.

Таким образом, неоднозначность сейсмических моделей определяется, с одной стороны, субъективным подходом исследователей к анализу экспериментального волнового поля, а с другой — ограниченными возможностями метода ГСЗ при изучении тонких особенностей структуры земной коры на современном этапе развития метода. Результаты расчетов теоретических волновых полей (обычно на ЭВМ) и сопоставление их с наблюдаемыми могут дать оценку неоднозначности решения обратной задачи и пределов изменения параметров разрезов (Галкин, 1972). На рис. 23 в качестве примера неоднозначности решений обратной задачи показано сопоставление вариантов сейсмических разрезов по геотраверсу Восточная Камчатка — Тихий океан. Действительно, для морской части профиля 7-0 существуют еще три варианта, основанных на тех же данных ГСЗ (Вейцман, 1964; Тулина и др., 1972; Павленкова, 1975 г., устное сообщение). Множественность решений обусловливается прежде всего различным подходом интерпретаторов к анализу наблюдаемого волнового поля и объемом использованной информации. В то же время сопоставление различных вариантов показывает, что, несмотря на несоответствие их в деталях, они одинаково выражают общие (региональные) особенности разреза земной коры и согласуются в наличии изменения типа коры от континентального на западе до океанического на востоке и положении глубинных разломных зон. Кроме того, это сопоставление свидетельствует о том, что интерпретация нового материала во всех случаях приводит к увеличению детальности построенных разрезов. Сказанное прежде всего относится к верхней части разреза, где различия вариантов интерпретации максимальны. При этом необходимо отметить, что вариант Ю.В. Тулиной с соавторами (1972) значительно отличается от других аномально высокими (до 11 км/с) величинами граничных

скоростей вдоль раздела М, что, по-видимому, предопределено построением преломляющей границы по годографам докритически отраженных волн.

Следующим существенным различием рассматриваемых вариантов разреза является амплитуда смещений одноименных границ по выявленным тектоническим нарушениям, что связано с различными подходами к отождествлению волн через разрывы в корреляции. Представляется, что имеющиеся малодетальные наблюдения, какими являются данные профиля 7-0, не позволяют прийти к однозначному решению. Не исключено, что в варианте Ю.В. Тулиной и ее соавторов (1972) амплитуды смещений завышены, тогда как на разрезе, приведенном в настоящей работе (см. рис. 23, з), они занижены.

В целом представленные варианты разреза вдоль описываемого геотраверса характеризуются сложной однородно-слоистой блоковой моделью земной коры, в пределах которой отсутствуют достаточно мощные слои с большими вертикальными градиентами скорости. Различный подход к интерпретации наблюдаемого волнового поля и количество использованной информации в значительной степени обусловили серьезные расхождения взглядов на строение блока Курило-Камчатского желоба. Последнее в первую очередь касается общей мощности земной коры и величин средней скорости в ней.

Самая мощная земная кора (35 км под ст. 2-58 и 27 км под осью желоба) в этом блоке фиксируется на варианте разреза, представленном в настоящей работе. В других вариантах эти величины не превышают соответственно 24–29 и 19–23 км. Кроме того, по нашим данным, мощность осадочно-вулканогенного слоя в этом блоке с $V_{\text{п}} = 4,5$ км/с достигает 10 км. Ниже залегает "гранитный" слой с $V_{\text{г}} = 5,9$ км/с, тогда как во всех других вариантах мощность осадков не превышает 5 км, а пластовые скорости в них — 4 км/с.

Указанные различия связаны, по-видимому, с разным подходом к определению природы волн первых вступлений. Действительно, выделение здесь (ст. 4-58, восточный берег глубоководной впадины) волны $P_1^{\text{К}}$ является дискуссионным; ранее (Строение земной коры..., 1964; и др.) она не выделялась. В моделях земной коры океанического типа (Raitt, 1956; Shor e.a., 1970) промежуточной границы с высокими граничными скоростями ($V_{\text{г}} = 7,7–7,6$ км/с) нет. Статистический анализ имеющихся данных по моделям океанической коры, полученных к настоящему времени для Тихого океана, позволил И.П. Косминской и Н.К. Капустян (1975) обосновать наличие маломощного (до 1–2,5 км) слоя с $V_{\text{г}} = 7,55$ км/с в модели коры океанического типа, который в большинстве случаев является "выпадающим" или пропущенным при анализе зарегистрированных волновых полей. Преломленная волна, связанная с кровлей этого слоя, может наблюдаться в первых вступлениях на расстояниях 20–35 км от ПВ (при мощности слоя 2,5 км), а выход волны $P^{\text{М}}$ в первые вступления в этом случае отмечается на больших удалениях.

На монтаже ст. 4-58 (Вейцман, 1964; Тулина и др., 1972) выделение группы $P_1^{\text{К}}$ обусловлено необходимостью согласования данных о скоростях, вычисленных по волнам первых вступлений, с данными

$V_{эф}$, соответствующими группе $P_{отр}^M$, а также по несоответствию глубин до раздела М, определенных по отраженным и первым (преломленным) волнам на удалениях 40–65 км.

Как следует из изложенного, основным различием в анализе волновой картины, по-видимому, является выделение здесь отраженной волны от раздела М, возможность регистрации которой при исследованиях ГСЗ в океане часто ставится под сомнение. Тем не менее, несмотря на малую интенсивность колебаний, волна $P_{отр}^M$ опознается здесь достаточно уверенно на сейсмограммах всех морских станций приема, а ее годограф частично совпадает (в начальной части) с годографом волны P^* , построенным здесь по волнам последующих вступлений (рис. 10.3; 10.4 в – Строение земной коры ..., 1964).

Последнее согласуется с представлениями П.С. Вейцман (1964), которая указывала, что группа P^* – сложные интерференционные волны и включает как головные или слабо рефрагированные, так и волны, отраженные от поверхности М (с. 256).

Выполненный ею анализ кинематических и динамических параметров волн первых вступлений (P^M) и волны P^* используется в настоящей интерпретации для характеристики волн с отличной от ранее принятой индексацией. Так, волна P^M на ст. 4-58 выделялась на значительно меньших расстояниях и совпадает в нашей корреляции в области последующих вступлений с волной $P_{отр}^K$ до удалений 40–50 км.

Правомерность такого подхода (т.е. разделение волны P^M на две разные группы) при интерпретации данных прифилля 7-0 следует из

Рис. 23. Сопоставление вариантов интерпретации морской части профиля 7-0С

а – вариант П.С. Вейцман (1964): 1 – границы, построенные по двум полям времени; 2 – границы, построенные по одному полю; 3 – участки интерполяции; 4 – границы, построенные по кривым Δt_0 ; 5 – изолинии равных скоростей $V_{пв}$ (км/с); 6 – область и направление возможных нарушений; 7 – местоположение и номер сейсмических станций

б – вариант Ю.В. Тулиной и др. (1972): 1 – участки уверенного построения границ по встречным полям времени (цифры над границей – значение средней расчетной скорости в покрывающей толще, км/с; цифра под границей – значение граничной скорости V_G , км/с); 2 – то же, в случае неуверенного построения границ; 3 – участки границ, построенные по уверенным одиночным полям; 4 – то же, по неуверенным полям; 5 – области смены величин V_P (км/с); 6 – области смены величин V_G (км/с); 7 – глубины границ, вычисленные по значениям t_0 ; 8 – полоса глубин, полученных при различных вариантах построений с различными предположениями о распределении скоростей в покрывающей толще; 9 – разломные зоны по данным ГСЗ; 10 – местоположение и номер сейсмической станции

в – вариант Н.И. Павленковой (1975 г., устное сообщение): 1 – изолинии скоростей (км/с); 2 – значения пластовых скоростей (км/с), принятых при построении отражающих площадок; 3 – отражающие площадки по уверенным данным; 4 – то же, по неуверенным данным; 5 – преломляющие границы, построенные по встречным годографам; 6 – сейсмические границы со скачком скорости; 7 – границы блоков с различными законами изменения скорости; 8 – местоположение и номер сейсмических станций; 9 – отражающие площадки, построенные по отдельным осям синфазности

г – вариант Г.И. Аносова и С.К. Биккениной (1975 г., устное сообщение). Условные обозначения см. на рис. 5

рис. 10.16 работы (Вейцман, 1964, с. 250), на котором представлена экспериментальная кривая $A(R)$ для океанического плато, где видно, что в составе группы P^M по различным значениям коэффициента затухания ($\alpha_{эф}^1 = 8,5 \times 10^{-2} \text{ км}^{-1}$; $\alpha_{эф}^2 = 1,6 \times 10^{-2} \text{ км}^{-1}$) четко фиксируется смена волн на расстояниях 40–50 км. Аналогичная особенность графиков $A(R)$ отмечается и на рис. 10.17 (Вейцман, 1964, с. 252–253), которая также подчеркивает присутствие по крайней мере двух волн в группе P^M . По результатам настоящей интерпретации на этом рисунке до удалений 80–90 км представлены амплитуды волны P_1^K и только с расстояний 95–100 км в первых вступлениях следится волна P^M . В этом случае коэффициенты затухания соответственно равны 3×10^{-2} и $1,4 \times 10^{-2} \text{ км}^{-1}$. Кроме того, как следует из анализа частотных особенностей волн первых вступлений и волн P^* , который выполнен П.С. Вейцман (1964), в области океанического плато, где волны P^* и P^M прослежены за зоной интерференции на удалениях 35–56 км, более высокочастотными являются первые волны (7–14 Гц) по сравнению с волной P^* (3,5–6 Гц). Этот эффект наиболее четко наблюдается на удалениях более 50 км и там, где мощность рыхлых осадков минимальна. К западу от оси глубоководного желоба различия в частотных особенностях волн постепенно уменьшаются, что находит объяснение в увеличении мощности осадков, а также связывается с ростом глубин залегания границы (Вейцман, 1964).

Не отрицая существенной роли рыхлых осадков в формировании спектра волн первых вступлений (Берзон и др., 1962), необходимо отметить, что во всех случаях для волн P^* отмечен низкочастотный спектр колебаний, который, по-видимому, мало зависит от строения верхней части разреза. Более приемлемым объяснением наблюдаемого эффекта (если принять во внимание новую корреляцию волн и их индексацию), на наш взгляд, может служить сопоставление частотных особенностей (в том числе амплитудных волн $P_{отр}^M$, (P^* ?) и волн первых вступлений), которое показывает, что на сейсмограммах ст. 4-58 (правая ветвь) первые вступления с удалений 40 км сформированы волной P_1^K . На удалениях более 50 км первые волны представлены интерференцией волн P_1^K и P^M . В этом случае расширение спектра частоты регистрации в сторону высоких частот, кроме прочих причин, по-видимому, вызвано влиянием более высокочастотной (с резонансом на $f_{гр} = 10\text{--}12$ Гц) преломленной волны P^M (Берзон и др., 1962). При таком варианте интерпретации наблюдаемых частот достаточно хорошо согласуются данные не только с частотными характеристиками волн P^M и $P_{отр}^M$, но и с характером затухания амплитудных кривых. Интерпретация же отраженных волн от раздела М, естественно, "отодвинула" начало регистрации в первых вступлениях волны P^M до 95–100 км по сравнению с ранее принятым (Вейцман, 1964; Тулина и др., 1972) удалением до 70–75 км в районе материкового склона и до 50 км (20–25 км) в области океанического плато. Это в свою очередь привело к более глубокому положению раздела М на описываемом варианте разреза.

Возможно, что взятые за основу выполненной обработки последующих вступлений приемы аппроксимации волновых полей условными

годографами, которые свойственны полям с выдержанными характеристиками (регулярные поля с небольшим числом волн, хорошо разрешенных по времени регистрации и соответствующих средам с четкой расслоенностью), привели к некоторому сглаживанию локальных неоднородностей разреза земной коры и, в частности, отразились на форме и рельефе границ раздела. Действительно, если обратиться к соотношению условных годографов отраженных волн на профиле VI и отдельных осей синфазности, по которым они построены, то видно, что связанные с ними границы не являются регулярными (гладкими), а представлены разобщенными отражающими площадками. Последние образуют переходную зону определенной мощности, в пределах которой граница, отвечающая условному годографу, контролирует морфологию некоторого условного раздела. На профиле VI один из таких разделов может быть охарактеризован границей с $V_p = 8,1$ км/с, которая принята за подошву земной коры (см. рис. 35). На этом примере достаточно уверенно оцениваются возможности ошибки в морфологии и структуре границы, вытекающие из аппроксимации "штриховой" структуры конкретной группы отраженных волн условным годографом. Последнее обстоятельство, как следует из рис. 7, не приводит к грубым искажениям сейсмической модели границы (скоростных параметров, рельефа и т.п.) и, очевидно, дает удовлетворительное приближение к истинному положению ее в разрезе. Достоверность выполняемых построений значительно возрастает при использовании отраженных и преломленных волн, связанных с одной и той же границей.

Если теперь вернуться к данным малодетальных наблюдений профиля 7-0, то, очевидно, не исключается возможность подобной отмеченной на профиле VI границы отраженных от поверхности М волн. Однако здесь ее детальное освещение невозможно из-за отсутствия необходимых данных. Использование же условного годографа отраженных волн и соответствующей ему преломленной, регистрируемой в первых вступлениях волны при построении сейсмической границы дает возможность не только изучить ее морфологию, скоростные параметры (границные скорости), но и получить сведения о скоростных характеристиках среды, залегающей над границей. С этой точки зрения описываемый вариант разреза представляется более полным, нежели ранее предложенные. Кроме того, совместное использование отраженных и преломленных волн значительно сокращает число адекватных моделей земной коры, которые удовлетворяют кинематическим параметрам годографов первых вступлений (Галкин, 1972).

Следовательно, несмотря на некоторую схематизацию разреза в описываемом варианте по сравнению с предложенным Ю.В. Тулиной с соавторами (1972) для этого геотраверса, он представляется более достоверным, поскольку основывается на значительно большем количестве использованной информации.

Весьма важным моментом при оценке достоверности построения сейсмических разрезов является, как известно, формальная точность построений (Косминская, 1968). При этом значительную роль играют ошибки наблюдений, характеризующие первичный материал по вели-

чине разброса параметров волнового поля и сказывающиеся на точности интерпретации. Принято считать (Косминская, 1968; Бессонова и др., 1973), что точность экспериментальных данных определяется точностью отсчета времени вступлений конкретной группы волн и составляет в нашем случае в среднем $\pm 0,2$ с. Такая точность исходного материала является порогом, выше которого сходимость теоретического и экспериментального волновых полей при обсчете различных моделей земной коры прямыми задачами будет мало обоснованной.

Таким образом, при оценке формальной точности наших построений следует исходить из точности первичных данных, равных $\sigma = \pm 0,2$ с, и критерия сходимости теоретических расчетов с исходными годографами интерпретируемых волн соответственно не хуже $\Delta t = \pm 0,2$ с. Такие ограничения на разброс параметров волнового поля соответствуют реальной точности наблюдений в ГСЗ и характеризуют предельную точность построений. Она составляет по глубине границы М 1,5–2 км; скорости в слоях вычислены с точностью $\pm 0,1$ – $0,2$ км/с; скорости на кровле слоя определены с ошибкой не более $\pm 0,2$ км/с. Возможные градиенты в земной коре и верхней мантии не превышают $0,005$ – $0,015$ с⁻¹.

И.П. Косминская (1968) на базе большого экспериментального материала ГСЗ обосновала слоисто-блоковую модель земной коры, отдельные элементы которой (слои пониженной скорости, переходные градиентные слои и т.п.) могут быть изучены при соответствующей детальности наблюдений. Выявленные в этом случае квазиоднородные блоки, отличающиеся особенностями геологического строения и развития, как правило, ограничены глубинными разломами. Последние в большинстве случаев выделяются по совокупности многих критериев, основными из которых являются следующие (Соллогуб, 1969): нарушение корреляции волн, связанных с основными границами раздела земной коры; присутствие дифрагированных волн; регистрация нерегулярных волн с большими или малыми кажущимися скоростями, характеризующими крутопадающие площадки и другие признаки (аномальное затухание амплитуд, резкие изменения кажущихся скоростей и т.д.).

Однако уверенная регистрация указанных осложнений волновых полей возможна только при высокой детальности наблюдений, что на практике не всегда осуществимо.

При выделении в том или ином районе предполагаемых разломных зон по материалам ГСЗ во внимание обычно принимаются (Косминская, 1968; Соллогуб, 1969; и др.) следующие критерии: резкое изменение мощности отдельных слоев и их числа в пределах отдельных участков разреза земной коры; смена упругих свойств сейсмических границ или их природы, а также величин средних скоростей.

В процессе интерпретации представляемых материалов ГСЗ для выделения зон нарушений использовались обе группы критериев, которые затем проверялись при обсчете окончательного варианта сейсмических моделей решением прямых задач. В результате этих определений на сейсмических разрезах зафиксирован ряд тектонических зон, которые во многих случаях совпадали с нарушениями, закартированными геологическими методами или же выраженными в гравитационном и магнитном полях. По глубине заложения выделенные разломы могут быть подразделены на сквозькоровые (мантийные) и коровые.

Сейсмическая модель

Первичные представления о распределении скоростей в земной коре были получены путем использования стандартных способов интерпретации годографов преломленных и отраженных волн. Построенный таким образом предварительный скоростной разрез (колонка) послужил основой для следующего этапа интерпретации — уточнения сейсмической модели направленным перебором решений прямых задач. При выборе вариантов моделей руководствовались установленными особенностями волнового поля, которые определенно свидетельствовали о неоднородно-слоистой среде и о наличии в земной коре слоя с отрицательным градиентом скорости.

Расчет задач и уточнение положения границ произведены по программе А.В. Белоносовой и А.С. Алексева (1967) в классе двумерных сред с произвольным изменением скорости. Наилучшее совпадение экспериментальных и теоретических годографов получено для модели 37 (рис. 24; см. также рис. 14), которая выгодно отличается от других еще и тем, что дает удовлетворительное объяснение наличию "зоны тени" для рефрагированных волн в земной коре и положению точки для преломленной на границе М волны на расстоянии 84 км от ПВ. Определенное по экспериментальному материалу положение начальной точки волны P_0^M практически однозначно объясняет отрицательный градиент скорости на глубине 20–30 км, а также ее скачок на границе М, равный 1,1 км/с (7–8,1 км/с).

Принятая модель является опорной и отвечает "нормальному" разрезу земной коры Центральной Камчатки. При построении сейсмического разреза по профилю II и установлении законов изменения скоростей в различных его блоках в модель 37 вводились локальные изменения, которые соответствовали аномалиям волнового поля, вызванным специфическими особенностями строения земной коры различных геологических объектов, в частности Ключевской группы вулканов (рис. 25). Разрез по этому профилю был аппроксимирован сложной двумерной средой, состоящей из пяти блоков со свойственными скоростными моделями, разделенных вертикальными контактами.

Нельзя не отметить схематичность представленных моделей. Однако по имеющимся данным можно сделать вывод о том, что сейсмические разделы представлены здесь набором границ первого и второго рода.

Качественный анализ наблюдаемого непосредственно в районе Ключевских групп вулканов волнового поля показывает, что оно никак не может быть объяснено в рамках модели земной коры, построенной по параметрическому профилю.

Отмеченные ранее особенности сейсмических волн, прошедших глубинные слои под вулканом Безымянный, в том числе их аномальное затухание, могут быть объяснены либо резкими изменениями конфигураций границ раздела (типа флексур), либо наличием в земной коре аномальной неоднородности с пониженными вязко-упругими параметрами.

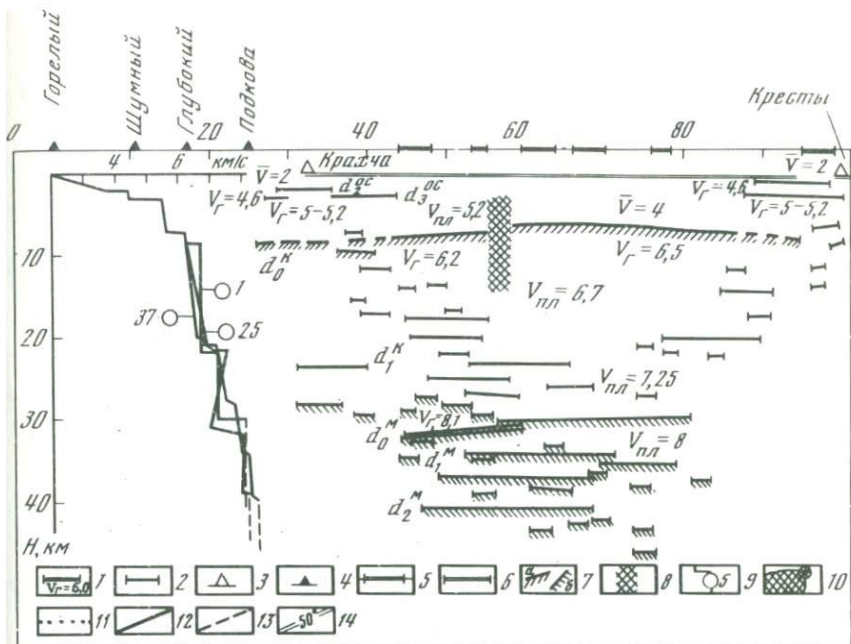


Рис. 24. Сейсмический разрез земной коры по профилю I

Условные обозначения к разрезам на рис. 24, 25, 27, 33: 1 — преломляющие границы; 2 — отражающие границы; 3 — стационарные пункты возбуждения; 4 — передвижные пункты возбуждения; 5 — местоположение сейсмических станций; 6 — участки непрерывного профилирования; 7 — границы коры: а) кровля "гранитно-метаморфического" слоя, б) переход от коры к верхней мантии; 8 — зона тектонического нарушения; 9 — график распределения скоростей (цифры в кружках — номера скоростных разрезов после обработки данных на ЭВМ); 10 — зона пониженных скоростей; 11 — условные сейсмические границы; 12 — лучи волн в "нормальных" условиях; 13 — лучи волн, прошедших через зону пониженной скорости; 14 — изотермы

Первое предположение неприемлемо с кинематических позиций. Прочет серии прямых задач при различных положениях флексурных перегибов на сейсмических границах не дал удовлетворительного совпадения теоретических и наблюдаемых годографов. Особенно большое расхождение наблюдается для нагоняющих систем.

При наличии локальной неоднородности под вулканом Безымянный, по-видимому, нельзя рассматривать только проходящие через нее волны. Существенную роль здесь будут играть явления огибания сейсмической волной низкоскоростного включения. При этом, очевидно, проходящие волны также могут существовать, но они придут значительно позже дифрагированных и окажутся сильно ослабленными (рис. 26).

Физическую модель магматического очага можно представить в виде однородной, сильно поглощающей низкоскоростной среды (Балеста, 1969). С целью выяснения ее влияния на временные характеристики наблюдаемых волн сейсмический разрез, построенный предварительно

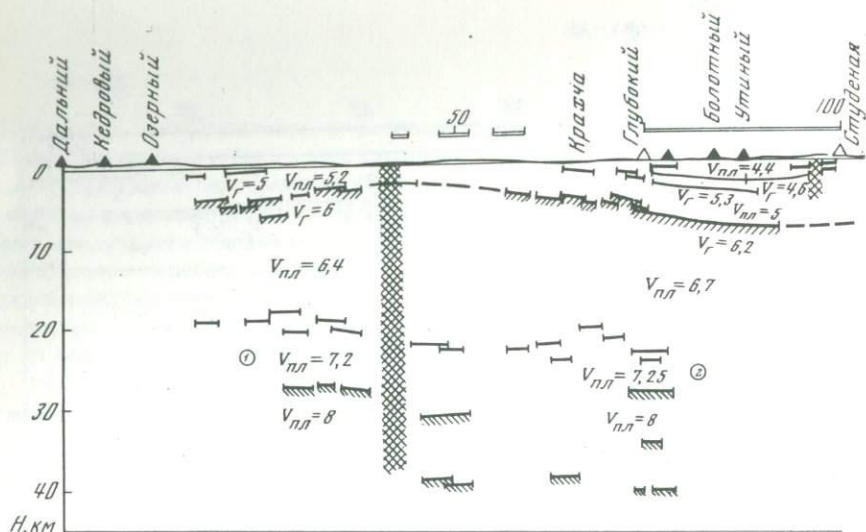


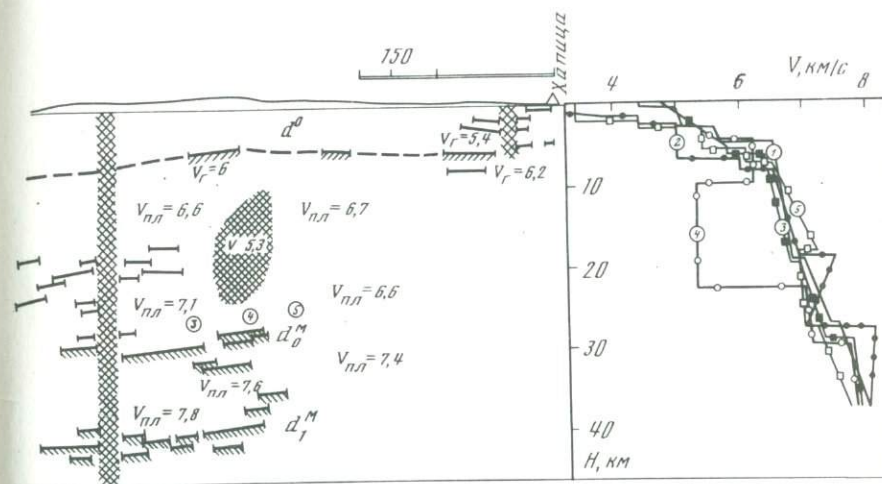
Рис. 25. Сейсмический разрез земной коры по профилю II

Условные обозначения см. на рис. 24. Цифры на графиках скоростей означают номера блоков, к которым они относятся

интегральными методами, пересчитывался на ЭВМ по программе для двумерных неоднородно-слоистых сред (Белоносова и др., 1967). Зона пониженных скоростей задавалась в виде прямоугольника на глубинах 10–20 км (рис. 27). Скорости в зоне изменялись от 3,5 до 6 км/с. Совпадение теоретических и экспериментальных годографов достигнуто только для двух встречных ПВ Крахча и Хапица при средней скорости в зоне аномалии 5,3 км/с. Для годографов из ПВ Студеная отмечено расхождение во временах прихода волн на 0,7–1 с, причем наблюденный годограф имеет значительно меньшие скорости как для волны $P_{1\text{отр}}^K$, так и $P_{\text{отр}}^M$. Такое несоответствие говорит о том, что волны, регистрируемые из этого ПВ, имеют другую природу, нежели из ПВ Крахча и Хапица, которые, как уже показано, могут быть отнесены к проходящим.

