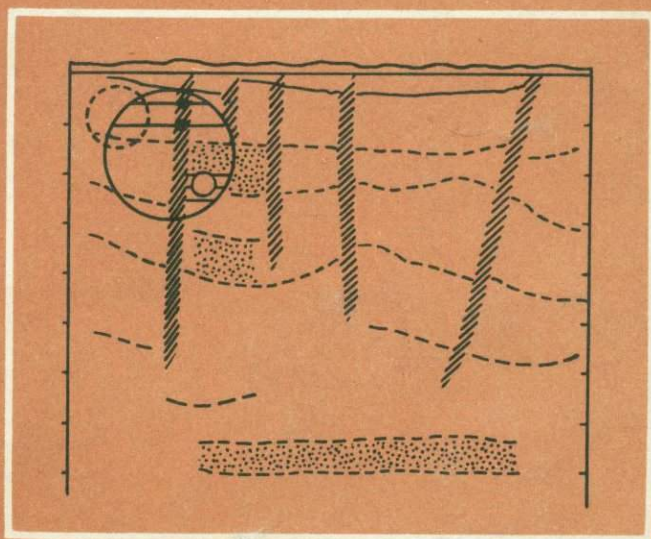


Г. В. КРАСНОПЕВЦЕВА

ГЛУБИННОЕ
СТРОЕНИЕ
КАВКАЗСКОГО
СЕЙСМОАКТИВНОГО
РЕГИОНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО « НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ СОВЕТ ПО СЕЙСМОЛОГИИ
И СЕЙСМОСТОЙКОМУ СТРОИТЕЛЬСТВУ

Г. В. КРАСНОПЕВЦЕВА

ГЛУБИННОЕ
СТРОЕНИЕ
КАВКАЗСКОГО
СЕЙСМОАКТИВНОГО
РЕГИОНА

4196



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1984



Краснопевцева Г. В. **Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона.** — М.: Наука, 1984.

В книге приведены результаты обобщения региональных сейсмических исследований, выполненных до 1976 г. в пределах Кавказского сейсмоактивного региона. Заново проведена интерпретация полученного материала. Составлены уточненные разрезы земной коры, пересекающие основные тектонические структуры Кавказа, схемы рельефа поверхности фундамента и граничных скоростей на нем, границы Мохоровичича. Проведено районирование Кавказа по типу волнового поля и принципиальной модели земной коры. Выявлены особенности глубинного строения, очаговых зон крупных землетрясений региона.

Книга рассчитана на геологов и геофизиков.

Табл. 11. Ил. 33. Библиогр. 38 назв.

Ответственный редактор

доктор физико-математических наук

Е. В. КАРУС

ВВЕДЕНИЕ

Ведущим методом изучения строения земной коры является сейсмический. Настоящая работа посвящена анализу и обобщению результатов сейсмических исследований, выполненных на территории Кавказа и Предкавказья.

Кавказский регион — это типичный участок длительно развивающейся геосинклинальной области. Интенсивные неотектонические движения, крупные изостатические аномалии, высокий тепловой поток и сейсмичность, проявления молодого магматизма, разнообразная металлогения — все это свидетельствует о том, что Кавказ и сейчас является геологически активным регионом.

Формирование геологических структур Кавказа, механизм тектонических дислокаций, причины сейсмичности, характер размещения полезных ископаемых являются именно теми вопросами, которые могут быть экспериментально проверены по материалам сейсмических исследований.

К настоящему времени в пределах Кавказа и Предкавказья выполнен значительный объем сейсмических исследований — КМПВ, ГСЗ, с аппаратурой «Земля» и др. В районе Саатлы заложена сверхглубокая скважина, проектная глубина которой 15 км. Однако большинство имеющихся сейчас сейсмических материалов представлены в виде «традиционных» разрезов осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев с осредненными значениями граничных и средних скоростей упругих волн. Более того, для каждого профиля ГСЗ, отработанного в пределах Кавказского региона, в разное время и разными авторами были составлены отличающиеся друг от друга варианты разрезов: по профилю Степное — Бакуриани — Ю. Г. Юровым [38], Г. В. Краснопевцевой и др. [18]; по профилю Волгоград — Нахичевань — Д. П. Касаткиным, Ю. Л. Цвелем [10], Е. Н. Багинской и др. [25], Г. В. Краснопевцевой и др. [17], Е. А. Поповым [28, 29]; по профилю Астара — Дербент — Е. А. Поповым [28, 29]; по профилю Черное море — Каспийское море — Н. И. Давыдовой и др. [12], М. М. Раджабовым и др. [31].

Еще больше имеется вариантов схем рельефа доальпийского складчатого фундамента и границы Мохоровичича.

Такое состояние обработки сейсмических материалов ГСЗ — КМПВ позволяет определить лишь самые общие закономерности глубинной структуры Кавказского региона. Существование нескольких вариантов сейсмических разрезов затрудняет интерпретацию других геофизических полей и, следовательно, получение различных прогнозных оценок (нефтегазоносности, рудоносности, сейсмичности и т. д.).

Цель настоящей работы заключалась в проверке имеющихся результатов различных интерпретаций данных ГСЗ, выявлении критериев оценки правильности получаемых сейсмических параметров разреза и сейсмиче-

ской модели земной коры, определении методики построения сейсмических профилей и установлении путей повышения детальности и точности сейсмических разрезов. Решение последних проблем могло быть обеспечено только детальным изучением волнового поля, введением в интерпретацию всех регистрируемых в ГСЗ классов волн.

В последние годы для некоторых отдельных участков региона были осуществлены попытки получить сейсмические разрезы, удовлетворяющие современным практическим требованиям. Так, М. М. Раджабовым была разработана методика интерпретации докритических отражений от глубинных границ раздела в двухмерном варианте и с ее помощью составлены весьма детальные разрезы земной коры территории Азербайджана. Е. А. Поповым совместно с Ю. Г. Юровым сделана оценка правильности построения разрезов ГСЗ с помощью проверки их решением прямой одномерной задачи. При этом в качестве критерия правильности построения глубинных границ раздела использовалась сходимість теоретических и экспериментальных годографов волн, регистрируемых в первых вступлениях и считавшихся головными, и волн, отраженной от границы Мохоровичича; ими выполнены вручную расчеты прямой задачи для профиля Волгоград—Нахичевань.

Большой сейсмический материал, накопившийся к настоящему времени по Кавказскому региону, достижения в методике интерпретации, использование ЭВМ для обработки сейсмических данных позволили провести наиболее полную и обоснованную интерпретацию и обобщение этого материала на качественно ином уровне.

Настоящая работа подводит итог почти двадцатилетним исследованиям глубинной структуры Кавказского региона. При выполнении ее автор широко пользовалась консультациями и помощью Н. А. Беляевского и А. А. Борисова. Автор также выражает сердечную благодарность своим коллегам — доктору геолого-минералогических наук И. А. Резанову и кандидату геолого-минералогических наук В. И. Шевченко, совместно с которыми осуществлялась геологическая интерпретация получаемых сейсмических результатов, доктору геолого-минералогических наук Ю. К. Шукину, в тесном содружестве с которым проводился анализ сейсмичности Кавказского региона и доктору геолого-минералогических наук И. С. Вольвовскому, советы которого использовались при интерпретации сейсмического материала.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ
КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

§ 1. СОВРЕМЕННОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ТЕКТЕНИКЕ

Обобщения по тектоническому строению Кавказа, истории его геологического развития, сейсмичности и глубинной структуре приведены в работах М. В. Муратова (1949), К. Н. Паффенгольца (1959), И. В. Кирилловой и др. (1960), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963) и др. Геофизическая характеристика и глубинное строение региона в целом и отдельных его участков освещены в работах А. Д. Архангельского и В. В. Федынского (1932), М. С. Абакелия (1936), В. В. Вебера и В. В. Федынского (1947), В. В. Федынского (1951), Ш. С. Оганисяна (1958), И. О. Цимельзона (1959), В. И. Куликова (1960), Г. К. Твалтвадзе (1960), Г. К. Твалтвадзе, М. С. Иоселиани и др. (1974), Б. К. Балавадзе (1975), Г. Ш. Шенгелая (1976) и многих других.

Кавказ — сложная система разновозрастных поднятий и прогибов запад—северо-западного (кавказского) простираения. Эти структуры разбиты продольными разрывами и осложнены поперечными поднятиями, опусканиями и разломами на отдельные блоки, обуславливающие наряду с продольной также и поперечную зональность.

Основные орографические зоны Кавказа соответствуют главным тектоническим элементам этого региона: Предкавказская равнина — Скифской плите и системе передовых прогибов (Терско-Каспийскому и Индоло-Кубанскому); собственно горная система Кавказа — мегантиклинорию Большого Кавказа с западным, центральным и восточным секторами; Закавказье — системе межгорных впадин — Куринской и Рионской; горы Малого Кавказа — Сомхето-Карабахской и Аджаро-Триалетской складчатым системам. При геолого-геофизическом описании Кавказа использована тектоническая схема Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина [23].

Скифская плита является молодой платформенной областью, присоединившейся в конце палеозоя к древней Восточно-Европейской платформе. Северная граница Скифской плиты, по материалам геофизических съемок, проходит по линии Таганрог—Бердянск—Каховка—Херсон—устье Днепровского лимана—Комрат, где положительное магнитное поле с элементами северо-западного и субмеридионального простираения сменяется слабо направленным, практически безаномальным полем Скифской плиты. Южная граница плиты совпадает на Кавказе с Пшекиш-Тырныузской зоной разломов и Ахтырским разломом. Далее на запад она продолжается через более погруженную часть Индоло-Кубанского краевого прогиба и вдоль северной границы Крымского мегантиклинория.

Складчатое основание Скифской эпигерцинской плиты сложено породами палеозоя, а осадочный чехол, мощностью до 8—9 км, — образо-

ваниями мезозоя и кайнозоя. Фундамент наиболее приподнят на Ставропольском поднятии. К югу от него расположена система передовых прогибов — Индоло-Кубанского на западе и Терско-Каспийского на востоке. Полоса палеоген-неогеновых отложений Дагестанской зоны соединяет Терский прогиб с кулисообразно расположенным по отношению к нему на крайнем юго-востоке Кусаро-Дивичинским прогибом. Система передовых прогибов выполнена отложениями палеозойского и неогенового возрастов.

Тектоническими границами мегантиклинория Большого Кавказа служат протяженные глубинные разломы, хорошо документированные геофизически. Главнейшие из них — Пшекиш-Тырныаузская зона на севере и Кахетино-Лечхумская шовная зона на юге, отделяющая собственно Кавказ от Закавказской межгорной впадины. Закавказская межгорная впадина представляет собой сочетание относительно приподнятых глыб — древнего Дзирульского массива и Окрибско-Сачхерской зоны консолидации и опущенных участков — межгорных Рионской и Куринской впадин.

Рионская впадина, открывающаяся в сторону Черного моря, представляет собой область накопления мощных плиоцен-четвертичных моласс, подстилаемых меловыми и юрскими отложениями, мощность осадков превышает 5—6 км. Куринская впадина неоднородна; она состоит из трех самостоятельных участков: Верхнекуринского (Карталинского), Среднекуринского (Кахетино-Аджиноурского) и самого обширного Нижнекуринского. Строение последнего наиболее сложное. Это молодая депрессия, выполненная мощной серией четвертичных осадков. Предполагается, что доальпийский фундамент ее, погруженный до 7—8 км, сложен комплексом метаморфических и магматических пород кислого и основного составов. Восточная часть Куринской впадины непосредственно связана с Южно-Каспийской впадиной, являясь ее западным продолжением.

Малый Кавказ — сложное гетерогенное складчатое сооружение. Северная часть — Аджаро-Триалетская складчатая зона — представлена сильно дислоцированными карбонатными, флишевыми и вулканогенно-осадочными породами от мелового до олигоценового возраста суммарной мощностью не менее 7—8 км. Юго-восточная часть Малого Кавказа — Талышская зона — имеет аналогичное строение. Южнее Аджаро-Триалетской и западнее Талышской складчатых зон находится Сомхето-Карабахский антиклинорий, состоящий из ряда кулисообразно расположенных прогибов и поднятий, сложенных мощными вулканогенно-осадочными образованиями мезозоя. На севере антиклинорий граничит с Куринской впадиной, на юге — с Армянской складчатой зоной, включающей Севанский синклинорий, Мисхано-Зангезурский антиклинорий и другие тектонические элементы, взаимное расположение которых замаскировано молодыми вулканическими плато. В своей северной части Армянская складчатая зона образована главным образом карбонатными и вулканогенными породами.

Араксинский межгорный прогиб обрамляет складчатый Малый Кавказ с юга. Прогиб выполнен трех- и четырехкилометровыми толщами четвертичных моласс и представляет собой крупный грабен.

На Кавказе выделены две основные группы глубинных разломов — продольные, связанные с заложением и развитием Кавказской геосинклинали, и поперечные, общие для геосинклинали и платформы. Продольные разломы общекавказского направления делятся на несколько возрастных групп. Наиболее древние зоны глубинных разломов находятся на северном

склоне в области Передового хребта Большого Кавказа. Эти разломы были активными в средне- и верхнепалеозойское, а также в юрское время. Одна из крупнейших зон глубинных разломов протягивается вдоль южного склона Большого Кавказа. Продольные разломы характерны и для Малого Кавказа. К числу главных поперечных антикавказского направления разломов относятся: Пшехинско-Адлерский, Штавлерско-Эльбрусский и Самурский на Большом Кавказе, Абул-Самсарский и Араратский на Малом Кавказе. Сетка продольных и поперечных разломов в пределах мегантиклинория Большого Кавказа, как уже отмечалось, обуславливает блоковый характер его строения.

§ 2. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Гравитационное поле Кавказа имеет необычайно сложный характер. В аномалиях силы тяжести в редукции Буге оно характеризуется общим достаточно высоким отрицательным уровнем, а в аномалиях изостатической редукции — чередованием положительных и отрицательных полос изоаномал с преобладанием первых. Это свидетельствует о том, что Кавказ уравновешен лишь приблизительно, а отдельные крупные его составляющие вовсе далеки от равновесия. Однако есть мнение, что кора Кавказа находится в состоянии равновесия [38].

На фоне общих значений Δg в редукции Буге выделяется ряд относительно положительных и отрицательных зон общекавказского простираения. Крупные аномальные зоны сочленяются между собой гравитационными ступенями, обычно совпадающими с региональными глубинными разломами. В общем, гравитационное поле Кавказа имеет мозаичную структуру, подчеркивающую блоковое строение земной коры этого региона.

Гравитационное поле Предкавказья сходно с полем силы тяжести Большого Кавказа. Терско-Каспийскому и Индоло-Кубанскому прогибам в гравитационном поле соответствуют обширные вытянутые отрицательные аномалии, менее интенсивные и менее расчлененные по сравнению с полем Большого Кавказа. Отметим резкий пережим изоаномал на меридиане Ставрополь—Черкасск, где, вероятно, проходит крупная поперечная структура антикавказского простираения. Для Предкавказья характерно прямое соответствие между значениями силы тяжести и глубинами до поверхности палеозойского фундамента.

Собственно мегантиклинорий Большого Кавказа в гравитационном поле представляет протяженную депрессию, на западе ограниченную Керченско-Сухумским, а на юго-востоке — Талыш-Вандамским положительным максимумом субмеридионального простираения. Вся осевая часть мегантиклинория — полоса относительно положительных аномалий, ограниченных на севере гравитационной депрессией Дагестанского клина, а с юга — отрицательными аномалиями центральной части Куринской впадины. Предполагается, что глубокие депрессии силы тяжести Центрального Кавказа и района Дагестанского клина соответствуют погружению поверхности Мохоровичича, тогда как относительные положительные аномалии объясняются выступами этой поверхности.

Система Закавказских впадин в гравитационном поле выражена относительно повышенными (до положительных) аномалиями, что характерно для большей части Куринской впадины. Талыш-Вандамский максимум силы

тяжести интерпретируется как крупная зона приближенных к поверхности тяжелых масс. Работы ГСЗ в пределах Нижнекуруинской впадины показали относительно неглубокое залегание поверхности кристаллического фундамента и «базальтового» слоя на участке Талыш-Вандамского максимума.

Малый Кавказ в гравитационном поле более однороден. Выделяется крупный максимум, ориентированный в общекавказском направлении. Наибольшие значения этой аномалии приходятся на участок южнее оз. Севан. Гравитационное поле Армении с прилегающими районами Малого Кавказа подразделяется на три зоны: юго-западный максимум силы тяжести (Нахичеванская складчатая зона), центральный максимум (складчатая зона Армении) и северо-восточный максимум (Сомхето-Карабахская складчатая зона).

Не менее сложно и магнитное поле Кавказского региона. На севере и северо-востоке располагается система положительных магнитных аномалий Предкавказья. Она пересекает на западе северный склон Кавказского хребта, а восточнее переходит в его предгорье, протягиваясь примерно через Нальчик—Грозный—Махачкалу в пределы Каспия. Эта система, как полагает А. А. Борисов, соответствует поясу разломов, разграничивающих альпийскую складчатую систему Кавказа и эпигерцинскую Скифскую плиту [5]. Отдельные изгибы изомал вдоль всей системы аномалий соответствуют поперечным тектоническим нарушениям, разделяющим отдельные блоки консолидированного основания, погруженного на различную глубину.

В пределах Предкавказья возмущающие тела связаны прежде всего с палеозойскими метаморфизованными породами фундамента или же с интрузивными включениями. Верхние кромки этих тел располагаются ниже поверхности фундамента близко к поверхности «гранитного» слоя.

Структуры Большого Кавказа в магнитном поле маловыразительны. На фоне спокойного поля, близкого к нормальному, выделяются отдельные положительные и отрицательные аномалии общекавказского направления (их больше в пределах западного и северо-западного Кавказа). Вдоль юго-западного морского погружения мегантиклинория прослеживается протяженная отрицательная аномалия, сопряженная со столь же интенсивной положительной аномалией, расположенной в пределах впадины Черного моря параллельно береговой линии. Обе полосы аномалий по своему характеру не типичны для Кавказа и, по всей вероятности, принадлежат структуре Черноморской впадины и соответствуют зоне региональных глубинных разломов.

Системе Закавказских впадин, разделяющих структуры Большого и Малого Кавказа, соответствует единая Рионо-Куруинская зона положительных аномалий, которая прослеживается примерно от Батуми через район Тбилиси к Ленкорани. Совпадение линейных максимумов силы тяжести и положительных магнитных аномалий свидетельствует о существовании Закавказского пояса глубинных разломов.

Южнее прослеживаются две зоны магнитных аномалий общекавказского простирания — Севанская и Приараксинская. Первая характеризуется резко переменным магнитным полем со значительными по интенсивности и размерам положительными и отрицательными аномалиями, вторая — сравнительно спокойным магнитным полем с отрицательными и положительными аномалиями. В общем, расположение аномалий и характер аномального магнитного поля в пределах Малого Кавказа свидетельствуют о сильно раздробленном блоковом строении кристаллического фундамента. Как от-

мечает А. А. Борисов, аномалии физических полей Малого Кавказа создают впечатление мозаичной структуры этого региона, связанной с густой сетью пересекающихся разломов [5].

Сейсмичность Кавказа неравномерна. Отмечается более высокая сейсмичность Восточного Кавказа по сравнению с Западным, а также общее увеличение количества землетрясений в Закавказье по сравнению с Северным Кавказом. На этом общем фоне сейсмической активности выделяются относительно узкие зоны еще более высокой сейсмичности. Такими зонами, например, являются восточное предгорье Большого Кавказа и южная периферия Терско-Сулакской низменности, входящие, вероятно, в северную окаймляющую мегантиклинорий сейсмоактивную полосу. Почти непрерывная сейсмическая зона протягивается вдоль южного ограничения Большого Кавказа. Повышение сейсмической активности обнаруживается также на побережье Каспийского моря. Еще две зоны выделены в Южной Армении и вдоль северных предгорий Малого Кавказа.

Помимо продольных сейсмически активных зон общекавказского простиранья, выделяются поперечные зоны. Одна из них протягивается поперек Кавказа, соединяя высокосейсмичные районы — Ленинканский, Ахалкалакский и Приказбекский. В восточной части Большого Кавказа сгущения эпицентров образуют еще две поперечные полосы.

Диапазон глубин очагов землетрясений изменяется от нескольких километров до нескольких десятков километров. В пределах Каспийского моря некоторые очаги располагаются в верхней мантии.

Тепловой поток в рассматриваемом регионе сильно колеблется и составляет следующие величины в мВт/м²: Скифская плита — 50; вал Карпинского — 42—76; Ставропольский свод — 84—143; Индоло-Кубанский прогиб — 55—76; Терско-Каспийский прогиб — 77—84; мегантиклинорий Большого Кавказа — 71—193; Рионская и Куринская межгорные впадины — 46; Нижнекуринская впадина — 21—33; Талышская складчатая система — 42; Грузинская глыба — 36—50; Малый Кавказ — 59—97; Аджаро-Триалетская складчатая система — 84; Севанский синклиниорий — 71; Араксинская впадина — 50—77 [11].

Значения 42—63 мВт/м² принято считать нормальными. Они соответствуют зонам континентальной коры с малой активностью динамических процессов. Высокий тепловой поток более 63 ед. отмечен в зонах с большими изостатическими аномалиями, неглубоким залеганием слоя повышенной электропроводности, с развитием кайнозойского вулканизма, с низкими значениями скоростей сейсмических волн в мантии и др. Такими зонами в Кавказском регионе являются Ставропольский свод, некоторые участки Терско-Каспийского прогиба, мегантиклинории Большого и Малого Кавказа, Севанский синклиниорий. В Терско-Каспийском прогибе в его наиболее погруженной части отмечен и самый низкий тепловой поток (21—33 ед.).

§ 3. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Многовариантность, малая детальность и подчас недостаточность сейсмических данных привели к созданию большого количества обобщающих работ о глубинной структуре Кавказского региона, основанных на комплексе имеющихся геолого-геофизических материалов. Еще больше имеется попыток составить схемы глубин границы Мохоровичича только по гравиметри-

ческим данным или сейсмическим данным с использованием гравиметрии для всей территории Кавказа и для отдельных его частей [1, 10, 12, 13].

Анализ всего этого материала позволяет выявить лишь основные осредненные данные о земной коре Кавказа, которые заключаются в следующем. Мощные толщи рыхлых осадков развиты в Каспийском (3—20 км), Черном (5—15 км) и Азовском (5—10 км) морях, в Индоло-Кубанском (5—10 км) и Терско-Каспийском (8—9 км) прогибах, а также в Рионо-Куринской (8—10 км) впадине.

Согласно гравиметрическим расчетам, земная кора Кавказа наиболее мощная под Эльбрусом (~60 км) и горным Дагестаном (>55 км). Под Малым Кавказом рельеф поверхности Мохоровичича спокойнее, чем под Большим Кавказом; подошва коры здесь достигает глубины 45—50 км. Сейсмические данные показывают, что мегантиклинорий Большого Кавказа характеризуется отметками глубин до границы Мохоровичича около 50—57 км.

Как показывает сопоставление многочисленных схем, построенных по гравиметрическим данным для отдельных границ раздела внутри земной коры, нет сомнения в том, что для Кавказского региона в целом господствующими являются общекавказские направления. При этом предполагается, что наиболее четко эти простирания проявляются в верхних этажах коры, в частности в «гранитном» слое.

Анализ полученных сейсмических разрезов свидетельствует о том, что земная кора Кавказа имеет блоково-слоистое строение. Поверхность палеозойского складчатого основания погружается от 2—3 км в пределах Предкавказья до 8—10 км в пределах Терско-Каспийского прогиба. Граничная скорость (V_r) вдоль этой поверхности равна 5,3—5,7 км/с (профиль Волгоград—Нахичевань), увеличиваясь к западу до 5,9—6,2 км/с (профиль Степное—Бакуриани).

Ниже палеозойского фундамента на территории Предкавказья зафиксирована не менее четкая отраженно-преломляющая граница с V_r , равной 6,2—6,5 км/с. Эта граница в пределах Большого Кавказа становится основанием осадочной толщи пород и соответствует кровле «гранитного» слоя.

Вдоль всего региона достаточно надежно выделена поверхность «базальтового» слоя на глубинах от 10 до 33 км. Волна, связанная с данной границей, на большей части региона имеет яркие отличительные особенности. «Гранитный» слой, заключенный между подошвой складчатого фундамента и «базальтовым» слоем, очень изменчив по мощности: от 0 до 30 км. Рельеф поверхности «гранитного» слоя обратный по отношению к рельефу подошвы «базальтового» слоя или поверхности Мохоровичича. Внутри «гранитного» и «базальтового» слоев выделяется ряд менее четких и менее протяженных границ раздела.

Совместным анализом данных ГСЗ и гравиметрии установлено, что характер гравитационного поля в редуции Буге обусловлен влиянием рельефа границы Мохоровичича, а отдельных локальных аномалий силы тяжести — влиянием рельефа кристаллического основания.

Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных вдоль основных маршрутов ГСЗ показало, что остаточные аномалии приурочены к областям Предкавказья (вал Карпинского) и Большого Кавказа, что, вероятно, связано с плотностными неоднородностями верхней мантии. Расчетные

глубины магнитовозмущающих масс в пределах протяженных зон положительных магнитных аномалий показывают, что верхние кромки масс залегают у поверхности «гранитного» слоя (5—17 км), нижние — под поверхностью Мохоровичича (50—60 км).

Весьма специфичной в этом отношении оказывается Куринская впадина, и особенно ее восточная часть (Нижекуруинский участок). Граничные скорости на кристаллическом фундаменте здесь колеблются от 5,5 до 7,3 км/с, что дает основание предполагать, что эта поверхность сложена различными породами, до основных включительно. Допускается, что в центральной части Нижекуруинской впадины (на участке Саатлинского максимума силы тяжести) из-за предполагаемого блокового строения фундамента на поверхности его возможны породы «базальтового» слоя (глубины до 7—8 км). Другой участок высокого положения поверхности консолидированной коры в Нижекуруинской впадине (Приталышский) тоже отмечен максимумом силы тяжести и повышенным положением пород «базальтового» состава (глубины 10—12 км).

При сопоставлении данных ГСЗ и магнитометрии в общих чертах устанавливается приуроченность аномалий к областям глубинных разломов. Графики зависимости высот рельефа новейших поднятий от глубины залегания поверхности Мохоровичича показывают, что глубина раздела под хребтами альпийской складчатости лишь частично определяется размахом новейших движений, а в большей степени обуславливается геологической историей.

Глубинное строение Малого Кавказа изучено слабее. По гравиметрическим и сейсмическим данным мощность земной коры здесь оценивается в 45—50 км. Данные сейсмологии и ГСЗ [14] указывают на сложность строения земной коры Малого Кавказа. Отмечается мелкая блоковость, наличие многочисленных нарушений, которые сильно искажают сейсмическую запись, нередко делая ее непригодной для количественной интерпретации. В общем, по строению земной коры (ее суммарной мощности и мощности отдельных слоев) Малый Кавказ сходен с Большим. Различие выражается в большей раздробленности Малого Кавказа.

В настоящее время Малый Кавказ достаточно полно исследован аппаратурой «Земля». Эти работы показали, что земная кора здесь имеет блоковое строение. Отдельные тектонические зоны разделены глубинными разломами. Внутри блоков отмечается горизонтальная слоистость («гранитный» слой мощностью 18—25 км и «базальтовый» слой мощностью 20—25 км). Установлено сложное строение поверхности кристаллического фундамента.

Таким образом, анализ геофизических полей Кавказа и сопоставление их с особенностями тектонической истории региона позволили определить самые общие закономерности глубинной структуры. Полученные результаты имеют не только научную ценность. Они широко используются при тектоническом районировании и прогнозе перспективных для поисков полезных ископаемых зон, областей повышенной сейсмической опасности и др. Однако даже весьма краткое описание современного состояния изученности глубинного строения Кавказского региона показывает необходимость получения более детальных и достоверных данных о параметрах земной коры и верхней мантии для решения практических задач геологии.

ВОЛНОВОЕ ПОЛЕ И ПРИНЦИПИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ГЕОСТРУКТУРНЫХ ЗОН КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ§ 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕЙСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ.
МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В связи с большим разнообразием сейсмогеологических условий применялась разная методика полевых наблюдений: непрерывное и кусочно-непрерывное профилирование и точечные зондирования ГСЗ, КМПВ; регистрация больших промышленных взрывов; профильные сейсмологические исследования с аппаратурой «Земля». К настоящему времени на рассматриваемой территории отработано около 3000 км профилей ГСЗ, более 4500 км профилей КМПВ, около 2000 км профилей с аппаратурой «Земля» (рис. 1, см. вкл.). Наиболее полная система годографов получена на профиле Волгоград—Нахичевань: для изучения границ в осадочной толще длина взрывного интервала составляла здесь 7—15 км, длина годографов 20—45 км; для

Таблица 1

Аппаратура и параметры систем наблюдения

| Профиль | Тип сейсмо-станции | Тип сейсмографа | Расстояние между сейсмографами, м | Максимальная длина годографов, км | Расстояние между пунктами взрыва, км | Максимальный заряд, кг |
|-----------------------|------------------------------|----------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------------|------------------------|
| Степное—Бакуриани | ПСЛ-1 | СП-10 | 100 | 320 | 40—150 | |
| Гали—Тбилиси | ПСЛ-1 КМПВ | НС-3 | 250 | 300—350 | 40—163 | 1500 |
| Рустави—Моссалы | То же | То же | 250 | 350 | 40—163 | 1500 |
| Волгоград—Шамхор | ПСС-60 | » » | 150 | 420 | 3—10 50—60 | 5000 |
| Закаталы—Нахичевань | ПСЛ-1 | » » | 200 | 275 | 11—100 | 3250 |
| Астара—Дербент | ПСЛ-1 КМПВ | НС-3 | 150 | 180 | 20—25 | 5000 |
| Бяндован—Агджабеды | СС-26—51 | СПМ-16 | 100 | 160 | 10 | 1000 |
| Ждановск—Падар | СС-26—51 | СПМ-16 | 100 | 160 | 10 | 1000 |
| Ленинградское—Ильское | АПМЗ— ЧМ № 12 | СПЭМ-1 НС-3 | 100 | | | 2000 |
| Карпинский | Поиск 1—48 КМПВ— ОВ | СПЭН-1 НС-3 | 300 | 135 | 40—60 | |
| Анаклия—Зестафани | СС-26/51Д ПСС-12(6) | НС-3 | 250 | 55 | 18—25 | 2500 |
| Лагодехи—Актафа | СС 30/60 КМПВ | СПЭН-1 НС-3 | 100 | 90 | 7—20 | 1500 |
| Ахалсопели—Ламбало | СС 30/60— КМПВ | СПЭН-1 | 125 | 45 | 7—15 | |
| Зильча—Казлар | | | 100 | 80 | 10—23 | |
| Рустави—Храми | ЭХО-1 | СПЭД- 52 СП-15 | 100 | 40 | 25 | |

изучения поверхности фундамента пункты взрыва располагались через 10—20 км, длина годографов достигала 100—120 км; строение консолидированной коры и верхней мантии изучалось по системе годографов длиной 280—300, в отдельных случаях 400 км и более, при взрывном интервале 40—60 км. В районе вала Карпинского осуществлена регистрация взрывов по серии продольных и непродольных профилей. Практически весь материал сейсмических исследований получен на стандартной аппаратуре с максимум частотной характеристики в области 5—20 Гц. Основные параметры систем наблюдения и типы применявшейся сейсморегистрирующей аппаратуры приведены в табл. 1.

§ 2. ВОЛНОВОЕ ПОЛЕ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Волновое поле Кавказа очень сложное и разнообразное. Выделяется большое количество регулярных волн, имеющих различные области прослеживания, кинематическую и динамическую выразительность. В большей степени надежность выделения и отождествления волн, связанных с одними и теми же границами раздела, зависит от систем наблюдения. При точечном зондировании (профиль Степное—Бакуриани) наиболее уверенно удается прокоррелировать только волны, зарегистрированные в первых вступлениях. При непрерывном профилировании, как правило, удается осуществить корреляцию волн как в первых, так и в последующих вступлениях. Количество выделенных волн при этом возрастает до 8—10. Однако даже при достаточно густой системе наблюдений (профиль Волгоград—Нахичевань), волны, имеющие небольшие области прослеживания (30—60 км), связанные с границами раздела в верхней части консолидированной коры, остаются корреляционно неувязанными, что делает их отождествление по профилю и тем более по площади менее надежным. Волны, связанные с поверхностью «базальтового» слоя и границей Мохоровичича, выделены и отождествлены непрерывно на всей рассматриваемой территории благодаря их четкой динамической выразительности и большим интервалам прослеживания.

На пересечениях профилей оказалось возможным проверить и уточнить отождествление одних и тех же волн и осуществить корреляционную увязку их годографов. Так, при первом варианте интерпретации профиля Степное—Бакуриани [38] в первых вступлениях были выделены лишь две группы волн — P^k и $P_{пр}^m$. Причем первая из них объединила все вступления в интервале от 15 до 160 км, вторая коррелировалась до конца экспериментального годографа (до 300—350 км). Впоследствии с учетом сейсмических записей на параллельном профиле Волгоград—Нахичевань и пересекающем его широтном профиле Черное море—Каспийское море (общий пункт взрыва «Хашури») автором на профиле Степное—Бакуриани были выделены и отождествлены волны, связанные с промежуточными границами в земной коре, что позволило более полно использовать сейсмический материал по этому профилю при дальнейшем анализе [18].

Ниже приводится описание волнового сейсмического поля, свойственного рассматриваемому региону. На фоне общих особенностей его отмечаются и индивидуальные черты, характерные для отдельных тектонических зон. Это последнее свойство сейсмического поля положено в основу районирования Кавказского региона по типам волновых полей.

Выделены и прокоррелированы следующие группы глубинных волн по принятой в ГСЗ терминологии:

P_0^{oc} — волны, связанные с границами раздела в осадочной толще;

$P_0^{K_1}$ — волны, связанные с поверхностью консолидированной коры;

$P_{1,2...}^{K_1}$ — волны «гранитной» группы;

$P_0^{K_2}$ — волны, связанные с границей Конрада (поверхностью «базальтового» слоя);

$P_{1,2...}^{K_2}$ — волны «базальтовой» группы;

$P_{пр,отр}^M$ — преломленная и отраженная волны от границы Мохоровичича;

$P_{1,2...}^{K_2}$ — волны «мантийной» группы.

Основные кинематические и динамические характеристики выделенных глубинных волн приводятся в табл. 2, 3.

Особенности волнового поля в пределах крупных тектонических структур Кавказа и Предкавказья. Сейсмическими исследованиями изучены практически все наиболее крупные тектонические структуры Кавказа. Для большинства из них выполнено непрерывное профилирование ГСЗ и КМПВ по полной системе наблюдений, что позволяет выявить весьма тонкие особенности сейсмического поля в пределах отдельных блоков земной коры.

В разные годы различными исполнителями для них были составлены осредненные модели земной коры; практически для всех блоков имеется несколько их вариантов (табл. 4).

Скифская плита (вал Карпинского). Наиболее интересной особенностью записи сейсмических волн здесь является высокая интенсивность промежуточных, «коровых» волн. После волны $P_0^{K_1}$ в последующих вступлениях регистрируется волна $P_1^{K_1}$ в виде четкого и интенсивного колебания. Начало ее на некоторых пунктах взрыва сопровождается сильным «заходом» с почти бесконечной кажущейся скоростью, которая с удалением от пункта взрыва достигает 5,8—6,0 км/с.

Волны «базальтовой» группы ($P_0^{K_2}$, $P_1^{K_2}$) тоже очень интенсивны и достигают на отдельных участках доминирующего значения. По своей природе они могут быть отнесены к отраженным. Иногда же волна $P_0^{K_2}$, поскольку она имеет небольшой интервал прослеживания в первых вступлениях, с некоторой степенью вероятности может быть и рефрагированной.

Волна $P_{отр}^M$ на участке вала Карпинского отличается большой сложностью и многофазностью. Доминирующего значения она достигает на удалениях 120—160 км. С расстоянием наблюдается значительное ее затухание: на удалениях 180—200 км от пункта взрыва она практически уже не выделяется на сейсмограммах.

Примечательным для всего Предкавказья является наличие сильной группы волн $P_{пр}^M$. Они появляются в последующих вступлениях, иногда в виде резкого осложнения волны $P_{отр}^M$, и быстро выходят в первые вступления, «смывая» волны P^{K_2} и занимая в дальнейшем их интервал регистрации в первых вступлениях со 130—140 км от пункта взрыва. Область регистрации волны $P_{пр}^M$ ограничивается 190—200 км, после чего первыми регистрируются волны «мантийной» группы.

Годографы волн $P_{пр}^M$ или прямолинейны, или несколько сближаются на нагоняющих системах. Кажущиеся скорости изменяются от 8,1 до 8,5 км/с. Природа волн $P_{отр,пр}^M$ определяется наиболее надежно. Волны «мантийной» группы определены нами как закритические отражения.

Для вала Карпинского по данным интерпретации материалов ГСЗ

профиля Волгоград—Нахичевань различными авторами с использованием различных методик составлено 4 варианта моделей земной коры (см. табл. 4). Пятая модель дается по результатам интерпретации докритических отраженных волн, зарегистрированных здесь при работе с большими взрывами. Анализ вероятности существования этих моделей приводится ниже.

Терско-Каспийский прогиб. Терско-Каспийский прогиб пересечен тремя профилями ГСЗ: Астара—Дербент, Волгоград—Нахичевань, Степное—Бакуриани. Волновая картина, наблюдаемая в Терско-Каспийском прогибе, отличается достаточной стабильностью на всех его участках. Выделяются те же волны, которые следились на прилегающих с севера участках вала Карпинского (см. таблицы 3, 4). Однако на участке прогиба заметно увеличена группа осадочных волн (до 7—8) и резко изменены динамические и некоторые кинематические особенности глубинных волн.

Наиболее яркой особенностью записи глубинных волн является сложный характер волны $P_0^{K_1}$ с наличием резких всплесков и спадов амплитуды, осложнений типа «заходов» или «петель» и т. п. Наиболее интересны участки, определяемые как зоны глубинных разломов. На сейсмограммах здесь появляются сильные и четкие дифрагированные волны. Глубинный разлом на поверхности палеозойского фундамента в северных предгорьях Кавказа проявляется в осложнении записи всех зарегистрированных волн: волна $P_0^{K_1}$ резко обрывается, все проходящие здесь волны $P_0^{K_2}$ и волна $P_{пр}^M$ образуют здесь дифрагированную волну.

Волны $P_{0,1}^{K_2}$ резко ослаблены по сравнению с таковыми же, наблюдаемыми в пределах вала Карпинского. Волна $P_{отр}^M$ очень четкая и простая по форме записи. Особенности волн $P_{пр}^M$ и $P_{1,2}$ сходны с характеристиками их, отмечаемыми в пределах вала Карпинского.

Для рассматриваемого участка разными авторами по данным ГСЗ составлено 5 моделей земной коры (табл. 5, модели 6—10).

Большой Кавказ исследовался методом ГСЗ по трем меридиональным профилям: Степное—Бакуриани, Волгоград—Нахичевань и Астара—Дербент. Однако только на профиле Волгоград—Нахичевань получен достаточно качественный материал. Участок Большого Кавказа здесь отработан методикой кусочно-непрерывного профилирования из пяти пунктов взрыва: трех с севера и двух с юга. Ближайшие к горному сооружению пункты взрыва (ПВ 1 на севере и ПВ 15 на юге) отстоят друг от друга на 162 км. Организовать пункты взрыва между ними из-за трудных природных условий не удалось. На данном участке корреляционно увязанными оказались лишь волны P^{K_2} и P^M . Профиль Степное—Бакуриани отработан точечными зондированиями из четырех пунктов взрыва. Расстояние между пунктами взрыва в пределах Большого Кавказа 158 км. На профиле Астара—Дербент имеется запись волны $P_{отр}^M$.

Для волновой картины участка Большого Кавказа характерно увеличение количества волн, связанных с раслоенностью верхней «гранитной» толщи земной коры. Волны отличаются выразительной, интенсивной многофазовой записью. Смена волн в первых вступлениях очень четкая.

Из последующих волн наиболее надежно выделяется волна $P_0^{K_2}$. Волна $P_{отр}^M$ не имеет доминирующей амплитуды, хотя выделение ее надежно и на горном участке, и особенно в равнинной части в непосредственной близости от мегантиклинория. Форма записи ее довольно простая, интервал прослеживания невелик (~ 180 км).