В соответствии с данными, приведенными в работах Е.М. Аверко, С.Т. Балесты (1970) и С.Т. Балесты (1969), можно полагать, что среди волн из ПВ Студеная на сейсмограммах фиксируются как отраженно-дифрагированные волны на неоднородности с пониженными вязко-упругими параметрами, так и проходящие через нее. По запаздыванию прихода отраженно-дифрагированной волны по сравнению с "нормальной" 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; Δt — разность времен прихода отраженной и отраженно-дифрагированной волн; R и R_0 — расстояния между центром аномальной зоны и пунктами взрыва и приема соответственно.

Расчеты радиуса аномальной зоны по запаздыванию огибающей ее волны ($\Delta t = 0,7\text{--}1$ с) 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 свидетельствует о наличии переходной зоны между неоднородностью и вмещающей ее средой.

Для определения местоположения зоны была решена серия прямых задач по формулам для отраженно-дифрагированной волны, в которые вводился дополнительный путь за счет "огибания" неоднородностей. 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 аномалии до точки отражения (на границе K_1 или M_0); x — расстояние от центра аномалии до точки приема.

Таким образом, под вулканом Безымянный на глубине от 10 до 20 км фиксируется аномальная зона с пониженными вязко-упругими свойствами, которая подтверждается всем наблюденным волновым полем, расчетами прямых задач и исследованиями на моделях.

Для "просвечивания" вулканической группы был задан непродольный профиль, который обрабатывался из одного ПВ Хапица. Эксперименталь-

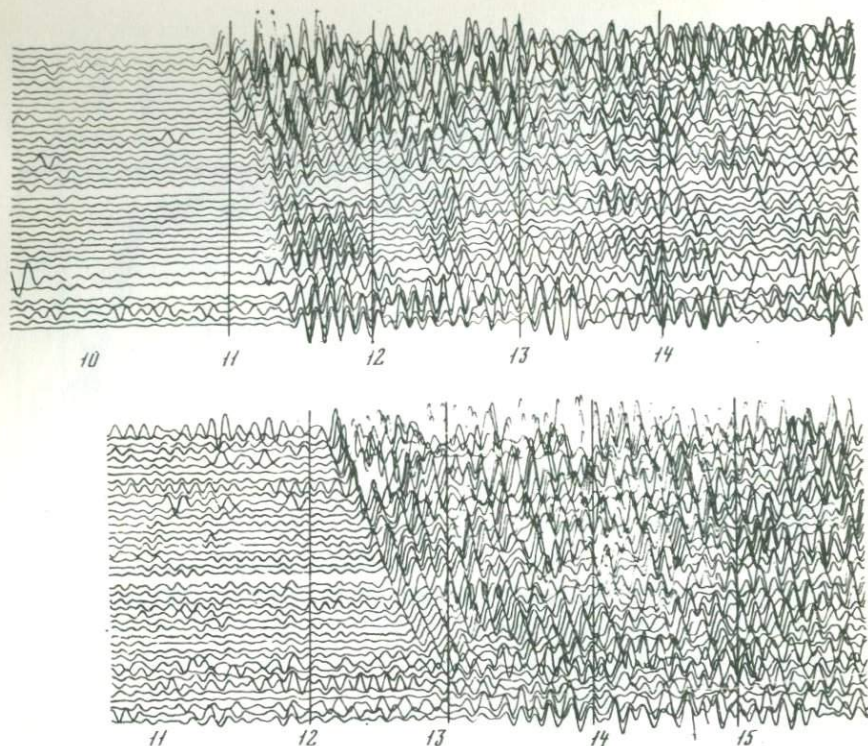


Рис. 26. Сейсмограммы, зарегистрированные на профиле II из ПВ Студеная и иллюстрирующие anomальное уменьшение V^* волны P_1^K отр.

ный материал по нему представлен на рис. 28 (см. вкл.). Здесь можно уверенно выделить три группы волн, которые являются отраженными от границ в зоне перехода от коры к мантии. Непродольные годографы волн P_0^M и P_1^M и их динамические характеристики построены на плоскости (t, α) (рис. 29), где α — угол между профилем II и направлением на соответствующий пункт приема. При анализе волнового поля предпочтение было отдано динамическим характеристикам, так как в данном случае они являются единственным критерием, характеризующим условия прохождения сейсмических волн через вулкан. Изменение же времен прихода волн может быть отнесено за счет изменения мощности земной коры, скоростей и т.д.

На рис. 29 уверенно выделяются две зоны, резко отличающиеся 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 профиля II (см. рис. 27), на котором установлена зона пониженных скоростей. Положение ее в пространстве можно определить по затуханию амплитуд волн

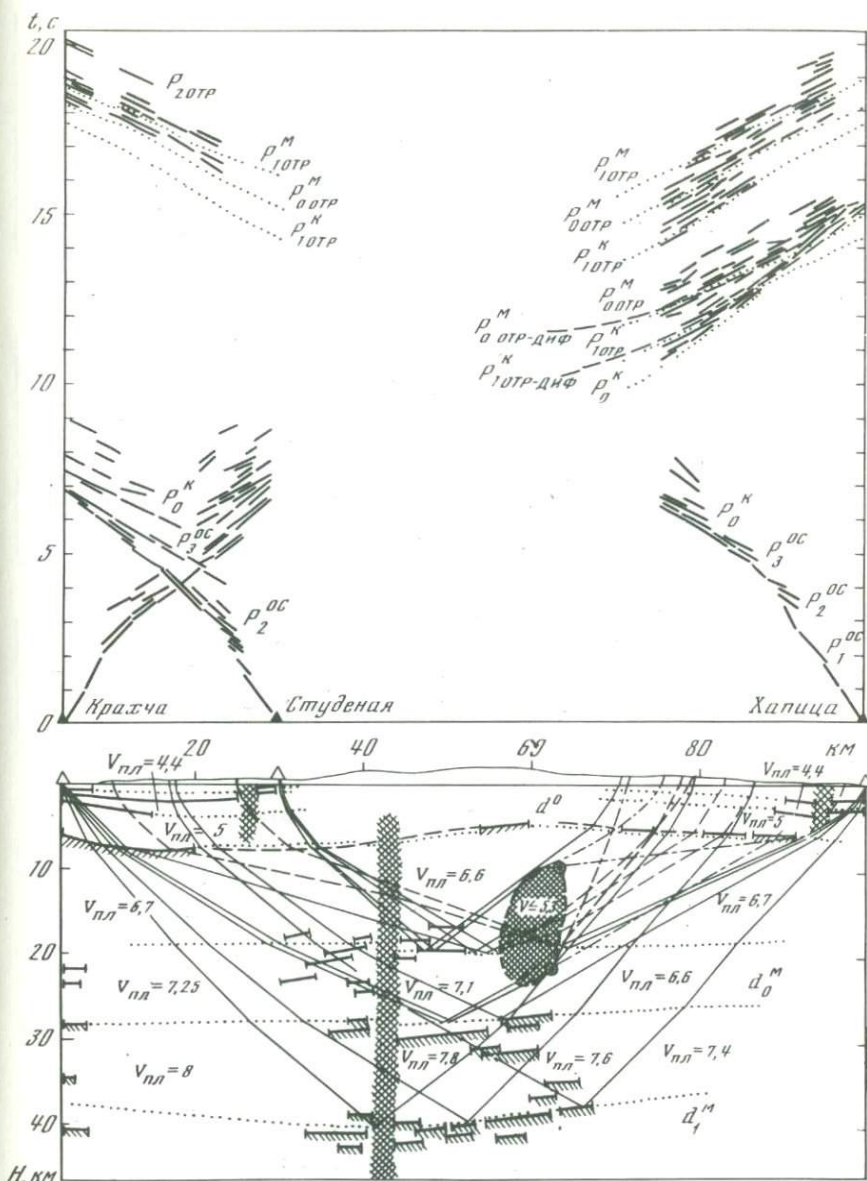


Рис. 27. Моделирование зоны пониженной скорости под вулканом Бездыанный
 Условные обозначения см. на рис. 24. $P_{к-М}^{отр-диф}$ — отраженно-дифрагированные
 волны от границ в консолидированной коре и верхней мантии
 Индексацию волн см. на рис. 4

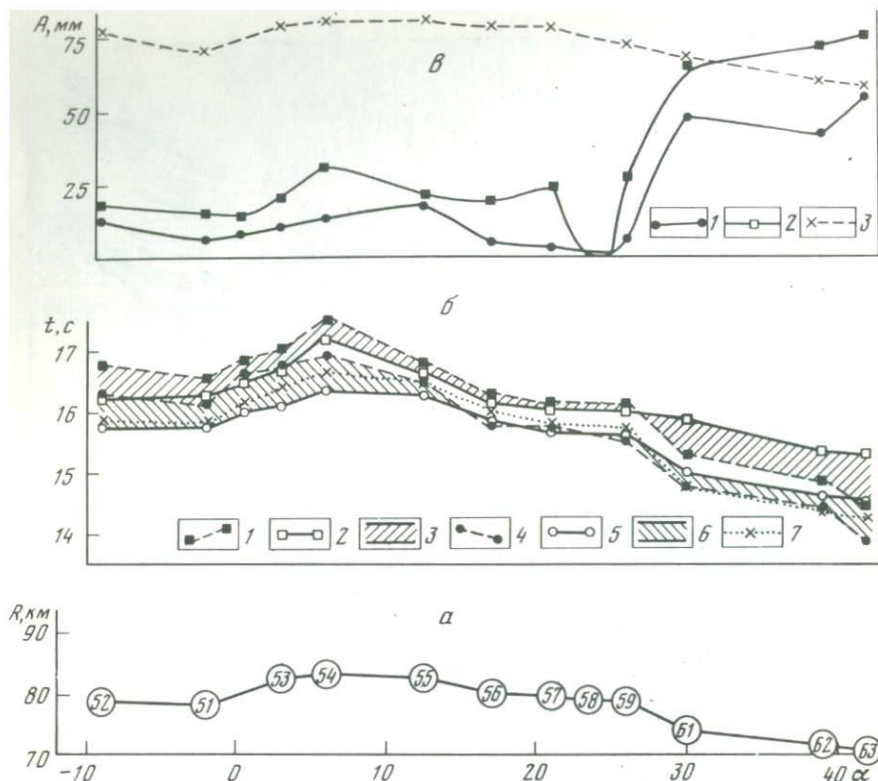


Рис. 29. Графики кинематических и динамических характеристик волн P_0^M и P_1^M

а — график, характеризующий положение сейсмической установки: R — расстояние до пункта взрыва Халица; α — угол между профилем II и направлением на пункт взрыва; A — амплитуда в мм. Цифры в кружках — номера сейсмограмм с рис. 28. Горизонтальная ось для *а*, *б*, *в* фиксирует значение угла отклонения от профиля II

б — кинематические характеристики волн $P_{0\text{отр}}^M$ и $P_{1\text{отр}}^M$: 1 — непродольный годограф волн $P_{1\text{отр}}^M$; 2 — годограф волн $P_{1\text{отр}}^M$ по профилю I, приведенный к удалениям непродольного профиля III; 3 — расхождение времен для волн $P_{1\text{отр}}^M$ по профилю I и непродольному профилю III на одних и тех же удалениях от ПВ; 4 — непродольный годограф волн $P_{0\text{отр}}^M$ по непродольному профилю III; 5 — годограф волн $P_{0\text{отр}}^M$ на профиле I, приведенный к удалениям непродольного профиля III; 6 — расхождение времен волн $P_{0\text{отр}}^M$ на профиле I и непродольном профиле III; 7 — непродольный теоретический годограф волн $P_{0\text{отр}}^M$ для сейсмической модели параметрического профиля I

в — экспериментальные амплитуды волн на непродольном профиле III: 1 — для волн $P_{0\text{отр}}^M$; 2 — для волн $P_{1\text{отр}}^M$; 3 — теоретические амплитуды волн $P_{0\text{отр}}^M$ на непродольном профиле III для сейсмической модели параметрического профиля I

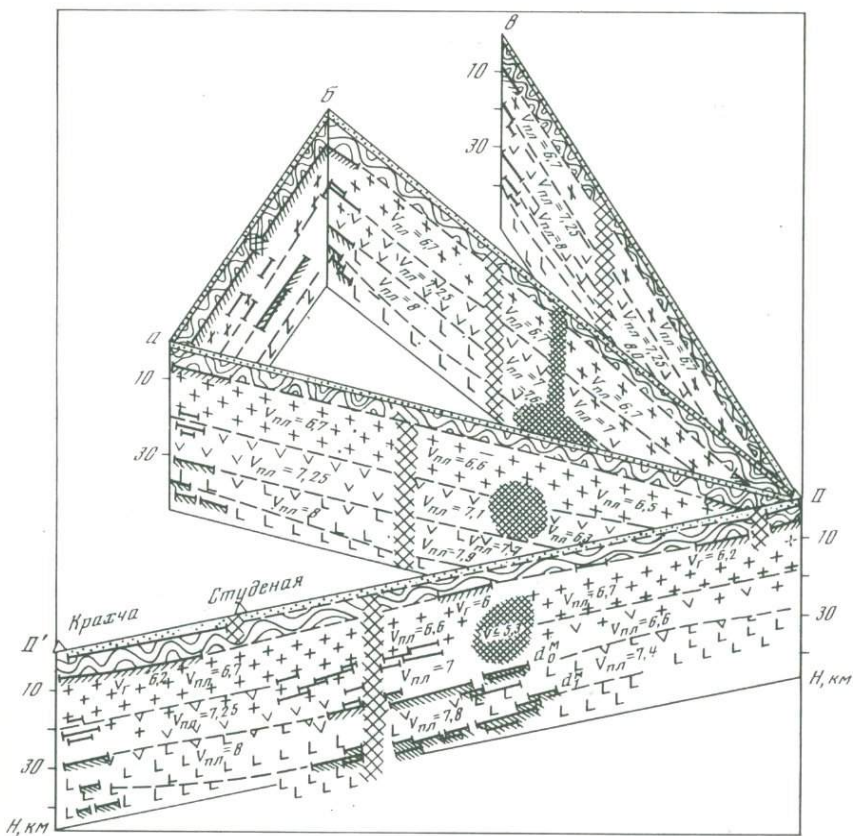


Рис. 30. Верх сейсмогеологических разрезов по профилям и условным рассечкам
Условные обозначения см. на рис. 38

P_0^M и P_1^M , которые при $\alpha = 21-23^\circ$ исчезают. Естественно предположить, что здесь аномальная зона пересекает все границы.

При анализе амплитудных графиков и коэффициентов затухания для углов $\alpha > 25^\circ$ становится очевидным, что в этом секторе (севернее Ключевского вулкана) наблюдаемое волновое поле совпадает с таковым на параметрическом профиле. Для этого района установлено такое же распределение скоростей, как на модели 37 (см. рис. 24).

Сформулированные выше положения явились основой для решения двумерных прямых задач по условным линиям, которые рассекают Ключевскую группу вулканов в различных направлениях (рис. 30). В результате выяснилось, что аномальная зона с пониженными скоростями, выделяемая под вулканом Безымянным на глубине 10–20 км, с некоторыми изменениями сейсмических параметров продолжается с погружением под вулканами Камень и Ключевская Сопка и уходит в верхнюю мантию, где соединяется с еще более интенсивной по затуханию

сейсмических волн аномальной зоной непосредственно под последним. Эта зона обуславливает почти полное экранирование волн $P_{\text{отр}}^M$ и $P_{\text{отр}}^M$ в районе отмеченного сектора ($\alpha = 21-23^\circ$).

Плотностная модель

Общей чертой гравитационного поля в редукции Буге, распределение которого показано на рис. 3, является увеличение его интенсивности по мере перехода от п-ова Камчатка к Тихому океану. На общем фоне увеличения значений силы тяжести выделяется ряд аномальных зон, которые отвечают определенным геоструктурным элементам.

При количественной интерпретации гравитационных аномалий рассчитаны и построены плотностные модели земной коры. При этом плотности пород были вычислены на основании экспериментально установленных соотношений между скоростью и плотностью пород (Павлов, 1976; рис. 31).

Аномальное гравитационное поле вдоль сейсмического профиля II характеризуется наличием ряда сложных минимумов и максимумов. С запада на восток выделяются три минимума, соответствующие Хапической впадине, Паланскому и Центрально-Камчатскому синклиниориям, и три смежных с ними максимумов, приуроченных к хр. Кумроч, Срединному и Восточно-Камчатскому антиклиниориям (рис. 32, см. вкл.).

Известно, что для сравнения между собой теоретических аномальных эффектов по разным профилям, а также с измеренным полем силы тяжести вычисления проводятся для всех плотностных моделей от единого уровня, который затем приводится к уровню наблюдаемого поля (Аргентов, Портнягина, 1975). При этом за нулевой принимается уровень, который создается однородным полупространством, ограниченным дневной поверхностью и имеющим плотность подкороваго слоя.

В соответствии с принятой методикой решения прямой гравиметрической задачи каждый сейсмический разрез был аппроксимирован набором гравитирующих тел переменной плотности, границы которых совпадают по вертикали с сейсмическими разделами, а по горизонтали — с зонами разломов. В тех случаях, когда на отдельных участках отсутствовали сейсмические данные о морфологии границ, они определялись путем подбора в процессе счёта.

Избыточная (недостаточная) плотность определялась по формуле $\Delta\sigma = \sigma_n - \sigma_{n+1}$, где σ_n и σ_{n+1} — плотность n -го и $n+1$ -го слоя земной коры соответственно.

Расчеты суммарных аномальных эффектов — $\Delta g_{\text{теор}}$ производились по формуле

$$\Delta g_{\text{теор}} = \sum_i^n \Delta g'_i - \left(\sum_i^n \Delta g'_i \right)_{\text{ср}} + \Delta g''_i,$$

где $\Delta g'_i$ — гравитационный эффект отдельного (гравитирующего) тела;

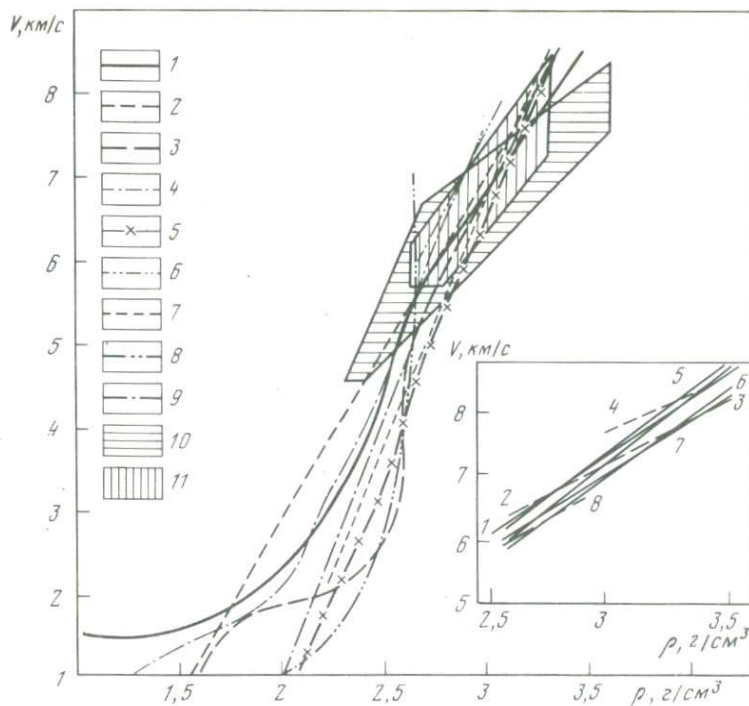


Рис. 31. Эмпирическая зависимость скорости продольных волн от плотности (Павлов, 1976)

1–10 — при давлении до 4 кбар; 11 — при давлении 4–5 кбар. На врезке: то же, при различных давлениях свыше 5 кбар

$$\left(\sum_i^n \Delta g' \right)_{\text{ср}} = \frac{\sum_i^{n'} \Delta g}{n}$$
 — среднее значение суммарного теоретического гравитационного эффекта по профилям; $\Delta g''$ — среднее значение наблюдаемого гравитационного поля. Оно вводится для того, чтобы привести вычисленные значения аномальной силы тяжести к наблюдаемым.

В соответствии с сейсмическими данными о скоростях распространения волн по профилю II в пределах каждого из трех верхних осадочных слоев земной коры плотность была принята неизменной в горизонтальном направлении. В остальных она задана переменной вдоль разреза. Для подбора наилучшей сходимости расчетной и экспериментальной гравитационных кривых было просчитано значительное число вариантов распределения плотностей при условии, что положение сейсмических границ может изменяться в пределах ошибок выполненных построений.

При варианте, принятом за окончательный на этом этапе расчетов, теоретическая кривая совпадает с наблюдаемой на всем протяжении профиля,

за исключением его центральной части, приуроченной к Козыревской впадине и Ключевской группе вулканов. Здесь при вычитании из наблюдаемой кривой Δg гравитационного влияния коры образуется значительная положительная остаточная аномалия. Для уточнения модели земной коры в районе этой остаточной аномалии были просчитаны варианты, при которых в допустимых пределах изменялись плотности пород в названных гравитирующих телах. В результате установлено, что наилучшим образом наблюдаемому аномальному гравитационному полю соответствует модель, приведенная на рис. 32. По этой модели в центральной части профиля (пикеты 68–136 км) во всей толще коры, кроме ее самых верхних (осадочных) слоев, располагается блок пород, более плотных по сравнению с вмещающими на $0,09\text{--}0,1 \text{ г/см}^3$. Характерно, что центральная, наиболее мощная, часть этого блока приурочена к крупному разлому, который фиксируется на поверхности по геологическим данным, а по данным ГСЗ прослеживается через всю земную кору. По-видимому, повышенная плотность земной коры обусловлена наличием здесь интрузий основных и ультраосновных пород, внедрившихся по этому разлому.

При использовании обобщенной зависимости скорость—плотность в пределах всего профиля следовало бы допустить, что в районе аномально уплотненной зоны скорости распространения сейсмических волн во всех слоях должны быть на $0,5 \text{ км/с}$ выше, чем определенные по данным ГСЗ. Однако эти зависимости для различных районов заметно различаются (Тузев и др., 1972). Поэтому вполне вероятно, что скорости, установленные по данным ГСЗ, соответствуют действительности, а реальное соотношение скорость—плотность должно существенно отличаться от обобщенного в пределах разных структурных зон Камчатки. В частности, одним и тем же скоростям в центральной части профиля, приуроченной к Козыревской впадине и Восточно-Камчатскому антиклинорию, соответствуют более высокие плотности пород, чем в пределах соседних структур — Срединного хребта и Восточно-Камчатского синклинория.

Сложность строения земной коры находит отражение и в значительной дифференцированности плотностей различных ее слоев как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Из рассмотрения полученной плотностной модели следует, что верхние осадочно-вулканогенные слои характеризуются плотностями $2\text{--}2,53 \text{ г/см}^3$. Подстилаются они гранито-метаморфическим слоем с плотностью $2,79\text{--}2,92 \text{ г/см}^3$, что несколько превышает плотности подобных слоев других, особенно платформенных районов ($2,6\text{--}2,75$, реже до $2,8 \text{ г/см}^3$). В то же время для большей части "базальтового" слоя характерны "нормальные" плотности ($2,86\text{--}2,92 \text{ г/см}^3$). Лишь в центральной части профиля они несколько повышены ($2,94\text{--}2,99 \text{ г/см}^3$), а под восточной частью Восточно-Камчатского антиклинория аномально понижены ($2,75 \text{ г/см}^3$). Располагающаяся ниже (на глубине около 30 км) граница отделяет от "базальтового" слоя породы с плотностями $3,01\text{--}3,14 \text{ г/см}^3$, которые близки к плотности подкорового вещества. Лишь под восточной частью Восточно-Камчатского антиклинория наблюдаются пониженные плотности — $2,97 \text{ г/см}^3$.

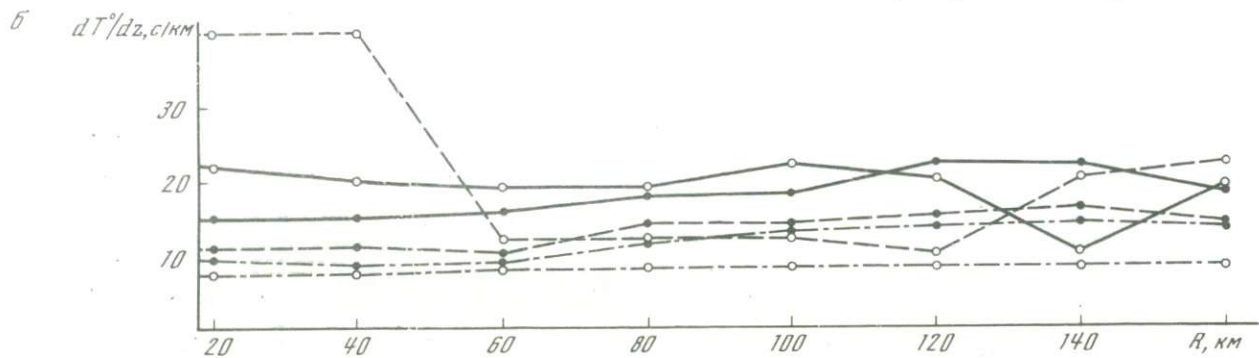
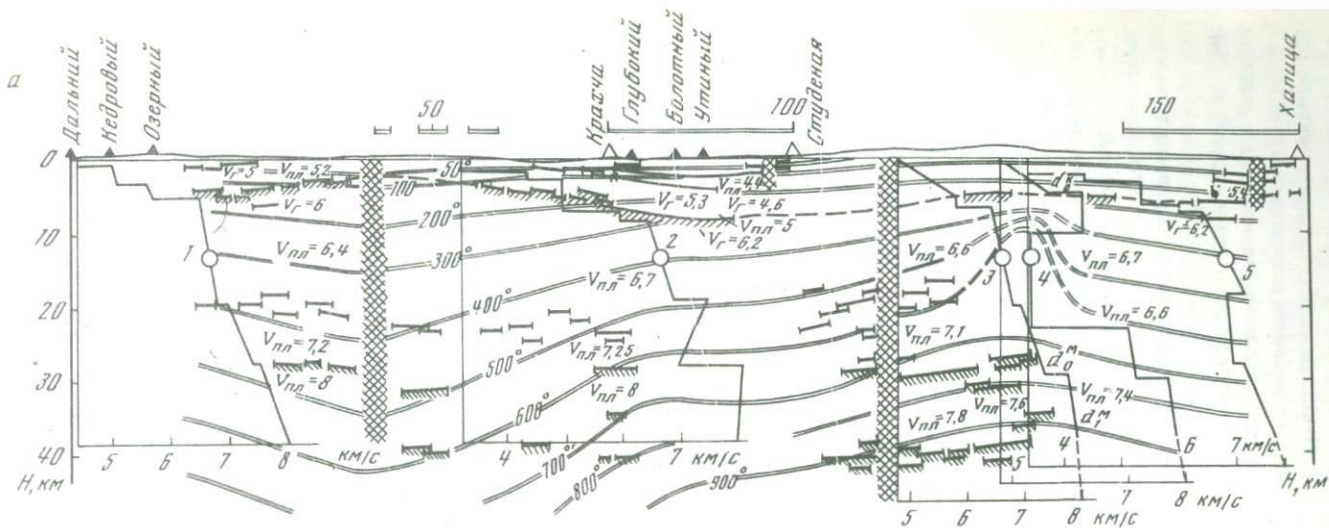
Температурная модель и распределение давлений в слоях по отдельным блокам профиля II рассчитывались при допущении постоянства теплового потока по геометрически правильной поверхности, ограничивающей отдельный блок, а также равномерности послойного распределения источников радиоактивного тепла и теплофизической однородности трех условно выделенных слоев — "осадочно-вулканогенного", "гранитного", и "базальтового".