Таблица 2

Основные сейсмические параметры волн P^{oc} и $P_0^{K_1}$

| Волна | Стратиграфическая привязка | Область прослеживания, км | Времена регистрации, с | v^* , км/с | |
|--|----------------------------|---------------------------|------------------------|--------------|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| Юго-западная окраина Прикаспийской впадины | | | | | |
| P^{oc}_1 | MZ—KZ | 0—5 | 0 до 2,2 | 1,7—2,0 | |
| P^{oc}_1 | K? | 5—11 | 3,3—3,7 | 3,5—4,5 | |
| P^{oc}_1 | K—? | 4—11 | 2,2—3,9 | 3,4—4,0 | |
| P^{oc}_{II} | Кунгурская соль * | 2—60 | 2,4—6,5 | 4,0—4,6 | |
| $P^{oc}_{II}_{P_1}$ | 1-й подсолевой горизонт * | 8—70 | 4,5—15,5 | 4,2—8,0 | |
| $P^{oc}_{II}_{P_2}$ | 2-й подсолевой горизонт * | 12—70 | 6,0—16,0 | — | |
| $P^{oc}_{II}_c$ | Промежуточный слой * | 15—70 | 6,5—15 | 6,2—7,2 | |
| $P^{K_1}_0$ | PG * | 40—120 | 10,0—22,0 | 5—10,0 | |
| Вал Карпинского | | | | | |
| P^{oc}_1 | MZ—KZ | 0—15 | до 5,5 | 1,7—3,7 | |
| P^{oc}_{II} | Pz * | 5—80 | 2,0—16,5 | 4,8—6,2 | |
| $P^{K_1}_0$ | PG * | 50—105 | 13,0—20,0 | 5,5—7,0 | |
| Маньчжурская впадина | | | | | |
| P^{oc}_1 | MZ | 8—12 | 3,4—4,8 | 3,8—4,3 | |
| P^{oc}_{II} | PZ * | 15—75 | 5,5—14,5 | 4,5—6,1 | |
| $P^{K_1}_0$ | PG * | 40—110 | 10—20 | 5,5—7,0 | |
| Терско-Каспийский прогиб | | | | | |
| P^{oc}_1 | MZ—KZ | 0—30 | 0—8,2 | 3,0—4,3 | |
| P^{oc}_1 | | 14—23 | 5,0—7,0 | 4,2—4,6 | |
| P^{oc}_1 | P—T(?) | 8—22 | 4,5—7,0 | 4,9—5,1 | |
| P^{oc}_{II} | PZ * | 6—60 | 4,5—13,0 | 5,1—6,5 | |
| $P^{K_1}_0$ | PG * | 30—105 | 7,0—21,0 | 5,0—7,5 | |
| Большой Кавказ | | | | | |
| P^{oc}_1 | MZ | 0—75 | 0—15,0 | 4,5—5,8 | |
| P^{oc}_{II} | PZ * | 20—55 | 7,0—11,0 | — | |
| $P^{K_1}_0$ | PG * | 40—110 | 9,0—19,5 | 5,0—7,6 | |
| Рионская впадина | | | | | |
| P^{oc} | MZ—KZ | 0—25 | 0—7,2 | 1,8—4,5 | |
| $P^{K_1}_0$ | PZ—PE * | 10—55 | 5,0—11,0 | 5,5—6,5 | |
| Дзирульский массив | | | | | |
| P^{oc} | MZ—KZ | 0—10 | 0—5,0 | 1,8—3,2 | |
| $P^{K_1}_0$ | PZ—PE * | 15—55 | 5,0—7,5 | 5,5—6,0 | |
| Ахалкалакское нагорье | | | | | |
| P^{oc} | MZ—KZ ** | 0—14 | 0,2—4,0 | 3,3—6,4 | |
| $P^{K_1}_0$ | PZ | 7—44 | 5,0—9,0 | 4,7—9,0 | |

| | Относительная амплитуда | Форма записи, количество фаз | Видимые частоты, Гц | Коэффициент затухания, m^{-1} | v , км/с |
|--|-------------------------|--|---------------------|---------------------------------|------------|
| | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| Юго-западная окраина Прикаспийской впадины | | | | | |
| Сильная | | Простая, 1—2 | 10—12 | — | — |
| » | | То же | 9—11 | — | — |
| » | | » | 8—10 | — | — |
| » | | Простая, 2 | 10—12 | — | 4,2—4,6 |
| » | | То же | 10—12 | — | — |
| Средняя | | Сложная, 1—2 | — | — | — |
| Сильная | | Простая, 2—3 | 8—10 | — | 6,3—6,5 |
| Очень сильная близко к ПВ, далее сильная | | Очень сложная | 9—10 | $2-3 \cdot 10^{-5}$ | 6,5—6,8 |
| Вал Карпинского | | | | | |
| Сильная | | Простая, 1—2 | 14—17 | — | 3,8—4,0 |
| » | | Простая, 2—3 | 9—12 | $5-7 \cdot 10^5$ | 5,2—5,4 |
| » | | Сложная, 2—3 | 8—12 | $4-7 \cdot 10^5$ | — |
| Маньчжурская впадина | | | | | |
| » | | Простая, 2—3 | 14—15 | — | — |
| » | | Очень сложная, 2—3 | 8—12 | $8-9 \cdot 10^5$ | 5,3—5,4 |
| » | | Сложная, 2—3 | 7—11 | — | 5,9—6,2 |
| Терско-Каспийский прогиб | | | | | |
| » | | Простая, 2—3 | 8—10 | — | — |
| » | | То же | То же | — | — |
| Слабая | | » | 12—14 | — | 5,0 |
| Сильная | | Очень сложная, 2—3 | 9—10 | $5 \cdot 10^{-5}$ | 5,5—4,5 |
| Очень сильная | | Сложная, 3—4 | 7—10 | $3-3,5 \cdot 10^5$ | 6,2—6,3 |
| Большой Кавказ | | | | | |
| Сильная | | Простая, 2—3 | 10—12 | — | — |
| Слабая | | Очень сложная, 2—3 | — | — | — |
| Средняя | | Сложная, 2—3 | 9—11 | — | 6,4—6,8 |
| Рионская впадина | | | | | |
| Средняя | | Простая, 2—3 | 15—22 | — | — |
| Сильная | | То же | — | — | 5,7—6,3 |
| Дзирульский массив | | | | | |
| Средняя | | » | 15—22 | — | — |
| Сильная | | » | — | — | 5,6—5,8 |
| Ахалкалакское нагорье | | | | | |
| Сильная (быстро затухает с расстоянием) | | » | — | — | — |
| Сильная | | Очень сложная (резко затухает с расстоянием) | — | — | 5,8—6,0 |

4196



Таблица 2 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--|-------|--------|----------|---------|
| Артвинско-Болнисская глыба (западная часть) | | | | |
| P_{0}^{loc} | MZ—KZ | 0—7 | 0—3,0 | 2,1—5,2 |
| $P_{0}^{K_1}$ | PZ | 3—29 | 1,8—6,0 | 5,4—7,7 |
| Артвинско-Болнисская глыба (восточная часть) | | | | |
| P_{0}^{locI} | MZ—KZ | 0—13 | 0,3—3,2 | 1,7—3,4 |
| P_{0}^{locII} | — | 4—17 | 2,3—6,6 | 4,3—4,8 |
| $P_{0}^{K_1}$ | PZ | 10—53 | 3,0—9,9 | 4,6—6,7 |
| Мухранско-Тирифонская долина | | | | |
| P_{0}^{locI} | MZ—KZ | 2—39 | 0,5—8,0 | 3,3—5,6 |
| $P_{0}^{K_1}$ | PZ | 19—45 | 5,0—10,0 | 5,5—7,5 |
| Аджаро-Триалетское поднятие | | | | |
| P_{0}^{loc} | MZ—KZ | 0—23 | 0,2—5,5 | 3,6—5,7 |
| $P_{0}^{K_1}$ | PZ | 11—58 | 5,0—12,2 | 5,5—6,8 |
| Алазанская впадина | | | | |
| P_{0}^{locI} | MZ—KZ | 0—25 | 0—9,0 | 1,8—2,0 |
| P_{0}^{locII} | — | 4—40 | 2,4—13,0 | 4,0—5,8 |
| $P_{0}^{K_1}$ | PZ | 22—130 | 8,0—25,0 | 5,0—8,0 |
| Кура-Араксинская впадина | | | | |
| P_{0}^{locI} | MZ—KZ | 0—46 | 0—14,0 | 1,7—4,5 |
| P_{0}^{locII} | — | 5—42 | 5,5—13,5 | 3,8—5,8 |
| $P_{0}^{K_1}$ | PZ | 11—110 | 5,0—24,5 | 5,8—6,8 |
| Нижнекуринская впадина (центральная часть) | | | | |
| P_{0}^{locI} | MZ—KZ | 5—28 | — | 1,3—3,5 |
| P_{0}^{locII} | MZ | 8—20 | — | 5,0—5,8 |
| $P_{0}^{K_1}$ | PZ | 21—35 | — | 5,0—8,0 |
| Нижнекуринская впадина (восточная часть) | | | | |
| P_{0}^{loc} | MZ—KZ | 0—77 | 0—15,2 | 1,9—5,0 |
| $P_{0}^{K_1}$ | PZ | 23—98 | 8,3—22,0 | 5,5—7,8 |
| Малый Кавказ (Шамхорский антиклинорий) | | | | |
| P_{0}^{ref} | PZ? | 0—20 | 0—6,0 | 4,0—6,3 |
| Северо-восточный склон Малого Кавказа | | | | |
| P_{0}^{loc} | MZ—KZ | 2—20 | — | 4,0—5,5 |
| $P_{0}^{K_1}$ | PZ | 15—80 | — | 5,5—6,5 |
| Малый Кавказ (Нахичеванская впадина) | | | | |
| P_{0}^{loc} | MZ—KZ | 0—18 | 0—4,8 | 2,9—5,2 |
| $P_{0}^{K_1}$ | PZ | 15—100 | 4,0—17,3 | 6,8—6,0 |
| Малый Кавказ (Арагатская впадина) | | | | |
| P_{0}^{loc} | MZ—KZ | 0—30 | 0—4,0 | 3,6—5,5 |
| $P_{0}^{K_1}$ | PZ | 10—57 | — | 5,8—8,0 |

* По поверхности толщи. ** Лавовые покровы.

| | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|--------------------|-------|------|--------------------------|---------|
| Артвинско-Болнисская глыба (западная часть) | | | | | |
| То же | — | — | — | — | — |
| » | Сложная | 11—14 | — | — | 5,7—6,0 |
| Артвинско-Болнисская глыба (восточная часть) | | | | | |
| Сильная | Простая, 1—2 | — | — | — | — |
| Слабая | То же | — | — | $2,8 \cdot 10^{-4}$ | — |
| Сильная | Сложная, 2—3 | — | — | $0,65—0,9 \cdot 10^{-4}$ | 5,7—6,5 |
| Мухранско-Тирифонская долина | | | | | |
| » | То же | — | — | — | — |
| » | Очень сложная, 3—4 | — | — | — | 6,1—6,4 |
| Аджаро-Триалетское поднятие | | | | | |
| » | Простая, 2 | — | — | $1,4 \cdot 10^{-4}$ | — |
| » | Очень сложная, 2 | 11—12 | — | $0,6—1,2 \cdot 10^{-4}$ | 5,7—6,5 |
| Алазанская впадина | | | | | |
| Средняя | Сложная, 2 | — | — | $9,6 \cdot 10^{-4}$ | — |
| Сильная | То же | — | 8—10 | $1—3 \cdot 10^{-4}$ | 4,0—5,4 |
| Очень сильная (быстро затухает с расстоянием) | Очень сложная, 2—3 | — | 7—9 | $8,0 \cdot 10^{-5}$ | 5,9—6,5 |
| Кура-Араксинская впадина | | | | | |
| Сильная | Очень сложная, 2 | 9—16 | — | — | — |
| Средняя | То же | 10—12 | — | — | 4,6—5,4 |
| Сильная | Сложная, 2—3 | 9—12 | — | — | 6,1—6,4 |
| Нижнекуринская впадина (центральная часть) | | | | | |
| » | Простая, 2—3 | — | — | — | 4,0—4,2 |
| Средняя | Сложная, 3—4 | — | — | — | 5,3—5,6 |
| Сильная | Очень сложная, 3—4 | — | — | — | 6,3—6,5 |
| Нижнекуринская впадина (восточная часть) | | | | | |
| Средняя | Простая, 2—3 | 10—14 | — | — | 3,4—5,4 |
| Слабая | Сложная, 3—4 | 8—13 | — | — | 6,1—6,4 |
| Малый Кавказ (Шамхорский антиклинорий) | | | | | |
| Сильная | Очень сложная, 2—3 | — | — | — | — |
| Северо-восточный склон Малого Кавказа | | | | | |
| » | Сложная, 2—3 | — | — | — | 4,2—5,5 |
| » | Очень сложная, 2—3 | — | — | — | 5,9 |
| Малый Кавказ (Нахичеванская впадина) | | | | | |
| » | Простая, 2—4 | — | — | — | — |
| » | Очень сложная, 3—4 | — | — | — | 6,5—6,7 |
| Малый Кавказ (Арагатская впадина) | | | | | |
| » | Простая, 2—3 | — | — | — | — |
| » | Очень сложная, 3—4 | 8—13 | — | $0,4—9,0 \cdot 10^{-4}$ | 6,2—6,4 |

Таблица 3

Основные сейсмические параметры волн P^{K_1} , P^{K_2} , $P_{отр}^M$, $P_{пр}^M$

| Волна | v^* , км/с | Интервал прослеживания в первых вступлениях, км | Область прослеживания, км | Форма географа * | Относительная амплитуда | Относительное затухание |
|----------------------------------|--------------|---|---------------------------|------------------|-------------------------|-------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Вал Карпинского | | | | | | |
| P^{K_1} | 4,8—6,2 | 20—75 | 5—80 | <i>б</i> | Сильная | Слабое |
| $P_{1}^{K_1}$ | 6,4—5,5 | 75—100 | 40+100 | <i>в</i> | Средняя | Сильное |
| $P_{2}^{K_1}$ | 6,8—6,7 | 100—130 | 85—130 | <i>в</i> | Слабая | » |
| $P_{0}^{K_2}$ | 8,0—6,6 | 130—140 | 50—150 | <i>в</i> | Сильная | » |
| $P_{1}^{K_2}$ | 8,6—6,8 | | 70—820 | <i>в</i> | » | — |
| $P_{отр}^M$ | 10,0—6,0 | | 70—220 | <i>в</i> | » | — |
| $P_{пр}^M$ | 8,0—8,5 | 140—320 | 140—320 | <i>а</i> | » | — |
| Терско-Каспийский прогиб | | | | | | |
| $P_{0}^{K_1}$ | 5,1—6,5 | 20—60 | 6—60 | <i>б</i> | Сильная | Сильное |
| $P_{1}^{K_1}$ | 7,2—5,5 | 60—110 | 25—110 | <i>в</i> | » | » |
| $P_{ге,к,1}^{K_1}$ | 7,8—6,0 | 110—150 | 70—150 | <i>в</i> | Слабая | » |
| $P_{0}^{K_2}$ | 10,0—6,5 | 150—170 | 50—170 | <i>в</i> | » | » |
| $P_{1}^{K_2}$ | 10,0—6,5 | | 80—180 | <i>в</i> | » | » |
| $P_{отр}^M$ | 12,0—6,7 | | 70—190 | <i>в</i> | Очень сильная | Слабое |
| $P_{пр}^M$ | 7,2—9,0 | 170—270 | 170—270 | <i>а</i> | Средняя | Сильное |
| Мегантиклинорий Большого Кавказа | | | | | | |
| $P_{0}^{K_1}$ | 5,0—7,6 | 40—110 | 40—110 | — | » | » |
| $P_{1,2}^{K_1}$ | 8,5—6,0 | 85—160 | 50—180 | <i>в</i> | Слабая | » |
| $P_{0}^{K_2}$ | 10,0—6,4 | 160—180 | 90—180 | <i>в</i> | Очень сильная | Слабое |
| $P_{1}^{K_2}$ | 11,0—7,0 | | 90—180 | <i>в</i> | Сильная | Сильное |
| $P_{отр}^M$ | 12,0—7,2 | | 80—190 | <i>в</i> | » | |
| $P_{пр}^M$ | 7,2—9,3 | 170—270 | 170—270 | <i>а</i> | » | |
| Рионская впадина | | | | | | |
| $P_{0}^{K_1}$ | 5,5—6,5 | 12—55 | 10—55 | <i>а</i> | Средняя | Сильное |
| $P_{1-4}^{K_1}$ | 11,0—6,5 | 40—180 | 20—180 | <i>в</i> | » | » |
| $P_{0}^{K_2}$ | 11,0—6,5 | 180—210 | 60—210 | <i>в</i> | Сильная | Слабое |
| $P_{отр}^M$ | 10,0—6,5 | | 60—300 | <i>в</i> | » | |
| $P_{пр}^M$ | 7,5—9,4 | 200—300 | 180—300 | <i>а</i> | Слабая | » |
| Куринская впадина | | | | | | |
| $P_{0}^{K_1}$ | 5,6—7,0 | 25—60 | 10—60 | <i>а</i> | Средняя | Сильное |
| $P_{1}^{K_1}$ | 8,0—6,2 | 60—100 | 40—100 | <i>в</i> | » | » |
| $P_{2}^{K_1}$ | 8,2—6,3 | 100—130 | 55—130 | <i>в</i> | Сильная | |
| $P_{3}^{K_1}$ | 8,8—6,6 | 130—160 | 80—160 | <i>в</i> | » | |
| $P_{отр}^{K_2}$ | 8,5—6,7 | 160—180 | 50—180 | <i>в</i> | Очень сильная | Слабое |
| $P_{отр}^M$ | 12,0—7,0 | | 70—300 | <i>в</i> | Сильная | » |
| $P_{пр}^M$ | 7,2—9,4 | 180—300 | 180—300 | <i>а</i> | Слабая | Сильное |

* *а* — прямолинейная; *б* — v^* увеличивается с расстоянием; *в* — уменьшается.

Таблица 4

Варианты сейсмических моделей земной коры, полученные в разные годы разными авторами

| Глубина кровли слоя, км | Мощность слоя, км | $v_{пл} \rho$, км/с | Год выполнения, источник | Глубина кровли слоя, км | Мощность слоя, км | $v_{пл} \rho$, км/с | Год выполнения, источник |
|--------------------------|-------------------|----------------------|--------------------------|-----------------------------------|-------------------|----------------------|--------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| Вал Карпинского | | | | 13 | 8 | 6,5 | |
| | | | | 21 | 11 | 7,2 | |
| 0 | 3 | 2,5 | 1965 [7] | 32 | 12 | 7,5 | |
| 3 | 11 | 5,3 | | 44 | — | 8,0 | |
| 14 | 10 | 6,2 | | | | 8 | |
| 24 | 7 | 6,8 | | 0 | 5 | 3,6 | 1967 [17] |
| 31 | 11 | 7,3 | | 5 | 8 | 5,3 | |
| 42 | — | 8,0 | | 13 | 8 | 6,0 | |
| | | | | 21 | 11 | 6,4 | |
| | | | | 32 | 12 | 7,0 | |
| | | | | 44 | — | 8,1 | |
| | | | | | | 9 | |
| 0 | 2 | 2,4 | 1966 [7] | 0 | 4 | 2,0 | 1975 [7] |
| 2 | 6 | 5,3 | | | | 3,0 | |
| 8 | 15 | 6,0 | | 4 | 6 | 6,0 | |
| 23 | 10 | 6,9 | | | | 6,2 | |
| 33 | 12 | 7,4 | | 10 | 9 | 6,0 | |
| 45 | — | 8,4 | | 19 | 3 | 6,7 | |
| | | | | 22 | 5 | 6,0 | |
| | | | | | | 6,8 | |
| | | | | 27 | 5 | 7,0 | |
| | | | | | | 7,1 | |
| | | | | 32 | 8 | 8,0 | |
| | | | | 40 | — | 8,1 | |
| | | | | | | 10 | |
| 0 | 2 | 2,8 | 1967 [38] | 0 | 4 | 2,0 | 1975 [7] |
| 2 | 18 | 5,6 | | | | 3,0 | |
| 20 | 18 | 6,7 | | 4 | 6 | 6,0 | |
| 38 | — | 8,2 | | | | 6,2 | |
| | | | | 10 | 10 | 6,0 | |
| | | | | | | 6,1 | |
| | | | | 20 | 3 | 6,8 | |
| | | | | 23 | 5 | 6,3 | |
| | | | | 28 | 10 | 6,8 | |
| | | | | 38 | 2 | 6,9 | |
| | | | | | | 8,0 | |
| | | | | 40 | — | 8,1 | |
| | | | | Большой Кавказ (центральный блок) | | | |
| | | | | 11 | | | |
| Терско-Каспийский прогиб | | | | 0 | 2 | 3,0 | 1962 [38] |
| | | | | 2 | 44 | 6,2 | |
| | | | | 46 | — | 8,4? | |
| | | | | | | 12 | |
| 0 | 10 | 3,6 | 1962 [38] | 0 | 27 | 5,7 | 1967 [18] |
| 10 | 20 | 6,2 | | 27 | 16 | 6,4 | |
| 30 | — | 8,4? | | 43 | 7 | 7,0 | |
| | | | | 50 | — | 8,1 | |
| | | | | | | 7 | |
| | | | | | | 8,1 | |
| 0 | 5 | 3,8 | 1965 [7] | | | | |
| 5 | 8 | 5,8 | | | | | |

Таблица 4 (продолжение)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---------------------------------|----|-----|-----------|---|-----|-----|-----------|
| Большой Кавказ (восточный блок) | | | | Рионская впадина | | | |
| 13 | | | | 19 | | | |
| 0 | 5 | 4,5 | 1967 [17] | 0 | 1 | 2,4 | 1977 [7] |
| | | 5,6 | | 1 | 3 | 3,8 | |
| 5 | 15 | 5,8 | | | | 4,2 | |
| | | 6,1 | | 4 | 7 | 6,0 | |
| 20 | 11 | 6,2 | | | | 6,2 | |
| | | 6,4 | | 11 | 10 | 6,6 | |
| 31 | 9 | 6,5 | | | | 6,7 | |
| | | 6,7 | | 21 | 21 | 7,1 | |
| 40 | 15 | 6,8 | | 42 | — | 8,0 | |
| 55 | — | 8,3 | | Дзиркульский массив | | | |
| 14 | | | | 20 | | | |
| 0 | 5 | 4,5 | 1967 [17] | 0 | 0,3 | — | 1962 [38] |
| 5 | 15 | 5,5 | | 0,3 | ~41 | 6,0 | |
| 20 | 11 | 5,8 | | 41 | — | 8,4 | |
| 31 | 9 | 6,3 | | 21 | | | |
| 40 | 15 | 6,6 | | 0 | 2 | 3,0 | 1966 [12] |
| 55 | — | 8,0 | | | | 3,4 | |
| 15 | | | | 2 | 10 | 5,8 | |
| 0 | 5 | 4,5 | 1967 [38] | | | 6,0 | |
| 5 | 34 | 6,5 | | 12 | 15 | 6,6 | |
| 39 | 13 | 6,6 | | | | 6,7 | |
| 52 | — | 8,2 | | 27 | 19 | 7,0 | |
| 16 | | | | 46 | — | 8,1 | |
| 0 | 1 | 2,6 | 1975 [7] | 22 | | | |
| 1 | 1 | 4,8 | | 0 | 2 | 3,0 | 1967 [7] |
| | | 5,5 | | | | 3,3 | |
| 2 | 2 | 5,8 | | 2 | 6 | 5,8 | |
| 4 | 18 | 6,2 | | | | 5,9 | |
| 22 | 11 | 6,5 | | 8 | 19 | 6,1 | |
| 33 | 23 | 6,8 | | | | 6,3 | |
| 56 | — | 8,0 | | 27 | 19 | 6,8 | |
| 17 | | | | 46 | — | 8,0 | |
| 0 | 2 | 2,5 | 1975 [7] | Нижнекуринская впадина (Саатлинский участок) | | | |
| | | 4,0 | | 23 | | | |
| 2 | 2 | 4,2 | | 0 | 9 | 3,6 | 1974 [32] |
| | | 5,5 | | | | 4,2 | |
| 4 | 8 | 5,6 | | 9 | 9 | 6,7 | |
| | | 6,0 | | 18 | 10 | 6,5 | |
| 12 | 24 | 6,3 | | 28 | 14 | 7,4 | |
| | | 6,8 | | 42 | 8 | 7,9 | |
| 26 | 34 | 6,5 | | 50 | — | — | |
| | | 7,5 | | 24 | | | |
| 60 | — | 8,1 | | 0 | 9 | 3,6 | 1974 [32] |
| Рионская впадина | | | | | | | |
| 18 | | | | | | | |
| 0 | 5 | 3,6 | 1966 [12] | 9 | 11 | 6,7 | |
| | | 4,0 | | 20 | 12 | 6,4 | |
| 5 | 11 | 5,8 | | 32 | 18 | 7,4 | |
| | | 5,9 | | 50 | — | 8,2 | |
| 16 | 14 | 6,7 | | | | | |
| 30 | 15 | 7,2 | | | | | |
| 45 | — | 8,1 | | | | | |

Таблица 4 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|----|----|------|-----------|----|--------------|------|----------|
| | | 25 | | 40 | 10' | 7,7 | |
| 0 | 4 | 3,0 | 1968 [7] | 50 | — | 8,1? | |
| 4 | 6 | 5,1 | | | Малый Кавказ | | |
| 10 | 6 | 7,1 | | | 27 | | |
| 16 | 26 | 6,7 | | | | | |
| 42 | — | 8,2? | | 0 | 2 | 4,2 | 1965 [7] |
| | | 26 | | 2 | 8 | 6,0 | |
| | | | | 10 | 9 | 6,4 | |
| 0 | 10 | 3,8 | 1974 [32] | 19 | 10 | 6,8 | |
| | | 4,2 | | 29 | 19 | 7,2 | |
| 10 | 12 | 6,7 | | 48 | — | 8,1 | |
| 22 | 18 | 7,4 | | | | | |

Волны $P_{\text{пр}}^{\text{м}}$ четкие, выразительные и достаточно интенсивные. Интересна особенность этих волн: волна $P_{\text{пр}}^{\text{м}}$ появляется «внезапно» близко к первым вступлениям, отделяясь от волны $P_{\text{отр}}^{\text{м}}$ на 1,0 с. «Подавив» волны $P^{\text{кз}}$, со 165 км эта волна начинает проследиваться первой. Ближе к пункту взрыва ее проследить не удастся, хотя условия регистрации позволили это сделать, т. е. наблюдается некоторый отрыв волны $P_{\text{пр}}^{\text{м}}$ от начальной точки и соответствующей отраженной волны. Такие особенности записи следует рассматривать в связи с выявлением переходных зон кора—мантия.