Непосредственно в районе профиля определения теплового потока не проводились, поэтому при расчетах использовались его значения, приведенные в ряде работ (Поляк, 1966; Геотермическая карта . . . , 1972; Любимова и др., 1972; Соколова и др., 1972). Данные по теплопроводности горных пород заимствованы из работ У.И. Моисеенко и А.С. Соколовой (1967), Л.С. Соколовой и др. (1972). Для меловых и кайнозойских осадочных образований значения теплопроводности были получены экспериментальным путем. Они в основном находятся в пределах 4,8–6,3 при средних значениях $5,2 \text{ мкал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}$. Отдельные ее значения попадают в более широкий интервал — 3,4–9 $\text{мкал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}$. Теплопроводности пород "гранитного" и "базальтового" слоев находятся соответственно в интервалах значений 6,2–7,9 (среднее 7,2) и 5–8,2 (среднее 7) $\text{мкал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}$. Теплопроводность пород верхних горизонтов мантии на основании опытов с форстеритом при температурах, превышающих 700°C , и на основании предположения, что последний является основным компонентом ее вещества, принята равной 6–7 $\text{мкал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}$. Вполне удовлетворительные результаты дает определение теплопроводности по среднему атомному весу, плотности и характеристической температуре. Ее значения, рассчитанные с помощью зависимостей между скоростями упругих волн и характеристической температурой (Horai, Simmons, 1969, 1970; Horai, 1971; Anderson, 1967) по сейсмическим моделям профиля II, находятся для "гранитного" слоя в пределах 4,9–7,8, а для "базальтового" — 4,9–8,9 $\text{мкал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}$, тем самым демонстрируя хорошее согласие со значениями, полученными опытным путем. Учитывая все это, для дальнейших расчетов были приняты следующие пределы величин теплопроводности: для "осадочного" слоя — 4,8–6,3, для "гранитного" — 6,2–7,2, для "базальтового" — 5,8–7 $\text{мкал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}$.

Исследования распределения радиоактивных элементов в различных комплексах пород Восточной и Центральной Камчатки позволили обнаружить пониженную концентрацию в сравнении со средней по континентам (Леонова, Удальцов, 1969; Леонова и др., 1971; Пузанков, 1974).

С учетом средних содержаний радиоактивных элементов и генерации тепла в главных типах магматических, метаморфических, эффузивных и осадочных пород Камчатки выбраны следующие средние значения удельной интенсивности тепловыделения в "осадочном" слое — $7,1 \times 10^{-14}$, "гранитном" — $14,1 \times 10^{-14}$, "базальтовом" — $3,8 \times 10^{-14}$ $\text{кал/г} \cdot \text{сек}$.

На основе плотностной модели и средних значений удельной интенсивности тепловыделения рассчитывались ее значения для каждого слоя в отдельных блоках профиля.



- 1 —
- 2 - - -
- 3 - · - -
- 4 ○
- 5 □

При расчетах температур в земной коре использовалось уравнение Пуассона при условии одномерности для слоистой модели. Для всего профиля были рассчитаны 16 моделей распределения глубинных температур. Методика их расчета и расчета геотемпературных градиентов детально освещена в работе Г.И. Аносова и др. (1976). Распределение температур в земной коре и геотермические градиенты с их величинами для каждого слоя профиля II показаны на рис. 33. Кроме этого, проведена оценка геотермических градиентов непосредственно по сейсмическим и гравиметрическим данным, при которой использовалась суперпозиционная формула зависимости градиентов сейсмических скоростей от градиентов температур, давлений и петрографического состава горных пород. Методика расчетов и средние скоростные производные даны в той же работе. Для случая отрицательного градиента скорости геотермические градиенты рассчитывались из условия постоянства скорости и представляют поэтому нижний предел величины температурного градиента.

Сопоставление геотермических градиентов, рассчитанных прямым методом, т.е. по выбранному распределению теплового потока, и по сейсмическим данным, показывает удовлетворительное совпадение. Расхождение не превышает величины $0,25-0,3$ мкал/см² · с для большинства пунктов профиля.

По особенностям сейсмических моделей профиль II был разделен на ряд блоков (см. рис. 25), которые также существенно различаются по геологическим и геотермическим условиям. В этом отношении особенно резко выделяется восточная (аномальная) часть профиля (блоки 3, 4, 5). Наличие здесь в земной коре на глубинах 10–20 км сильно разогретого ($600 - 700^{\circ}\text{C}$) магматического тела существенно меняет характер поведения различных геолого-геофизических элементов, определяемых в амагматичной (нормальной) области профиля (блок 1 и западная часть блока 2).

Опираясь на общеизвестные экспериментальные данные о поведении реальных горных пород при высоких температурах и давлениях, можно говорить, что в пределах всей консолидированной земной коры западной (нормальной) части профиля (включая и переходную зону от коры к мантии) степень метаморфизма пород не может быть выше амфиболитовой фации (литостатическое давление здесь не превышает 10–12 кбар, а температуры – $500 - 600^{\circ}\text{C}$).



Рис. 33. Геотермические данные по профилю II

a – сейсмические модели и распределение температур. Условные обозначения 1–10 см. на рис. 24

b – распределение геотермических градиентов. 1, 2, 3 – графики термоградиентов, рассчитанные для "гранитного" слоя, "базальтового" слоя и верхней мантии соответственно; 4 – термоградиенты, рассчитанные по сейсмическим моделям; 5 – термоградиенты, рассчитанные прямым методом по данным измерений теплового потока

Вполне вероятно, что в основании коры этого участка залегают породы типа амфиболитов или амфиболовых габбро¹, которые вверх по разрезу постепенно (очевидно, через эпидотовые амфиболиты) сменяются породами зеленосланцевой фации метаморфизма. Ниже "зоны" М должны залежать обезвоженные образования типа габбро-норитов, плагиоклазсодержащих перидотитов или пироксен-плагиоклазовых гранулитов, так как в этой области температура превышает 600 — 650°С и наблюдается надкритическое состояние воды (Дортман, Магид, 1969). Сказанное хорошо согласуется с материалами по изучению ксенолитов в лавах Ключевских вулканов (Тимербаева, 1967) и уже отмечалось ранее (Утнасин и др., 1974).

При рассмотрении восточной части профиля II (блоки 3, 4, 5) обращает на себя внимание резкий подъем изотерм (температура около 600°С здесь отмечается уже на глубине примерно 20 км), что, несомненно, обусловлено притоком тепла из магматического очага. Непосредственно над ним эта температура отмечается на глубине всего 10 км, т.е. в непосредственной близости от кровли консолидированной коры. Здесь изотермы огибают очаг, а с удалением от него постепенно приближаются к своему нормальному положению.

Примечательным является тот факт, что в восточной половине блока 2, а также в блоках 3 и 4 сейсмические разделы находятся в полном согласии с изотермами, и "зона" Конрада фактически сливается с переходной зоной от коры к мантии. Это приводит к сплошной параллельно-слоистой структуре всей области в интервале глубин 20—40 км. Здесь же в "зоне" М наблюдаются аномально низкие скорости продольных сейсмических волн (7,4—7,8 км/с). Характерно, что в западной части блока 2 и в блоке 1 изотермы резко секут сейсмические границы, заметно понижаясь в зоне глубинного разлома, разделяющего структуры Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта. Все сказанное свидетельствует об определенной зависимости положения сейсмических разделов в восточной части профиля от температур, а следовательно, о их нестабильности (возможной подвижности).

Показательно, что вся область ниже 20 км в блоках 3 и 4 (т.е. непосредственно под вулканической группой) характеризуется температурами выше 600°С, определяющими надкритическое состояние воды. Не исключено, что здесь протекают весьма сложные процессы дегидратации амфиболитов и коровые по своей природе породы уплотняются (перекристаллизовываются, ороговикуются) и приобретают упругие свойства, близкие к мантийным (происходит так называемая мантиизация коры). Появление отрицательного градиента скорости в интервале глубин 20—30 км в блоке 2, а также некоторое общее снижение скорости в том же интервале в блоке 5, вероятно, отражают эффект обратного влияния температуры на скорость сейсмических волн. Большую роль в создании волновой картины, наблюдаемой в восточной части профиля, по-видимо-

¹ Такое положение хорошо согласуется с прямыми определяющими V_p в образцах амфиболитов Камчатки (Воларович и др., 1974), которая при $P = 10$ кбар и $T = 900^\circ\text{C}$ составила 7,92 км/с.

му, играют процессы насыщения нижней части земной коры многочисленными пластообразными интрузиями основного и ультраосновного состава, что приводит к повышению ее плотности, скоростей распространения в ней упругих колебаний и сейсмической расслоенности. Предполагаемый процесс напоминает то, что В.В. Белоусов (1968) вкладывает в понятие "базификация". Он свидетельствует об активном преобразовании континентальной коры снизу и превращении какой-то ее части в так называемую вторичную мантию.

Все описанные процессы сильно затухают в западной части профиля. Здесь в сейсмической структуре земной коры, по-видимому, большую роль играют ее первичные неоднородности, обусловленные уплотнением вещества с глубиной в обстановке нормальных температур, а также заметным изменением его химического состава, в частности некоторым нарастанием основности пород с глубиной.

Описанная вещественно-геологическая картина подтверждается удовлетворительным совпадением геотермических градиентов, рассчитанных различными способами — прямым методом и по сейсмическим данным. Большие отклонения различных кривых одна от другой в восточной части профиля легко объяснимы наличием сильно разогретых магматических масс. Резкое несовпадение кривых термических градиентов для "базальтового" слоя западной части профиля (блок 1) можно удовлетворительно объяснить, предположив его существенно более однородный и кислый (менее теплопроводный) состав пород.

Таким образом, в пределах рассмотренного профиля наблюдается сложное сочетание различных геоструктурных обстановок, характеризующихся различными глубинными термодинамическими условиями и существенно разными процессами преобразования вещества и структуры земной коры.

МОДЕЛИ КОРЫ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Сейсмические модели блоков

На основе интерпретации сейсмического материала в пределах Южной Камчатки и прилегающей части Тихого океана выделено несколько квазиоднородных в сейсмическом отношении блоков, разделенных зонами глубинных разломов и заметно различающихся как параметрами соответствующих им волн (табл. 2), так и характером глубинной структуры. Ниже приводится краткая характеристика главных разломных зон.

Разломные зоны 1 и 1а, зафиксированные на профилях IV и V, определяют местоположение разлома (1), который разграничивает блоки земной коры, соответствующие на дневной поверхности Ганальскому выступу метаморфических пород и Начикинской зоне поперечных дислокаций. В верхней части разреза его существование подтверждается аномальным характером записи волн P_0^K и P_3^{OC} , которые относятся, по принятой классификации, к критериям первого типа. По разделу М из-за малой детальности наблюдений подобные явления не зафиксированы. При трассировании

Сейсмические модели земной коры

Слой	Срединно-Камчатский блок					
	Зона Ганальского выступа					
	H кровли слоя, км	H подошвы слоя, км	Мощность слоя, км	V_p , км/с	σ , г/см ³	
Рыхлые осадки						
Уплотненные осадки						
Осадочно-вулканогенный слой	0	1-4	1-4	4,4	2,30	
Консолидированная кора	а	0-4	3-8	2-5	5,7	2,75
	б	3-8	20-22	12-19	5,9	2,78
	в	20-22	26-28	6	6,8	2,97
	г					
д						
	Кровля гранитно-метаморфического слоя		0-4 км $V = 5,7$ км/с			
	Подошва земной коры (М)		26-28 км $V = 8$ км/с			

Примечание. Глубины даны от поверхности моря.

Слой	Восточно-Камчатский блок					
	Зона Восточно-Камчатского антиклинория					
	H кровли слоя, км	H подошвы слоя, км	Мощность слоя, км	V_p , км/с	σ , г/см ³	
Рыхлые осадки	0-1,5	1,5-2,5	0,6-1,5	2,8	2,26	
Уплотненные осадки						
Осадочно-вулканогенный слой	1,5-2,5	3-6	3-4	5,5	2,78	
Консолидированная кора	а	3-6	10-14	4,5-8	6,1	2,88
	б	10-21	20,5-34	11-15	7,1	3,05
	в	20,5-34	29-37	3-8,4	7,9	3,15
	г	29-37	41,5-47	4-15,5	7,5	3,05
д						
	Кровля гранитно-метаморфического слоя		3-6 км $V = 6,1$ км/с			
	Подошва земной коры (М)		41,5-47 км $V = 8$ км/с			

Срединно-Камчатский блок

Начикинская зона поперечных дислокаций				
H кровли слоя, км	H подошвы слоя, км	Мощность слоя, км	V_p , км/с	σ , г/см ³
0	0-2	0-2	4,4	2,30
0-2	4-8,5	2-6	5,7	2,70
4-8,5	16,5-22	8-17	6,0	2,80
16,5-22	22-28	5,8-6,2	6,8	2,97
22-28	34,5-42	7,5-19,5	7,5	3,05
	Кровля гранитно-метаморфического слоя		0-2 км $V = 5,7$ км/с	
	Подошва земной коры (М)		34,5-42 км $V = 8,1$ км/с	

Восточно-Камчатский блок

Зона Восточных полуостровов				
H кровли слоя, км	H подошвы слоя, км	Мощность слоя, км	V_p , км/с	σ , г/см ³
1-2,2	2,6-4	0,5-3	2,8	2,18
2,6-4	7-8,5	3,6-5,6	5,5	2,78
7-8,5	12-14	4,8-6,2	6,4	2,91
12-14	14-22	0-9,5	6,8	2,99
14-22	27,5-34	12,3-15	7,1	3,05
27,5-34	34,5-37,5	3-7	7,9	3,15
34,5-37,5	41,5-46,0	4-11,5	7,5	3,05
	Кровля гранитно-метаморфического слоя		7-8,5 км $V = 6,4$ км/с	
	Подошва земной коры (М)		41,5-46 км $V = 8,1$ км/с	

Таблица 2 (продолжение)

Слой	Блок материкового склона					
	H кровли слоя, км	H подошвы слоя, км	Мощность слоя, км	V_p , км/с	σ , г/см ³	
Рыхлые осадки	1,2–4	2,8–5,5	0,5–3,8	3,3	2,32	
Уплотненные осадки	2,8–5,5	9,5–14	6–8,8	3,9	2,46	
Осадочно-вулканогенный слой						
Консолидированная кора	а	9,5–14	17–25	7,2–11,5	5,9	2,84
	б	17–25	22–28,5	3,5–6,0	7–7,2	3,01–3,04
	в	22–28,5	32–43	3,5–21	7,4	3,07
	г					
д						
	Кровля гранитно-метаморфического слоя		9,5–14 км $V = 5,9$ км/с			
	Подошва земной коры (М)		32–43 км $V = 8,2$ км/с			

Слой	Блок Курило-Камчатского желоба				
	H кровли слоя, км	H подошвы слоя, км	Мощность слоя, км	V_p , км/с	σ , г/см ³
	локально 4–5	5–6	0–2	3,3	2,32
	5–7,8	7–15,6	0,8–9	3,9–4,5	2,46–2,61
	7–15,6	16,2–22,2	6–9,5	5,9	2,86
	16,2–22,2	23,0–35,5	7–13	7,4	3,07
	Кровля гранитно-метаморфического слоя		7–15,6 км $V = 5,9$ км/с		
	Подошва земной коры (М)		23–35,5 км $V = 8,2$ км/с		

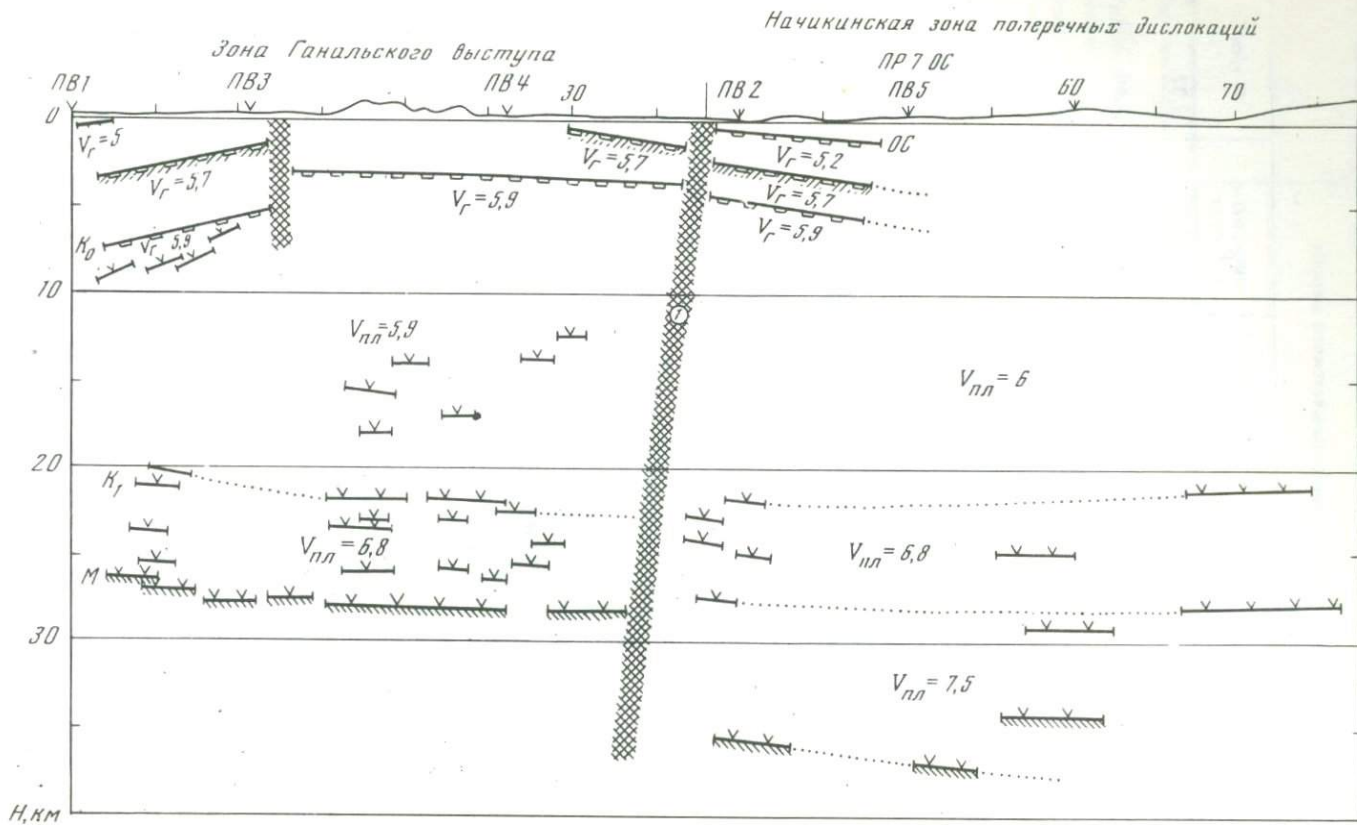
Таблица 2 (окончание).

Слой	Окраинный океанический вал Зенкевича					
	H кровли слоя, км	H подошвы слоя, км	Мощность слоя, км	V_p , км/с	σ , г/см ³	
Рыхлые осадки						
Уплотненные осадки	5,2–6,2	6–12	0,6–5,5	4,5	2,61	
Осадочно-вулканогенный слой						
Консолидированная кора	а	6–12	12–17	4,5–6	6,4	2,90
	б	12–17	16,6–24	4,4–7,4	7,4	3,07
	в					
	г					
д						
	Кровля гранитно-метаморфического слоя		6–12 км $V = 6,4$ км/с			
	Подошва земной коры (М)		16,6–24 км $V = 8,2$ км/с			

рассматриваемого разлома по вертикали использовались критерии второго типа, в частности характер изгиба раздела М. В районе профиля IV (рис. 34) разлом проходит в 2–4 км западнее закартированного разрывного нарушения, разграничивающего Ганальский выступ и Начикинскую зону поперечных дислокаций. Это несоответствие может указывать на существенное отклонение от вертикали на юго-запад, что в определенной мере подтверждается результатами решения прямых сейсмических задач. Вдоль рассматриваемого нарушения относительный взброс блока Ганальского хребта по разделу М оценивается не менее чем в 5–6 км.

На профиле V нарушение 1а выделено по сумме признаков второго типа (см. рис. 5). Его местоположение соответствует юго-западному разломному ограничению Начикинской зоны поперечных дислокаций. Амплитуда вертикального перемещения блоков коры по разлому здесь заметно меньше.

В районе ПВ 3 на профиле V (2 км западнее) по сумме критериев второго типа зафиксировано пересечение разлома 1 с субмеридиональной тектонической зоной, отделяющей Восточно-Камчатскую структурно-фациальную зону от остальной части территории полуострова (см. рис. 1). На сейсмических разрезах область пересечения отмечена цифрой 2. Амплитуда смещений по субмеридиональному разлому в районе границы K_0 равна 2–5 км. Ширина тектонической зоны составляет, по-видимому, несколько километров.



Зона 3 также отвечает одному из наиболее крупных глубинных разломов. Ю.В. Тулиной и др. (1972) она прослежена по профилям ГСЗ вдоль всей Курило-Камчатской системы дуга—желоб и названа "главной разломной зоной". Эта зона субвертикальна в плоскости разреза и значительно смещает сейсмические разделы. В верхней части разреза по данным МОВ в месте ее выхода на дно океана наблюдается аномальное распределение отражающих площадей, однако в рельефе дна характерная ступень здесь отсутствует. Следует подчеркнуть, что именно к этому нарушению приурочены гипоцентры большинства землетрясений.

Положение разломной зоны 4 в плоскости разреза уверенно фиксируется по аномальному сейсмическому полю. Она отвечает ранее выделенной здесь Ю.В. Тулиной с соавторами (1972) "второй разломной зоне", совпадающей в плане с областью распространения коровых землетрясений. Смещения по разлому достигают по разделу М 4—6 км.

Разломная зона 5 в районе юго-восточного борта глубоководного желоба установлена по соотношению t_0 по прямому и обратному годографам ст. 4-58 для волн $P_{отр}^M$. Ее местоположение определяется результатами расчета теоретических годографов. Разлому отвечает небольшая ступень в рельефе дна. Амплитуды смещений по разделу М здесь составляют 2—4 км. В отличие от ранее описанных этому разлому свойственен наклон в сторону океана, а не континента.

Таким образом, в рассматриваемом районе намеченные разломные зоны, рассекающие земную кору, позволяют выделить ряд достаточно обособленных ее блоков.

Срединно-Камчатский блок. Последний соответствует Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоне, представляет собой совокупность структурных элементов Южно-Быстринского свода (западная часть профиля V), Ганальского выступа метаморфических пород (западная часть профиля IV) и обрезающей их Начикинской зоны поперечных дислокаций. Характерная его особенность — сравнительно низкие скорости продольных волн в консолидированной коре (до глубин 20—22 км не превышают 5,9—6 км/с, а далее скачком возрастают до 6,8—6,9 км/с).

Для Ганальского и Южно-Быстринского сводов могут быть предложены следующие сейсмические модели. Верхняя часть разреза земной коры в районе Ганальского выступа представлена достаточно однородной осадочно-вулканогенной толщей (см. рис. 34), которая в пределах Южно-Быстринского хребта распадается на две: низкоскоростную толщу (скорости не более 3,5—4 км/с), отвечающую малоуплотненным осадкам, и подстилающую ее толщу плотных вулканогенных образований мощностью 3—5 км. Нижняя часть осадочно-вулканогенной толщи выходит на поверхность на крыльях Ганальской структуры, где она представлена метаморфизованными отложениями ирунейской свиты верхнего мела. Следует также отметить, что приуроченность с $V_r = 5—5,2$ км/с к кровле верхнемеловых отложений фиксируется по данным

←
Рис. 34. Сейсмический разрез земной коры по профилю IV
Условные обозначения см. на рис. 5

бурения и для других районов Камчатки (Супруненко, Шварц, 1967; Балеста, 1969). Эта граница часто рассматривается как поверхность фундамента более молодых осадков и широко используется при построении различных структурно-тектонических схем полуострова (Смирнов, 1971).

Основание комплекса верхнемеловых отложений в пределах рассматриваемых структур характеризуется граничными скоростями 5,7–6,2 км/с. На Ганальском выступе он имеет двухслойное строение. Верхний слой мощностью до 5 км характеризуется скоростями $V_r = 5,5$ –5,7 км/с и в ядре Ганальского выступа выходит на дневную поверхность. Он сложен амфиболитами с подчиненным количеством плагиогнейсов, к которым на отдельных участках присоединяются метаморфизованные кислые и основные вулканиты, иногда филлиты (ганальская серия). Среди этих образований описаны (Герман, 1975а) тела кислых гранулитов, минералогически отвечающих алданской фации глубинности и не имеющих аналогов среди палеозойских и более молодых образований.

Следовательно, стратиграфическая привязка горизонта с граничной скоростью 5,5–5,7 км/с может быть осуществлена в пределах Ганальского хребта по совпадению его выхода на поверхность с участком распространения пород ганальской серии. Небольшие штокообразные выходы гранулитов в ядре антиклинальных складок (Герман, 1975б) вполне могут рассматриваться как залегающие ниже образования, кровля которых имеет граничные скорости 5,8–6,2 км/с. Указанные образования, по-видимому, слагают верхнюю часть разреза мощного комплекса метаморфических пород. Этот вывод согласуется с известными данными о строении "гранитного" слоя древних материковых структур типа кристаллических щитов (Белоусов, 1966; Беляевский и др., 1972). Действительно, здесь ниже границы K_0 ($V_r = 5,8$ –6,2 км/с) пластовые скорости продольных волн практически не изменяются до глубин 20–22 км и обычно не превышают 5,9–6 км/с. В этой толще можно выделить два этажа: верхний (от глубин 3–5 до 13–16 км), практически однородный, и нижний (до глубин 20–22 км), обнаруживающий элементы расслоенности; последний фиксируется серией непротяженных отражающих площадок. Динамические параметры связанных с ними отраженных волн позволяют считать их инверсионными пачками (мощностью до 1 км) со случайной структурой (Берзон, 1967; Берзон и др., 1971; Павленкова, Смелянская, 1971; Соллогуб и др., 1971; Fuchs, 1969; и др.), что в свою очередь указывает на внутреннюю неоднородность данного этажа. Наличие на этих глубинах отражающих площадок является косвенным указанием на сложное распределение скоростных параметров.

Таким образом, величина пластовой скорости толщи пород в интервале глубин от 3–5 до 20–22 км соответствует "гранитному" слою. С глубин 20–22 км, где пластовые скорости скачком возрастают до 6,8–6,9 км/с и где по серии коротких отражающих площадок, отличающихся от вышележащих большими $V_{эф}$, может быть проведен условный сейсмический раздел, распространяется до глубин 28–30 км, где по изменению структуры отражающих площадок и соответствующих им волн выделяется сейсмический раздел, который по ряду динамических признаков до-

критических отражений (Соллогуб, 1968; Мейснер, 1972; Давыдова и др., 1973; Dohr, Fuchs, 1967; Clowes, Kanasewich, 1970; и др.) может быть условно отождествлен с границей М. К сожалению, реализованная система наблюдений не позволила определить граничные скорости, относящиеся как к кровле "базальтового" слоя, так и к границе М, поскольку длина годографа, при которой возможна регистрация преломленных волн от названных выше разделов, должна быть не менее 150–170 км для "базальтовой" группы и 170–180 км для раздела М. В то же время теоретические расчеты удалений до начальной точки преломленной на границе М волны позволяют оценивать возможные значения пластовых скоростей ниже этого раздела в пределах 7,9–8,1 км/с. Контролем этого расчета служат данные эксперимента, из которых известны скорости над границей М ($V_{пл} = 6,8–6,9$ км/с) и расстояния от пункта взрыва, где происходит изменение формы и интенсивности записи волн $P_{отр}^M$. Последнее (Галкин, 1972) может служить косвенным признаком области начальной точки. Таким образом, сейсмический раздел, залегающий на глубинах 28–32 км, по данным динамики отраженных волн и теоретическим расчетам кинематики головной волны может быть отождествлен с поверхностью М.

В Начикинской зоне поперечных дислокаций, в отличие от описанной сейсмической модели, свойственны большая мощность коры, более развитый осадочно-вулканогенный слой и наличие в низах "базальтового" слоя толщ пород с высокими ($V_p = 7,5$ км/с) скоростями. В то же время нельзя отрицать их определенное сходство. Так, верхняя толща осадочно-вулканогенного слоя, который представлен здесь менее плотными ($V_{пл} = 4$ км/с) породами, залегает на ирунейской свите верхнего мела, что присуще также и району Быстринского хребта. Нижняя толща, как и в соседних структурах, представлена в основном верхнемеловыми породами с $V_r = 5–5,2$ км/с и мощностью до 4–6 км. Не исключено, что увеличение мощности вызвано здесь большей полнотой разреза меловых (а не только верхнемеловых) образований.

Фундаментом осадочно-вулканогенного слоя также служат породы, по акустическим свойствам отвечающие ганальской серии ($V_r = 5,7$ км/с). В восточном и южном направлениях мощности их уменьшаются от 2–3 до 1 км и менее (профиль V). Отмеченные образования подстилаются толщей, кровля которой имеет граничную скорость 6,2 км/с, что позволяет отождествлять эту толщу с "граничным" слоем. Мощность толщ уменьшается к востоку от 16–17 до 6–8 км. При этом следует иметь в виду, что профиль IV (7-ОС) задан практически по простирацию зоны, а профиль V – вкрест нее (рис. 35, см. вкл.; см. также рис. 34). Пластовая скорость, вычисленная по данным отраженных волн, составляет 6 км/с, т.е. отличается от таковой в Ганальском и Южно-Быстринском хребтах. Это позволяет предполагать, что по вещественному составу самая верхняя часть "гранитного" слоя Начикинской зоны близка к гранулитовому комплексу Ганальского выступа метаморфических пород.

Залегающая ниже толща пород мощностью 6–8 км имеет пластовую скорость 6,8–6,9 км/с и в целом, по-видимому, близка по составу к ана-

логичному слою зоны Ганальского выступа. Имеющийся экспериментальный материал не дает возможности оценить природу сейсмических разделов, морфология которых здесь в большей степени определена решениями прямых гравиметрических задач. Конфигурация границ, обрисовывающих "базальтовый" слой в пределах Начикинской зоны, не повторяет форму поверхности М, залегающей здесь на глубинах от 30 до 38—40 км.

Заслуживает внимания наличие в нижней части земной коры толщи высокоскоростных пород с $V_{пл} = 7,4-7,5$ км/с, отсутствующих в зоне Ганальского выступа и образующих крупное клинообразное тело, которое, согласно представлениям Б.Г. Лутца (1974), может быть сложено основными породами гранулитовой фации метаморфизма. В Начикинской зоне для границы, принятой за раздел М и являющейся подошвой высокоскоростного слоя, значения граничной скорости из-за малой длины годографа не определены. Оценки возможных ее значений (8—8,2 км/с) были сделаны по методике, изложенной выше для Ганальского хребта.

Таким образом, сейсмические разрезы Срединно-Камчатского блока обладают общими чертами и могут интерпретироваться как имеющие сопоставимый вещественный состав "гранитного" и "базальтового" слоев. Кровля "гранитного" слоя, обнажающаяся в ядре Ганальской структуры, служит в пределах блока фундаментом, на котором сформировался двухъярусный осадочно-вулканогенный слой.

Восточно-Камчатский блок. Глубинная структура блока изучена на профилях V и VII (7-ОС). На разрезе по профилю 7-ОС (см. рис. 35) ему отвечает участок, ограниченный соответственно с запада и востока разломами 2 и 3. Сейсмическая модель блока может быть представлена в виде сильно расслоенной среды со сложными законами распределения скоростных параметров как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Для нее характерны увеличенная мощность земной коры (до 42—46 км) и наличие в средней части разреза ($H = 29-30$ км) слоя с повышенными скоростями продольных волн (до 7,8 км/с).

В составе блока обособляются структуры Восточно-Камчатского антиклинория и зоны Восточных полуостровов, имеющие различное строение в верхней части разреза (до 20—25 км) и практически идентичное — на глубине. Осадочно-вулканогенный слой представлен здесь также двухъярусной толщей. Верхний ярус сложен рыхлыми образованиями ($V_{пл} = 1,8-2,5$ км/с), имеющими мощность от 1 до 2—2,5 км и залегающими на породах с $V_r = 5,5$ км/с. Последние обнажаются на северо-восточном берегу Авачинской губы в своде Восточно-Камчатского антиклинория и по составу отождествляются с ирунейской свитой и верхней частью лесновской серии мелового возраста (Геология СССР, 1964). Повышенные граничные скорости продольных волн кровли меловых пород Восточно-Камчатского блока по отношению к Срединно-Камчатскому можно объяснить большей ролью в их составе вулканогенного материала и повышенным зеленокаменным метаморфизмом.

Залегающие ниже по разрезу образования с граничной скоростью 5,7 км/с зафиксированы только в пределах западного крыла Восточно-Камчатского антиклинория под Авачинско-Корякской группой вулканов (см. рис. 35). В восточной части структуры упомянутый раздел не уста-

новлен. В то же время здесь отмечена увеличенная мощность слоя с $V_r = 5,5$ км/с. Этому факту можно дать два альтернативных объяснения: 1) если раздел с $V_r = 5,7$ км/с не зафиксирован по причине малой детальности наблюдений, то покрывающие его образования имеют пониженные (менее 5,5 км/с), по отношению к западной части антиклинория, скорости продольных волн и, следовательно, отличный вещественный состав; 2) если же упомянутый раздел действительно отсутствует, то следует думать о развитии здесь близких по составу образований, но существенно увеличенной мощности. Преимущественное распространение среди мезозойских толщ района р. Вахиль (несколько севернее профиля) терригенных образований лесновской серии (Геология СССР, 1964) позволяет отдать предпочтение второму предположению.

Фундаментом вулканогенно-осадочной толщи служат образования с граничными скоростями от 6 км/с в западной части района до 6,4 км/с в пределах зоны Восточных полуостровов. В предлагаемой модели они отождествляются с "гранитным" слоем. Эти породы залегают на глубине 5–6 км на западном крыле Восточно-Камчатского антиклинория, плавно поднимаются до 3 км к его своду, а затем снова погружаются до глубины 6–8 км. Мощность "гранитного" слоя в своде антиклинория составляет 6–7 км.

Ниже по разрезу залегают породы с граничной скоростью 7,2 км/с, отождествляемые с кровлей "базальтового" слоя. В целом этот слой в пределах рассматриваемого блока характеризуется повышенной (30–35 км) мощностью, высокими скоростями (7,1–7,8 км/с) и сложным строением. Последнее выражается в сильной его расслоенности, отсутствии протяженных сейсмических границ, чередовании слоев с высокими и относительно пониженными скоростями. Так, в интервале глубин от 20–22 до 30–34 км зафиксирован слой, имеющий "мантийные" пластовые скорости (7,8 км/с). Ранее (Аносов и др., 1974; и др.) с кровлей этого слоя отождествлялся раздел М, что определялось значением граничной скорости 7,9 км/с. В дальнейшем же было установлено, что по сейсмическим характеристикам более убедительным является отождествление с разделом М границы, залегающей на глубине 42–46 км. Последнее вытекает из особенностей кинематических и динамических параметров, соответствующих преломленной и отраженной волнам, которые зарегистрированы на стыке различных блоков. Поэтому в принятой модели слой на глубинах 20–30 км с $V_r = 7,8$ км/с рассматривается как высокоскоростное включение в материал земной коры. Наличие в его пределах многочисленных отражающих площадок указывает на гетерогенную структуру этого включения как по вертикали, так и по горизонтали.

В основании консолидированной коры ниже упомянутого включения залегают толща пород с пластовой скоростью 7,5 км/с. Раздел М представлен сейсмически неоднородным слоем мощностью от 5 км на востоке до 10–15 км на западе и характеризуется пластовой скоростью 8,1 км/с ($V_r = 8,2$ км/с).

Блок материкового склона. Сейсмическая модель этого блока значительно отличается от уже рассмотренных прежде всего строением верхней части разреза (см. рис. 35).

Осадочно-вулканогенный слой, мощность которого достигает здесь 8–10 км, расчленяется на две толщи. Верхняя из них (2–4 км) представлена слоистыми образованиями со средней пластовой скоростью 3,3 км/с, нижняя — акустически прозрачным комплексом пород, кровля которого характеризуется граничной скоростью 3,9 км/с, близкой к пластовым скоростям в нем. По направлению к Курило-Камчатскому глубоководному желобу наблюдается утонение верхней толщи до 1 км, что обусловлено, согласно данным МОВ, срезанием поверхностью морского дна отдельных ее горизонтов. Мощность нижней толщи остается практически постоянной, несколько увеличиваясь лишь в восточной части блока. В пределах блока устанавливается положительная структура, которой соответствует поднятие в рельефе дна с амплитудой более 1 км и размерами в плане 25 x 20 км (по изобате 1500 м). Оно располагается на юго-восточном окончании вала, служащего подводным продолжением п-ова Шипунского (хр. Шатского, по Ю.В. Тулиной и др., 1972). Свод структуры осложнен разрывным нарушением, по которому западная ее часть опущена на 1–1,5 км и образует заполненный рыхлыми осадками прогиб.

Фундаментом осадочно-вулканогенного слоя служит граница K_0 с $V_r = 5,9$ км/с, морфология которой указывает на то, что описываемый блок приурочен к западному борту крупного прогиба. Она отождествляется с кровлей "гранитного" слоя, мощность которого достигает 8–9 км на западе и увеличивается до 12–14 км к востоку. Сейсмические данные свидетельствуют об относительно однородной структуре этого слоя.

Ниже по разрезу на глубинах от 16 км на западе до 24 км на востоке по границе с $V_r = 7-7,2$ км/с выделена толща пород, отвечающих третьему "океаническому" слою, отождествляемому с "базальтовым" слоем океанов (Белюсов, 1968; Деменицкая, 1975). Имеющийся материал указывает на гетерогенность этой толщи по крайней мере по вертикали. Косвенным признаком этого является выделяемая ниже раздела K_1 граница K_2 , построенная по отраженным волнам. Соответствующий ей годограф является осредняющим для группы отдельных отражений. Поэтому на профиле 7-ОС граница K_2 является условным горизонтом, отвечающим уровню группирования отдельных коротких отражающих площадок, которые свидетельствуют о достаточно постепенном переходе от пород с $V_r = 7-7,2$ км/с к породам с $V_r = 7,4$ км/с в основании земной коры.

Верхняя мантия под рассматриваемым блоком вблизи границы представляет собой слабоградиентную среду с $V_r = 8,3$ км/с.

Блок Курило-Камчатского желоба. На разрезе вдоль профиля 7-ОС (см. рис. 35) видно, что этот блок ограничен разломами 4 на западе и 5 на востоке. Его глубинной структуре свойственны однотипное воздымание всех сейсмических разделов с запада на восток и общее уменьшение мощности земной коры главным образом за счет сокращения верхнего (осадочно-вулканогенного) слоя. Последний представлен двухъярусной толщей с относительно пониженными скоростями продольных волн. Верхний ярус ($V_n = 3,3$ км/с) выклинивается в восточном направлении, где на дно моря выходят породы акустически прозрачного

слоя ($V_n = 3,9$ км/с). Стратифицированные слабо уплотненные осадки встречаются здесь только в наиболее глубокой части желоба. Их мощность не превышает 1 км, а пластовые скорости — 3 км/с. Акустически прозрачная толща со скоростями $V_n = 4,5$ км/с резко выклинивается в районе восточной границы блока. Ее мощность здесь не превышает 1–1,5 км.

Фундаментом осадочно-вулканогенного слоя, как и в соседнем с запада блоке, является сейсмический раздел с $V_r = 5,9$ км/с. Морфология этой границы свидетельствует о том, что Курило-Камчатский глубоко-водный желоб расположен на восточном борту крупного прогиба по кровле консолидированной коры и является наложенной грабен-син-клинальной структурой более высокого порядка.

Ниже по разрезу выделен уменьшающийся по мощности в сторону океана слой с $V_r = 7,4$ км/с, подошва которого воздымается с запада на восток от 32 до 23 км и совпадает с разделом М ($V_r = 8,2$ км/с).

Блок океанического вала Зенкевича. Располагающийся к востоку от разлома 5 блок отвечает западному склону вала и характеризуется той же гаммой скоростей и числом слоев, как и примыкающие к нему блоки. Мощность коры изменяется здесь от 24 до 16 км за счет почти полного выклинивания осадочно-вулканогенного слоя к своду вала, где мощность слоя не превышает 1 км, а скорости прохождения продольных волн приближаются к таковым океанических осадков (2 км/с; Вейцман, 1964).

Фундамент осадочно-вулканогенного слоя характеризуется скоростью продольных волн, близких к $V_r = 6,4$ км/с. По мнению большинства исследователей (Строение земной коры ..., 1964; Косминская, Капустян, 1975; Туезов, 1975; и др.), породы с такими упругими свойствами относятся к "базальтовому" слою океанов. Вариации же скоростей продольных волн от 6,3 до 6,9 км/с, по-видимому, определяются соответствующими вариациями состава слагающих его пород и степенью их метаморфических преобразований. В отличие от ранее предлагавшихся моделей рассматриваемого блока (Вейцман, 1974) в описываемой модели ниже слоя с $V_r = 6,4$ км/с выделена толща пород с $V_r = 7,4$ км/с, которая отделяется от мантии поверхностью М, имеющей здесь и далее к востоку граничную скорость 8,1–8,2 км/с.

Таким образом, с удалением от оси желоба в океан земная кора, приобретая океанический облик, сохраняет, по-видимому, свою внутреннюю структуру неизменной (Косминская, Капустян, 1975). В связи с этим различия между океанической и континентальной корой заключаются скорее всего не столько в отсутствии тех или иных слоев, сколько в общей мощности земной коры и соотношении слагающих ее слоев. Детальные, тонкие особенности в строении земной коры, по-видимому, в значительной степени определяются структурой основных границ раздела, в первую очередь — раздела Мохоровичича.

Плотностная модель. Расчеты плотностных моделей земной коры для профилей ГСЗ Южной Камчатки осуществлялись по методике, описанной выше. Окончательные варианты этих моделей были приведены к уровню экспериментальных наблюдений, выполненных по сухопутной части профилей IV и V (рис. 36, 37, см. вкл.). При переходе к прилегающей части Тихого океана (профиль 7-0) конфигурации расчетной и экспериментальной кривых оказались тождественными, однако уровень расчетной кривой был значительно ниже (см. рис. 36). При вычитании из наблюдаемых значений гравитирующего влияния земной коры образовалась положительная остаточная аномалия, происхождение которой связывалось с дополнительным гравитационным эффектом блока уплотненной верхней мантии.

При количественной интерпретации полученной остаточной аномалии конфигурация гравитирующего тела подбиралась исходя из следующих предпосылок: а) верхняя кромка совпадает с поверхностью М, а глубина центра тяжести его, определенная по форме кривой (Буллах, 1970), залегает на глубине 50–60 км под западным склоном Курило-Камчатского желоба; б) нижняя кромка гравитирующего объекта совмещена с кровлей астеносферного слоя, которая определена здесь по данным сейсмологии (Кузин, 1974) на глубинах 60–70 км. Избыточная плотность и геометрия аномалеобразующего тела определялась в процессе счета. Было опробовано три варианта: 1) блок обладает вертикальными границами и постоянной избыточной плотностью; 2) блок обладает вертикальными границами и переменной избыточной плотностью; 3) границы блока наклонены на запад параллельно оси сейсмофокального слоя, избыточная плотность его переменна. Третье предположение о геометрии тела дало наилучшее приближение расчетной кривой к $\Delta g_{\text{ост}}$. Окончательный вариант аномалии $\Delta g_{\text{рас}}^{\text{ост}}$ был получен после введения в плотностную модель литосферы вдоль профиля 7-0С (см. рис. 36) локальных аномальных объектов, что позволило свести расхождения расчетной и экспериментальной остаточных кривых до величин, не превышающих точность маятниковой съемки. Отдельные отклонения при этом характеризуют неоднородное строение осадочно-вулканогенного слоя и, возможно, верхней части консолидированной коры. Поверхностью приведения в окончательных вариантах счета была выбрана кровля астеносферного слоя.

Полученная плотностная модель в целом согласуется с ранее известными данными о взаимозависимости скорости и плотности, установленной по прямым измерениям на образцах пород Ганальского хребта, Авачинско-Корякской группы вулканов, ксенолитов из лав Авачинского вулкана и др. (Супруненко, Декин, 1968; Фарберов, Левыкин, 1971).

Рассмотрение полученного разреза позволяет отметить две закономерности: 1) более высокие (на 0,02–0,04 г/см³) плотности при тех же значениях пластовых скоростей характерны для океанической части

профиля; 2) значения плотностей пород верхней мантии являются на $0,05-0,1 \text{ г/см}^3$ ниже плотностей, определенных по сейсмологическим наблюдениям (Кузин, 1974) с использованием зависимости плотность — скорость при высоких всесторонних давлениях $\sigma = \frac{V_p}{2,4}$ (Воларович и др., 1967). Величины плотностей и скоростей продольных волн на глубинах 30–40 км и глубже могут быть аппроксимированы зависимостью $\sigma = \frac{V}{2,49}$ с точностью $\pm 0,05 \text{ г/см}^3$, что не превышает допустимых пределов в ошибках вычисления плотностей при точности определения скорости $0,1-0,2 \text{ км/с}$ (Воларович и др., 1967; Birch, 1960).

В результате для астеносферного слоя, кровля которого принималась за поверхность приведения, получена плотность $3,13 \text{ г/см}^3$, что соответствует скорости продольных волн $7,7-7,8 \text{ км/с}$, не противоречащей данным сейсмологии (Федотов, Славина, 1968; Кузин, 1974) (см. рис. 37). По заключению А.П. Таркова (1970), который выполнил расчеты критических температурных градиентов, разуплотнение вещества мантии под океанами должно начинаться с глубин 80–110 км, что также качественно согласуется с полученными данными.

Как следует из плотностной модели, западнее разлома 3 наблюдается более "легкая" земная кора, а кровля астеносферного слоя поднимается с глубины 70 км под глубоководным желобом до 40 км (?) под Ганальским хребтом. Вблизи этого разлома в верхней мантии ниже раздела (слоя) М над сейсмофокальным слоем фиксируется локальное тело, которому свойственны пониженная плотность ($3,03 \text{ г/см}^3$) и меньшие скорости продольных волн (до $7,3 \text{ км/с}$). На возможное присутствие такого тела прямо указывают данные Ю.С. Аниконова и др. (1974).

Несомненно, что изложенные материалы представляют собой один из возможных вариантов решения обратной гравиметрической задачи, основанной на новых данных ГСЗ.

Аномальное магнитное поле. На Южной Камчатке и прилегающей части Тихого океана аномальное магнитное поле характеризуется ярко выраженной полосовой структурой, отражающей зональное распределение главных тектонических и орографических элементов (см. рис. 2) (Ривош, 1963; Геомагнитное поле ..., 1975), в частности местоположение вулканогенных формаций различного возраста.

Анализ графика изменения аномального магнитного поля ΔT_a вдоль профиля ГСЗ 7-0С (см. рис. 36) показывает, что район Ганальского хребта характеризуется слабоотрицательными аномалиями, интенсивность которых несколько возрастает в пределах Начикинской зоны поперечных дислокаций и достигает максимальных положительных значений в районе Восточно-Камчатского антиклинория. Отмеченные закономерности находят объяснение в особенностях приповерхностной структуры полуострова. Такое явление представляется вполне закономерным, так как антиклинорные структуры южной части Срединного хребта и Ганальского выступа сложены практически немагнитными породами метаморфического комплекса (Ривош, 1963).