Группа «мантийных» волн на данном участке очень четкая.

По материалам ГСЗ в разные годы было составлено 7 моделей земной коры, относящихся к центральному и восточному блокам мегантиклинория Большого Кавказа (табл. 4, № 11—17). В пределах профиля Астара—Дербент оценивалась лишь мощность земной коры в целом (57—58 км).

Рионская впадина. В пределах Рионской впадины проложено два региональных сейсмических профиля (Анаклия—Зестафони КМПВ и Гали—Рустави ГСЗ), секущих структуру впадины по простиранию. Наиболее полно охарактеризована верхняя часть консолидированной коры. Характерной особенностью волновой картины данного участка является большое количество четких и интенсивных «коровых» волн, хорошо разделенных по времени на сейсмограммах в последующих вступлениях и последовательно выходящих в первые вступления. Наиболее интенсивная среди них волна связана с поверхностью слоя с $V_{\text{пл}}$, равной 7,5 км/с.

Волна $P_{\text{отр}}^{\text{м}}$ достаточно сильная, но не имеет доминирующей амплитуды, как на других участках Кавказского региона. Волны $P_{\text{пр}}^{\text{м}}$ имеют самую низкую интенсивность и практически на сейсмограммах не выделяются.

Особенности волнового поля Рионской впадины отмечаются и на участке Дзирульского массива, с той лишь разницей, что интенсивность волн $P_{\text{пр}}^{\text{м}}$ здесь несколько выше.

Для Рионской впадины по результатам интерпретации составлено две модели земной коры (табл. 4, № 18, 19), для Дзирульского массива три варианта (табл. 4, № 20—22).

Куринская впадина отличается наибольшим разнообразием особенностей записи сейсмических волн. Большую роль в формировании волнового поля здесь играют дифрагированные волны и докритические отражения. Ве-

Таблица 5

Сейсмические параметры волн $P_0^{k_2}$ в разных тектонических зонах

| Район исследования | Область прослеживания, км | Область регистрации в первых вступлениях, км |
|--|---------------------------|--|
| Вал Карпинского | 50—140 | |
| Терско-Каспийский прогиб | 50—160 | 115—120 |
| Мегантиклинорий Большого Кавказа | 90—180 | 130—160 |
| Южный склон Большого Кавказа | 70—120 | 160—180 |
| Нижнекуринская впадина | 60—140 | |
| Талыш-Вандамский гравитационный максимум | 50—170 | 100—120 |
| Среднекуринская впадина | 60—170 | 100—140 |
| Рионская впадина | 50—150 | 70—170 |
| | | 150—170 |
| | | 150—180 |

лико количество различных волн-помех. Все это свидетельствует о сложном строении данного участка Кавказского региона, большой его раздробленности. Опорными глубинными волнами здесь являются волны $P_0^{k_1}$ и $P_0^{k_2}$. Первая волна везде начинает группу «коровых» волн; прослеживается в первых вступлениях до 80—100 км, имеет интенсивную, сложную, двух-трехфазную запись с различными типами осложнений, сильным затуханием.

Волны $P_0^{k_2}$, связываемые с поверхностью «базальтового» слоя, интенсивны и четки как в последующих, так и в первых вступлениях. Имеют характерную форму записи в виде многофазного (до 4—5 фаз) цуга колебаний.

Волны $P_{отр}^m$ не доминируют, хотя выделяются на сейсмограммах надежно. Интенсивность их повышается на больших удалениях от источника (со 150—170 км). Волны $P_{пр}^m$ на участке Куринской впадины малоинтенсивны.

Помимо общих для всей Куринской впадины особенностей записи волн, в пределах Верхнекуринской впадины отмечается более дробное разделение группы «гранитных» волн; количество волн в Среднекуринской впадине, наоборот, резко падает. Здесь «коровую» группу составляют в основном две-три протяженных, слабо затухающих волны, общий уровень кажущихся скоростей значительно выше по сравнению с уровнем скоростей на прилегающих участках. В пределах Нижнекуринской впадины запись волн $P_{отр}^m$ и $P_{пр}^m$ приобретает обычные для них особенности (доминирующий характер $P_{отр}^m$, четкий выход и надежное прослеживание волн $P_{пр}^m$).

В табл. 4 приведены четыре модели земной коры Нижнекуринской впадины, составленные по данным докритических отражений и представляющие в связи с возможностью проанализировать сопоставимость результатов, полученных по разным классам волн, наибольший интерес.

Малый Кавказ пройден лишь южным участком профиля Волгоград—Нахичевань, на котором запись глубинных волн очень сложная; общий уровень амплитуды регистрируемых волн низкий, области прослеживания этих волн резко сокращены; отмечаются многочисленные осложнения записи.

Наличие отдельных блоков земной коры с различным распределением скорости продольных волн по вертикали обусловило резкое изменение кажу-

| Амплитуда; форма записи сейсмической волны | Форма годографа | Преобладающая волна |
|--|------------------------|-----------------------------|
| Доминирующая; сложная, 5—6 фаз | Криво- и прямолинейная | Закритическая отраженная |
| Слабая; сложная, интерференционная | Ближе к прямолинейной | Преломленно-рефрагированная |
| Сильная, местами доминирующая; сложная | Криволинейная | Закритическая отраженная |
| Слабая; сложная, с разрывами корреляции | Прямолинейная | Преломленно-рефрагированная |
| Средней интенсивности; сложная, с разрывами корреляции | Криво- и прямолинейная | Отраженно-преломленная |
| Сильная; устойчивая, 2—3 фазы | Близко к прямолинейной | Преломленно-рефрагированная |
| Средней интенсивности; сложная, с разрывами корреляции | Криво- и прямолинейная | Отраженно-преломленная |
| Слабая; сложная, 2—3 фазы | То же | То же |

щейся скорости волны $P_0^{k_1}$. При переходе, например, в область офиолитового пояса Севана наблюдается появление сначала дифрагированной волны, возникшей на контакте блоков, а затем волны $P_0^{k_1}$, преломленной (слаборефрагированной) на поверхности офиолитового внедрения с высокой кажущейся скоростью ($>7,0$ км/с).

Выделение волн, связанных с промежуточными границами в земной коре, ненадежно; регистрация их часто прерывиста. Среди «коровых» волн наиболее выразительна группа «базальтовых» волн, которые, как и на большей части Кавказа, имеют характерную многофазную форму записи.

Волны $P_{отр}^m$ и $P_{пр}^m$ надежно выделены в пределах Малого Кавказа, однако интенсивность их небольшая; запись сложная, с частыми разрывами корреляции, исчезновением фаз или увеличением их количества до 4—7.

В качестве вероятностной модели земной коры Малого Кавказа анализировался вариант разреза профиля Нахичевань—Закаталы (табл. 4, модель 27).

Общие черты волнового поля Кавказа. Если для районирования того или иного региона или выявления тонких особенностей строения среды важно иметь представление об отличительных характеристиках экспериментального материала в пределах конкретных тектонических структур, то для региона в целом необходимо и важно иметь представление об общих чертах волнового поля. В частности, при выявлении принципиальных сейсмических моделей активных геосинклинальных регионов (таких, как горноскладчатые сооружения альпийского пояса), отличающихся очень сложным и разнородным строением, необходимо выяснить прежде всего, какие особенности регистрируемых волн являются общими, отвечающими сходным чертам глубинной геологической структуры.

Из приведенного анализа волнового поля конкретных тектонических зон Кавказа следует, что общим для всех записей является присутствие на сейсмограммах трех групп волн: $P_0^{k_1}$, $P_0^{k_2}$ и $P_{отр, пр}^m$. Они занимают на сейсмограммах определенный интервал и всегда надежно опознаются. Тем не менее все они обладают особенностями в зависимости от различных тектониче-

ских условий. Ниже дается анализ особенностей записи волн по площади (допущенные иногда повторения в их описании неизбежны в случаях необходимости подчеркнуть те или иные свойства этих волн).

Волны $P_0^{K_1}$ связаны с поверхностью консолидированной коры и регистрируются только в первых вступлениях. Рассматриваемая территория характеризуется сложным строением фундамента. Глубины его залегания изменяются от 0 до 20 км. Возраст фундамента и петрографический состав его также весьма изменчивы. В связи с этим в пределах всего региона выделить единую стратиграфическую поверхность фундамента не представляется возможным. Для различных районов разные авторы отождествляют эту поверхность с кристаллическим [5], доальпийским [34], доюрским (А. А. Сорский, И. В. Кириллова, 1955) фундаментом. Очевидно, для отдельных участков региона такое определение возраста этой поверхности справедливо. В настоящей работе на основании весьма представительного сейсмического материала выделена единая сейсмическая граница, с которой в большинстве случаев связан резкий излом годографа первых вступлений со значениями v^* , составляющими от 3,6 до 6,7 км/с. Для отдельных районов можно указать ее строгую стратиграфическую приуроченность, например, в Предкавказье — к поверхности палеозойских отложений, Рионской впадине — к поверхности докембрийских и нижнепалеозойских отложений и т. п.

Волны $P_0^{K_1}$ (в Предкавказье P^{Oc_n}), связываемые с этой единой сейсмической границей раздела в земной коре, занимают на годографах интервал от 0 до 100 км. Выход их в первые вступления колеблется от 1 до 30 км в зависимости от глубины залегания этой границы. Форма годографов волн $P_0^{K_1}$ криволинейная, нагоняющие годографы сходятся. Степень сходимости их очень разнообразна, однако в пределах отдельных участков они могут быть сгруппированы в типовые годографы, которые соответствуют определенной модели земной коры и характеризуют определенную тектоническую зону (блок). Таких блоков по изученным материалам ГСЗ и КМПВ выделено 18 (см. табл. 3).

Общий интервал прослеживания волн $P_0^{K_1}$, как уже отмечалось, около 100 км. Максимальные удаления, на которых зарегистрированы эти волны, мало изменяются по площади. Однако на некоторых участках, например в Рионской впадине, волна $P_0^{K_1}$ регистрируется всего до удалений 45—55 км. Еще меньшая дальность регистрации этих волн характерна для горных участков Большого и Малого Кавказа.

Форма записи волн $P_0^{K_1}$ очень сложная, плохо разрешенная, многофазная. Оси синфазности часто искажены наложением дифрагированных, боковых и других волн с большими кажущимися скоростями. Характерно наличие осложнений типа «петель» и «заходов», кажущихся смен волн, обрывов корреляции. Лишь на участках неглубокого, пологого залегания фундамента (вал Карпинского, Рионская впадина, Дзирульский массив) форма записи волн $P_0^{K_1}$ несколько упрощается. Интенсивность записи волн $P_0^{K_1}$, в общем, достаточно высокая, но резко меняющаяся по площади, затухание сравнительно небольшое: эффективный коэффициент затухания в Предкавказье и Алазанской впадине равен $3-8 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1}$, на участке Артвинско-Болниской глыбы $(0,6-1,2) \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$. Видимые частоты волн 7—13 Гц, на 2—3 Гц ниже, чем у волн P^{Oc} . Волны $P_0^{K_1}$ определены в основном как рефрагированные.

Волны $P_0^{K_2}$. Правомерность выделения в разрезе земной коры границы

Конрада (поверхности «базальтового» слоя) спорна. Обычно эта граница рассматривается как условная, разделяющая консолидированную кору на низкоскоростной слой в верхней части земной коры и высокоскоростной — в ее нижней части.

Обобщение материалов ГСЗ [6, 7], проведенное во ВНИИГеофизике, показало, что хотя волны $P_0^{K_2}$ в волновом поле континентальной коры и обладают рядом характерных признаков, однако четких волновых критериев для планетарной корреляции они не имеют. И тем не менее существуют регионы с ярко выраженными волновыми признаками, и там выделение и отождествление этих волн не вызывают сомнения. Таким регионом, в частности, является Кавказ, где волны $P_0^{K_2}$ выделены и отождествлены, как и волны $P_0^{K_1}$, практически повсеместно.

С границей Конрада здесь связаны выразительные, четкие и интенсивные волны, регистрируемые во временном интервале между волнами $P_0^{K_1}$ и $P_{отр.}^M$. Граница, на которой образовалась волна $P_0^{K_2}$, везде разделяет слои, различающиеся по значениям пластовых скоростей на 0,4—0,5 км/с и более; эти волны, выделенные на профилях ГСЗ Кавказа, при повторном анализе удалось увязать более строго. При этом оказалось возможным установить, что особенности волн $P_0^{K_2}$ весьма изменчивы в разных тектонических зонах. Различны форма их годографа и динамические признаки. Наибольшей выразительностью волны $P_0^{K_2}$ обладают на участке вала Карпинского. С продолжением на юг амплитуда волн падает, на участке Терско-Каспийского прогиба они слабые, хотя выделение их и здесь достаточно надежно.

В пределах Большого Кавказа свойства волн $P_0^{K_2}$ меняются: здесь они выразительнее всех волн, формирующих поле последующих вступлений, их амплитуды доминируют на записи. На южном склоне Большого Кавказа интенсивность волн $P_0^{K_2}$ падает и резко сокращается интервал их непрерывной корреляции.

Наиболее изменчивы кинематические и динамические параметры волн $P_0^{K_2}$ по профилю Черное море—Каспийское море. В Нижнекуринской впадине они выделяются в последующих и в первых вступлениях обычно в виде непротяженных осей синфазности с несколько большей по сравнению с другими волнами амплитудой. С продвижением на запад запись волн $P_0^{K_2}$ становится устойчивее, интервалы непрерывной корреляции протяженнее. На участке Талыш-Вандамского максимума силы тяжести [5] эти волны наиболее протяженны и выразительны, они регистрируются сразу за волнами $P_0^{K_1}$ и сменяются далее волнами $P_{пр.}^M$. Годограф их практически прямолинеен на всем интервале их прослеживания. В Рионской впадине волны $P_0^{K_2}$ полностью утрачивают свои доминирующие особенности. На самом западном конце профиля Черное море—Каспийское море эти волны снова приобретают отличительные особенности. Причем в прибрежной зоне Черного моря в последующих вступлениях выделяются интенсивные колебания, которые, вероятнее всего, следует отождествить с докритическими отражениями от границы Конрада. В глубоководной части моря волны $P_0^{K_2}$ следятся только в первых вступлениях.

Описанные данные о свойствах волн $P_0^{K_2}$ сведены в табл. 5, при рассмотрении которой видно, на каких участках региона преобладает тот или иной тип волн $P_0^{K_2}$, что, вероятно, отражает характер и природу перехода от «гранитного» слоя к «базальтовому», а также величину и знак скачка скорости на границе Конрада. Из таблицы видно также, какие структуры харак-

теризуются сходными особенностями волн P_0^k . В первую очередь это хребет Большого Кавказа и Дзирульский массив. Другой тип волновой картины объединяет Терско-Каспийский, Южно-Кавказский и Предмалокавказский прогибы. Вал Карпинского и северная часть Талыш-Вандамского максимума силы тяжести выделяются как особые зоны: первая — по доминирующему характеру записи отраженно-преломленных волн P_0^k , вторая — по регистрации четкой, протяженной и интенсивной рефрагированной (преломленной) волны.

Установленная зональность в распределении сейсмических свойств границы Конрада контролируется геологическим строением региона [19]. Интенсивные отраженные волны зарегистрированы в пределах антиклинальных структур с повышенной мощностью «гранитного» слоя; наличие же рефрагированных волн характерно для отрицательных структур сейсмически активных зон; в пределах крупных впадин типа Куринской наблюдаются как отраженные, так и преломленные волны одинаковой интенсивности.

Волны $P_{отр}^m$ и $P_{пр}^m$ являются опорными среди волн, связанных с глубинными границами раздела в земной коре и верхней мантии. Они надежно выделяются на всех профилях ГСЗ, и их отождествление не вызывает сомнения (см. табл. 3). Параметры их хорошо согласуются с таковыми в других районах СССР и всего земного шара [3]. Анализ сейсмического материала, полученного на Кавказе, позволил выявить некоторые дополнительные особенности их записи [20].

Почти повсеместно выделяются три типа продольных сейсмических волн, отождествляемых с границей Мохоровичича: докритические и закритические отражения и преломленные (слаборефрагированные) волны. Интенсивность их различна в пределах различных участков. В табл. 6 приведена качественная оценка интенсивности записи различных типов волн от границы Мохоровичича. Под доминирующей здесь понимается запись с очень большой амплитудой («разрывом»). Во всех остальных случаях, когда амплитуды волн также велики, т. е. превышают амплитуды остальных волн не менее чем в 1,5—2,0 раза, они названы «сильными». Как видно, районирование по качественному признаку волн P^m хорошо соответствует тектонике района. В рассматриваемом регионе выделяются две обширные зоны — северная и южная. В северной зоне, охватывающей Предкавказье и Большой Кавказ, интенсивность преломленных и закритических отраженных волн намного выше, чем в южной, включающей Закавказье. Эта особенность записи частично сохраняется и для докритических отраженных волн. В южной зоне можно выделить как особые участки Рионскую впадину, где практически отсутствует волна $P_{пр}^m$, а закритические отраженные волны не имеют яркой динамической выразительности, и впадину Черного моря, где, наоборот, отмечаются интенсивные волны $P_{пр}^m$, а отраженные отсутствуют.

Форма записи отраженных волн от границы Мохоровичича на Кавказе очень сложная. На некоторых участках они следятся в виде многофазного колебания значительной интенсивности, на других — в виде простого двух-трехфазного колебания с умеренными амплитудами. Оговоримся, что осадочная толща на динамику волн решающего влияния не оказывает: например, в Терско-Каспийском прогибе при наличии мощной толщи осадков (до 6—9 км) запись волн $P_{отр}^m$ достаточно простая, в то же время в пределах вала Карпинского (мощность осадков менее 2 км) запись очень сложная. Ниже описана форма записи и дана качественная характеристика выразительности опорной волны $P_{отр}^m$, которые можно использовать как допол-

Таблица 6

Качественная характеристика динамических особенностей волн P^m

| Район исследования | Интенсивность записи (по амплитуде) | | |
|----------------------------------|-------------------------------------|------------|-------------------------|
| | $P^m_{отр}$ | $P^m_{пр}$ | докритические отражения |
| Вал Карпинского | ++++ | +++ | ++ |
| Терско-Каспийский прогиб | ++++ | +++ | ++ |
| Мегантиклинорий Большого Кавказа | ++ | +++ | + |
| Нижнекуринская впадина | ++ | + | + |
| Малый Кавказ | ++ | + | ++ |
| Среднекуринская впадина | ++ | + | + |
| Рионская впадина | ++ | — | ++ |
| Черное море | — | ++++ | — |

++++ — доминирующая амплитуда; +++ — сильная; ++ — нормальная; + — слабая; — — волна отсутствует.

нительные к кинематике критерии оценки особенностей строения зоны перехода кора—мантия в различных тектонических структурах Кавказа.

| Район исследования | Волна $P^m_{отр}$: форма записи; выразительность |
|--------------------------|---|
| Вал Карпинского | Многофазная, сложная интерференционного типа; очень сильная |
| Терско-Каспийский прогиб | Четкие 2—3 фазы; высокой интенсивности |
| Большой Кавказ | 2—3 фазы (сложная форма записи в большой степени связана с интерференцией волны с помехами); нечеткая |
| Нижнекуринская впадина | Сравнительно простая; высокой интенсивности, резко убывающей с расстоянием |
| Среднекуринская впадина | Простая; сильная (интенсивность резко меняется на разных удалениях от источника) |
| Рионская впадина | 2—4 фазы, слабо нарушенных; нечеткая |
| Малый Кавказ | Многофазная, «грязная», с частыми разрывами корреляции; амплитуда чуть выше, чем у «коровых» волн |
| Черное и Каспийское моря | Отсутствует |

Волны $P^m_{пр}$ составляют первые вступления с удалений 130—150 км от пункта взрыва. Наибольшая длина годографа, полученная на Кавказе, более 400 км. При этом обнаружилось, что волны $P^m_{пр}$ имеют ограниченную область прослеживания: через 50—70 км их регистрации в первых вступлениях они затухают и первой становится волна с кажущейся скоростью на 0,1—0,2 км/с больше, чем у волны $P^m_{пр}$, а несколько далее от источника ее сменяет следующая волна из группы «мантийных» волн, причем последняя наиболее выразительная, интенсивная и протяженная. За ней в последующих вступлениях можно обнаружить ещё одну волну. Эти свойства «мантийной» группы волн определены на всех пунктах взрыва с большой длиной годографа и созданы горизонтальной расслоенностью верхней мантии.

Повсеместно на всех пунктах взрыва зарегистрированы докритические отраженные волны от глубинных границ раздела. Интенсивность их невелика, оси синфазности непротяженны, и потому корреляция менее надежна. Прослеживаемость их различна как по времени, так и по площади. Наименьшее количество их выделяется на меньших временах, наибольшее — на больших временах от отражающих горизонтов в мантии. Прослеживаемость докритических отражений лучше в платформенных районах и хуже в горно-складчатых областях. Последнее легко объясняется геологическими

условиями. В то же время может существовать и чисто техническая причина ухудшения выделения большего количества отражений на меньших временах в сложной области интерференции многих классов волн. На участках, где надежно коррелируют отражения во всем временном интервале, можно видеть, что характер их регистрации совершенно одинаков как на малых временах («коровая» группа), так и на больших («мантийная» группа), что также свидетельствует о сходстве расслоенности земной коры и верхней мантии.

Волновая картина в зонах глубинных разломов. Выше было рассмотрено, как меняется волновая картина в разных блоках земной коры рассматриваемой территории. Было установлено значительное разнообразие и изменчивость характеристик наблюдаемых упругих волн. Такое явление, безусловно, связано с наличием вертикальных и латеральных неоднородностей среды. В настоящее время существование блокового строения земной коры и верхней мантии считается установленным фактом. Ясно также, что отдельные блоки разделены зонами глубинных разломов. Однако прямых и надежных данных о структуре этих зон пока нет. Они выделяются по комплексу геолого-геофизических критериев, среди которых используются и сейсмические, в основном качественные, например «нарушения корреляции сейсмических волн» или их осложнения. Нередко разломы проводят на участках резкого изменения граничных и пластовых скоростей или резкого изменения рельефа границ раздела, выделяемых в земной коре. Не менее разнообразна и форма представления подобных зон на сейсмических разрезах: в виде наклонных или вертикальных линий, зон определенной ширины и т. д. В связи с этим имеющийся материал ГСЗ непрерывного профилирования особенно тщательно анализировался для получения более надежной информации об особенностях сейсмических волн, наблюдаемых в зонах глубинных разломов.

Профилем Волгоград—Нахичевань было пересечено несколько таких зон, вполне определяемых по качественным признакам. Например, на участке сочленения Прикаспийской впадины с молодой Скифской плитой (вал Карпинского) было установлено полное обновление волновой картины: волны, связанные с поверхностью солевых отложений Прикаспия, подсолевыми горизонтами и кристаллическим фундаментом, регистрирующиеся в первых вступлениях в интервале от 10 до 100 км от пункта взрыва, сменяются в пределах вала Карпинского одной волной, связанной со сложной складчатой толщей палеозойского фундамента. Среди последующих волн в Прикаспийской впадине выделяются сравнительно малоинтенсивные волны, отраженные от границы Конрада и горизонта ниже этой поверхности, и доминирующая по амплитуде волна, отраженная от границы Мохоровичича. Одной из особенностей волновой картины здесь является достаточно протяженный интервал прослеживания в первых вступлениях волн «базальтовой» группы, что в большой степени связано с маленькой интенсивностью волн $P_{пр}^M$. Совершенно иные черты указанные волны имеют на участке вала Карпинского. По качественным признакам установить точно протяженность контактной зоны невозможно. Можно лишь предполагать, что она имеет длину по крайней мере 20—40 км. В поверхностных слоях она, вероятно, менее протяженная: смену волны, связанной с поверхностью складчатого основания Скифской плиты, преломленной волной от горизонта в осадочной толще Прикаспия удалось проследить на сейсмограммах в узкой зоне, не превышающей по длине 1 км. В последующих вступлениях появля-

ется интенсивная дифрагированная волна, минимум годографа которой совпадает с участком смены волн.

Проследить контакт блоков Прикаспийской впадины и Скифской плиты на глубину не удастся, так как информацию о нем несут волны, регистрирующиеся здесь на больших временах в области интерференции их с другими волнами, и определить интересующие нас особенности записи практически невозможно, хотя существование контакта и на больших глубинах определенно следует из характера разреза.

Сходная картина наблюдается и в других контактных зонах: сочленения блоков Большого Кавказа и Терско-Каспийского прогиба, устанавливаемого по записям волн на профилях Степное—Бакуриани и Волгоград—Нахичевань; а также сочленения блока Севанского офиолитового пояса с прилегающим менее высокоскоростным блоком земной коры Малого Кавказа.

Во всех случаях при полном или очень значительном изменении особенностей волнового поля отмечается появление четких и интенсивных дифрагированных волн, что в свою очередь является указанием на существование прежде всего вертикальной границы — контакта, так как в таких зонах, как оказалось, практически отсутствует резкое изменение рельефа границ раздела, чем также можно было бы объяснить появление интенсивных дифракций. Установление указанных контактных зон или зон глубинных разломов важно для выявления участков специальных сейсмических исследований с целью разработки методики изучения субвертикальных границ раздела в земной коре.

Рассмотренные выше особенности записей сейсмических волн следует связывать с «зонами разломов» крупного масштаба. Они проявляются в поле всех классов глубинных волн вплоть до P^M . Существуют и другие особенности волн, наиболее полно изученные на примере волн P_0^{KI} : резкие всплески амплитуд или затухание их, появление «заходов» или «петель» годографов, небольших дифракций при смещении осей регистрирующихся волн во времени и т. д. Однако такие осложнения записей волн не меняют непрерывности регистрируемой волны. При полной системе годографов удастся выявить достаточно тонкие особенности границы раздела. При этом устанавливается, что отмечаемые осложнения записи волн связаны или с резким изменением рельефа изучаемой границы, или с изменением граничной скорости, реже с изменением градиента скорости. В этих случаях также можно предполагать существование вертикальных границ раздела, но меньшей глубинности и резкости.

§ 3. ГОДОГРАФЫ ГЛУБИННЫХ ВОЛН КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА. РАЙОНИРОВАНИЕ ПО ТИПУ ГОДОГРАФА

Рассмотренные выше особенности сейсмических записей ГСЗ показывают значительное разнообразие характеристик всех зарегистрированных классов волн, наблюдаемых в различных тектонических зонах Кавказа, и их четкую взаимосвязь с особенностями геологического строения. Однако полученные до 1973—1975 гг. при интерпретации материалов ГСЗ модели земной коры меняются значительно меньше: во всех зонах модель представляется однородно-слоистой с нормальным распределением скорости продольных волн с глубиной (без волноводов), с границами раздела первого рода. Модели отличались друг от друга различием глубины залегания основных границ

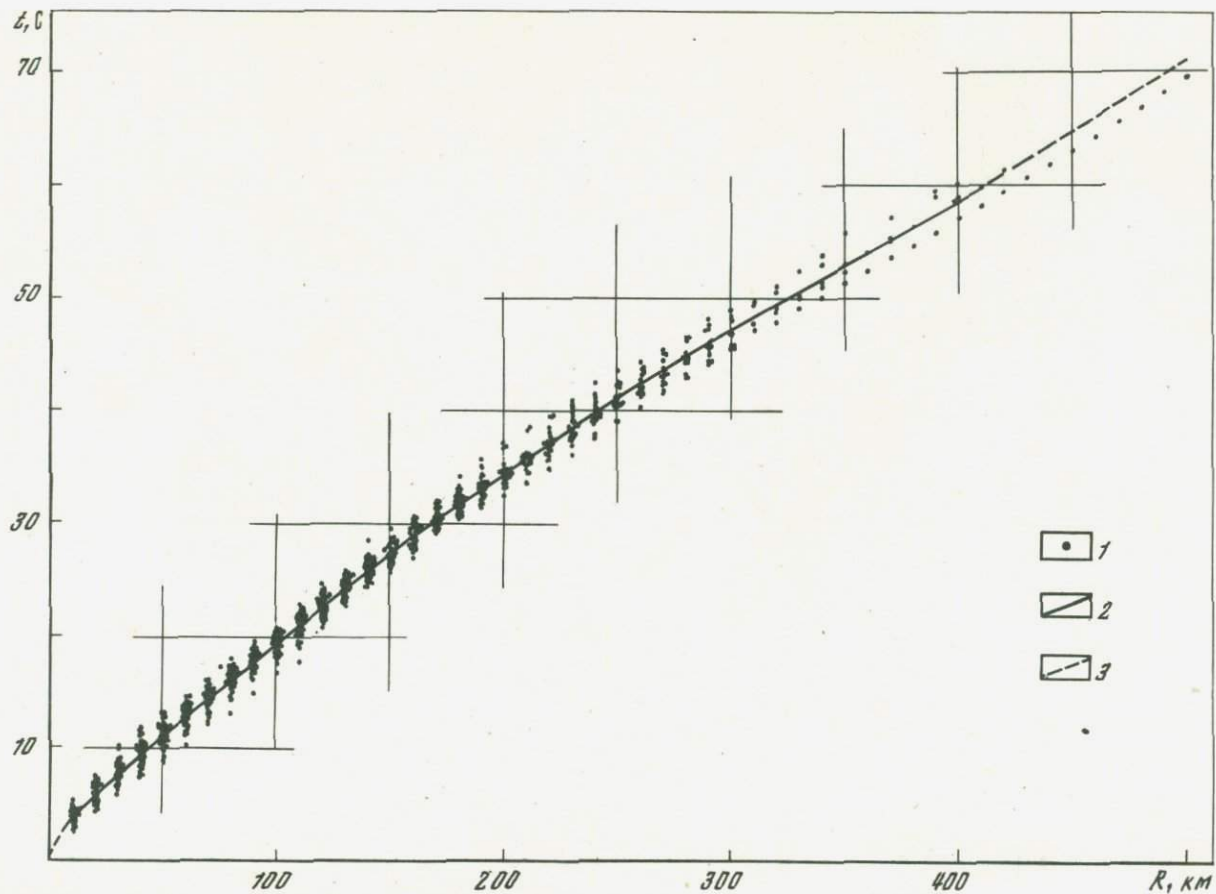


Рис. 2. Сводный годограф первых волн Кавказского региона

1 — экспериментальные времена первых волн; 2 — среднестатистический годограф; 3 — экстраполяция по единичному годографу τ_0

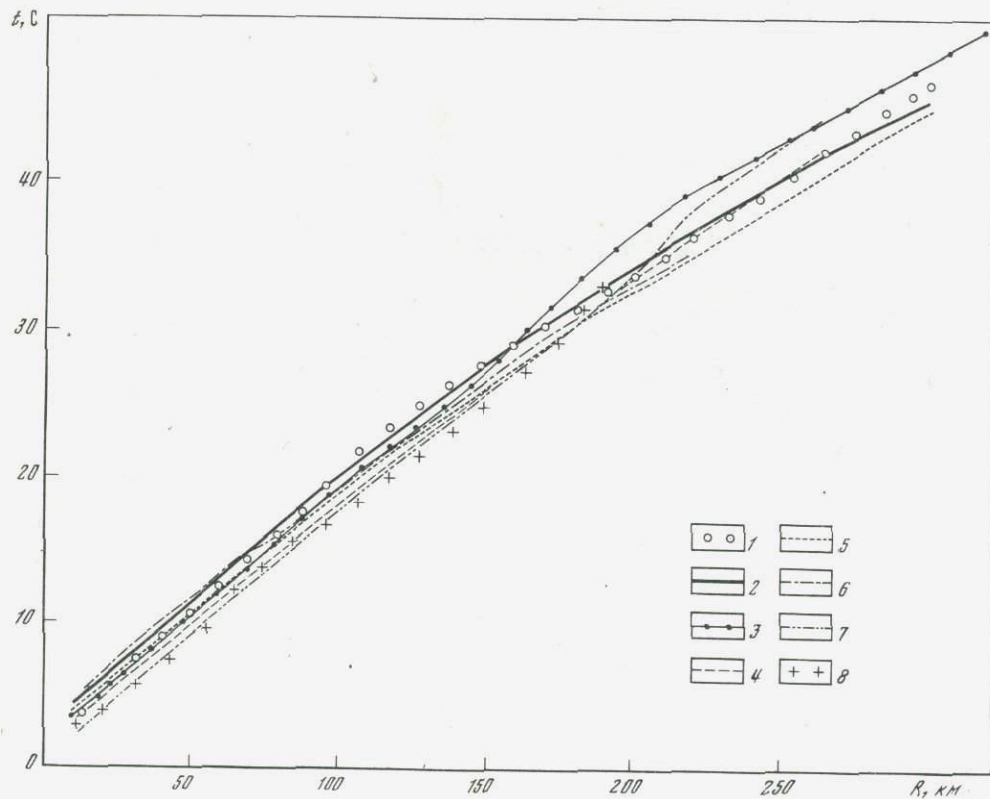


Рис. 3. Сопоставление типовых экспериментальных годографов первых волн для различных блоков земной коры Кавказского региона

1 — Скифская плита (вал Карпинского); 2 — Терско-Каспийский прогиб; 3 — Большой Кавказ, впадины; 4 — Рюнская, 5 — Среднекуринская, 6 — Нижнекуринская, 7 — Нахичеванская; 8 — Севанский офиолитовый пояс

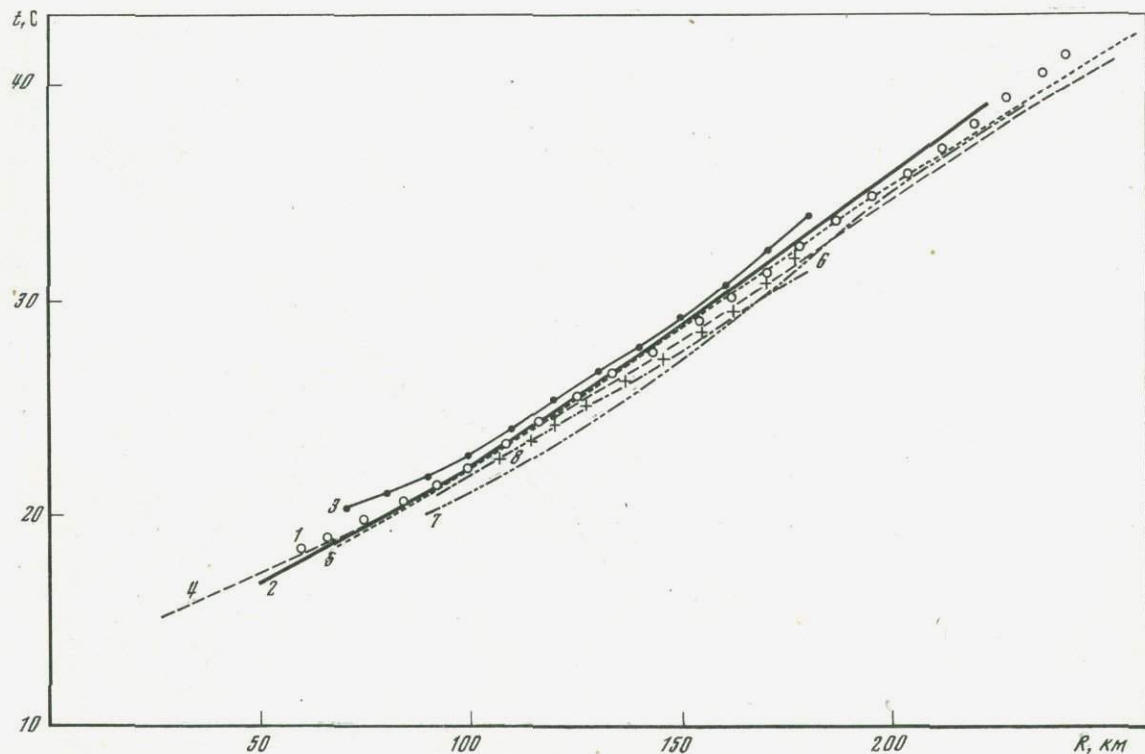


Рис. 4. Сопоставление типовых экспериментальных годографов волн $P_{отр}^M$. Условные обозначения см. на рис. 3

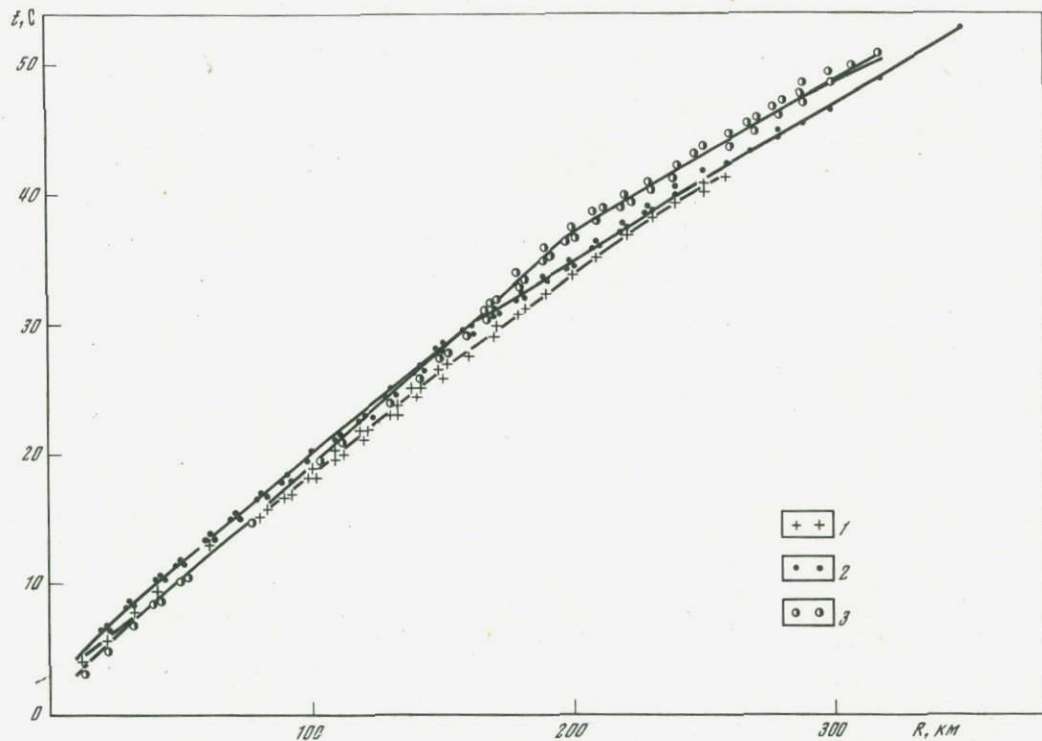


Рис. 5. Сопоставление типовых экспериментальных годографов первых волн для блоков земной коры, пересекаемых профилем ГСЗ Волгоград—Нахичевань

1 — Терско-Каспийский прогиб; 2 — вал Карпинского; 3 — Большой Кавказ

Таблица 7

Типовые годографы первых волн для крупных блоков земной коры Кавказского региона

| Модель | Времена регистрации первых волн (в с) на следующих удалениях от пункта взрыва (в км) | | | | | |
|----------------------------|--|-----|-----|------|------|------|
| | 10 | 20 | 40 | 60 | 80 | 100 |
| Вал Карпинского | 3,2 | 5,1 | 8,8 | 12,5 | 16,2 | 20,2 |
| Терско-Каспийский прогиб | 4,2 | 6,2 | 9,8 | 13,1 | 16,6 | 20,1 |
| Большой Кавказ | 3,5 | 5,2 | 8,6 | 12,1 | 15,7 | 19,2 |
| Рионская впадина | 3,1 | 4,6 | 8,1 | 11,4 | 14,6 | 18,0 |
| Среднекуринская впадина | 3,6 | 5,4 | 8,6 | 12,1 | 15,5 | 18,8 |
| Нижнекуринская впадина | 4,3 | 6,2 | 9,8 | 13,3 | 15,9 | 19,0 |
| Севанский офиолитовый пояс | 2,2 | 4,2 | 7,4 | 10,8 | 14,2 | 17,5 |
| Нахичеванская впадина | 2,6 | 4,2 | 7,2 | 10,8 | 15,0 | 17,5 |

Таблица 8

Типовые годографы волны $P_{отр}^m$ для крупных блоков земной коры Кавказского региона

| Модель | Времена регистрации волны $P_{отр}^m$ (в с) на следующих удалениях от пункта взрыва (в км) | | | | | |
|----------------------------|--|------|------|------|------|------|
| | 50 | 60 | 70 | 80 | 90 | 100 |
| Вал Карпинского | — | 18,3 | 19,4 | 20,1 | 21,0 | 22,2 |
| Терско-Каспийский прогиб | 16,8 | 17,8 | 18,9 | 20,0 | 20,9 | 22,3 |
| Большой Кавказ | — | — | 20,1 | 20,9 | 21,7 | 22,5 |
| Рионская впадина | 17,1 | 17,9 | 18,9 | 19,9 | 20,9 | 22,1 |
| Среднекуринская впадина | — | — | — | — | 21,0 | 22,2 |
| Нижнекуринская впадина | — | — | — | — | 21,1 | 21,8 |
| Севанский офиолитовый пояс | — | — | — | — | — | 22,2 |
| Нахичеванская впадина | — | — | — | — | 20,0 | 20,9 |

раздела и значением скачка скорости на них, не превышающего 0,2—0,4 км/с. Естественно, изменение этих параметров не может объяснить наблюдаемое разнообразие динамических особенностей глубинных волн.