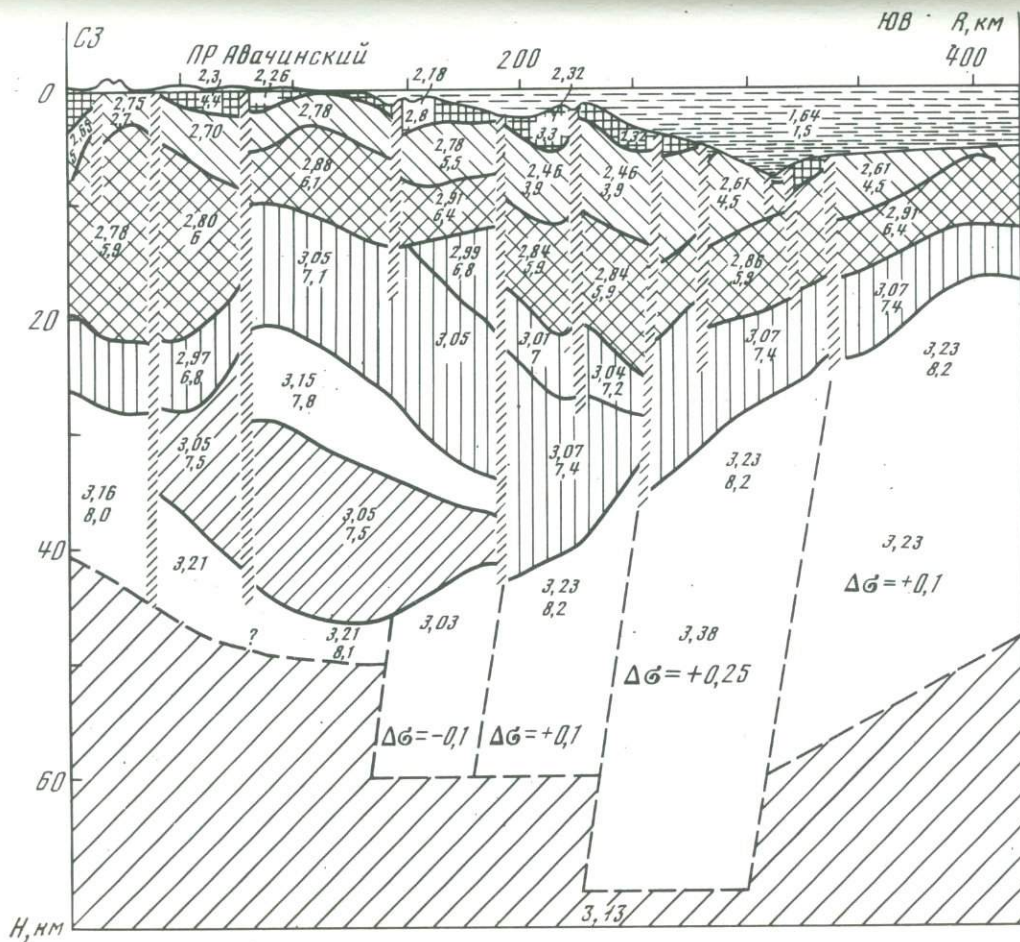
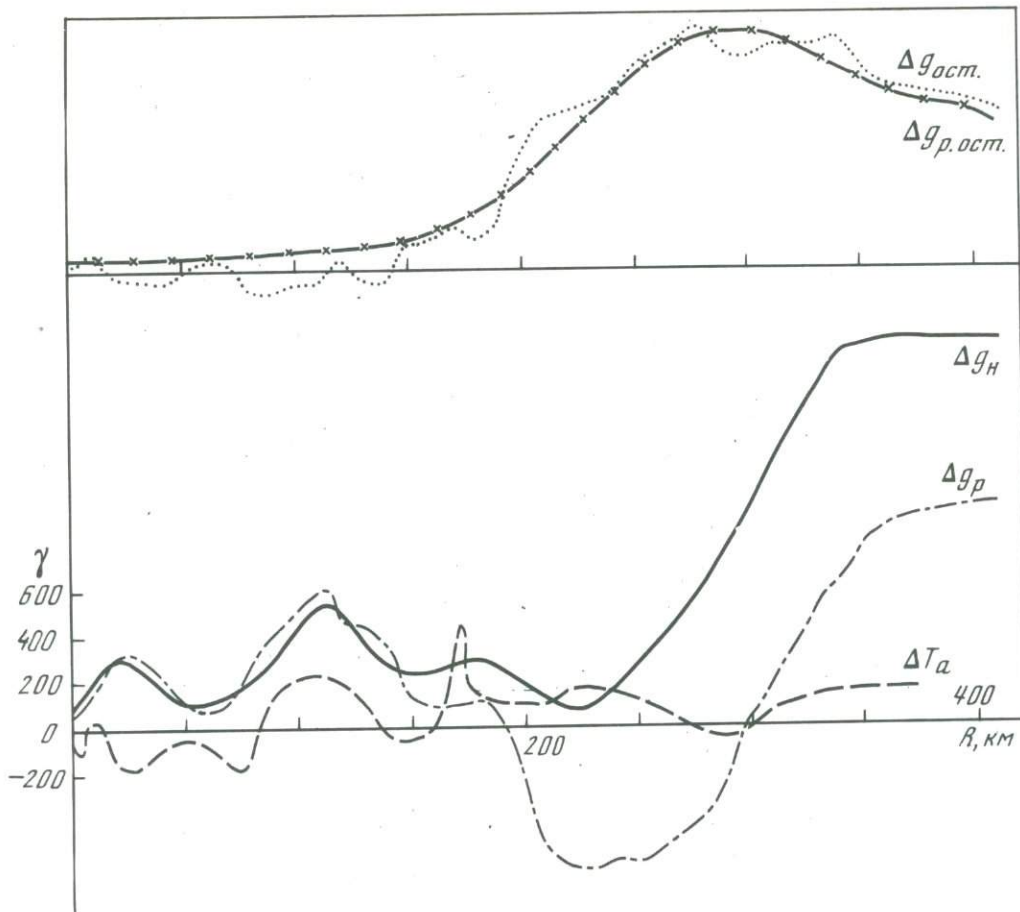


Рис. 36. Плотностная модель разреза земной коры по профилю 7-0С

Различной штриховкой обозначены слои с различной плотностью (верхние цифры) и скоростью (нижние цифры) $\Delta g_{\text{ост}}$ — остаточная аномалия, $\Delta g_{\text{р.ост}}$ — остаточная расчетная аномалия, Δg_H — наблюдаемая кривая силы тяжести, $\Delta g_{\text{р}}$ — расчетная кривая силы тяжести

В пределах Начикинской зоны поперечных дислокаций магнитное поле, оставаясь в целом отрицательным, становится слабо дифференцированным, что, по-видимому, определяется составом и мощностью осадочно-вулканогенного слоя. Выделенные на этом участке разломы отражаются в магнитном поле слабыми градиентными зонами (ступенями). Наиболее четко отмечается зона 2, которая не только фиксируется геомагнитной ступенью, но и служит границей смены характера поля в целом.

Восточно-Камчатскому антиклинорию отвечает магнитная аномалия ΔT_a интенсивностью более 200 гамм, которая может быть обусловлена молодыми эффузивами Восточного вулканического пояса и близостью к поверхности меловых кремнисто-вулканогенных образований (Ривош, 1963). На кривой ΔT_a вдоль профиля V в районе Начикинской зоны поперечных дислокаций отмечена положительная аномалия интенсивностью более 600 гамм, которая, согласно сейсмическим и гравиметрическим ($\sigma = 2,3 \text{ г/см}^3$) данным, может быть обусловлена присутствием в разрезе выше позднемеловых образований более плотных, по-видимому, вулканогенных пород. На участке профиля, проходящем через Авачинско-Корякскую группу вулканов (западный склон Восточно-Камчатского антиклинория), геомагнитное поле представляет собой совокупность сложно построенных аномалий, возникновение которых определяется как влиянием самих вулканических построек, так и широко развитых в их пределах отдельных лавовых тел.

В целом данные по характеру геомагнитных аномалий подтверждают мнение о грабенообразном характере Начикинской зоны и существовании ограничивающих ее разрывных нарушений. Выделяемые на профилях ГСЗ прогибы поверхности верхнемеловых пород (граница со скоростью 5–5,2 км/с) в основном хорошо согласуются с аэромагнитными данными и позволяют оконтурить структуры Начикинского прогиба, горстовых поднятий Ганальского и Южно-Быстринского хребтов, а также высказать предположение о присутствии в этих районах под кровлей современных рыхлых осадков вулканических пород. При этом уменьшение количества вулканического материала, по-видимому, всегда создает спокойную слабоотрицательную структуру поля (так называемое нормальное поле), характерную, например, для Западной Камчатки (Ривош, 1963).

При переходе к Тихому океану аномалии геомагнитного поля подчеркивают продолжение некоторых структур суши, по крайней мере до середины материкового склона. К ним относятся структуры Шипунского п-ова и Начикинской зоны поперечных дислокаций. Восточнее зона магнитных аномалий, проходящая вдоль северо-западного склона Курило-Камчатского желоба и совпадающая с северным окончанием Восточно-Курильской региональной аномалии (Геомагнитное поле ..., 1975), "срекает" аномалии северо-западного простирания. Тем не менее данные детальных гидромагнитных исследований позволяют проследить их далее на юго-восток через структуры глубоководного желоба и окраинного океанического вала. В целом анализ геомагнитных материалов свидетельствует о приуроченности большинства ступеней к разломным

зонам различного простираения, по которым, возможно, осуществлялось внедрение в земную кору магматических (магнитоактивных) масс.

Сейсмологическая модель литосферы. В итоге сейсмологических наблюдений на Камчатке установлено, что основная масса происходящих здесь землетрясений сосредоточена в пределах так называемой сейсмофокальной зоны. Последняя имеет ширину около 50 км и наклонена в сторону материка под углом около 50° . Верхняя мантия в районе сейсмофокальной зоны характеризуется повышенной плотностью и скоростями распространения упругих волн. На глубине 60–100 км предполагается существование первого астеносферного слоя (Тараканов, Левый, 1967). Разуплотнение мантии, прилегающей к фокальной зоне на глубинах до 80 км, может достигать $0,2 \text{ г/см}^3$ (Кузин, 1974).

В районах современного вулканизма скорости продольных волн в верхней мантии понижены и на глубинах 30–90 км составляют 7,2–7,4 км/с. Между фокальной зоной и Курило-Камчатским желобом они возрастают до 7,9 км/с, а под океаническим плато — до 8,2 км/с (Федотов, Славина, 1968; Кузин, 1974). Под вулканами Авачинско-Корякской группы в интервале глубин 20–80 км предполагается существование зоны, экранирующей поперечные волны (Федотов, Фарберов, 1966).

Сопоставление имеющихся сейсмологических материалов с данными ГСЗ позволяет выполнить расчеты траекторий сейсмических лучей от гипоцентров землетрясений к станциям Авача и Петропавловск, сравнить вычисленные времена с наблюдаемыми, т.е. использовать гипоцентры землетрясений как "фиктивные пункты взрыва", а также, зная распределение эпицентров землетрясений с глубиной очага от нуля до 20 км, оценить возможное местоположение сейсмогенных разломных зон.

Для решения прямой сейсмологической задачи была сделана выборка землетрясений с различной глубиной очага за период с 1963 по 1971 г. по условию, что их эпицентры располагаются в полосе 5–10 км от профиля ГСЗ (табл. 3). По данным землетрясениям были рассчитаны траектории лучей и вычислены теоретические времена пробега для рефрагированных (в коре и верхней мантии), преломленных (головных) и отраженных от раздела М волн (Бурмаков, Рябой, 1973). При этом принималось, что скоростная модель верхней мантии соответствует плотностной модели, а вертикальный градиент скорости не превышает $0,015 \text{ м/с}$. В результате выполненных расчетов установлено, что расхождение расчетных и экспериментальных времен пробега сейсмических волн превышает точность экспериментальных данных и обусловлено в основном заниженным эпицентральной расстоянием.

Этот вывод основан на данных о землетрясениях, для которых установлена глубина очага, близкая к нулевой. Однако при этом необходимо учитывать, что регистрируемые сейсмостанциями первые вступления могут быть представлены более поздними, а не первыми фазами (т.е. отраженными, а не преломленными волнами). В этом случае, по видимому, трудно говорить о правильном определении положения очага. Такое предположение вряд ли правомерно, поскольку размеры очага землетрясения как источника упругих колебаний значительны, и вна-

чале на сейсмограммах скорее всего регистрируются действительно первые волны. Уменьшение же эпицентральных расстояний вызвано искусственным занижением средней скорости в земной коре, что обусловлено использованием стандартного годографа. На это указывают результаты сопоставления годографов первых вступлений для океанического блока, полученных при наблюдениях методом ГСЗ и сейсмологическим (см. рис. 8). Все это приводит к выводу, что положение эпицентров искусственно оказалось смещенным на 5–11 км на запад. Исключение составляет землетрясение 2, для которого эпицентральное расстояние необходимо увеличить на 30–35 км, что значительно превышает погрешность экспериментальных данных. В этом случае потеря первых вступлений, по-видимому, имеет место.

Естественно, что на расчеты траекторий лучей и времен пробега возмущений от гипоцентров с глубиной очага более 20 км значительное влияние должно оказывать распределение упругих свойств верхней мантии. Поскольку скоростная модель (см. рис. 37), построенная по гравиметрическим данным, может не отвечать необходимому приближению, при всех расчетах скоростные параметры подбирались так, чтобы наилучшим образом согласовать теоретические и экспериментальные данные. Однако при всех вариантах счета "закрепление" гипоцентра землетрясения в точке, определенной по сейсмологическим материалам, приводило к необходимости принятия значений скорости в верхней мантии меньших, чем таковые в земной коре. Изменение же скоростных параметров коры при этих расчетах исключалось, так как они были определены по более точным наблюдениям ГСЗ.

Окончательный вариант скоростных неоднородностей верхней мантии принимался по сумме расчетов для всех десяти отобранных землетрясений и по их сопоставлению с имеющимися вариантами ее скоростных моделей (Федотов, Славина, 1968; Аниконов и др., 1974). Как следует из этого сопоставления, наблюдается удовлетворительная сходимость всех данных в океанической части разреза и в области сейсмофокального слоя. Под Восточно-Камчатским блоком и западнее полученные данные в целом согласуются с материалами Л.Б. Сластиной и С.А. Федотова (1974), которые на глубинах 30–70 км (50–70 км) определяют значения скоростей продольных волн 7,5–7,7 км/с. Локальное уменьшение скорости в верхней мантии на глубинах 50–60 км под зоной Восточных полуостровов до 7,3 км/с также хорошо согласуется с сейсмологическими данными (7,2–7,4 км/с — по Л.Б. Сластиной, С.А. Федотову, 1974; 7,4–7,6 км/с — по Ю.Е. Аниконову и др., 1974).

Особое значение при анализе сейсмологических материалов в свете полученных данных ГСЗ имел вопрос о природе "столбообразной аномальной зоны" под Авачинско-Корякской группой вулканов, выделенной сейсмологами на основании экранирования поперечных волн от землетрясений (Федотов, Фарберов, 1966). В процессе счета теоретических времен пробега упругих волн от очагов землетрясений до сейсмостанции "Авача" было установлено, что для лучей, падающих снизу на подошву высокоскоростного слоя в земной коре Восточно-Камчатского блока под углами больше 65° , благодаря соответствующему распре-

делению упругих параметров среды создаются условия их экранирования. Эти расчеты подтверждаются экспериментальными данными, полученными при ГСЗ на профиле VI с ПВ 20. В интервале профиля от ст. 3 до ст. 8 (см. рис. 21) фиксируется "слепая" зона шириной 20–25 км, в пределах которой отсутствуют записи полезных волн. Поэтому не исключено, что для землетрясений с очагами на глубинах от 0 до 20–30 км, эпицентры которых группируются в районе блоков материкового склона и Курило-Камчатского желоба, может наблюдаться значительное ослабление амплитуды записи как для продольных, так и для поперечных волн. При этом для первых эффект ослабления сказывается сильнее. Кроме того, существует определенная связь между эффектом экранирования, эпицентральной расстоянием и глубиной очага коровых землетрясений: чем глубже гипоцентр, тем меньше эпицентральное расстояние, при котором проявляется эффект экранирования.

Таким образом, наблюдаемые аномальные явления при регистрации некоторых землетрясений могут быть объяснены влиянием высокоскоростного линзообразного включения в земной коре Восточно-Камчатского блока. Не исключено, что верхняя часть столбообразного тела под Авачинской группой вулканов как раз и соответствует ему.

Аналогичная картина, по-видимому, может наблюдаться для землетрясений, очаги которых расположены в пределах верхней мантии с океанической стороны сейсмофокального слоя. Экранирующим объектом в этом случае должен служить высокоскоростной слой, отождествленный в Восточно-Камчатском блоке с зоной М.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Важнейшие особенности глубинной структуры изученного района обусловлены его положением на стыке континентального и океанического коро-мантийных блоков.

Структура и состав коры. Сочленение коро-мантийных блоков

Генерализованный разрез вдоль профиля 7-0С (см. рис. 35) пересекает основные структурные элементы зоны сочленения Камчатского континентального блока с прилегающей частью ложа Тихого океана. В их число входят Ганальский выступ метаморфических пород, Начикинская зона поперечных дислокаций (частично), Восточно-Камчатский вулканический пояс, зона Восточных полуостровов, Курило-Камчатский глубоководный желоб, окраинный океанический вал Зенкевича. Последовательность перечисленных блоков в общем виде соответствует смене типично континентальной земной коры (Срединно-Камчатский блок) океанической корой (блок окраинного вала). Однако, учитывая более простой характер строения коры океанического блока и ее возможную "первозданность", целесообразно начать обсуждение полученных результатов именно с этого блока.

Как следует из описания сейсмических моделей, структура блока океанического вала весьма проста. В ней выделяется осадочно-вулканогенный слой мощностью до 1,5–4,5 км (второй океанический слой), подстилающийся двуслойной консолидированной корой. Последняя состоит из верхнего — третьего океанического (пластовые скорости до 6,4 км/с) и нижнего — типично “базальтового” океанического слоев (пластовые скорости до 7,4 км/с).

Согласно современным представлениям, осадочно-вулканогенный слой образован плотными вулканогенными породами (“неравномерно выветрелыми потоками, подводящими дайками, брекчиями и переслаиванием их с осадочными линзами”, — Деменецкая, 1975, с. 111). К сводовой части вала мощность этого слоя резко уменьшается (до 1 км и менее) в результате подъема кровли нижележащего (третьего) океанического слоя. В этом же направлении падают и значения пластовых скоростей в нем от 4,5 до 2 км/с (Вейцман, 1964), что может свидетельствовать о смене вулканогенно-осадочных образований нормально осадочными (океаническими).

О составе консолидированной коры океанов известно пока очень мало. Принято считать (Муратов, 1975), что верхняя часть “базальтового” слоя Тихого океана, составляющего основу земной коры в зоне перехода, сложена основными (излившимися и интрузивными) изверженными породами, в различной мере измененными в процессе метаморфизма. Последний, по-видимому, не выходит за пределы зеленосланцевой фации, о чем свидетельствуют значительные вариации скоростей продольных волн в третьем океаническом слое (6,3–6,9 км/с). Нижележащий комплекс пород, скорости в котором варьируют от 7 до 7,6 км/с ($V_{пл} = 7,4$ км/с), в общем оставаясь близкими к таковым в основных и ультраосновных породах (Галдин, 1971), скорее всего образован габброидами, содержащими вблизи раздела М линзы и пластовые тела ультрабазитов.

Поверхность М в пределах окраинного вала и далее к востоку характеризуется скоростью 8,1–8,2 км/с. В настоящее время исследователи единодушны в том, что эта граница под океанами соответствует разделу между ультраосновными породами верхней мантии (по-видимому, лишенной базальтового компонента) — шпинелевыми перидотитами, широко представленными ксенолитами в лавах океанических островов (Федорченко, Родионова, 1975) — и базитовыми — габбро и метагаббро — комплексами земной коры (Лутц, 1974). Согласно нашим данным, переход от коры к мантии осуществляется здесь по мало-мощной (менее 1 км) переходной зоне, в которой материал мантии и коры каким-то образом смешивается (возможно, посредством своеобразной диффузии).

Таким образом, в районе окраинного океанического вала узкая зона М отвечает скорее всего подошве земной коры в ее геолого-петрографическом понимании (как раздел между веществом различного состава). Одновременный подъем поверхности кровли и подошвы консолидированной коры в пределах вала свидетельствует о их короблении здесь в условиях горизонтального сжатия (Сергеев, 1976).

В пределах заведомо континентального Срединно-Камчатского блока мощность земной коры, зафиксированная сейсмическим методом, и ее внутренняя структура такие же, как и на стабильных участках континентов. О составе консолидированной части коры (прежде всего "гранитного" слоя) в определенной мере здесь можно судить по выходам гранулитов, обнаруженных среди амфиболитовых образований ганальской серии (Герман, 1975а, б). Известно, что подобные породы пока встречены только среди раннедокембрийских серий глубоко эродированных щитов и выступов фундамента древних платформ. Б.Г. Лутцем (1974) было показано, что постепенных переходов от пород амфиболитовой фации метаморфизма к породам гранулитовой фации не существует. В местах их совместного нахождения амфиболитовая фация всегда оказывается наложенной на гранулитовую, т.е. знаменует собой новый этап метаморфизма, отделенный от гранулитового большим отрезком времени. Поэтому представляется наиболее вероятным, что основанием Камчатской геосинклинали служат не образования ганальской серии (так называемый меланократовый фундамент, по О.М. Розену и М.С. Маркову, 1973), а породы древнего континентального гранулитового комплекса. На основании определений абсолютного возраста плагиигранит-порфира, интрузирующего верхнюю часть метаморфических образований Ганальского хребта (487 млн. лет), время формирования гранулитов можно считать раннедокембрийским (Герман, 1975б).

Возможный состав нижней части консолидированной коры в пределах рассматриваемого блока можно оценить с учетом того, что вышележащая ее часть включает породы гранулитовой фации метаморфизма. В связи с этим вряд ли можно предполагать меньшую степень метаморфизма образований "базальтового" слоя, нежели вышележащих комплексов. Наиболее приемлемой в этом случае представляется интерпретация В.В. Белоусова (1966), полагающего, что "базальтовый" слой сложен главным образом основными породами гранулитовой фации и метагаббро, т.е. по сути дела является гранулитобазальтовым.

Как показали работы Б.Г. Лутца (1974), посвященные исследованию вещественного состава глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии, "...гранулитовые толщи неодинаковы, неоднородны, и их нельзя все безоговорочно помещать в "базальтовый" слой. Так, имеются гранулитовые комплексы с преобладанием гранитного и кислого материала... (в частности верхнеалданский комплекс. — Прим. авт.). Кроме того, имеются блоки, включающие наиболее глубинные структуры гранулитовой фации... с широким развитием кристаллических сланцев с минимумом гранитов. Такие гранулитовые комплексы, действительно, могут характеризовать вещественный состав "базальтового" слоя" (с. 261) Это заключение подтверждается прямыми измерениями скоростей продольных волн в образцах гранулитов Анабарского щита, значения которых составили 6,5–6,9 км/с для кварцсодержащих пород и 6,7–7,9 км/с для основных (Лутц и др., 1971). В подошве "базальтового" слоя, судя по глубинным выбросам из трубок взрыва, залегают однородные и недифференцированные плагноклазовые эклогитоподобные породы и амфиболиты, которые являются промежуточными по условиям метаморфизма

Расчет моделей по сейсмологическим данным

№ п/п	Год	Дата	Координаты, град. мин		Интенсив- ность		t очага, ч, м, с	H , км
			a	φ	К	М		
1	1963	20. IV	52° 3'	159° 8'	—	4,5	07.03.45	40
2	1965	11. IX	51° 07'	162° 27'	12	—	12.53.55,0	0
3	1967	23. V	52° 01'	160° 33'	12	—	20.56.48	10
4	1967	24. V	52° 05'	160° 35'	10	—	04.35.40,7	0
5	1967	25. V	52° 03'	160° 19'	10	—	12.27.51	0
6	1967	26. III	53° 07'	157° 42'	10	—	10.10.03,6	220
7	1967	12. XI	53° 26'	157° 28'	10.1	—	04.50.03,5	5—10
8	1967	3. XII	53° 24'	157° 34'	11	—	18.41.50	0—5
9	1970	3. X	52° 22'	159° 9'	10	—	20.57.59	20
10	1971	24. XI	52° 77'	159° 06'	—	7,2	19.35.32	110

Таблица 3 (окончание)

№ п/п	Ст. Петропавловск								
	t регистр, ч, м, с	$t_{p'}$ с	R , км	t расчетное, с			Индекс волны	Смещение	
				$t_{\text{реф}}$	$t_{\text{пол}}$	$t_{\text{отр}}$		ΔR , км	азим.
1	07.04.02,5	17,5	115	17,6	17,5	19,7	$R_{\text{отр}}^K$	10	В
2	12.54.47,2	52,2	337	48	45,7	51,9	$R_{\text{отр}}^A$	35	В
3	20.57.17,2	29,2	168	28,5	28,5	29,1	$R_{\text{отр}}^K$	10	В
4	04.36.10,2	29,5	168	29,7	29,7	30,2	R^M	—	—
5	12.28.19,3	28,3	156	27,8	27,65	28,5	$R_{\text{отр}}^M$	6	В
6	10.10.35,5	31,9	64	31,7	—	—	$R_{\text{реф}}$	—	—
7	04.50.18,9	15,4	92	—	—	15,5	$R_{\text{отр}}^K$	6	В
8	04.50.18,5	15	82	—	—	15,1	$R_{\text{отр}}^K$	5	В
9	20.58.19,6	20,6	122	19,3	19,3	20,4	$R_{\text{отр}}^M$	10	В
10	19.35.48	16	74	16	—	—	$R_{\text{реф}}$	—	—

Примечание: Расчетное время для $R = 125$ км. К — энергетический класс.
M — магнитуда

Ст. Авача									
t регистр. ч, м, с	$t_{p'}$ с	R , км	t расчетное, с			Индекс волны	Смещение		
			$t_{\text{реф}}$	$t_{\text{пол}}$	$t_{\text{отр}}$		ΔR , км	азим.	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12.54.50,4	55,4	?	49	50,1	55	$R_{\text{отр}}^A$	30	В	—
20.57.19	31	180	30	30	30	$R_{\text{отр}}^K$	8	В	—
04.36.12,9	32,2	180	31,2	31,2	32,3	$R_{\text{отр}}^M$	9	В	—
12.28.21,4	30,4	171	30,0	30,05	31,2	R^M	—	—	—
10.10.36,4	32,8	72	32,9	—	—	$R_{\text{реф}}$	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20.58.21,7	22,7	137	21,1	21,1	21,4	$R_{\text{отр}}^M$	—	В	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

между гранулитовой фацией и фацией так называемых мантийных эклогитов и обладают скоростями распространения упругих волн, равными 7,5–7,9 км/с (Лутц, 1974).

Изложенное выше приводит к выводу, что неверность M, зафиксированная в пределах Срединно-Камчатского блока на глубине 28–32 км, вряд ли является истинной (химической) подошвой земной коры, а скорее всего отвечает области смены пород различных фаций метаморфизма, в данном случае, видимо, фронту эклогитизации основных гранулитов нижней части "базальтового" слоя. Высказанное соображение согласуется с результатами изучения обменных волн от землетрясений (Бичевина, 1960), которые свидетельствуют о повышенной, по сравнению с определяемой методами ГСЗ, мощности земной коры под Сахалином (55–60 км против 30–35 км) и Японией (Тузев, 1975). Известно, что интенсивность обменных волн от границ типа переходных зон на порядок меньше таковой от границ первого рода (Павленкова, 1973). Естественно считать, что химическая граница M принадлежит (или по крайней мере очень близка) к сейсмическим разделам первого рода (граница полупространств). Поэтому по данным сейсмологии определяется, по-видимому, глубина залегания истинной подошвы земной коры. К сожалению, прямыми сейсмическими данными о ее положении под рассматриваемым блоком мы не располагаем. Расчеты плотностной модели (см. рис. 36) свидетельствуют о том, что на глубине 45–50 км здесь должен существовать раздел, совпадающий с кровлей астеносферного слоя, который простирается до глубин 130–140 км и характеризуется пониженными добротностью (Жадин, 1976) и скоростями продольных волн (Славина, Федотов, 1974). Является ли этот раздел ис-

тинной подошвой земной коры — неизвестно. Не исключено, что он представляет собой фронт "астеносферизации" литосферы, возможно, переместившийся выше химического раздела между корой и мантией. Если это так, то непосредственно ниже данного раздела астеносферный слой представлен чем-то близким к "коро-мантийной" смеси, а истинная подошва земной коры является "размытой" и не фиксируется сейсмическими методами.

О возможности резкого повышения пластичности вещества на относительно небольших глубинах (его "астеносферизации") под Южной Камчаткой свидетельствуют данные по тепловому потоку (Поляк, 1966; Соколова и др., 1972; Смирнов и др., 1974). По мнению Л.С. Соколовой (1975), из-за высокого подкорового теплового потока породы коры и верхней мантии могут быть разогреты здесь до $800-1000^{\circ}\text{C}$ уже на глубинах 40–70 км, что обеспечивает на этом уровне возможность их частичного плавления.