Как известно, основой количественной интерпретации сейсмических данных являются годографы этих волн. Задача состояла в анализе экспериментальных годографов глубинных волн с целью выявления их отличительных особенностей в пределах различных тектонических зон. Требовалось определить, действительно ли экспериментальные годографы мало различаются между собой по своим кинематическим особенностям, как это следует из сходства получаемых из их интерпретации скоростных моделей земной коры. Тогда различия динамических особенностей регистрируемых волн следует объяснять не геологическими условиями, а другими, например, условиями взрыва и приема, влиянием покрывающей среды и т. п. Возможно, различия тектонического строения того или иного блока земной коры также четко проявляются в кинематике регистрируемых волн, как и в их динамике; тогда сходство моделей следует объяснить неточностью интерпретации. Для решения этого вопроса анализировались годографы волн, регистрируемых в первых вступлениях, и волны $P_{отр}^m$, корреляция которых наиболее устойчива и однозначна.

Времена регистрации первых волн (в с) на следующих удалениях от пункта взрыва (в км)

| | 120 | 140 | 160 | 180 | 200 | 220 | 240 | 260 | 280 | 300 |
|--|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 23,9 | 26,7 | 29,3 | 31,4 | 33,8 | 36,3 | 38,4 | 41,6 | 44,1 | 46,8 |
| | 23,0 | 26,0 | 29,0 | 31,7 | 34,2 | 36,8 | 39,2 | 41,5 | 43,6 | 45,6 |
| | 22,5 | 25,6 | 29,4 | 33,3 | 36,6 | 39,5 | 41,5 | 43,7 | 46,0 | 48,4 |
| | 21,1 | 24,2 | 27,4 | 30,5 | 33,4 | 36,4 | 39,1 | 41,8 | — | — |
| | 21,7 | 24,7 | 27,6 | 30,3 | 32,6 | 34,8 | 37,4 | 40,0 | 42,6 | 45,0 |
| | 22,0 | 25,0 | 28,1 | 30,8 | 33,0 | 35,0 | — | — | — | — |
| | 20,9 | 24,2 | 27,4 | 30,4 | 34,1 | 38,4 | 41,4 | 44,0 | — | — |
| | 20,6 | 23,5 | 26,8 | 30,3 | — | — | — | — | — | — |

Времена регистрации волны $P_{отр}^m$ (в с) на следующих удалениях от пункта взрыва (в км)

| | 110 | 120 | 130 | 140 | 150 | 160 | 180 | 200 | 220 | 240 |
|--|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 23,4 | 24,6 | 25,8 | 27,1 | 28,6 | 29,8 | 32,8 | 35,5 | 38,3 | 41,3 |
| | 23,4 | 24,8 | 26,1 | 27,4 | 28,8 | 30,1 | 33,2 | 36,2 | 38,9 | — |
| | 23,8 | 25,3 | 26,5 | 27,9 | 29,2 | 30,6 | 33,9 | — | — | — |
| | 23,3 | 24,5 | 25,7 | 26,9 | 28,2 | 29,5 | 32,0 | 34,8 | 37,5 | 40,0 |
| | 23,4 | 24,6 | 26,2 | 27,3 | 28,6 | 30,0 | 32,8 | 35,3 | 37,8 | 40,3 |
| | 22,8 | 23,8 | 24,9 | 26,1 | 27,4 | 28,7 | 31,3 | — | — | — |
| | 23,0 | 24,0 | 25,1 | 26,5 | 27,6 | 29,2 | 32,1 | — | — | — |
| | 22,1 | 23,2 | 24,5 | 25,7 | 27,2 | 28,7 | 31,7 | 35,0 | — | — |

На рис. 2 представлен сводный (обобщенный) годограф первых волн Кавказского региона, составленный по материалам ГСЗ. Наблюдается значительный разброс экспериментальных времен, достигающий примерно 1 с на близких расстояниях от источника и около 1,5 с на больших удалениях. Однако даже при таком разбросе совершенно определенно можно видеть (рис. 3) различие экспериментальных времен первых волн в некоторых геоструктурах: среднюю часть обобщенного годографа составляют времена, наблюдаемые в Предкавказье; наибольшие времена отмечены в пределах мегантиклинория Большого Кавказа; наименьшие — в Черном море и т. д. Годографы волн $P_{отр}^m$ также имеют характерные черты в различных тектонических зонах (рис. 4).

Отмечаемые различия во временах прихода упругих волн на различных участках Кавказского региона послужили основанием для построения типовых (осредненных) годографов конкретных тектонических зон. Такие годографы составлялись по серии нагоняющих и встречных годографов, полученных в пределах изучаемой зоны. Точки осредненного годографа определялись как среднестатистические значения из числа точек в интервале 20 км с перекрытием в 10 км. По имеющимся материалам ГСЗ оказалось возможным составить 8 типовых годографов (табл. 7, 8), отвечающих

крупнейшим структурно-тектоническим зонам Кавказского региона, таким, как вал Карпинского, Терско-Каспийский прогиб, Большой Кавказ, Рионская, Среднекуринская, Нижнекуринская и Нахичеванская впадины, Севанский офиолитовый пояс (см. рис. 3 и 4)¹. Наблюдаются различия, если сравнивать годографы, например, первых волн вдоль одного профиля, отрабатанного единой методикой и пересекающего разные тектонические структуры (рис. 5). В то же время годографы, полученные в пределах одной тектонической зоны на разных профилях, практически полностью совпадают (рис. 6).

В дальнейшем для анализа сопоставимости волнового поля ГСЗ с записями волн от землетрясений и для повышения точности интерпретации оказалось необходимым составление единого типового (осредненного) годографа первых волн Кавказского региона и объединение годографов отдельных тектонических блоков в более крупные единицы. В результате был составлен типовой годограф всего Кавказского региона (T_k) как среднестатистический из конкретных годографов, и годографы отдельных крупных блоков земной коры и верхней мантии этой территории (табл. 9).

При составлении типовых годографов Кавказского региона использовались также данные промышленных взрывов и землетрясений, что позволило увеличить длину годографов до 500—800 км, т. е. увеличить тем самым глубину исследований.

Таким образом, проведенный анализ кинематических и динамических особенностей регистрируемых глубинных волн с полной определенностью свидетельствует о четкой взаимосвязи характеристик волнового поля с глубинным строением региона. Типовые годографы конкретных тектонических зон вместе с выявленными особенностями записи зарегистрированных в тех же зонах сейсмических волн явились основой для районирования Кавказского региона по типам волновой картины. Как следует из анализа, особенности волнового поля позволяют подтвердить существование тех же тектонических зон, которые установлены по геологическим признакам. Помимо восьми перечисленных крупных зон, выделение которых обосновано наличием конкретного материала ГСЗ, намечены более мелкие зоны в пределах Малого Кавказа, которые устанавливаются по изменению других типов волн, в частности обменных и поперечных от близких и далеких землетрясений, регистрируемых сейсмологической сетью Кавказа и аппаратурой «Земля» (Ереванский прогиб, Араратская впадина, Сомхето-Кафанская зона и др.).

Таким образом, можно отметить следующее.

1. Волновое поле Кавказского региона очень сложное и изменчивое.
2. Опорными волнами являются $P_0^{K_1}$, $P_0^{K_2}$ и P^M , которые выделены повсеместно и для которых изучены основные кинематические и динамические особенности на разных участках региона.
3. По типу волнового поля продольных волн в Кавказском регионе установлено 8 блоков, соответствующих крупным тектоническим зонам. По

¹ Годографы волн $P_0^{K_2}$ составлены не были, так как в пределах изучаемого региона, несмотря на стабильность регистрации этих волн, сильно изменяется физическая природа волны, а следовательно, и форма годографа. Часть годографа волны $P_0^{K_2}$ вошла в годограф первых волн.

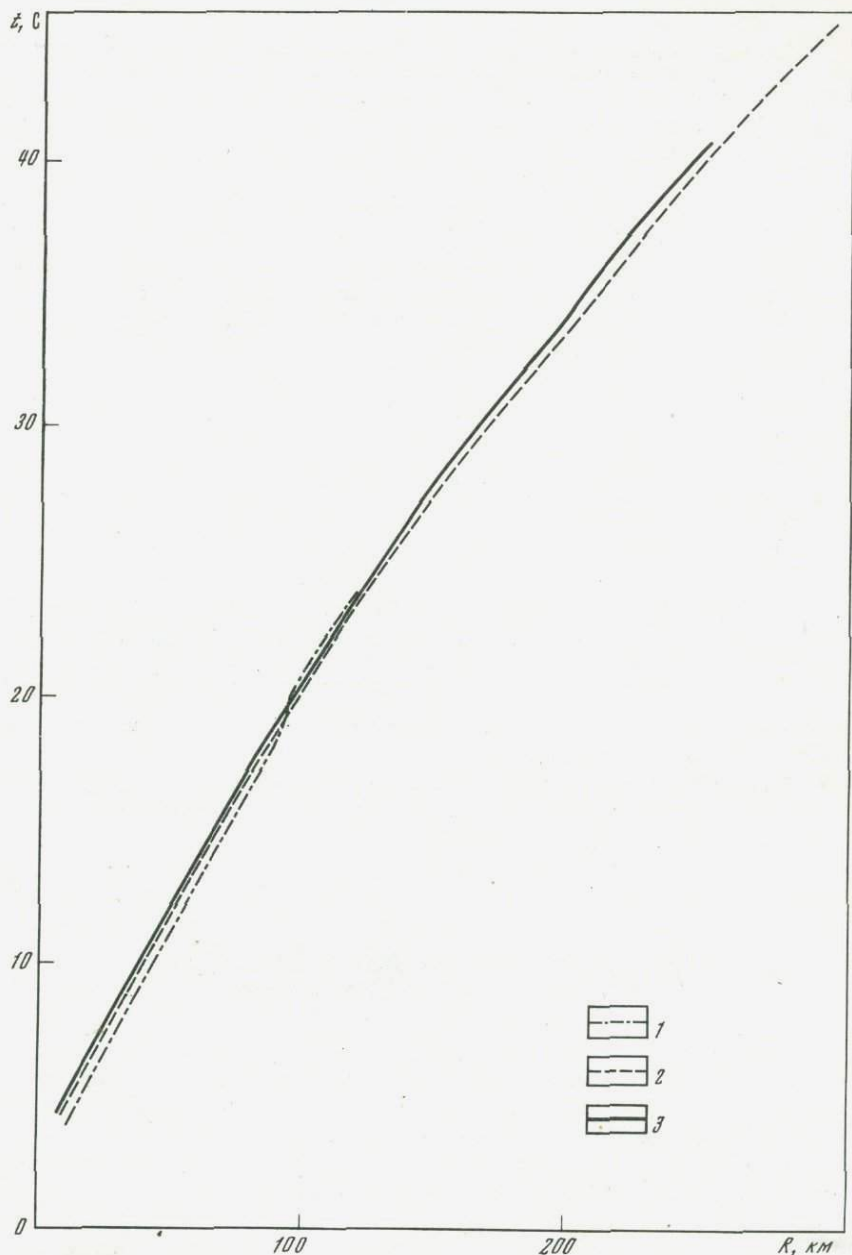


Рис. 6. Сопоставление типовых экспериментальных годографов первых волн в пределах Терско-Каспийского прогиба

Профили: 1 — Астара—Дербент; 2 — Волгоград—Нахичевань; 3 — Степное—Бакуриани

Таблица 9

Типовые годографы (Т) Кавказского региона и его отдельных блоков

| Удаление от пункта взрыва, км | T_K | $T_{СК}$ | $T_{ТК}$ | $T_{БК}$ | $T_{ЗК}$ | $T_{МК}$ |
|-------------------------------|-------|----------|----------|----------|----------|----------|
| 0 | — | « | — | — | — | — |
| 10 | 3,7 | 3,5 | 4,1 | 4,4 | 3,9 | 2,4 |
| 50 | 11,0 | 11,2 | 12,0 | 11,3 | 11,0 | 9,2 |
| 100 | 19,2 | 19,6 | 20,5 | 19,2 | 18,9 | 17,5 |
| 150 | 27,2 | 27,5 | 28,0 | 27,3 | 26,9 | 26,0 |
| 200 | 34,2 | 34,0 | 34,3 | 35,3 | 33,7 | 33,9 |
| 250 | 41,0 | 40,1 | 41,0 | 42,1 | 40,3 | 41,4 |
| 300 | 47,0 | 46,1 | 47,7 | 47,8 | 46,5 | — |
| 350 | 52,4 | 51,7 | 53,1 | — | — | — |
| 400 | 58,6 | 57,9 | — | — | — | — |
| 450 | 64,6 | 63,9 | — | — | — | — |
| 500 | 71,0 | 70,3 | — | — | — | — |
| 550 | 76,9 | 76,2 | — | — | — | — |
| 600 | 82,5 | 81,8 | — | — | — | — |
| 650 | 88,7 | 88,0 | — | — | — | — |
| 700 | 94,7 | 94,0 | — | — | — | — |
| 750 | 100,5 | 99,8 | — | — | — | — |
| 800 | 106,1 | 105,4 | — | — | — | — |

T_K — всего Кавказского региона; $T_{СК}$ — Скифской плиты (среднее из 20 годографов); $T_{ТК}$ — Терско-Каспийского прогиба (среднее из 10 годографов); $T_{БК}$ — Большого Кавказа (11 годографов); $T_{ЗК}$ — Закавказской межгорной впадины (28 годографов); $T_{МК}$ — Малого Кавказа (13 годографов)

особенностям записей обменных и поперечных волн намечены некоторые блоки в пределах Малого Кавказа.

4. Разнообразному волновому полю соответствуют достаточно сходные скоростные модели земной коры и верхней мантии: однородно-слоистые с нормальным распределением скорости.

ГЛАВА III ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ ГСЗ КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ

В последние годы обнаружилось, что сейсмические разрезы и скоростные зависимости, полученные в пределах одноименных структур, существенно различаются. Заметные расхождения в глубинах залегания границ раздела и в оценках скоростных параметров слоев земной коры отмечаются на пересечениях профилей или при интерпретации одного и того же материала разными исполнителями. Так, в табл. 4 приведены 4 модели строения вала Карпинского, составленные по одному и тому же материалу ГСЗ профиля Волгоград—Нахичевань, и одна модель этого же участка, составленная с использованием дополнительных записей докритических отраженных волн. Пять моделей земной коры существует для Терско-Каспийского прогиба. И для всех других крупных тектонических зон Кавказа построено не менее двух-трех моделей.

Столь большое разнообразие моделей земной коры обусловлено некоторыми объективными причинами, например такими, как разная разрешающая

способность методов исследования. Однако случаи значительного расхождения разрезов земной коры, полученных по одному и тому же материалу, совершенно очевидно связаны с причинами интерпретационного порядка. Сейчас практически нет способов полного решения обратной сейсмической задачи для сложных сред, в связи с чем не исключается многозначность ее решения даже для очень плотных систем годографов. Немаловажную роль при этом, конечно, играют субъективные особенности интерпретатора при выборе законов осреднения волновых полей и скоростных зависимостей, методов определения скоростей и построения разрезов, при определении природы вовлеченных в интерпретацию волн и т. п. В связи с этим совершенно очевидно, что любые приближенные решения по экспериментальным материалам обратной сейсмической задачи требуют оценки их точности или в отдельных случаях даже проверки реальности полученных результатов. Сейчас, в связи с развитием методов машинного анализа, такие оценки могут быть сделаны достаточно быстро и просто путем теоретического расчета волнового сейсмического поля и его сопоставления с экспериментальным. В последние годы прямая задача решена для широкого круга сред, и в кинематическом варианте ее возможности не ограничены [21]. Такой путь анализа пока является единственным. Он позволяет учитывать все многообразие волн, их кинематические и в определенной мере динамические особенности, позволяет вводить в рассмотрение геофизическую и другую геологическую информацию и даже различные гипотезы [7]. Методом последовательных приближений становится возможным учет все более тонких особенностей экспериментальных волновых полей и тем самым сокращение области многозначности решения. Подобный анализ проведен для всех имеющихся по Кавказу материалов ГСЗ.

§ 1. ОЦЕНКА ДОСТОВЕРНОСТИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Оценка достоверности получаемых в результате интерпретации материалов ГСЗ моделей земной коры в настоящее время, как указывалось, производится путем анализа сходимости экспериментального волнового поля (t_s) с теоретическим (t_r), рассчитанным для полученных разрезов земной коры. В качестве меры совпадения используются величины среднеквадратичного и максимального отклонений сравниваемых годографов. При этом осуществляется многократный перебор моделей и расчет прямых задач с целью достижения минимальных расхождений теоретического и экспериментального волновых полей.

Для теоретического анализа моделей структур Кавказа использовались программы машинного счета Т. Б. Яновской и Н. Н. Матвеевой, основанные на лучевом методе расчета характеристик продольных отраженных и рефрагированных волн для горизонтально-слоистой среды [30]. Испытанию были подвергнуты прежде всего модели, представленные в табл. 4. Сопоставлялись волны, зарегистрированные в первых вступлениях, и волна $P_{отр}^M$. При этом обнаружилось их существенное расхождение: величина $\Delta t = t_r - t_s$ достигает значения $\pm (1,4 \div 2,5)$ с для первых волн и $\pm (1,1 \div 3,6)$ с для волны $P_{отр}^M$ (табл. 10). На рис. 7 для участка Большого Кавказа по профилю ГСЗ Волгоград—Нахичевань представлен пример сопоставления годографов экспериментальных и теоретических, рассчитанных для одной из существую-

Таблица 10

Величины расхождения (Δt) экспериментальных (t_0) и теоретических (t_1) времен регистрации первых вступлений «коровых» волн и волны $P_{отр}^m$

| Номер модели по табл. 4 | Район исследования | $\Delta t = (t_1 - t_0)$, с | |
|-------------------------|--------------------------|------------------------------|-----------------|
| | | «коровые» волны | $P_{отр}^m$ |
| 8 | Терско-Каспийский прогиб | $\pm (0,5-0,4)$ | $\pm (0,5-0,2)$ |
| 7 | То же | $\pm (0,2-1,6)$ | -1,7 |
| 13 | Большой Кавказ | $\pm (0,3-0,5)$ | + 1,1 |
| 14 | То же | + (1,7-0,7) | + 2,1 |
| 12 | " | $\pm (1,3-0,6)$ | + (0,5-0,4) |
| — | Курильская впадина | + 2,5* | + 3,1* |
| 18 | Рионская впадина | $\pm (1,7-0,4)$ | $\pm (0,2-0,4)$ |
| 19 | То же | -0,8 | + 0,8 |

* Осредненная по данным [12].

щих моделей земной коры этого участка (табл. 4, модель 13). На рис. 8 приведен аналогичный пример для Рионской впадины. Из сопоставления экспериментальных и теоретических годографов видно, что сходимость их очень разная. В первом случае теоретические годографы легли выше экспериментальных годографов, во втором — на меньших временах. Поскольку Δt между сравниваемыми годографами меняется на разных удалениях от источника, то можно утверждать, что в обоих случаях неточно определены параметры консолидированной коры [6].

Были проанализированы также два встречных годографа глубинных волн по профилю Волгоград—Нахичевань (ПВ-4 и ПВ-6), относящиеся к участку вала Карпинского, и теоретическое волновое поле, рассчитанное для варианта разреза 1966 г., состоящего из толстых однородных слоев с положительными скачками скорости на границах раздела. Модель земной коры построена в предположении, что все наблюдаемые волны являются преломленными. Скоростные параметры, определенные при этом предположении, оказались завышенными, теоретические времена уменьшенными по отношению к действительности.

При более детальном анализе сходимости экспериментальных и теоретических годографов отмечается, что времена экспериментальных первых волн совпадают с теоретическими только в начальной части годографа. Далее более крутой теоретический годограф, построенный в предположении однородности среды или наличия слабого градиента скорости ниже поверхности фундамента, уходит на большие времена, и на удалениях от пункта взрыва 60—75 км расхождение достигает уже 0,5—0,6 с. На удалениях до 180—190 км первые вступления на теоретическом годографе формируются серией преломленных волн, образовавшихся на границах раздела в нижней части земной коры. На тех же удалениях времена вступлений первых волн на экспериментальных годографах значительно больше теоретических, расхождения достигают (1,0—1,5) с. Это объясняется, видимо, неправильной интерпретацией этих волн как преломленных, а не отраженных. При завышенных скоростных параметрах теоретические годографы отраженных волн более пологие, вследствие чего они пересекают соответствующие им экспериментальные годографы.

При сопоставлении этих же экспериментальных годографов с теоре-

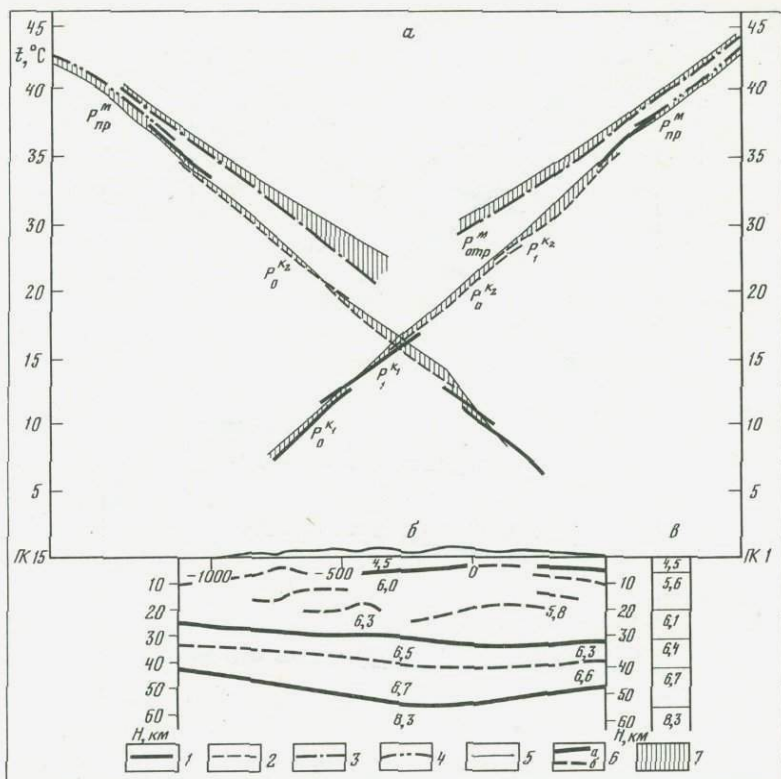


Рис. 7. Схема анализа экспериментальных и теоретических годографов волн первых преломленных и отраженных от поверхности Мохоровичича (а), для сейсмического разреза (б) и модели (в) земной коры восточной части Большого Кавказа

Экспериментальные годографы волн: 1 — $R_0^{K_1}$, 2 — $P_0^{K_1}$, 3 — $P_{отр}^M$, 4 — $P_{пр}^M$, 5 — теоретические годографы; 6 — сейсмические границы, проведенные уверенно (а) и предположительно (б); 7 — разность времен теоретических и экспериментальных годографов. Арабскими цифрами на схеме даны значения скоростей распространения сейсмических волн

тическими, рассчитанными для модели 1967 г. (построенной в предположении, что все волны, выделенные в последующих вступлениях, отраженные), расхождение осталось, хотя разрез был явно более низкоскоростной. На удалениях от пункта взрыва до 100 км теоретический годограф первых вступлений более крутой, годографы последующих волн пересекаются, годографы волн $P_{отр}^M$ практически совпадают, а волн $P_{пр}^M$ — резко расходятся.

Большой объем сделанного сопоставления экспериментальных и теоретических волновых полей для моделей земной коры Кавказа и Предкавказья показал, что большинство рассмотренных моделей построены некорректно. Характер расхождений годографов очень разный, но есть и ряд общих особенностей.

1. Практически для всех моделей экспериментальные и теоретические годографы первых волн в интервале наблюдений до 100—120 км расхо-

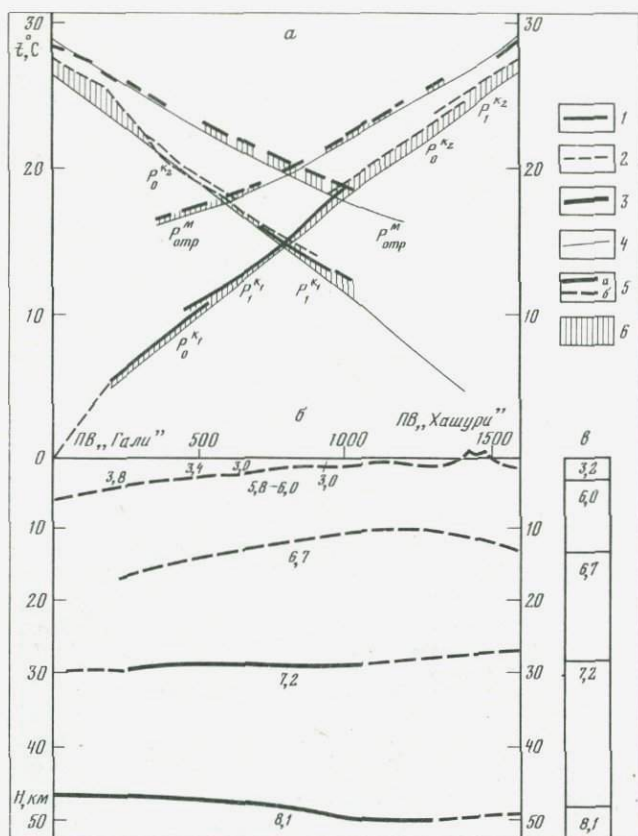


Рис. 8. Схема анализа экспериментальных и теоретических годографов волн первых преломленных и отраженных от поверхности Мохоровичича (а), для сейсмического разреза (б) и модели (в) земной коры Рионской впадины

Экспериментальные годографы волн: 1 — первых, 2 — последующих «коровых», 3 — $P_{отр}^M$; 4 — теоретические годографы; 5 — сейсмические границы, проведенные уверенно (а) и предположительно (б); 6 — разность времен теоретических и экспериментальных годографов. Арабскими цифрами на схеме даны значения скоростей распространения сейсмических волн

дятся — теоретические годографы обычно более крутые, что, вероятнее всего, обусловлено неучетом градиента скорости в слое ниже поверхности консолидированной коры.

2. В большинстве рассмотренных волновых полей неправильно или не точно установлена природа последующих волн, в результате чего возникает ошибочность определения и скоростных параметров земной коры.

3. Ненадежность определения строения средней части земной коры отразилась на расхождении теоретических и экспериментальных годографов преломленных и отраженных волн от границы Мохоровичича. Сопоставляемые годографы волн $P_{отр}^M$ практически всегда пересекались из-за несовпадения их форм. При этом чаще всего встречались случаи, когда начальная часть годографа экспериментального была более пологая, чем теоретического, а удаленная — более крутая. Чтобы объяснить такое поведение экспериментального годографа, необходимо допустить существование скоростных

неоднородностей в земной коре по горизонтали. Учесть влияние горизонтальной анизотропии среды можно было бы, введя в рассмотрение двухмерные модели, но такой характер несопоставимости волновых полей наблюдался и при наличии встречных годографов. Формальный подбор модели в этом случае чреват серьезными ошибками.

Лучше всего годографы волны $P_{отр}^m$ сопоставлялись в области критической точки, при увеличении же длины сопоставляемых годографов их расхождение возрастало.

Еще больше противоречий обнаруживалось при попытке одновременного согласования экспериментальных и теоретических годографов волн $P_{отр}^m$ и $P_{пр}^m$. Обычно если удовлетворительно сопоставлялись преломленные волны, то отраженные волны расходились, и наоборот. Лучшая согласованность для обоих типов волн наблюдалась для простых двух- и трехслойных моделей.

Таким образом, оценка достоверности определения существующих моделей земной коры Кавказа и Предкавказья показала, что в большинстве случаев при их построении были допущены значительные неточности в определении параметров среды. На основании анализа выявленных несоответствий экспериментального и теоретического волновых полей были намечены пути поиска вероятностных моделей строения среды, удовлетворяющих их проверке в пределах выбранной точности $\pm (0,2 \div 0,3)$ с.

§ 2. МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ВЕРОЯТНОСТНЫХ СКОРОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Построение скоростной модели конкретного тектонического блока структуры началось с оценки соответствия ее одномерного варианта основным характеристикам экспериментального волнового поля (количеству волн, их природе и динамической выразительности). Подбор модели осуществлялся практически для каждого экспериментального годографа путем многократного просчета ее вариантов. Одним из сложнейших вопросов в этом процессе является отбор информации для интерпретации. При использовании малого количества волн подбор модели, соответствующей по своим свойствам экспериментальному полю, представляет собой задачу относительно простую, но геологическая эффективность в этом случае невелика. При увеличении количества используемых материалов задача существенно усложняется, но при этом увеличивается геологическая информация. Нами при исследовании был выбран второй путь: при поиске вероятностных моделей использовались все устойчиво выделяемые по записям ГСЗ глубинные волны; подбор скоростных параметров осуществлялся последовательно, сначала для верхней части земной коры, затем для нижней. На некоторых участках, где имелся соответствующий материал, таким же путем подбирались скоростная модель верхней части мантии. Естественно, во всех случаях задача решалась последовательно для большей расслоенности покрывающей толщи. В некоторых случаях приходилось рассчитывать 8—10-слойную модель среды. Когда оставались отдельные несогласованные участки годографов, подбор модели продолжался по программе Н. Г. Марцинковской — путем расчета волнового поля для однородно-слоистых сред с криволинейными границами раздела [30]. Использовался первоначальный вариант неоднородной градиентной модели; этот вариант осреднялся, и лучшей согласованности годографов добились, изменяя рельеф границ раздела.

Опыт большого числа сопоставлений экспериментальных и теоретических годографов, рассчитанных для разнообразных моделей земной коры, позволил определить следующее:

- 1) расхождение по времени годографов одноименных волн свидетельствует о неправильном определении глубины залегания соответствующей границы;
- 2) параллельное смещение теоретического годографа относительно экспериментального указывает на неправильный выбор параметров осадочной толщи;
- 3) несовпадение формы сравниваемых годографов означает неправильное определение природы волн или неправильное определение скоростных параметров среды.

Анализ большого числа различных моделей земной коры показал, что параметры осадочного слоя влияют лишь на положение всего годографа относительно оси времени. При неизменности параметров разреза консолидированной коры изменение мощности и скоростных характеристик осадочной толщи приводит в основном к параллельному перемещению годографов первых вступлений вверх и вниз по отношению друг к другу. Влияние осадочной толщи на изменение параметров всего годографа первых вступлений относительно оси расстояний значительно меньше. Причем это влияние сказывается различно на «коровых» и «мантийных» волнах.

Влияние осадочной толщи на форму и положение годографов отраженных от поверхности M волн выражается в незначительном изменении углов наклона их крыльев, т. е. чем больше мощность осадков и чем меньше скорость распространения в них сейсмических волн, тем годограф волн $P_{отр}^M$ круче.

При анализе сопоставимости экспериментальных и теоретических годографов волн, связанных с границами раздела в консолидированной коре, было установлено, что неточности определения параметров разреза связаны прежде всего с неправильным определением природы регистрируемых волн. Во всех случаях испытания моделей оказалось, что теоретические годографы волн $P_0^{k_1}$ всегда круче, чем экспериментальные, т. е. определение волны $P_0^{k_1}$ как головной неверно. На самом деле волны $P_0^{k_1}$ являются рефрагированными, и при составлении разреза по ним необходимо учитывать вертикальный градиент скорости. Непараллельность нагоняющих годографов волн $P_0^{k_1}$ отмечалась во всех вариантах интерпретации. Вносились также соответствующие поправки в экспериментальные годографы за рефракцию, при построении разреза использовались участки годографов, близкие к источнику (соответствующие поверхности исследуемой границы). Однако эти меры полностью не учитывали действительного распределения скорости с глубиной, и в оценку скоростных параметров верхней части разрезов были внесены значительные погрешности.

Опыт показал, что подбор моделей строения средней части разреза земной коры — задача наиболее трудная, и прежде всего из-за неоднозначности определения природы волн. Она, как правило, постулируется только по кинематическим признакам (динамические параметры волн из-за отсутствия контроля за взрывом для этой цели не используются), поэтому при определении модели средней части земной коры приходится априорно допускать ту или иную природу промежуточных волн. В приводимых выше примерах (пр. Волгоград—Нахичевань) в одном варианте промежуточные

волны определялись как головные, во втором варианте — как *закритические* отражения. Можно видеть, что несовпадение экспериментальных и теоретических годографов, рассчитанных при указанных предположениях, отмечается в обоих случаях, а это может указывать лишь на то, что природа анализируемых волн более сложная. Как оказалось, в волновом поле, характеризующем строение промежуточной и нижней частей земной коры, действительно преобладают *закритические* отражения. Однако более удаленный участок годографа может быть сформирован *интерференционной* (отраженная + преломленная) волной от одной и той же границы раздела.

Для моделей «нормального» типа (без волноводов) в интервале между волнами $P_0^{K_1}$ и $P_{пр}^M$ обычно регистрируется сложная интерференционная волна, составленная из преломленных (слаборефрагированных) волн от границ раздела в «гранитно-базальтовой» толще земной коры. При слабой скоростной дифференциации интенсивность этих волн низкая, выделение их на сейсмограммах может быть затруднено, и поэтому на экспериментальных записях интервалы первых вступлений между волнами $P_0^{K_1}$ и $P_{пр}^M$ могут занимать *закритические* отражения от этих же границ раздела. Такой вариант легко опознается, когда подбор модели ведется по отраженным волнам при использовании участков записи ближе к источнику.

В случае присутствия в разрезе резкой границы раздела (скачок скорости 0,3—0,5 км/с и более) интервал годографа между регистрацией волн $P_0^{K_1}$ и $P_{пр}^M$ может занимать *или преломленная (слаборефрагированная) от сильной границы волна, или интерференционная (отраженная + преломленная) волна, связанная с этой же границей*. При наличии в среде волновода в годографе первых волн должен наблюдаться соответствующий разрыв со смещением на большие времена.

В Кавказском регионе отмечены случаи отсутствия отраженных (в том числе *закритических*) волн от поверхности «базальтового» слоя ($P_0^{K_2}$). Таковы участки Терско-Каспийского прогиба, Талыш-Вандамского максимума силы тяжести. Вероятностная модель земной коры первого участка представляется моделью «нормального» типа; по теоретическим оценкам интенсивность отраженных *закритических* волн от данной границы должна быть высокой. Наблюдаемое резкое ослабление отраженных волн здесь следует объяснить геологическими причинами, в частности резкой нарушением границы, с которой связываются волны $P_0^{K_2}$. Вероятно, сходная причина ослабила *отраженные волны $P_0^{K_2}$ в Куринской впадине*.

Проведенный анализ сопоставимости теоретических и экспериментальных годографов волн $P_{отр}^M$ (рис. 9) показал, что определение в эксперименте этих волн как отраженных не всегда подтверждается в рамках одномерных, даже очень сложных моделей. Учитывая большую сложность записи этих волн и их непостоянную динамическую выразительность, можно предположить, что группа волн $P_{отр}^M$ неоднородна по составу. Количество и типы волн, которые, *интерферируя между собой, формируют эту группу волн, разные в каждом конкретном случае; определить природу волн и разделить их между собой при переборе одномерных моделей не удалось*. Не объясненными в рамках испытанных моделей остаются прежде всего удаленные участки годографов волн $P_{отр}^M$. В целом же большое количество вариантов разреза, испытанных при составлении вероятностных моделей отдельных структур Кавказа и Предкавказья, позволило удовлетворительно приблизить рассчитанные годографы к экспериментальным.

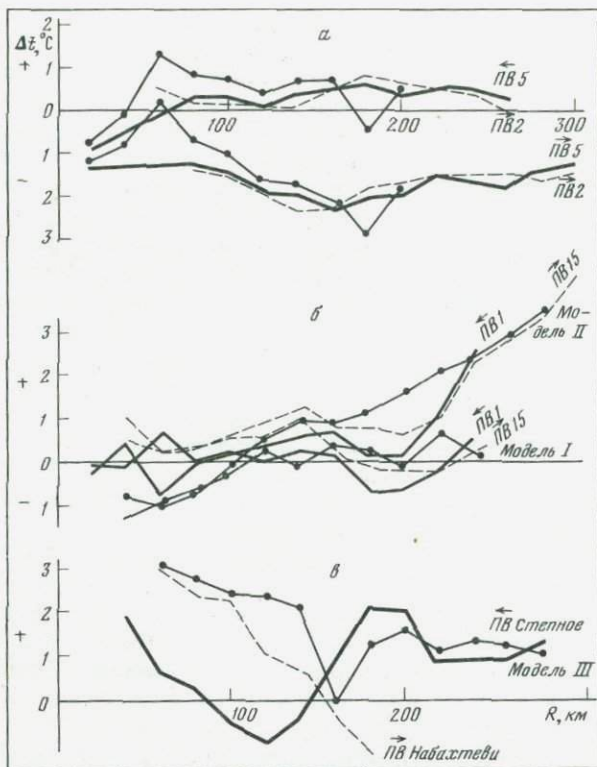


Рис. 9. Разность теоретических и экспериментальных времен ($\Delta t = t_r - t_s$) от поверхности Мохоровичича волн для моделей земной коры Кавказа

а — Терско-Каспийский прогиб; *б, в* — Большой Кавказ. Используются разные варианты моделей

Неправильное определение скоростных параметров среды при известной природе регистрируемых волн обычно связано с неправильным выбором методики интерпретации. Такие случаи нетрудно выявить и путем перебора устранить. Однако для сложных сред с наличием волноводов определение скоростных параметров становится менее определенным; например, при сопоставлении теоретических и экспериментальных годографов для некоторых районов Кавказа было обнаружено, что расчетные времена выше наблюдаемых, т. е. для таких моделей скоростные параметры консолидированной коры получены заниженными (или же для расчетов нужно было использовать модели с меньшей мощностью земной коры). В то же время обращает на себя внимание более крутая форма экспериментальных годографов отраженных волн, что требует введения в теоретические расчеты еще более низких значений скоростей. Последнее в свою очередь приведет к увеличению абсолютных значений Δt . В этом случае для согласования теоретических и экспериментальных волновых полей необходимо в расчетную модель вводить слой пониженных скоростей. Можно также допустить, что для моделей, где отмечается положительный знак расхождения годографов первых волн, пропущен в низах коры высокоскоростной слой, а при

отрицательном знаке расхождения пропущен слой или слои пониженных скоростей.

Несоогласованность теоретических и экспериментальных годографов волн $P_{\text{пр}}^M$ при удовлетворительном совпадении сравниваемых для этой же модели волн $P_{\text{отр}}^M$ возникает из-за неправильного определения скорости ниже границы Мохоровичича: при положительных Δt скорость V_m взята заниженной.

Одним из критериев правильности экспериментальной модели является анализ амплитудных характеристик волн. При этом важно установить, насколько корректно, учитывая физическую природу волн, проведена интерпретация экспериментальных материалов, и выявить аномальные свойства отдельных сопоставляемых волн (или групп волн) в конкретном сейсмическом поле.

Из-за отсутствия контроля за условиями взрыва и приема упругих колебаний при большинстве исследований ГСЗ, проведенных на Кавказе, невозможно провести количественный анализ динамических характеристик наблюдаемых волн. Однако даже качественные оценки динамики использованных для составления вероятностных моделей волн позволяют более обоснованно предполагать существование таких моделей в пределах конкретных тектонических зон. Кроме того, расчет теоретических амплитуд волн велся по весьма приближенным формулам (в силу принятой для расчета горизонтально-слоистой модели), что также обусловило возможность проведения лишь качественной интерпретации теоретических амплитудных кривых.

Общие соотношения динамических параметров основных волн и характер их изменения для многих вариантов моделей земной коры и верхней мантии Кавказского региона установлены достаточно надежно: наиболее интенсивными до удалений 100 км являются волны $P_0^{K_1}$. Следующие за ними в первых вступлениях волны $P_1^{K_1}$ или $P_0^{K_2}$ (в зависимости от модели) имеют меньшие амплитуды. Конец годографов первых вступлений занимают преломленные на поверхности Мохоровичича волны, имеющие в большинстве случаев низкую интенсивность. Последующие вступления занимают две интенсивные волны $P_{\text{отр}}^{K_2}$ и $P_{\text{отр}}^M$. В конкретных же районах Кавказа динамические особенности экспериментально зарегистрированных волн нередко отличаются от тех, которые предполагаются из теоретических расчетов.

Так, для моделей Терско-Каспийского прогиба на теоретических амплитудных графиках по интенсивности среди первых волн выделяются лишь волны $P_0^{K_1}$. В последующих вступлениях коррелируют волны $P_{\text{отр}}^{K_1}$ и $P_{\text{отр}}^{K_2}$ и наиболее интенсивные волны $P_{\text{отр}}^M$ (при $R = 150$ км). В экспериментальном поле также интенсивны волны $P_0^{K_1}$ и $P_{\text{отр}}^{K_1}$ и $P_{\text{отр}}^M$. Однако в отличие от теоретического здесь ослаблены волны $P_{\text{отр}}^{K_2}$ (это связано, как указывалось выше, с геологическими причинами) и весьма интенсивны волны $P_{\text{пр}}^M$.

На динамических годографах волн, рассчитанных для Закавказских впадин, в первых вступлениях наиболее интенсивными являются волны $P_0^{K_2}$, во вторых вступлениях — волны $P_{\text{отр}}^M$, имеющие преобладающую интенсивность. В экспериментальном поле волны $P_0^{K_2}$ соизмеримы по интенсивности с остальными волнами, а волны $P_{\text{отр}}^M$ имеют преобладающие амплитуды лишь на отдельных участках впадин.

На теоретических амплитудных графиках для Алазанской впадины наибольшей интенсивностью из первых волн обладают волны $P_0^{K_1}$, достаточно высокие амплитуды имеют и волны $P_{\text{пр}}^M$. Такими же динамическими пара-

метрами обладают и экспериментальные годографы первых коровых волн до удалений около 150 км. К сожалению, волны в первых вступлениях на больших удалениях и последующие волны очень сложны и маловыразительны. Здесь динамические годографы сопоставить очень трудно.

Для моделей Большого Кавказа и Черноморской впадины теоретические и экспериментальные амплитудные графики для главных волн совпадают достаточно хорошо.

Определенный интерес представляет также качественная оценка амплитудных параметров волн в зависимости от свойств границ раздела: их «резкости» (перепада скоростей), мощности слоев и состава покрывающих границу пород. Анализ производился по всем рассчитанным амплитудным графикам для фиксированных удалений от ПВ (50, 80, 150 и 200 км). Оговоримся, что в связи с большим разбросом анализируемых значений проведенные осредняющие кривые, очевидно, отражают лишь общую качественную картину, и притом для всего рассматриваемого района в целом.

В Кавказском регионе между амплитудами волн $P_{отр}^m$ и «резкостью» границы М отмечается прямая зависимость и создается впечатление, что амплитуды этих волн растут при увеличении мощности земной коры и что эта закономерность нарушается (или даже становится обратной) при достижении мощностей земной коры в 50 км и более (рис. 10).

Таким образом, построенные по рассмотренной методике перебора скоростные модели земной коры удовлетворяют кинематическим и качественно-динамическим характеристикам только тех типов и классов волн, которые наиболее отчетливо регистрируются при ГСЗ, — закритическим отраженным волнам в последующих вступлениях и первым преломленным (рефрагированным) волнам. Полученные модели не испытаны на соответствие данным других классов волн, например докритических отражений, поперечных и обменных волн, записи которых имеются на сейсмограммах ГСЗ. Лишь в незначительном объеме такое сопоставление сделано по профилю Астара—Дербент (данные ГСЗ—КМПВ и ГСЗ—МОВ) и в пределах южного участка профиля Волгоград—Нахичевань, где совместно рассмотрены данные ГСЗ и промышленных взрывов (здесь сопоставлены результаты интерпретации продольных, поперечных и обменных волн). Получено удовлетворительное соответствие данных сопоставляемых классов волн.