Таким образом, по геолого-геофизическим параметрам и структуре земная кора Срединно-Камчатского блока является типично континентальной. Вместе с тем она обладает рядом характерных особенностей, которые отличают ее от коры стабильных континентальных районов. Это прежде всего касается нижней части земной коры и подстилающей ее верхней мантии, современная структура которых обусловлена проявлением высокой новейшей тектонической активности района (на стыке континентального и океанического литосферных блоков). Вряд ли нужно отрицать, что естественной границей этих блоков служит сейсмофокальная зона, как это и предполагалось ранее многими исследователями (Токарев, 1968; Сергеев, 1976; и др.).

Действительно, согласно сейсмологическим данным, эта зона на глубинах более 50–60 км, т.е. в верхней мантии, представляет собой достаточно узкую (50–60 км) область, погружающуюся под континент под углом 50° (Токарев, 1968). В пределах же земной коры ее ширина резко увеличивается за счет коровых землетрясений под северо-западным склоном глубоководного желоба. Вместе с тем совместный анализ материкового ГСЗ и сейсмологии позволяет предположить, что собственно коровые землетрясения группируются в линейные зоны, совпадающие с обнаруженными при ГСЗ разломами в блоке материкового склона (см. рис. 35 и 37). Поэтому если разлом 3 может рассматриваться как естественный выход сейсмофокальной зоны на поверхность, то принадлежность к ней всех разломов, расположенных восточнее, следует признать весьма условной.

В свете этого возникает закономерный вопрос: каким же образом сочленяются континентальный и океанический литосферные блоки на уровне земной коры? Вполне удовлетворительный ответ можно получить, проанализировав глубинную структуру блока материкового склона между разломами 3 и 4, разграничивающими кору заведомо континентального и океанического типов.

Как следует из упомянутых рисунков, в пределах этого блока с запада на восток происходит резкое изменение структуры земной коры от континентальной до океанической. При этом общая мощность коры

уменьшается от 44 до 34 км главным образом за счет сокращения мощности нижнего высокоскоростного слоя, сложенного скорее всего породами габбро-гранулитового типа.

Анализ ориентации разломов и морфологии границ разделов наводит на мысль о развитии в пределах рассматриваемого блока молодого сводового поднятия, сопряженного с прогибом Курило-Камчатского желоба. В целом же по кровле консолидированной коры (граница с $V_r = 5,9$ км/с) в пределах блоков материкового склона и Курило-Камчатского желоба устанавливается крупный прогиб, выполненный уплотненными осадками (пластовые скорости 3,9—4,5 км/с). "Не исключено, что эта структура представляет собой захороненный желоб мезозойского или более древнего возраста. Если это предположение справедливо, то современный Курило-Камчатский глубоководный желоб должен рассматриваться в качестве обновленного докайнозойского желоба, основная зона которого ранее располагалась северо-западнее существующей ныне" (Сергеев, 1976, с. 150).

Развитие в рассматриваемом районе мощной осадочно-вулканогенной толщи, образованной верхней (слоистой) и нижней (акустически-прозрачной) пачками низкоскоростных образований (пластовые скорости от 3,3 до 4,5 км/с, подтверждает идею о существовании здесь условий, необходимых для интенсивного прогибания океанического дна в течение длительного времени. Верхний этаж этой толщи по составу скорее всего близок к кайнозойским (олигоцен-миоценовым) вулканогенным и вулканогенно-осадочным отложениям Шипунского п-ова (Геология СССР, 1964), где вскрываются породы жупановской и шипунской свит, представленные измененными андезитами и базальтами, а также их туфами и туффитами. Нижележащий акустически прозрачный слой с $V_{пл} = 3,9$ км/с может быть отождествлен со "вторым" (Белоусов, 1968; Деменицкая, 1975) океаническим слоем, который состоит из уплотненных и слабо метаморфизованных осадков с пластами базальтов. При этом его сравнительно низкие скорости (менее 5 км/с) свидетельствуют о широком распространении здесь осадочных линз.

Состав "гранитного" слоя в блоке материкового склона скорее всего представлен смесью метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород и базальтов третьего океанического слоя океанов. На возможность такой интерпретации указывают факты повсеместного распространения в районах, примыкающих со стороны материка к желобам, существенно меньших скоростей (5,8—6 км/с по сравнению с 6,7 км/с) в слое, подстилающем осадочно-вулканогенные породы (Деменицкая, 1975).

Оценка состава нижнего (высокоскоростного) этажа земной коры в настоящее время возможна на основе эмпирических зависимостей различного вида (Birch, 1960; Дортман, Магид, 1969; Наливкина, Дьячкова, 1970; и др.), а также гипотез, рассматривающих состав "базальтового" слоя с позиций геологических данных (Афанасьев, 1967; Пейве и др., 1972; и др.). По мнению М.С. Маркова (1975), для "базальтового" слоя можно выделить три типа ассоциаций пород, варьирующих по составу или степени метаморфизма от амфиболитов до габбро-гранулитов. Учитывая более высокие скорости продольных волн в "базальтовом"

слое блока материкового склона, более приемлемым следует считать второй вариант.

В то же время относительно низкие скорости (5,9 км/с) и значительная мощность "гранитного" слоя (до 14 км), морфология сейсмических границ в блоках материкового склона и Курило-Камчатского желоба, а также отмеченные ранее особенности структуры осадочно-вулканогенных образований, по-видимому, свидетельствуют о преобразовании земной коры океанического типа в континентальной посредством постепенно смещающегося в сторону океана геосинклинального процесса. Формирование континентальной коры происходит здесь в результате роста мощности "гранитного" слоя (исходным материалом для которого служат геосинклинальные вулканогенно-осадочные образования) и соответствующих изменений в мощности и составе "базальтового" слоя (его зеленокаменных преобразований, насыщении магматическими телами базит-ультрабазитового состава и, возможно, некотором раскислении под воздействием глубинных флюидов и поступления литофильных элементов). В целом это соответствует представлениям о наращивании коры Азиатского континента в процессе развития "периокеанических" геосинклиналей (Сергеев, 1976), вовлекающих океаническое ложе в геосинклинальный процесс. Подтверждением выказанного положения являются следующие данные:

- 1) единая "океаническая" (химическая) природа раздела М в пределах блоков окраинного вала, Курило-Камчатского глубоководного желоба и материкового склона;

- 2) очевидно, первичная океаническая структура земной коры блока Курило-Камчатского желоба, его океаническая (а не эпиконтинентальная) природа и фронтальное (по отношению к континенту) положение;

- 3) резкое несоответствие рельефа подошвы консолидированной земной коры всем вышележащим границам в блоке материкового склона (погружение М под континент при погружении кровли коры и расположенных ниже границ в направлении океана);

- 4) практическое отсутствие осадков в глубоководном желобе и их максимальная мощность на его северо-западном склоне.

Что касается в целом структуры верхней мантии под блоком материкового склона и Курило-Камчатским желобом, то она может быть аппроксимирована гетерогенным как по латерали, так и по вертикали телом, ограниченным поверхностью Мсверху, кровлей астеносферного слоя снизу, сейсмофокальным слоем на западе и слабо выраженным мантийным разломом на востоке (ниже разлома 5). Вдоль последнего группируются отдельные гипоцентры землетрясений с очагами на глубинах 50—70 км под океаническим блоком. Полученные в процессе расчета плотностной модели (см. рис. 36) ограничения уплотненной мантии под Курило-Камчатским блоком достаточно условны. Не исключено, что в горизонтальном направлении нарастание плотности, а затем ее уменьшение происходит более постепенно. При этом максимум уплотнения несколько сдвинут на запад относительно оси глубоководного желоба, что не соответствует представлениям об их совпадении (Тузев, 1975; и др.). Более того, следует предполагать, что зоны

уплотнения верхней мантии в пределах сейсмофокального слоя (Кузин, 1974), под Курило-Камчатским желобом и областью сжатия в коре в районе блока окраинного вала — звенья одной цепи, обязанные своим происхождением процессу горизонтального сжатия, которое фиксируется здесь по сумме геолого-геофизических данных (Сергеев, 1976). В свою очередь тангенциальные напряжения имеют вертикальные производные, которые, с одной стороны, приводят к короблению участков земной коры, а с другой — обуславливают появление областей уплотнения или разуплотнения вещества мантии вблизи раздела М.

Таким образом, рассматривая вопрос о сочленении континентального и океанического литосферных блоков, следует иметь в виду существенно различный характер этого сочленения в пределах собственно верхней мантии и земной коры. Если в первом случае сочленение имеет природу типа "стыка" по сейсмофокальной зоне, являющейся областью сжатия (Аверьянова, 1975) и уплотнения вещества (Кузин, 1974), то во втором наблюдается переход коры одного типа в другой. Важно подчеркнуть, что в области пересечения сейсмофокального слоя с подошвой земной коры, по-видимому, происходит резкое изменение природы границы М: химической в океанической части профиля на физическую в континентальной. Такое явление обусловлено погружением подошвы земной коры в процессе постепенного роста ее мощности в блоке материкового склона на термодинамические уровни, где становится возможным протекание высокостадийных метаморфических, в частности фазовых, преобразований вещества нижних частей коры и появление физических разделов с "мантийными" скоростными параметрами. Все это, в конечном счете, приводит к образованию в основании коры континентального блока высокоскоростных пород, служащих так называемую псевдомантию, но по вещественному составу являющихся коровыми (Федорченко, Родионова, 1975).

С точки зрения динамики новейших процессов на стыке океан—континент в пределах рассматриваемого профиля четко обособляются два смежных блока, различающихся своей структурой и направленностью развития: сеймотектонический, отвечающий собственно переходной зоне земной коры (блок материкового склона) и примыкающих к нему непосредственно с запада по разлому З — вулcano-тектонический (Святловский, 1955), особенности глубинного строения которого рассматриваются ниже. Необходимо отметить, что приведенные здесь геолого-геофизические данные свидетельствуют о "короблении краев континентальных и океанических плит в результате надвигания первых на вторые" (Сергеев, 1976, с. 186) и о "возможности значительного погружения океанической литосферы под континент в том виде, как это предполагает новая глобальная тектоника" (Кузин, 1974, с. 112).

Многие современные представления о закономерностях развития вулканизма на Земле, природе магматических пород и соответствующих им полезных ископаемых, направленности развития земной коры имеют непосредственное отношение к глубинному строению литосферы вулканических областей. Ранее было показано (Утнасин и др., 1975; Утнасин, Аносов, 1975; Аносов и др., 1976), что хотя кора Восточно-Камчатского вулканического пояса и обладает большой мощностью (не менее 40 км) и континентальным строением, однако характеризуется рядом особенностей, обусловленных ее интенсивным преобразованием. Последнее прежде всего выражается в существенном возрастании мощности "базальтового" слоя, заметном повышении плотности всей консолидированной земной коры (примерно на $0,1 \text{ г/см}^3$), ее сильной сейсмической расслоенности, высокой разогретости (температура 600°C , при которой достигается надкритическое состояние воды, отмечается уже на глубине 20 км, что сказывается на составе минеральных фаз), возрастании в основании коры — зоне М пластовых скоростей до уровня, близкого к мантийному (7,4–7,8 км/с), наличии аномальных масс. Все это создает своеобразный эффект "мантиизации" базальтового слоя, который, по-видимому, обусловлен насыщением рассматриваемой области силлоподобными телами основного—ультраосновного состава, т.е. процессом, близким к "базификации"; в понимании В.В. Белоусова (1968). Сказанное, казалось бы, приводит к выводу, что под вулканическим поясом развита довольно маломощная (15–20 км) кора переходного (от океанического к континентальному) типа, ниже которой залегает разуплотненная верхняя мантия, служащая источником магматических расплавов. Рассмотрим это более детально.

В районе Ключевской группы вулканов земная кора относится к континентальному типу, имеет мощность около 40 км и характеризуется резко сокращенным (не более 6 км) "гранитным" слоем. Поверхность раздела между осадочно-вулканогенным слоем и ее консолидированной частью очень четкая и прослеживается повсеместно, являясь опорной региональной сейсмической границей. Подошва земной коры как единый сейсмический раздел не фиксируется. Она представляет собой мощную (более 10 км) переходную зону со сложными законами изменения скоростей упругих волн (как правило, отмечается серия прерывистых отражающих границ, нередко имеющих несогласные взаимоотношения). При этом непосредственно под вулканической группой эта зона устроена наиболее сложно. Кроме того, здесь регистрируются более глубокие границы, тогда как за ее пределами четче прослеживаются верхние сейсмические разделы. Важно подчеркнуть, что непосредственно под Ключевским вулканом в пределах глубин 10–50 км сейсмические разделы вообще не фиксируются. Это обстоятельство говорит о существовании здесь столбообразной зоны сейсмической "тени".

Судя по выходам консолидированной коры на дневную поверхность в пределах областей развития метаморфических комплексов Камчатки,

а также по данным о вещественном составе ксенолитов в лавах вулканов Ключевской группы и Швелуча (Пийп, 1956; Тимербаева, 1967; Меньяйлов, 1955), есть все основания думать, что "гранитный" слой рассматриваемого района сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями преимущественно основного состава, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. В пределах "базальтового" слоя скорее всего развиты метаморфические породы амфиболитового типа.

Подобное объяснение можно дать и зоне перехода между земной корой и так называемой мантией ("слою" Мохоровичича), но здесь следует говорить о смене фаций более высоких ступеней метаморфизма, в частности о переходе образований амфиболитового типа в гранулитовые. Учитывая аномальный характер распределения температур по глубине, в частности достижение температуры надкритического состояния воды на глубинах 25—30 км, можно предполагать, что в "слое" Мохоровичича протекают сложные процессы дегидратации вещества. Это неизбежно приводит к выводу, что истинная (химическая) подошва земной коры залегает глубже "слоя" М.

Вопрос о толковании природы аномалий сейсмических волн, обнаруженных под Ключевской группой вулканов, является наиболее сложным и важным в плане поставленной проблемы. Несмотря на очевидную сложность этого вопроса, его решение заведомо предопределяется характером изучаемого объекта, прежде всего наличием под активными вулканами питающих их магматических масс, которые должны создавать аномальную сейсмическую картину по сравнению с наблюдаемой в "нормальных" (амагматичных) условиях. В этом отношении изложенный выше экспериментальный материал позволяет сделать следующие основные выводы.

Установленная под самым активным вулканом группы — Ключевской Сопкой — почти вертикальная столбообразная аномальная зона с поперечником около 2 км, прослеживаемая в интервале глубин 20—50 км и "уничтожающая" в своих пределах все сейсмические границы, может интерпретироваться только как "магмовод", связывающий глубинный магматический источник с дневной поверхностью. В непосредственной близости от этого магматического канала располагаются самые крупные вулканы Ключевской группы (сопки Плоские, Ключевская, Камень), на которые приходится около двух третей всех развитых здесь построек и которые в подавляющей своей части сложены основными лавами и туфами, отвечающими по своему составу весьма слабо дифференцированному первичному магматическому расплаву. Учитывая разный возраст перечисленных вулканов, можно предполагать, что установленный "магмовод", несколько изменяя со временем свое пространственное положение, являлся транзитной зоной для магматического материала в течение достаточно длительного отрезка четвертичной геологической истории района.

Проведенные исследования не позволили дать конкретный ответ на вопрос о расположении первичных магматических очагов Ключевских вулканов. Вместе с тем, исходя из полученных материалов, представляется совершенно очевидным, что они находятся ниже выделенной

"зоны" М, т.е. глубже 40 км. Нижний предел их залегания не установлен.

Полученный сейсмический материал показывает, что под вулканом Безымянный заведомо существует периферический магматический очаг. Об этом определенно свидетельствует зафиксированная под этим вулканом в пределах глубин 10—20 км область усиленного поглощения сейсмических волн. Судя по наблюдаемой волновой картине, эта область в средней части земной коры соединяется с упоминавшимся выше "магмоводом" под Ключевской Сопкой и является его тупиковым ответвлением (рис. 38). Петрографические данные, в частности наличие в лавах значительного количества интрателлурических кристаллических выделений, а также степень поглощения упругих волн позволяют думать, что периферический очаг вулкана Безымянный заполнен смесью твердой фазы и остаточного расплава, соотношение которых около 2 : 1, что говорит о существенной ее закристаллизованности. Последняя, видимо, заметно возрастает к периферии рассматриваемой зоны и фиксируется достаточно постепенным переходом ее к вмещающим породам. Экструзивно-эксплозивный характер деятельности вулкана Безымянный в определенной мере подтверждает данное предположение.

Наличие внутрикорового периферического очага под вулканом Безымянный дает удовлетворительное объяснение существенной разнице в составе извергаемых им и Ключевской Сопкой лав (кислоте в первом случае и основному — во втором), а также типах их извержений. Возможность длительной дифференциации в таком промежуточном очаге должна была бы привести к появлению весьма кислых продуктов и медленному накоплению газовой фазы, столь необходимой для генерации катастрофических взрывов (как, например, в 1956 г.).

Наличие связи между "генеральным магмоводом" под Ключевским вулканом и периферическим магматическим очагом под сопкой Безымянной подтверждает высказанные еще в 1956 г. на основе геолого-петрографических материалов представления Б.И. Пийпа об общем глубинном источнике магмы Ключевских вулканов и о ведущей роли процессов дифференциации в периферических камерах (Тимербаева, 1967) при образовании кислых продуктов деятельности. Возможность существования промежуточных очагов, по-видимому, нельзя отрицать даже у таких вулканов, как Ключевская Сопка, питание побочных (адвентивных) аппаратов которой вряд ли осуществляется непосредственно из первичного источника. На соответствующие задержки расплава на пути его продвижения к дневной поверхности весьма определенно указывают заметная, хотя в целом и очень слабая, дифференциация магмы этого вулкана (Пийп, 1956; Мархинин и др., 1963), а также характерная локализация зон побочного вулканизма. По-видимому, следует говорить о разных типах периферических очагов, различающихся размерами, глубиной залегания, формой, активностью связи с первичными источниками магмы, длительностью существования и т.п.

Материалы по глубинному строению Восточно-Камчатского вулканического пояса в районе Южной Камчатки (см. рис. 35, зона Восточно-Камчатского антиклинория) полностью согласуются с таковыми для района Ключевской группы. Вместе с тем более детальные сейсмические наблю-

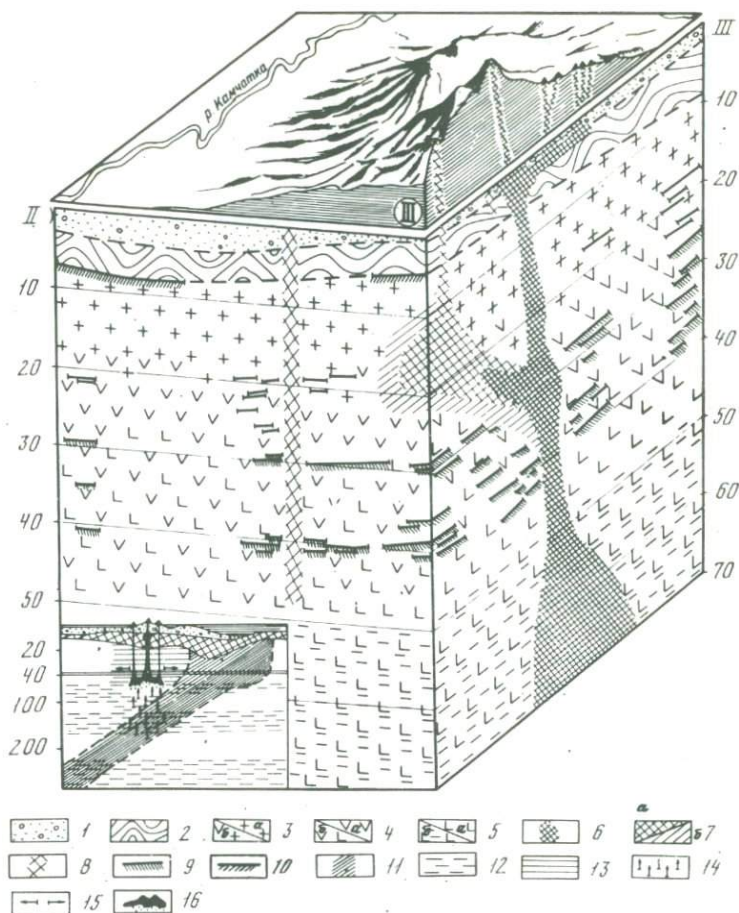


Рис. 38. Сейсмическая модель Ключевской группы вулканов

1 — неогеновые вулканогенно-осадочные образования; 2 — верхнемеловые — палеогеновые вулканогенно-осадочные образования; 3 — "гранитный" слой (а) и переходная зона между "гранитным" и "базальтовым" слоями (б); 4 — "базальтовый" слой (а) и переходная зона между "базальтовым" слоем и верхней мантией (б); 5 — верхняя мантия; а — над астеносферой, б — в зоне астеносферы; 6 — генеральный магмовод; 7 — периферический очаг; а — центральная, менее закристаллизованная часть, б — периферийная, более закристаллизованная; 8 — глубинный разлом; 9 — подошва консолидированной коры; 10 — кровля консолидированной коры. На врезке: 11 — сейсмофокальная зона; 12 — астеносферные слои; 13 — зона разуплотнения под вулканической грядой; 14 — поток разогретых флюидов; 15 — зона растяжения; 16 — магматические очаги

дения, освещающие строение нижней части разреза, и отсутствие аномальных объектов (таких, как периферический магматический очаг под вулканом Безымянный) позволяют существенно дополнить представления о структуре земной коры пояса и высказать некоторые предположения о ее современном состоянии и характере развития.

Прежде всего следует отметить, что данные о большой (около 50 км) мощности и заведомо континентальном строении земной коры Восточно-Камчатского вулcano-тектонического блока находят свое полное подтверждение в данных ГСЗ на Южной Камчатке. Кроме того, выяснилась неправомерность отождествления с подошвой коры хорошо развитого здесь на глубинах 20–30 км высокоскоростного слоя ($V_p = 7,8$ км/с) и отнесение расположенного глубже (в интервале 30–45 км) образований с пониженными пластовыми скоростями (7,5 км/с) к "разуплотненной" мантии. В настоящее время представляется более правильным рассматривать в качестве основания земной коры толщу с мантийными скоростями (8,1 км/с) на глубинах 45–50 км, которая отделяет геологическое тело собственно коры от астеносферы и, по-видимому, сложена эклогитами. Рассчитанные термодинамические параметры среды на этих глубинных уровнях (литостатическое давление 15–16 кбар, температура не менее 1000°C) подтверждают возможность протекания здесь процессов эклогитизации основных (габбро-гранулитовых) пород в нижних частях земной коры.

Высокоскоростной слой в земной коре скорее всего представляет собой сложное линзообразное скопление пластовых интрузий, несомненно мантийных по своей природе, альпинотипных гипербазитов, обильно представленных ксенолитами в лавах Авачинского вулкана. Сильный "раздув" под вулканическим поясом базальтового слоя (почти до 35 км) при одновременном резком сокращении мощности "гранитного" слоя (менее 10 км) и аномально высокие скорости сейсмических волн в нем свидетельствуют о "базификации" земной коры при одновременно существенном росте (а не уменьшении, как этого требует гипотеза "базификации" В.В. Белоусова) ее мощности в результате развития в этом блоке интенсивного интрузивного базито-ультрабазитового магматического процесса.

Полное отсутствие в лавах восточнокамчатских вулканов не только ксенолитов эклогитов, но и недоплавленных реликтов барофильных минералов (Масуренков, 1972), в частности шпинели и граната, приводит к мысли о том, что генерация базальтовых и андезито-базальтовых расплавов, исходных для лав Восточной Камчатки, осуществляется между "эклогитовым" основанием земной коры и упоминавшейся выше "линзой" гипербазитов, т.е. в пределах той части "базальтового" слоя, которая по отношению к выше- и нижележащим областям обладает пониженными скоростями и, по-видимому, габбро-гранулитовым (существенно плагиоклазовым) составом. Прямая связь последней с развитой ниже подошвы земной коры астеносферой отсутствует, поскольку сейсмическим методом между ними установлена высокоскоростная ("эклогитовая") перемычка, подобная той, которая обнаружена в районе о. Байкал (Крылов и др., 1975). Вместе с тем определенное влияние процессов в

астеносферном слое и сейсмофокальной зоне на формирование коровых по своей природе главных очагов Восточно-Камчатского вулканического пояса нами не оспаривается.

Несмотря на приведенные выше аргументы, некоторые авторы (Мархинин, Стратула, 1971) видят возможность прямой связи между магмообразованием и процессами в сейсмофокальном слое, залегающем здесь на глубинах 130–200 км (Токарев, 1968). Не отрицая возможности такой связи, можно усматривать ее в участии разогретых газовых струй ("трансмагматических растворов", по Д.С. Коржинскому, 1968), которые в результате снятия напряжений при землетрясениях формируются в сейсмофокальной зоне, особенно интенсивно в местах ее пересечения с астеносферным слоем. Мигрируя по ослабленным зонам (области растяжения) к дневной поверхности, эти струи, видимо, и обуславливают частичное плавление корового вещества на сравнительно небольших глубинах.

Приводимые сторонниками глубокого залегания первичных магматических очагов аргументы петрохимического плана являются, безусловно, очень важными, хотя далеко не однозначными и довольно легко объяснимыми (особенно в отношении содержания K_2O) с позиций принимаемой гипотезы "газовых струй". Эксперименты В.К. Маркова и др. (1968) свидетельствуют, что повышение давления не способствует фиксации калия в минералах горных пород. Этот факт должен приводить к своеобразной отгонке калия из более глубоких зон земли в верхние горизонты коры. Таким образом, поперечная петрохимическая зональность, в частности заметное увеличение содержания калия в лавах при приближении к континенту, можно объяснять возрастанием в этом направлении глубины протекания процессов дифференциации вещества верхней мантии, неотъемлемой частью которых является и ее дегазация (Виноградов, 1964).

Развиваемая концепция о коровой природе магматических расплавов андезитового типа снимает то парадоксальное разногласие в решении петрогенетических вопросов, которое возникло между вулканологами петрологического и геофизического направлений. Так, первые на основании изучения вещественного состава лав и заключенных в них ксенолитов, а также результатов физико-химических экспериментов с горными породами при соответствующих температурах и давлениях считают, что андезитовые магмы возникают при расплавлении материала нижних частей земной коры под воздействием различных глубинных факторов, например, поднимающихся из мантии базальтоидных расплавов (Соболев, 1973) или же восходящего потока разогретых флюидов (Федорченко, Родионова, 1975), которые образуются в астеносфере, причем наиболее интенсивно в области пересечения ее сейсмофокальным слоем. Вторая группа вулканологов исходит из геофизических материалов, позволяющих говорить о мантийной локализации аномальных зон, которые они отождествляют с магматическими очагами. Следствием такой постановки вопроса является отрицание влияния земной коры на вулканизм, который рассматривается как весьма глубинное и "сквозькоровое" явление.

В последние годы нашими и другими исследованиями под континентальными блоками установлены более глубокие (до 50–70 км), нежели принимавшиеся за М, разделы с нормальными мантийными (а не пониженными, практически коровыми) скоростями упругих волн. Было показано (Федорченко, Родионова, 1975), что один из таких разделов с большим правом может рассматриваться в качестве подошвы земной коры в ее геолого-петрографическом смысле. Это приводит к необходимости отнесения вышележащей разуплотненной низкоскоростной "мантии" (по сути дела, псевдомантии) к земной коре, что устраняет упомянутое выше противоречие, обусловленное различным пониманием природы раздела М и его соотношения с истинной (химической) подошвой коры в геологических моделях континентальной литосферы.

Кроме решения изложенных выше общих вопросов глубинной геологии вулканического пояса проведение ГСЗ на п-ове Камчатка дало определенный материал для суждения о локализации областей скопления и путей миграции магм. После этих исследований в пределах Ключевской группы вулканов (Утнасин и др., 1974) стало очевидным существование у камчатских вулканов как первичных (магмогенерирующих), так и вторичных (периферических) магматических очагов. Было показано, что такие активные андезито-базальтовые вулканы, как Ключевской, питаются непосредственно из первичного очага через длительно существующий, достаточно узкий (около 2–3 км) вертикальный магматический канал. В то же время вулканы типа Безымянного, характеризующиеся кислым составом продуктов деятельности, питаются из неглубоко (10–20 км) залегающих периферических камер, связанных с главным "магмоводом" посредством наклонных вторичных подводящих каналов. Представляется, что подобная система различных типов очагов и подводящих каналов (главных и вторичных) является универсальной, по крайней мере для сложных вулканических групп, к которым относится также и Авачинско-Корякская. Здесь под Корякским вулканом также установлена вертикальная аномальная зона (поперечником 1,5–2 км), экранирующая сейсмические волны. Под Авачинским вулканом, кроме выделенного ранее в осадочно-вулканогенном слое близповерхностного небольшого (радиус всего 3–8 км) магматического очага, никаких других аномальных зон не обнаружено. Отсутствие здесь повышенного затухания амплитуд сейсмических волн, которое фиксируется под вулканом Безымянный при сейсмическом "просвечивании", свидетельствует, по-видимому, о том, что крупные скопления жидкой магмы и активные подводящие каналы в консолидированной коре Авачинско-Корякской группы в настоящее время в значительной степени закристаллизованы и поэтому не отражаются в сейсмическом волновом поле. Сказанное полностью соответствует слабой, в основном фумарольной деятельности Авачинских вулканов на протяжении последних трех десятилетий.

В заключение настоящего раздела необходимо кратко осветить вопрос о структурном положении Восточно-Камчатского четвертичного вулканического пояса. Наложенность его на более древние образования и при-

уроченность к западному крылу Восточно-Камчатского антиклинория не вызывает сомнений. В целом расположение пояса, по-видимому, контролируется (см. рис. 35) зоной глубинного разлома 2, имеющей согласное направление с простиранием геоструктурной дуги, хотя видимой связи этого разлома с конкретными очаговыми зонами вулканов не обнаруживается. Положение подводных каналов скорее всего определяется системами оперяющих его разрывов различного направления, обуславливающих ориентировку вулканических групп и их внутреннюю структуру. Не исключено, что северо-западное простирание Авачинско-Корякской группы вулканов в значительной мере связано с влиянием разломов, ограничивающих с северо-востока Начикинскую зону поперечных дислокаций.

Ранее (Балеста и др., 1974) на основании данных ГСЗ по профилю V (см. рис. 5) высказывалось мнение о приуроченности Авачинско-Корякской группы вулканов к прогибу мелового (и кристаллического) фундамента. Сопоставление этих данных с материалами профиля 7-0С, пересекающего антиклинорий вкост простирания, позволяет говорить о том, что выделявшийся на сейсмическом разрезе (профиль V) прогиб по фундаменту является структурой более высокого, по отношению к Восточно-Камчатскому антиклинорию, порядка, сформировавшейся, по-видимому, уже в период активной деятельности вулканической группы (вулкано-тектоническая депрессия?). Поэтому с большим основанием следует считать, что Восточно-Камчатский вулканический пояс заложился на жестком основании, образованном крупной антиклинорной структурой континентального типа, какой и является выделяемый здесь одноименный антиклинорий. Это, как известно, предполагалось ранее рядом исследователей для наложенных поясов Камчатки.

О природе основных сейсмических разделов в земной коре

Относительно геологической природы границ, фиксируемых в толще коры Земли сейсмическими методами, высказано много различных мнений; основные из них подробно рассмотрены А.А. Борисовым (1967), И.П. Косминской (1968), Н.И. Павленковой (1973) и другими авторами. Ими показано, что в зависимости от детальности геофизических (в том числе сейсмических) экспериментальных данных существуют определенные возможности создания геологических моделей геофизических границ, в которых сейсмические разделы могут рассматриваться как метаморфические (физические) или структурные. При этом основное различие (в геофизическом понимании) между первыми и вторыми заключается в "резкости" сейсмических разделов (величины скачка скорости упругих волн или изменения других физических свойств горных пород в средах выше и ниже границы). Если для структурной границы переход от среды к среде происходит резко, скачком, то в случае физической (метаморфической) более вероятно ожидать плавное изменение физических параметров среды, т.е. наличие переходного слоя.

В то же время трудно предполагать появление в природе границ в их "чистом" виде (Епинатьева, 1970).

Данные ультразвукового каротажа скважин, а также большой объем информации по КМПВ в различных районах СССР, согласованный с результатами бурения, показывают (Иванова, 1965), что наиболее распространенными сейсмическими моделями поверхности кристаллического фундамента могут быть такие, где над кровлей неизменного основания существует маломощная (до 100 м) зона "коры выветривания", т.е. переходная зона над границей первого рода, или, наоборот, резкая граница, ниже которой наблюдается небольшой градиент скорости до глубин в первые сотни метров. В практике также широко встречаются случаи, когда поверхность кристаллического фундамента является так называемой границей второго рода, на которой происходит изменение вертикального градиента скорости. Особенно часто это бывает там, где комплекс пород фундамента еще может уплотняться "под нагрузкой вышележащих толщ примерно до значений минералогической плотности" (Борисов, 1967, с. 32). По-видимому, этим и объясняется различие в скоростях и наклоне графиков $V = f(H)$, фиксируемое для областей палеозойской и более молодой складчатости, что указывает на заметное отличие "гранитного" слоя молодых складчатых сооружений от такого же слоя платформ (Беляевский и др., 1972).

Таким образом, геолого-геофизическая информация о природе сейсмической границы, связанной с кровлей консолидированной коры, т.е. первой и пока единственной границы коры, изученной в естественном залегании, свидетельствует о том, что она в большинстве случаев является структурной. Однако не исключено, что на отдельных участках эта граница может совпадать с фронтом регионального метаморфизма (Крылов, 1967; Косминская, 1968) и, таким образом, может иметь различное происхождение.

Природа всех нижележащих сейсмических разделов, вплоть до подошвы земной коры, устанавливается на основе различных геологических и геофизических построений, основанных прежде всего на данных изменения физических свойств горных пород в условиях высоких давлений и температур, а также на геологических гипотезах о направленном развитии земной коры и ее возможном вещественном составе. Большое внимание при этом уделяется вопросу о природе поверхности М, которая, как и кровля консолидированной коры, является региональной (глобальной) границей, уверенно фиксируемой сейсмическими методами и отождествляемой с подошвой земной коры в геофизических моделях литосферы. В целом появление глубинных границ, как это предполагается многими исследователями, может быть вызвано различными причинами, связанными с геологическими, физическими, физико-химическими и другими процессами, которые протекают в земной коре и верхней мантии.

Сейсмический метод, в частности ГСЗ, на основе анализа динамических и кинематических признаков в ряде случаев позволяет придать выявленному разделу структурный или физический смысл и соответствующим образом использовать его в геологических построениях. Важными до-

Район	Характеристика волн P^M	Характеристика волн $P^M_{отр}$	Модели границы М	Литературный источник
Океаническая часть разреза	Высокочастотная интенсивная компактная группа колебаний (6–17 Гц)	Низкочастотная малоинтенсивная группа колебаний (4–6 Гц)	Переходный высокоградиентный слой $h/\lambda=1$ км	Епинатьева, 1970; Howell, 1966; Nakamura, Howell, 1964
Восточно-Камчатский блок	Широкая (до 1 с) низкочастотная (8–10 Гц) малоинтенсивная группа колебаний с возрастанием интенсивности от первых фаз к последующим и с потерей первых фаз при увеличении расстояний от пункта взрыва	Сложно построенная интенсивная невыразительная группа колебаний с резко интерференционной формой записи на удалениях до 70–90 км. С увеличением расстояний форма записи упрощается; частота 10 Гц и меньше. Группа состоит из двух волн	Неоднородный высокоскоростной слой $h/\lambda=1,5$ (3–10 км)	Spenser, 1965; Кун, Подъяпольский, 1973; Епинатьева, 1970
Срединно-Камчатский блок	Не зарегистрированы	В интервале 8–10–40–50 км широкая (до 1 с) высокочастотная (до 15 Гц) интерференционная группа колебаний в виде отдельных коротких осей синфазности (1–1,5 км), интенсивность небольшая. В интервале 40–50–80–90 км выделение волн во многих случаях невозможно на фоне интенсивных кратных волн. В интервале 80–90–140 км — четырех-пятифазная интенсивная группа $V^*=6-6,5$ км/с на $R=100-110$ км с видимыми частотами 10–12 Гц	Инверсионная пачка слоев со случайной структурой $\Delta h=1$ км	Мейснер, 1969; Clowes, Kanasevich, 1970; Михота, 1972; Fuchs, 1969

полнительными признаками служат данные о морфологии границы и распределении скоростей упругих волн вдоль нее, физической структуре подстилающих толщ, наличии корреляционных связей между параметрами сейсмических разделов и распределением геофизических (потенциальных) полей и т.д.

В свете изложенного природа сейсмических границ, зафиксированных ГСЗ в районе Камчатки, частично рассматривалась выше при характеристике волнового поля и анализе сейсмических моделей. При этом наиболее широко и подробно были описаны модели поверхности М, природа которой устанавливалась по сумме кинематических и динамических признаков связанных с ней продольных волн (табл. 4). Поэтому ниже основное внимание уделено анализу возможной природы кровли консолидированной коры и основных сейсмических разделов внутри последней.

Природа первой из указанных границ устанавливалась на основе результатов специально для этого выполненных наблюдений ГСЗ по профилю IV (район Ганальского хребта). Ранее (Утнасин, Аносов, 1975) указывалось, что кровля консолидированной коры (граница K_0 с граничной скоростью 5,9–6,5 км/с), по-видимому, может быть отождествлена с домеловым комплексом основания Камчатки, так как в районе развития метаморфических образований Ганальского хребта, рассматриваемых многими исследователями как выступы пород древнего фундамента полуострова, эта граница выходит на дневную поверхность.

Анализ кинематических и динамических характеристик квазиголовной волны, связанной с разделом K_0 , показывает, что она представляет собой совокупность по крайней мере двух простых волн, незначительно различающихся кажущимися скоростями. Если на профиле IV эти волны хорошо разрешены на сейсмограммах и уверенно прослеживаются от трассы к трассе, то на профиле V их прослеживание возможно лишь на отдельных участках и на более высокой частоте регистрации. На всех отдельных профилях ГСЗ Камчатки эти волны наблюдаются в виде суммарного интерференционного колебания, в связи с чем их разделение становится возможным здесь только с применением спектрального анализа или при построении разреза с помощью ЭВМ (Утнасин, Аносов, 1975).

Во всяком случае можно считать установленным, что верхняя часть консолидированной коры п-ова Камчатка с сейсмической точки зрения имеет двухъярусное строение. Верхний ярус характеризуется граничной скоростью 5,5–5,7 км/с и в районе Ганальского хребта может быть сопоставлен с толщей пород ганальской серии; нижний же (граничные скорости 5,9–6,5 км/с) отвечают, по-видимому, гранулитовым образованиям в своде Ганальской структуры (Герман, 1975б).

Приуроченность этих сейсмических разделов к определенным геологическим границам вытекает из следующих положений.

1. Поскольку продольные волны, зарегистрированные от кровли консолидированной земной коры, кинематически неотличимы от головных (минтроповских), а по динамическим признакам относятся

к слабо рефрагированным, то эта граница с наибольшим приближением может быть описана физической моделью, предусматривающей наличие границы первого рода с маломощной высокоградиентной переходной зоной над ней. Мощность этой зоны, по-видимому, не превышает 1 км, а вертикальный градиент скорости в ней равен $0,5-0,8 \text{ с}^{-1}$, что соответствует частоте регистрации 12–14 Гц. Все это согласуется с данными, полученными при решениях обратной задачи сейсморазведки на ЭВМ по Центральной Камчатке. В рассматриваемом случае для кровли верхнего яруса вертикальный градиент значительно ниже (не более $0,1 \text{ с}^{-1}$) при незначительном увеличении мощности переходного слоя. Последнее обстоятельство свидетельствует о большем скачке скорости на самой границе — кровле яруса — по сравнению с подошвой.

Таким образом, для района Ганальского хребта наиболее обоснованной следует считать модель границы K_0 в виде слоя, на кровле которого наблюдается скачок скорости не менее $0,5 \text{ км/с}$ и переходная градиентная зона над ней с $\beta = 0,1 \text{ с}^{-1}$ при мощности около 1 км. У его подошвы вновь появляется переходная градиентная ($\beta = 0,5-0,8 \text{ с}^{-1}$) зона мощностью менее 1 км, которая в основании яруса без заметного скачка скорости сменяется практически безградиентной нижележащей средой.

2. Расчеты плотностной модели показали, что с границей K_0 связан скачок плотности, равный $0,3-0,5 \text{ г/см}^3$. Это, по-видимому, свидетельствует о резко различном вещественном составе сред выше и ниже этой границы. Приуроченность к участкам ее подъема магнитных аномалий может дополнительно указывать на большую оснóвность нижезалегающей среды по сравнению с верхней.

В целом геофизические материалы показывают, что сейсмический раздeл K_0 в значительной степени имеет характер структурной границы, разделяющей толщи пород с различными физическими свойствами. Совпадение выхода кровли верхнего яруса слоя K_0 с полем развитых в своде Ганальской структуры зеленосланцево-амфиболитовых метаморфических образований ганальской серии позволяет отождествить сейсмический раздeл с граничной скоростью $5,7 \text{ км/с}$ с кровлей этих отложений, а границу с $V_r = 6-6,2 \text{ км/с}$ — с их подошвой и залегающими ниже гранулитами.

Несомненно, нельзя исключать возможность изменения структурной природы нижней границы на физическую в своде антиклинальных поднятий, как это предполагается по данным КМПВ для Западной Камчатки (Потапьев и др., 1975). Возможно, что именно с этим связана аномально увеличенная мощность слоя K_0 в своде Ганальского хребта по сравнению с его крыльями и особенно в смежных с ним впадинах, где границы сливаются, становятся сейсмически неразличимыми и приобретают свойства геологического (структурного) раздeла.

Заметные колебания скоростей вдоль этой границы свидетельствуют о гетерогенности залегающих ниже пород. Особенно отчетливо это проявляется на профиле 7-0С, где уменьшение граничной скорости вдоль рассматриваемого раздeла происходит резко — с $6,4$ до $5,9 \text{ км/с}$ при

сохранении (в геофизическом плане) структуры самой границы. Однако возможно, что в Восточно-Камчатском блоке (район Авачинско-Корякской группы вулканов) изменение граничной скорости связано не только с гетерогенностью складчатого фундамента, но и с процессами метаморфизма, вызываемыми влиянием на этих глубинах повышенных температур. Так, под Авачинским вулканом наблюдениями КМПВ зарегистрировано локальное уменьшение граничных скоростей в вышележащих породах, обусловленное присутствием в них периферического магматического очага.

В целом граница K_0 является региональным, выдержанным по физическим параметрам сейсмическим разделом, который в большинстве случаев может отождествляться с фундаментом вышележащих осадочно-вулканогенных комплексов. В тех местах, где ее структурное содержание изменяется на физическое, над ней наблюдается четкая геологическая граница с меньшими граничными скоростями ($V_r = 5,7$ км/с) (Потапьев и др., 1975; Утнасин, Аносов, 1975).

Природа остальных сейсмических разделов в консолидированной коре, включая поверхность М, может быть оценена на основе тех же представлений о параметрах связанных с ними волн. Хотя детальность сейсмических материалов при построении внутрикоровых границ была значительно ниже, впоследствии выяснилось, что с ними во всех случаях могут быть отождествлены гравитирующие поверхности со скачком плотностей от 0,08 до 0,17 г/см³. Возможно, что морфология этих разделов в значительной степени определяется избирательностью применения самого сейсмического метода к пологим границам, которые могут указывать как на наличие определенных геологических комплексов пород, так и на существование конкретных термодинамических уровней внутри консолидированной коры. При этом в океанической части профиля 7-0С следует ожидать большее влияние на морфологию границ структурно-геологического фактора, тогда как в Восточно-Камчатском блоке — термодинамических условий. В последнем случае не исключено также, что сейсмические границы отвечают отдельным поверхностям, связанным с внедрением интрузивных тел различного состава или с преобразованием вмещающих пород под влиянием магматических расплавов. Наличие значительного числа коротких отражающих площадок, различающихся углами наклона и положением в разрезе, свидетельствует о возможном присутствии здесь и более крутых поверхностей раздела, которые не могли быть выявлены при использованной системе наблюдений ГСЗ. В всяком случае фиксируемая расслоенность консолидированной коры отражает, по-видимому, значительное разнообразие слагающих ее разрез пород и условий их залегания, возможное развитие здесь многочисленных базито-ультрабазитовых интрузивных тел разных типов и др.

Таким образом, несмотря на недостаточную детальность исходного (сейсмического) материала, комплексная геолого-геофизическая информация, которая может быть использована для анализа природы выявленных сейсмических разделов в консолидированной земной коре, свидетельствует о значительном влиянии геологических факторов на морфологию границ.

Принадлежность рассматриваемой области к Курило-Камчатской зоне Тихоокеанского подвижного пояса определяет развитие в ее пределах многочисленных разломов, имеющих различную протяженность, разную глубину проникновения в земную кору и верхнюю мантию и неодинаковую роль в формировании современной структуры. Существующие геолого-геофизические материалы дают возможность выделить среди них нарушения трех типов: сверхглубинные, глубинные и неглубокого залегания (коровые), которые в совокупности и определяют сложную блоковую структуру региона.

Сверхглубинный наклонный разлом, по которому континентальный блок сочленяется с океаническим, пространственно совпадает с сейсмофокальным слоем. В своей части он представлен системой тектонических нарушений северо-восточного простирания, а непосредственно в пределах профиля 7-0С (см. рис. 1) — сквозькоровой (глубинной) разломной зоной 3 (см. рис. 35, 37). Выше было высказано предположение, что фокальная зона в пределах земной коры выражена более узкой областью глубинных дизъюнктивных дислокаций, совпадающей с выделяемым по сейсмическим данным разломом 3. Ее "раздув" на уровне земной коры, по-видимому, правильно было бы связывать с движениями по этому сверхглубинному разлому, активность которого приводит к корблению блока материкового склона и интенсивным прогибаниям в районе глубоководного желоба. Сказанное находит подтверждение в различном характере дислокаций в очагах землетрясений на уровнях до 60 км и глубже, а именно: сбросо-сдвигом с горизонтальными напряжениями растяжения поперек дуги в первом случае и взбросо-сдвигом с горизонтальными напряжениями сжатия — во втором (Аверьянова, 1975).

Все это свидетельствует о различии тектонических процессов на больших и относительно малых (до 60 км) глубинах. Первичность глубинного процесса несомненна. Она скорее всего обусловлена глобальным взаимодействием таких крупнейших структур Земли, как Тихий океан и его континентальное обрамление. Новейшее структурообразование в пределах земной коры — рост сопряженных "растрескивающихся" (сейсмоактивных) сводовых поднятий и фронтального прогиба — представляется производным (вторичным), отражающим реакцию "жесткой" литосферы на горизонтальное сжатие в области сверхглубинного разлома (сейсмофокальной зоны). "Растрескивание" земной коры к востоку от разлома 3, т.е. в собственно переходной зоне, по-видимому, обусловило появление двух квазиверных систем разломов, приуроченных соответственно к блокам сводово поднимающегося материкового склона и Курило-Камчатского глубоководного желоба (фронтального прогиба). Наличие системы расходящихся книзу (т.е. в сторону океана и континента) сквозькоровых (глубинных) и коровых разломов противоречит представлениям о пододвигании океанической земной коры под континентальную.

О современной активности этих разломов и продолжающемся развитии упомянутых структур свидетельствует приуроченность к ним линейных сосредоточений гипоцентров землетрясений. В связи с изложенным представляется справедливым мнение А.Е. Святловского (1968) о необходимости разделения землетрясений по их генезису и местоположению в земной коре и верхней мантии при анализе сейсмотектоники различных областей, что могло бы, видимо, быть положено в основу методического подхода при изучении динамики современных структурообразовательных процессов.

Заканчивая рассмотрение вопроса о значении сверхглубинных разломов в структуре и развитии региона, хотелось бы еще раз подчеркнуть огромную роль глубинного нарушения 3, которое не только разграничивает континентальную и переходную к океанической земную кору, но и является естественной структурно-фациальной границей между эвгеосинклинальной зоной Восточной Камчатки и миогеосинклинальными зонами блоков материкового склона и Курило-Камчатского глубоководного желоба. Об этом прежде всего свидетельствует резкое изменение пластовых скоростей продольных волн в нижней толще осадочного слоя от 5,5 до 3,9 км/с, показывающее преимущественно вулканогенный (в первом случае) и существенно осадочный (во втором) характер слагающих эту толщу образований.

Нет сомнения в том, что разломная тектоника играет значительную роль в формировании современной складчато-блоковой структуры земной коры и собственно континентального блока, т.е. непосредственно территории п-ова Камчатка. На это в свое время указывали О.И. Супруненко и Г.П. Декин (1968), которые на основе анализа гравитационного поля Южной Камчатки пришли к выводу о значительной тектонической раздробленности этого региона. Данный вывод нашел свое конкретное подтверждение в исследованиях земной коры методом ГСЗ (Утасин, Аносов, 1975) и в настоящее время не встречает серьезных возражений. В частности, для изученного района обосновано существование глубинного разлома 2, который разделяет участки с резко различным строением и разнотипным новейшим развитием земной коры (практически часто континентальным в первом случае и активизированным континентальным — во втором).

Почти очевидно, что рассмотренные зоны разрывных нарушений, имеющие согласное с простиранием дуги северо-восточное направление, обязаны своим существованием общим процессам, длительно развивающимся на стыке Азиатского континента с Тихим океаном. Вместе с ними здесь протекают соподчиненные наложенные процессы, которые усложняют и без того сложную геологическую картину. К ним прежде всего следует отнести появление зон поперечных дислокаций, в частности Начикинской, грабенообразная структура которой подтверждена проведенными исследованиями.

Таким образом, проявление разнообразных тектонических процессов на окраине Азиатского континента в результате его взаимодействия с талассократоном Тихого океана происходит сложно. Первичными, по-видимому, являются дислокации согласного с Курило-Камчатской

дугой простираения, а наложенные (поперечные дислокации типа Начинской зоны) — вторичными, сопутствующими развитию главного (сверхглубинного) разлома сейсмофокальной зоны. Представляется, что эти разломы не только определяют взаимные (нередко разнонаправленные) движения блоков земной коры и формирование складчатоглыбовой структуры самых верхних участков литосферы, но и миграцию магматического вещества, гидротермальных растворов и протекание разнообразных процессов метаморфизма, что в конечном счете обуславливает металлогеническую специализацию региона.

Комплексная интерпретация данных ГСЗ по Камчатке позволила выявить ряд важных особенностей глубинной структуры этого региона. Не все затронутые в работе вопросы решены в достаточной степени и, безусловно, потребуют уточнений при дальнейших исследованиях.

Основные результаты проведенных исследований сводятся к следующему.

1. Полученные материалы свидетельствуют о большой информативности ГСЗ при изучении глубинного строения рассматриваемой территории и необходимости более строгого методического подхода к интерпретации материалов потенциальных геофизических полей. Так, анализ плотностных моделей земной коры и сопоставление поля Δg с рельефом поверхности M , построенным по данным гравиметрической съемки (с использованием стандартных корреляционных зависимостей между ними), показывает, что для Западной Камчатки, т.е. блока с относительно стабилизированной земной корой, эти зависимости позволяют получить результаты, близкие к данным ГСЗ. В области же проявления современных активных тектонических процессов (Восточная Камчатка) применение стандартной методики трансформации гравитационного поля при составлении карты рельефа поверхности M может привести к существенным неточностям. В ряде случаев региональные аномалии Δg связаны не столько с рельефом раздела M , сколько с наличием в консолидированной коре высокоскоростных "включений".

2. Полученные геолого-геофизические материалы приводят к выводу, что сочленение континентального и океанического литосферных блоков имеет различный характер в пределах верхней мантии и земной коры. В первом случае оно представляет собой их "жесткий стык" по сейсмофокальной зоне, а во втором — практически постепенный переход от одного типа коры к другому в пределах блока материкового склона. В области пересечения сейсмофокального слоя с подошвой земной коры, по-видимому, происходит резкая смена природы границы M — химической в океанической части профиля на физическую в континентальной. Это соответствует высказывавшимся ранее представлениям о возможности миграции раздела M вверх по разрезу на те термодинамические уровни, где становится возможным появление физических разделов со скоростными параметрами, близкими к мантийным.

3. Показано, что Восточно-Камчатский вулканический пояс заложился на жестком основании, представленном крупной антиклинорной структурой континентального типа. Его положение контролируется мощной разломной зоной, имеющей согласное с дугой простираение. Вместе с тем конкретной связи с ней очаговых зон вулканов не обнаруживается. Положение подводных каналов, по-видимому, контролируется системами оперяющих разрывов, которые определяют ориентировку вулканических групп и их внутреннюю структуру. Установлено также, что у камчатских вулканов существуют два типа магматических очагов и подводных каналов (первичных и вторичных). Первичные очаги являются генераторами магматических расплавов. Они находятся в основании земной коры выше эклогитового "барьера". Вторичные (периферические) магматические очаги локализируются в верхней части коры. Питание отдельных вулканов осуществляется либо непосредственно из первичного очага через субвертикальный "магмовод", либо из неглубоко залегающих периферических камер, связанных с ним наклонными (вторичными) подводными каналами.

4. Природа сейсмических разделов, устанавливаемая на основе качественного анализа динамических и кинематических характеристик зарегистрированных сейсмических волн, свидетельствует о приуроченности их в целом к определенным геологическим комплексам пород и о значительном влиянии распределения последних на морфологию границ. Геолого-геофизические параметры сейсмического раздела, отождествляемого с кровлей консолидированной коры, дают основание связывать его с поверхностью складчатого, гетерогенного по составу кристаллического основания, на котором сформировался осадочно-вулканогенный слой позднемезозойско-кайнозойской Камчатской геосинклинали.

5. Полученные материалы подтверждают представление о мозаичном складчато-глыбовом строении земной коры Камчатки и прилегающей части Тихого океана. При этом определяющими, по-видимому, являются дислокации согласного с Курило-Камчатской дугой простираения. Поперечные же нарушения сопутствуют развитию главного (сверхглубинного) разлома сейсмофокальной зоны. Системы этих разломов определяют взаимное разнонаправленное движение блоков земной коры и, несомненно, оказывают значительное влияние на размещение месторождений полезных ископаемых.

6. Результаты выполненной интерпретации геолого-геофизических данных по Камчатке, расположенной на стыке Тихого океана с Азиатским континентом, вынуждают усомниться в справедливости механизма тектонических процессов, предполагаемых концепцией новой глобальной тектоники для районов островных дуг.

Комплексирование исследований методом ГСЗ с детальными сейсмологическими наблюдениями позволит резко повысить точность определения эпицентров землетрясений и достоверность выделяемых неоднородностей в верхней мантии. Целесообразно выполнить определенный комплекс исследований ГСЗ в районах расположения станций региональной сейсмологической сети. Это даст возможность более строго вводить станционные поправки и шире использовать сейсмологические данные при

изучении глубинной структуры сейсмоактивных районов и прилегающих к ним частей Тихого океана. Применение профильных сейсмологических наблюдений в комплексе с ГСЗ должно послужить исходным материалом для перехода от обобщенного сейсмологического годографа, используемого для рассматриваемого района, к станционному — для конкретной сейсмологической станции. Знание скоростного разреза и особенностей строения земной коры в районе станций стало бы исходным при решении вопроса о положении гипоцентра землетрясений. Очевидно, что более строгая привязка очагов землетрясений к геологическому пространству является необходимым условием установления их природы.

Резюмируя изложенное, необходимо подчеркнуть, что полученные для Камчатки новые материалы по глубинному строению имеют определенное теоретическое и практическое значение, так как позволяют более строго осмыслить историю развития этого региона и оценить его перспективность на те или иные виды минерального сырья. Несомненно, что принимавшаяся до сих пор в этом районе мощность земной коры явно занижена. Такое явление обусловлено отождествлением границы М с коровым по геологической природе физическим разделом, аналогичным тому, который фиксируется в блоке Восточно-Камчатского антиклинория на глубине 20–22 км.

Дальнейшие исследования в Курило-Камчатской области не только внесут много нового в развитие теоретической геологии и геофизики, но и позволят более объективно оценить зону стыка Тихого океана и Азиатского континента с точки зрения обнаружения здесь различных видов полезных ископаемых.

- Аверко Е.М., Балеста С.Т. Обработка результатов сейсмического моделирования очага вулкана. — Геол. и геофиз., 1970, № 8.
- Аверьянова В.Н. Глубинная сейсмоструктура островных дуг. М., "Наука", 1975.
- Алексеев А.С. О природе волн в пределах земной коры по данным ГСЗ. — В кн.: Материалы международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, "Наукова думка", 1969.
- Аниконов Ю.Е., Пивоварова Ю.Е., Славина Л.Б. Трехмерное поле скоростей фокальной зоны Камчатки. — В кн.: Математические проблемы геофизики, вып. 5, гл. 1. Новосибирск, 1974.
- Аносов Г.И., Балеста С.Т., Будянский Ю.А., Утнасин В.К. Строение земной коры по профилю Камчатка — океан и некоторые вопросы глубинного строения Восточного вулканического пояса. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- 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. геол., 1976, № 7.
- Аргентов В.В., Портнягина П.В. Плотностные модели земной коры Приморья. — Труды СахКНИИ, 1975, геофиз. сб., № 5, вып. 37.
- Афанасьев Г.Д. Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретация в отношении состава и строения земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 5.
- Балеста С.Т. Глубинное строение вулканических аппаратов по сейсмическим данным. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1969.
- Балеста С.Т., Утнасин В.К., Аносов Г.И. Строение земной коры под вулканами в различных геоструктурных зонах по геофизическим данным. — В кн.: Геодинамика магмообразования и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Белова М.Б., Васильев В.Г., Власов Г.М. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., "Наука", 1968.
- Белоусова А.В., Алексеев А.С. Об одной постановке обратной кинематической задачи сейсмоки по двумерно-непрерывно-неоднородной среде. — В кн.: Некоторые методы и алгоритмы интерпретации геофизических данных. М., "Наука", 1967.
- Белоусова 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.
- Беляевский Н.А., Вольвовский И.С., Рябой В.З. О природе сейсмических слоев и границ в земной коре. — В сб.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии, М., "Наука", 1972.
- Берзон И.С. Анализ спектральных характеристик тонкослоистых пачек. — В кн.: Модели реальных сред и сейсми-

- ческие волновые поля. М., "Наука", 1967.
- Берзон И.С.* Сейсмические модели реальных сред. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алмата, "Наука", 1973.
- Берзон И.С., Епинатъева А.М., Парицкая Г.Н., Стародубровская С.П.* Экспериментальное изучение динамических характеристик сейсмических волн в реальных средах. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Берзон И.С., Минтропова В.А., Ратникова Л.А.* Влияние строения отражающих пачек на динамические характеристики отраженных волн. — В кн.: Интерпретация и обнаружение сейсмических волн в неоднородных средах. М., "Наука", 1971.
- Бессонова Э.Н., Рябой В.В., Ситников Г.А., Фишлан В.М.* Решение обратной кинематической задачи ГСЗ "методом $T(p)$ ". — В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология, вып. 6. М., "Наука", 1973.
- Бичевина В.Н.* К вопросу о мощности земной коры Охотоморского региона Дальнего Востока СССР. — Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Богданов А.И.* Теория сейсмических годографов. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Борисов А.А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Наука", 1967.
- Буллах Е.Г.* Расчет элементов залегания геологических тел по гравитационным аномалиям с помощью ЭВМ. — Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып. 33.
- 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, вып. 6. М., "Наука", 1973.
- Вейцман П.С.* Северо-восточная часть Курило-Камчатской зоны Тихого океана. — В кн.: Строение земной коры в области переходе от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964.
- Виноградов А.Н.* Газовый режим Земли. — В кн.: Химия земной коры, т. II. М., "Наука", 1964.
- Власов Г.М., Жегалов Ю.В., Ярмолюк В.А.* Некоторые важнейшие вопросы тектоники Камчатки. Сов. геол., 1963, № 6.
- Воларович М.П., Баяк Е.И., Левыкин А.И., Томашевская И.С.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., "Наука", 1974.
- Воларович М.П., Курскеев А.К., Томашевская И.С.* и др. О связи между скоростью распространения продольных волн и плотностью горных пород при высоких всесторонних давлениях. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 5.
- Волин А.Н., Гольцман Ф.М.* Практическое руководство по использованию графоаналитического метода частотного анализа сейсмических волн. — В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, т. II. Изд-во ЛГУ, 1959.
- Галдин Н.Е.* Физические свойства метаморфических пород при высоких давлениях. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука", 1971.
- Галкин И.Н.* Построение сейсмической модели земной коры. — М., "Наука", 1972.
- Гамбурцев Г.А.* Основы сейсморазведки. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Гамбурцев Г.А., Ризниченко Ю.В., Берзон И.С.* Корреляционный метод преломленных волн. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Ред. Красный Л.И. М., "Недра", 1966.
- Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. 1. М., "Недра", 1964.
- Геоманнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением. Южно-Сахалинск, 1975.
- Геотермическая карта СССР. Масштаб 1:5 000 000. Главн. ред. Ф.А. Макаренко. М., "Наука", 1972.
- Герман Л.Л.* Метаморфические породы гранулитовой фации в Ганальском хребте Камчатки. — Докл. АН СССР, 1975а, т. 209, № 3.
- Герман Л.Л.* Структурное положение гранулитов Ганальского хребта Камчатки. — Сов. геол., 1975б, № 7.

- Глубинное сейсмическое зондирование Сахалино-Приморско-Хоккайдского региона. М., "Наука", 1971.
- Горельчик В.И., Фарберов А.И. Некоторые особенности глубинного строения вулканических областей по сейсмическим данным. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- Горшков Г.С. Некоторые вопросы теории вулканологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 11.
- Давыдова Н.И., Косминская И.П., Михотца Г.Г. Модели земной коры и границы. М., Геофиз. сб. АН СССР, 1973, № 51.
- Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М., "Недра", 1975.
- Дортман Н.Б., Магид М.Ш. Зависимость скорости упругих волн и плотности пород от кристаллохимических особенностей минералов. — Геол. и геофиз., 1969, № 4.
- Егоркин А.В. Способ определения скоростных параметров разреза по годографам отраженных волн. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 12.
- Епинатьева А.М. Физические основы сейсмических методов разведки. Изд-во МГУ, 1970.
- Епинатьева А.М., Полова О.Г. Сейсмические волны в осадочных средах с большими вертикальными градиентами скорости. — Геофиз. сб. АН УССР, 1971, № 43.
- Жадин В.В. Измерение добротности верхней мантии в Камчатской активной зоне. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 2.
- Зваричкий А.Н. Об изучении движений земной коры на Камчатке. Труды совещ. по методам изуч. движений и деформаций земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Зверев С.М. Частотные особенности взрывов при ГСЗ на море. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 3.
- Зобин В.М. Некоторые особенности распространения поперечных сейсмических волн в районе Ключевской группы вулканов. Материалы первой городской конференции молодых ученых и специалистов. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Зубин М.И., Иванов Б.В., Штейнберг Г.С. Глубинное строение Карымского вулкана на Камчатке и некоторые вопросы генезиса кальдер. — Геол. и геофиз., 1971, № 1.
- Иванова Н.П. Некоторые результаты изучения поверхности кристаллического фундамента МОВ и КМПВ. — В кн.: Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. М., "Наука", 1965.
- Кондорская И.В., Тихонов В.И. К вопросу о сейсмичности и тектонике Камчатки и северной части Курильской гряды. — Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 1.
- Кондратьев О.К., Гамбурцев А.Г. Сейсмические исследования в прибрежной части Восточной Антарктиды. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: Кора и верхняя мантия. МГК. XXIII сессия. Доклады сов. геологов. М., "Наука", 1968.
- Косминская И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии (развитие основ метода). М., "Наука", 1968.
- Косминская И.П., Павленкова Н.И. Волновые поля и модели коры. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, "Наука", 1973.
- Косминская И.П., Капустян Н.К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 2.
- Косминская И.П., Пузырев Н.Н. Методические проблемы ГСЗ. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, "Наука", 1973.
- Крылов С.В. О природе сейсмических разделов земной коры. — В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, "Наука", 1967.
- Крылов С.В., Мишенькин В.П., Мишенькина З.Р. и др. Сейсмический разрез литосферы в зоне Байкальского рифта. — Геол. и геофиз., 1975, № 3.
- Кузин И.П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М., "Наука", 1974.
- Лебедев М.М., Бондаренко В.М. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки. — Сов. геол., 1962, № 14.
- Леонова Л.Л., Удальцова Н.И. Редкие элементы в вулканических породах Камчатки и Курильских островов. — В кн.: Вулканизм, гидротермы и глу-

- бины Земли. Материалы к III Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Леонова Л.Л., Удальцова Н.И., Волынец О.Н.* и др. К геохимии радиоактивных (U, Th), щелочных (Li, Rb, Cs) элементов и бора в интрузивных комплексах Центральной Камчатки. — Геол. и геофиз., 1971, № 1.
- Лутц Б.Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1974.
- Лутц Б.Г., Томашевская И.С., Акимов А.П., Галдин Н.Е.* Парагенетический анализ минеральных ассоциаций глубинных пород, скорости распространения в них упругих волн при высоких давлениях. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука", 1971.
- Любимова Е.А., Горшков П.А., Ефимов А.В.* и др. Измерения теплового потока на Камчатке, Курильском озере и вблизи Курильских островов. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 4.
- Марков М.С.* Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М., "Наука", 1975.
- Марков В.К., Рябинин Ю.Н., Делицин И.С., Петров В.П.* О возможных причинах выноса калия из недр Земли и значении этого для геотермики. — Изв. АН СССР Физика Земли, 1968, №3-7.
- Мархинин Е.К., Стратула Д.С.* Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- Мархинин Е.К., Токарев П.И., Пугач В.Б., Дубик В.М.* Извержение вулкана Безымянного весной 1961 г. — Бюл. вулканол. станций, 1963, № 34.
- Масуренков Ю.П.* Включения в современных вулканитах Камчатки и проблема происхождения магм. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия, № 9. М., "Наука", 1972.
- Мейснер Р.* Результаты исследований земной коры по методике общей глубинной точки в Баварском молассовом бассейне. — В кн.: Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. Переводы. Новосибирск, 1972.
- Меняйлов А.А.* Вулкан Швелуч, его геологическое строение, состав и извержения. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1955, вып. 9.
- Михайлова Н.Г., Парийский Б.С., Сакс М.В.* Спектральные характеристики пачек слоев. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 1.
- Михота Г.Г.* Спектры и интенсивность глубинных волн. — В кн.: Материалы международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, "Наукова думка", 1969.
- Мишенькина З.Р.* Особенности годоварфов рефрагированных и отраженных волн в некоторых непрерывно-слоистых средах. — Геол. и геофиз., 1972, № 8.
- Моисеенко У.И., Соколова Л.С.* Тепловой поток по 2 скважинам Столбовской структуры Восточной Камчатки. — Геол. и геофиз., 1967, № 6.
- Мокроусов В.П.* Стратиграфия доделовых отложений Камчатки. — В кн.: Материалы межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1961.
- Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М., "Наука", 1975.
- Мячкин В.И., Долбилкина Н.А., Кушнир Г.С.* и др. Сейсмическое "прощечивание" очаговых зон землетрясений на Камчатке. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз... Новосибирск, "Наука", 1974.
- Наливкина Э.Б., Дьячкова А.Я.* О базальтовом слое континентов и природе сейсмических границ в его пределах. — Сов. геол., 1970, № 4.
- Непрочнов Ю.П.* О выборе оптимальных условий взрыва при морских сейсмических исследованиях методом преломленных волн. — Развед. и поиск, геофиз., 1960, вып. 35.
- Облогина Т.И., Пуйл В.Б.* Исследование кинематических особенностей волн в неоднородных средах. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 3.
- Павленкова Н.И.* Методика и некоторые результаты составления скоростных разрезов земной коры Украины. — Геофиз. сб. АН УССР, 1971, вып. 39, 42.
- Павленкова Н.И.* Волновые поля и модель земной коры. Киев, "Наукова думка", 1973.

- Павленкова Н.И., Смелянская Т.В.* Характеристика сейсмических границ в земной коре Украины. — В кн.: Природа сейсмических границ. М., "Наука", 1971.
- Павленкова Н.И., Пилипенко В.А.* Методика составления скоростных разрезов земной коры. Киев "Наукова думка", 1972.
- Павлов Ю.А.* Аномалии силы тяжести, строение земной коры и верхней мантии зоны сочленения Азиатского континента с Тихим океаном. М., "Наука", 1976.
- Павлов Ю.А., Портнягина П.В.* Об изоэпистии земной коры на Камчатке. — В кн.: Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Владивосток, 1975.
- Павлов Ю.А., Семакин В.Н.* Соотношение новейшей структуры со строением земной коры Средней и Южной Камчатки. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., "Наука", 1972.
- Павлов Ю.А., Сычев П.М., Туезов И.К.* и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия, № 9. М., "Наука", 1972.
- Павлов Ю.А., Юнов А.Ю.* О мощности земной коры на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 1.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А.* и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геол., 1972, № 12.
- Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом. — Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1956, вып. 11.
- Пилипенко В.И.* Прямая задача геометрической системы. — В кн.: Материалы второго Всесоюзного совещания по ГСЗ. Алма-Ата, 1972.
- Поляк Б.Г.* Геометрические особенности области современного вулканизма. М., "Наука", 1966.
- Потальев С.В., Иванов А.В., Марахнов В.И.* Структура вулканогенно-осадочного слоя Западной Камчатки по сейсмическим данным. — Геол. и геофиз., 1975, вып. 6.
- Пузанов Ю.М.* Особенности распределения и миграции радиоактивных элементов в геологических комплексах Южной Камчатки. — Автореф. канд. дис. Новосибирск, ИГГ СО АН СССР, 1974.
- Пузырев Н.Н.* Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Пузырев Н.Н.* Теория интерпретации точечных сейсмических наблюдений. — Геол. и геофиз., 1963, № 9.
- Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Потальев С.В.* Точечные сейсмические зондирования. — В кн.: Методика сейсморазведки. М., "Наука", 1965.
- Пушкарев И.К., Шацлов В.И., Федорова И.С., Тюрин В.К.* Некоторые вопросы методики ГСЗ при изучении сложной структуры земной коры. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, 1973.
- Раджабов М.М.* Определение лучевых скоростей по годографу отраженных волн. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 9.
- Ривов Л.А.* О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему морских районов. — Геол. и геофиз., 1963, № 6.
- Ризниченко Ю.В.* Палетка теоретических годографов отраженных волн. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1946, № 5.
- Розен О.М., Марков М.С.* О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки). — Геотектоника, 1973, № 3.
- Ротман В.К.* Петрохимическая эволюция лав Срединного Камчатского хребта. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и связь их с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Святловский А.Е.* Сейсмотектоника Камчатско-Курильской области. — Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 1.
- Святловский А.Е.* Основные черты геологического развития Камчатки. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., "Наука", 1968.

- Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М., "Наука", 1976.
- Славина Л.Б., Федотов С.А.* Скорости 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.
- Смирнов Л.М.* Тектоника Западной Камчатки. — Геотектоника, 1973, № 3.
- Смирнов Я.В., Сугробов В.М., Сугробова Н.Г.* Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм, Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Соболев В.С.* Строение верхней мантии и способы образования магмы. — Чтения им. В.И. Вернадского, вып. 13. М., "Наука", 1973.
- Соколова Л.С.* Распределение температур в земной коре южных областей Сибири и юго-восточной Камчатки. — В кн.: Исследования теплового потока и электромагнитного поля в СССР. М., "Наука", 1975.
- Соколова Л.С., Моисеенко У.И., Дучков А.Д.* Тепловой поток на некоторых площадях юго-восточной Камчатки. — Геол. и геофиз., 1972, № 6.
- Соллогуб В.Б.* О природе сейсмических границ в земной коре. — Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып. 25.
- Соллогуб В.Б.* Выявление разломов в земной коре сейсмическим методом. — В кн.: Материалы международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев "Наукова думка", 1969.
- Соллогуб В.Б., Калужная Л.Т., Гонтова Л.И.* Об использовании докритических отражений для изучения глубинного строения северо-западной части Украинского щита. — Геофиз. сб. АН УССР, 1971, вып. 41.
- Справочник геофизика, т. 4. Сейсмо-разведка. М., Гостоптехиздат, 1966.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964.
- Супруненко О.И., Декин Г.Н.* Об особенностях гравитационного поля Южной Камчатки. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 4.
- Супруненко О.И., Шварц Я.Б.* Результаты сейсмических исследований КМПВ в Большещерецкой впадине. — Сов. геол., 1967, № 3.
- Тараканов Р.З., Левый Н.В.* Полиастено-сферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным. — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3.
- Тарков А.П.* О возможном разуплотнении вещества верхней мантии. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 4.
- Тимербаева К.М.* Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М., "Наука", 1967.
- Тихонов В.И.* Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов. — В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Токарев П.И.* Сейсмичность и глубинное строение Камчатки. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1968.
- Трегуб Ф.С.* Анализ сейсмического волнового поля и скоростное строение земной коры. — В кн.: Экспериментальная сейсмология. М., "Наука", 1971.
- Туезов 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", 1972.
- Туезов И.К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Тулина Ю.В., Зверев С.М., Красильщикова Г.А.* Земная кора и верхняя мантия в области фациальной зоны у Восточной Камчатки. — В кн.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., "Наука", 1972.
- Утнасин В.К., Абдурахманова А.И., Аносов Г.И.* и др. Глубинное строение вулканов Ключевской группы и проблема магматических очагов. — Сов. геол., 1974, № 2.
- Утнасин В.К., Аносов Г.И.* Сейсмические модели и глубинное строение Камчатки. Сводн. отчет, ВИНТИ, Б407986, 1975.

- Утрасин В.К., Балеста С.Т., Эрлих Э.И. и др. Глубинное строение структурных зон Камчатки. — Сов. геол., 1975, № 2.
- Фарберов А.И., Левыкин А.И. Скорости упругих волн в горных породах при давлении до 30 кбар. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, "Наука", 1975.
- Федотов С.А., Фарберов А.И. О затухании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге и верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. "Наука", 1966.
- 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.
- Федотов С.А., Потапова О.В. Предварительная карта тел на глубинах 30—100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих Р и S волны. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Фирстов П.П., Широков В.А. Локализация корней вулканов Ключевской группы по сейсмическим данным. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.
- Хрычев Б.А. Некоторые результаты изучения скоростной характеристики земной коры по профилям ГСЗ. Темиртау — Куйбышев. — В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1972.
- Чибисов С.В. К теории сейсмического годографа. — Бюл. Геофиз. ин-та РСФСР, 1934, № 36.
- Штейнберг Г.С. Строение земной коры вулканических районов Камчатки по геофизическим данным. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., "Наука", 1972.
- Штейнберг Г.С., Балеста С.Т., Зубин М.И., Таракановский А.А. Геологическое строение Авачинского вулкана по геофизическим данным. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., "Наука", 1966.
- Яновская Т.Б. Программа для расчета годографов и амплитудных кривых объемных волн в слоистой среде. — В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, сб. 8. М., "Наука", 1966.
- Янушевич Т.А. Привязки дискретной корреляции волн, образующихся на поверхности Мохоровичича на континентах. — Геол. и геофиз., 1971, № 2.
- Anderson D.L. A seismic equation of state. — Geophys. J., 1967, N 13.
- Birch F. The velocity compressional waves in rock to 10 kilobars. — Geophys. Res., 1960, N 4.
- Clowes R.M., Kanasewich E.R. Seismic attenuation and the nature of reflecting horizons within the Crust. — J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 32.
- Dix C.H. Seismic velocities from surface measurements. — Geophys., 1954, v. 20 (1).
- Dohr C., Fuchs K. Statistical evaluation of deep crustal reflections in Germany. — Geophysics, 1967, v. 32, N 6.
- Fuchs K. On properties of deep crustal reflectors. — Z. Geophys., 1969, v. 32, N 2.
- Horai K. Thermal conductivity of rock-forming minerals. — J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 5.
- Horai K., Simmons G. Thermal conductivity of rock-forming minerals. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, v. 6, p. 359—368.
- Horai K., Simmons G. An empirical relationship between thermal conductivity and Debye temperature for silicates. — J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 5.
- Howell B.F. Lake superior seismic experiment. Frequency Spectra and absorption. — In: Earth beneath the continents. Geophys. Monograph. N 10, Amer. Geophys. Union, 1966.
- Nakamura J., Howell B.F. Main seismic experiments frequency spectra of refraction arrivals and the nature of Mohorovicic discontinuity. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1964, v. 54, N 2.
- Raitt R.W. Seismic refraction studies of the Pacific ocean basin. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, v. 67, N 12.
- Shor G.G., Menard H.W., Raitt R.W. Structure of the Pacific basin. — Sea., 1970, v. 4, pt 11.
- Spenser T.W. Refraction along a layer. — Geophys., 1965, v. 3.

ВВЕДЕНИЕ	3
Г л а в а 1	
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ КАМЧАТКИ	7
Геологическое строение	—
Структура коры	12
Особенности строения коры и верхней мантии под вулканами	16
Г л а в а 2	
ГЛУБИННОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ	19
Методика и техника наблюдений	—
Методика интерпретации	26
Характеристика волнового поля	28
Центральная Камчатка	—
Южная Камчатка	35
Скоростные колонки и сейсмические разрезы	45
Неоднозначность сейсмических моделей. Оценка точности построений	52
Г л а в а 3	
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ГСЗ	59
Модели коры Центральной Камчатки	60
Сейсмическая модель	—
Плотностная модель	68
Геотермическая модель	71
Модели коры Южной Камчатки	75
Сейсмические модели блоков	—
Данные геофизических исследований	88
Обсуждение результатов	95
Структура и состав коры. Сочленение коро-мантийных блоков	—
Глубинное строение коры под зоной активного вулканизма	104
О природе основных сейсмических разделов в земной коре	111
Роль разломной тектоники в формировании структур	117
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	120
ЛИТЕРАТУРА	123

**ГЛУБИННОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ
ЗОНДИРОВАНИЕ КАМЧАТКИ**

*Утверждено к печати
Сахалинским комплексным
научно-исследовательским институтом
ДВНЦ АН СССР*

Редактор *В.М. Израилев*
Редактор издательства *Н.М. Митяшова*
Художественный редактор *А.Н. Жданов*
Технический редактор *Г.П. Каренина*

ИБ № 7050

Подписано к печати 23.08.78 г. Т — 15027
Усл.печ.л. 8,3 з вкл. 2,1. Уч.-изд.л. 11,2
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 800 экз. Тип. зак. 473 .
Цена 1 р. 70 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 70 к.

2773