Построенные скоростные модели названы вероятностными, что подчеркивает возможность построения и других, более детальных вариантов моделей. Поиск других возможных вариантов может быть продолжен при соблюдении следующих условий: 1) включение в анализ количественных динамических характеристик зарегистрированных волн, в результате чего может быть уточнено предположение о природе волн; 2) включение в анализ новых типов и классов волн — докритических отраженных, поперечных и обменных; 3) введение в теоретические расчеты новых типов сред (анизотропных, стохастических и др.) с наличием неплоских и криволинейных границ раздела и т. п.

В этом случае в зависимости от количества использованной при анализе информации возможно построение нескольких разных по детальности вариантов скоростных моделей земной коры. Так, по данным ГСЗ — КМПВ может быть построена менее дифференцированная модель, чем по данным ГСЗ—МОВ. И это естественно, так как закритические отраженные и первые преломленные (рефрагированные) волны характеризуются значительными

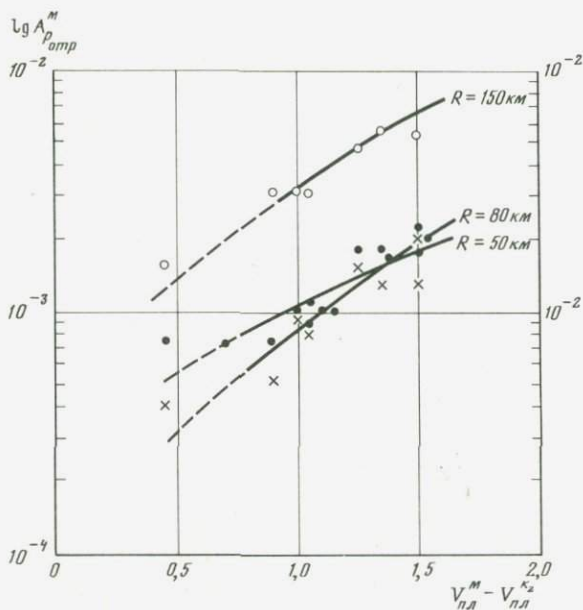


Рис. 10. Зависимость амплитуды волны $P_{отгр}^M$ от «резкости» ($v_{пл}^M - v_{пл}^{Kz}$) границы Мохорovičićа на фиксированных ($R=50, 80, 150$ км) удалениях от пункта взрыва

интервалами прослеживания и в связи с этим содержат в себе осредненную информацию о неоднородностях среды, встречающихся на их большом пути. Полностью учесть их имеющимися сейчас методами интерпретации невозможно. Поэтому при поиске скоростных моделей по материалам ГСЗ—КМПВ приходится удовлетворяться получением осредненной (упрощенной) модели. При использовании докритических отраженных волн поиск вероятностной модели ведется для меньшего, а следовательно, и более однородного блока земной коры. При этом возможно выявить более мелкие особенности разреза. Модель, построенная по данным обменных и поперечных волн, может существенно дополнить данные ГСЗ, поскольку границы обмена и границы изменения скоростей поперечных волн из-за разных углов выхода сейсмической радиации и длин волн не обязательно должны совпадать с неоднородностями разреза земной коры, выявленными при интерпретации продольных волн.

§ 3. МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Выше излагалась методика построения одномерной вероятностной модели для конкретной структуры. Однако, когда подбор модели производится для нескольких годографов, обработанных в пределах этой структуры, можно получить данные о характере изменения скоростных параметров по горизонтали. Оказалось, что практически нет ни одной модели, для которой теоретические годографы хорошо согласовывались бы более чем с двумя экспериментальными годографами. Конечно, изменение параметров модели не столь значительно, как при переходе из одного блока в другой, тем не менее вполне

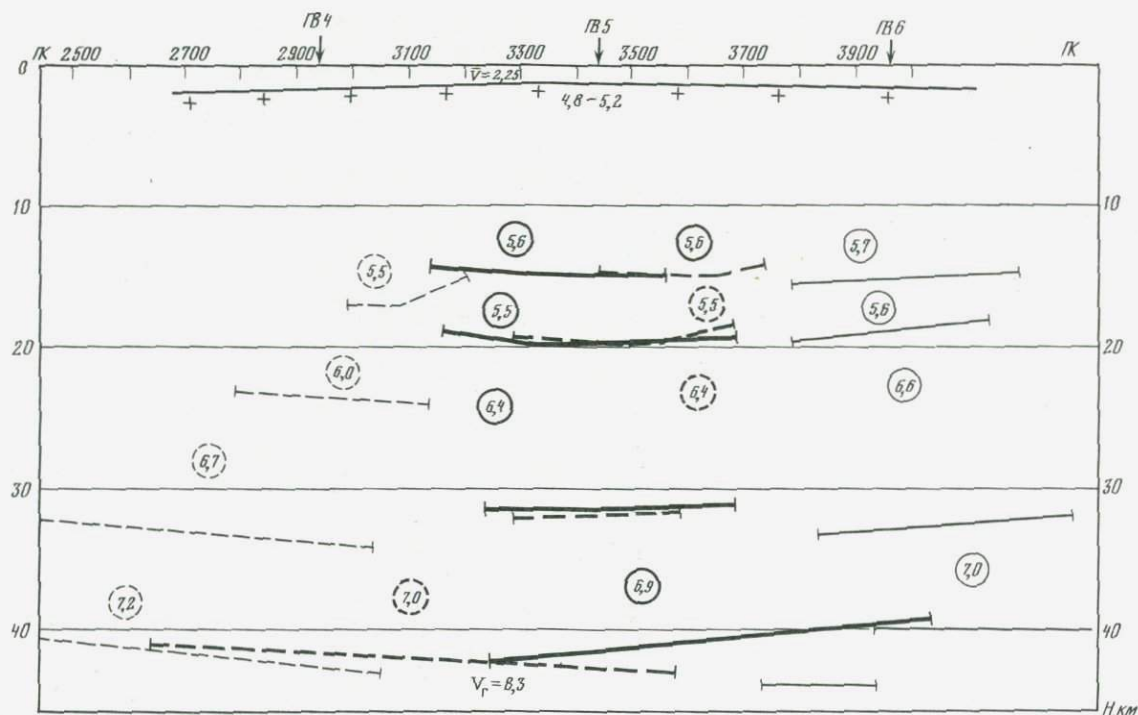


Рис. 11. Фрагмент разреза земной коры по профилю Волгоград—Нахичевань, построенный способом подбора в одномерном варианте

Арабскими цифрами в кружках даны пластовые скорости в км/с. Данные для разных пунктов взрыва обозначены различными линейными знаками

ощутимо. Например, в пределах вала Карпинского для определения вероятностной модели этой структуры использовались три пункта взрыва (ПВ 4, 6 и 5), составивших встречную и нагоняющую системы годографов. На рис. 11 представлен пример подбора одномерной скоростной модели для четырех использованных годографов. Согласованность теоретических и экспериментальных годографов получена при градиентной модели с плоско-параллельными границами раздела и затем при однородно-слоистой модели с негоризонтальными границами раздела. Ниже приводятся окончательные результаты сопоставимости основных глубинных волн для использованных пунктов взрыва.

| Волна | $\Delta t = (t_1 - t_2), \text{ с}$ | |
|-----------------------------|-------------------------------------|------|
| | ПВ 6 | ПВ 4 |
| $P_{\text{ок}}$ | 0,05 | 0,10 |
| $P_{\text{в}}^{\text{кв}}$ | 0,10 | 0,15 |
| $P_{\text{в}}^{\text{кв}}$ | 0,10 | 0,18 |
| $P_{\text{г}}^{\text{кв}}$ | 0,05 | 0,10 |
| $P_{\text{отр}}^{\text{м}}$ | 0,20 | 0,40 |
| $P_{\text{пр}}^{\text{м}}$ | 0,20 | 0,40 |

На рис. 11 можно видеть, что пластовые скорости в выделенных слоях в пределах одной структуры меняются до 0,05—0,10 км/с, закономерно увеличиваясь при подходе к контактам блока и резко изменяясь при переходе в другую структурную зону [22].

Вынесение на разрез всех вероятностных значений пластовых скоростей, выбранных на основании решения одномерной задачи, позволит оценить горизонтальные неоднородности земной коры и верхней мантии и наметить границы блоков. Скоростной разрез в таком изображении (см. рис. 11) несет большую информацию о скоростных неоднородностях среды, показывая ее сложную расслоенность.

Однако, для того чтобы можно было такой разрез принять для дальнейшей работы, его необходимо проверить решением прямой сейсмической задачи в двухмерном варианте. Такое решение производилось по программе «Луч» [27]. Преимущества данного метода следует рассматривать не только в возможности учета латеральных неоднородностей, но и в возможности представить сложность распространения волн в различных средах, и прежде всего при наличии локальных вкраплений. На рис. 12 приводятся три примера распространения рефрагированных и отраженных волн в градиентно-слоистой среде, в которой имеется локальное включение высокоскоростных пород. Такое включение обнаруживается по материалам ГСЗ профиля Черное море — Каспийское море в Среднекуринской впадине. На рис. 13 (см. вкл.) представлены результаты сопоставления серии экспериментальных годографов этого профиля с теоретическими, рассчитанными для двухмерной среды с высокоскоростным включением (вариант *а*). Такого же типа включение обнаруживается и по материалам профиля Волгоград—Нахичевань в Мирзаанской впадине (рис. 14, *а*, см. вкл.).

Двухмерное решение позволяет представить скоростной разрез в виде изолиний равных пластовых скоростей (рис. 14, *б*, см. вкл.). На таком разрезе более наглядно фиксируется наличие в пределах изучаемого профиля отдельных скоростных блоков. Более того, четко выделяются контактные зоны между различными блоками, размеры которых, как видно, не превышают 10 км. К числу недостатков рассмотренного двухмерного варианта следует

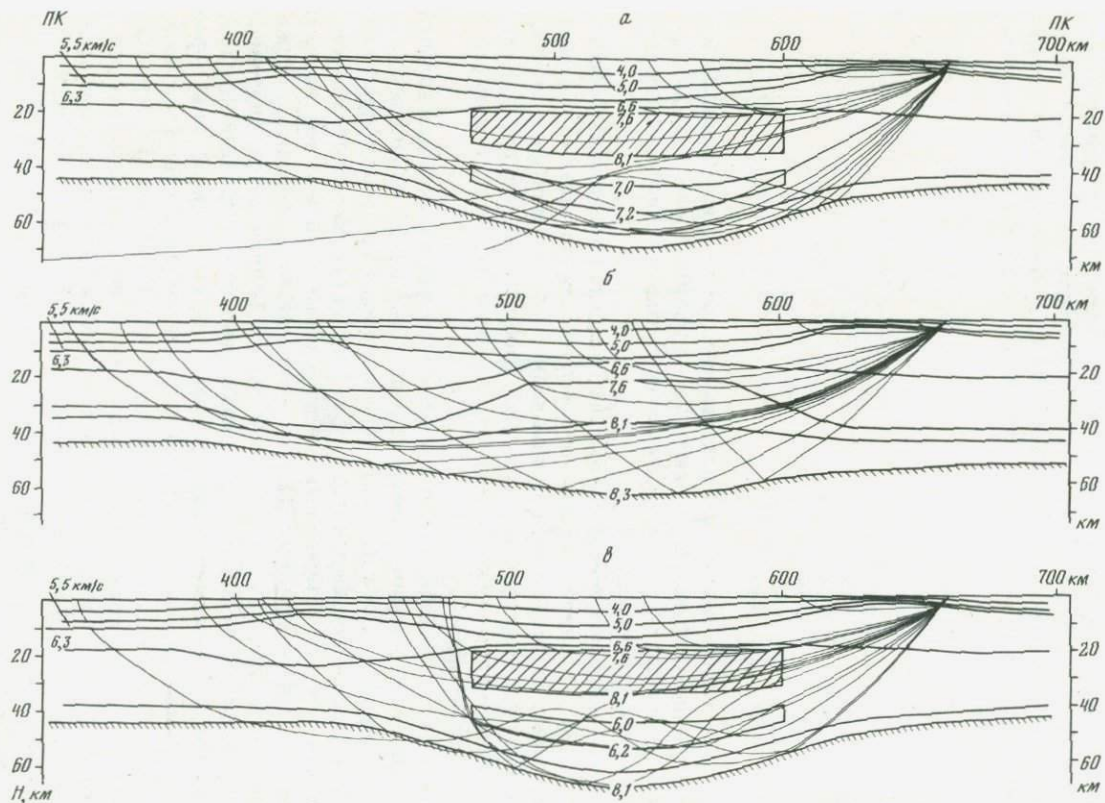


Рис. 12. Лучевые диаграммы для сложных двухмерных моделей строения земной коры по профилю ГСЗ Черное море—Каспийское море

Вариант *a* принят в качестве вероятностного; его соответствие с экспериментальными годографами см. на рис. 13

отнести возможность строить глубинный разрез лишь для модели «нормального» типа, т. е. с увеличением скорости с глубиной.

На глубинах возможного существования волновода на таком разрезе образуется разрастание интервала между соседними изолиниями. Вторым недостатком связан с достаточно произвольным выбором скорости редукции или значения пластовой скорости, изолинию которой планируется построить. Обычно строятся изолинии через 0,5 км/с, т. е. 5,0 км/с, 5,5 км/с и т. д. А это значит, что в разрез двухмерного варианта могут быть внесены значения пластовых скоростей, которых в действительности не существует. Одномерный вариант позволяет определять более вероятные пластовые скорости.

Наконец, неудобство поля изолиний еще и в том, что изолиния равной скорости, отображая горизонтальное изменение скоростного уровня в разрезе, не несет информации о скоростных значениях на границах раздела, как получается при решении одномерного варианта.

Учитывая сказанное, скоростной разрез земной коры вдоль профиля ГСЗ следует представлять в двух вариантах — одномерном и двухмерном. Двухмерный скоростной разрез представляет информацию о наличии скоростных блоков, контактах между блоками и общем уровне скоростной расчлененности внутри блока. Одномерный вариант несет информацию о скоростной изменчивости, связанной с наличием границ раздела.

Сейсмический разрез земной коры в общепринятом представлении объединяет скоростную и структурную его модели. Вынесенные на разрез в определенных условных знаках качественные характеристики зарегистрированного волнового поля подчеркивают дополнительные особенности строения изучаемой среды: градиентное распределение скоростей, распространение сейсмических волн внутри слоя, характер разрыва границ, изменение их резкости и т. д.

Отражающие и преломляющие границы раздела на приводимых ниже разрезах строились обычными в ГСЗ методами. На предкавказском участке профиля Волгоград—Нахичевань построение границ, как указывалось, осуществлялось способом, разработанным Н. Г. Марцинковской [30].

Наибольшие трудности при построении сейсмических границ, например, методом «полей времен» связаны с необходимостью учета градиентного изменения скорости распространения сейсмических волн. В этом случае требуется построение специальных палеток и вычисление лучевых скоростей. Кроме того, метод «полей времен» очень трудоемок и, как показал опыт, в сложных сейсмогеологических условиях не обеспечивает достаточной точности построений. Более подходящим методом для построения отражающих площадок в таких условиях оказался приближенный способ Н. Н. Пузырева. Лучевую скорость при этом можно оценить по теоретическому волновому полю, рассчитанному для вероятностной модели изучаемого блока земной коры.

Границы, построенные таким способом по закритическим отражениям, представляются в виде закономерно расположенных отражающих площадок. В ряде случаев отражающие площадки на одних и тех же глубинах имеют различный наклон или даже пересекаются. Часто эти площадки образуют не единую границу, а занимают интервал толщиной 2—3 км. Такое расположение площадок скорее всего следует отнести за счет неточности построения. Однако не исключено также, что контакт между слоями представлен некото-

рой зоной «дробления» и при разных пунктах взрыва исследуются различные элементы этой зоны, расположенные близко друг к другу.

Протяженность отражающего элемента соответствует области прослеживания волн, по которой отстраивался этот элемент. Те разрывы корреляции, которые нередко наблюдаются у изучаемых волн, не переносятся на элементы границы, поскольку они, как правило, носят нерегулярный характер и чаще всего связаны с условиями регистрации упругих волн и фоном помех, обусловленным влиянием осадочного чехла на проходящие волны. По той же причине отражающие площадки показаны отрезками прямых линий, а не кривых, как получается при их построении.

Построенные по описанной методике разрезы включают в себя все количественные элементы скоростной и структурной моделей земной коры и подчеркивают в первую очередь наиболее характерные особенности внутреннего строения коры — наличие горизонтальной расслоенности, горизонтальных и вертикальных скоростных неоднородностей, крупных блоков и четких контактов между ними.

ГЛАВА IV

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Для характеристики особенностей глубинного строения региона с помощью описанной выше методики интерпретации составлены разрезы земной коры по основным профилям ГСЗ: Степное—Бакуриани—Ленинакан, Волгоград—Нахичевань, Астара—Дербент и Черное море—Каспийское море. Новые данные, полученные вдоль этих профилей, а также обобщение результатов сейсмических исследований КМПВ и МОВЗ послужили основой построения уточненной схемы рельефа доальпийского кристаллического комплекса фундамента и схемы изменения граничной скорости вдоль этой поверхности, карты рельефа границы Мохоровичича и схемы районирования Кавказского региона по типу волновой картины и сейсмической модели.

§ 1. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО СВОДНЫМ ПРОФИЛЯМ ГСЗ

Разрез земной коры по профилю Степное—Бакуриани—Ленинакан. Сейсмический маршрут Степное—Ленинакан составлен по данным ГСЗ — пр. Степное—Бакуриани длиной 300 км, КМПВ—профиль Илмазлу—Цалка длиной примерно 60 км (Л. Б. Кибалов, В. Ф. Кибалова, 1968) и МОВЗ — пр. Октемберян—Ленинакан длиной более 100 км [14]. Общая протяженность маршрута около 500 км. Он проходит через обширный район Предкавказья, пересекает Центральный Кавказ и Закавказскую межгорную впадину и заканчивается в пределах Малого Кавказа (рис. 15, см. вкл.).

В Предкавказье подошвой осадочной толщи служит граница, характеризующаяся граничной скоростью 5,9—6,2 км/с и залегающая на глубинах 2—9 км. С приближением к мегантиклинорию Большого Кавказа эта граница исчезает. Следующая, более глубокая граница, соответствующая кровле «гранитного» слоя, в направлении с севера на юг быстро воздымается вверх и, по-видимому, выходит на дневную поверхность, достигая наиболее высокого гипсометрического положения в осевой части мегантиклинория.

Прослеживающийся севернее Большого Кавказа на огромном расстоянии слой, соответствующий в Предкавказье герцинскому фундаменту, в пределах мегантиклинория по линии профиля отсутствует.

Известно, что «гранитный» фундамент на Центральном Кавказе сложен протерозойскими кристаллическими и метаморфическими сланцами и гнейсами, относящимися к байкальскому складчатому комплексу и включающими пластовые тела герцинских гранитов. Следовательно, можно считать, что по крайней мере верхняя часть рассматриваемого сейсмического слоя на профиле соответствует байкальскому складчатому комплексу. Аналогично можно интерпретировать природу толщи, располагающейся ниже поверхности с V_r , равной 5,9—6,2 км/с на южном конце этого профиля, в пределах Дзирульского массива. Там эта граница совпадает с подошвой альпийского—кровлей байкальского складчатых комплексов (герцинский отсутствует).

Кровля герцинского фундамента в северной части профиля и кровля байкальского фундамента в южной части объединяются в общую сейсмическую поверхность консолидированной коры. По всему профилю она является опорной преломляющей поверхностью и четкой границей обмена. Рельеф фундамента очень сложный; отмечают его значительные скоростные неоднородности (границная скорость изменяется от 5,0 до 6,3 км/с).

Профилем Степное—Ленинакан с севера на юг отчетливо прослеживаются все основные тектонические зоны Кавказского региона: Терско-Каспийский передовой прогиб ($H_\phi = 9,5$ км) и Центральное поднятие Большого Кавказа (H_ϕ не более нескольких сотен метров); прогиб Южного склона ($H_\phi = 10—11$ км), Карталинская впадина ($H_\phi = 4—5$ км), Аджаро-Трилетская складчатая зона (H_ϕ колеблется от 0 до 4 км), Армянская ($H_\phi = 3—9$ км) и Приараксинская (H_ϕ от 1 до 5 км) складчатые зоны.

Непосредственному наблюдению доступна лишь верхняя часть этого байкальского комплекса, видимая мощность которого достигает на центральном участке Большого Кавказа 12—14 км. О составе его нижней части можно судить лишь по сейсмическим данным. Они указывают на то, что по сейсмическим характеристикам верхняя и нижняя части рассматриваемого слоя близки, поэтому можно допустить, что и по составу они существенно не различаются и, следовательно, эта часть земной коры на всю свою мощность сложена чередующимися кристаллическими сланцами, гнейсами и пластовыми телами гранитов того же возраста. Наиболее крупные пластовые тела, вероятно, фиксируются при регистрации четких отраженных и обменных волн, по которым построены отдельные границы раздела внутри сейсмической «гранитной» толщи. Подбор модели с помощью многократного просчета прямой сейсмической задачи предполагает, что некоторые из таких тел характеризуются пониженными значениями скоростей распространения упругих волн (центральная часть Большого Кавказа, Малый Кавказ). Значительная интенсивность обменных и отраженных волн, связанных с рассматриваемыми границами, резкое затухание амплитуд выделяемых на профиле отражений с удалением от источника, появление их лишь на отдельных участках профиля указывают, во-первых, на связь таких волн с непротяженными «объектами» и, во-вторых, на наличие резких скоростных контрастов на границах этих тел. А это в свою очередь приводит к возникновению резких латеральных скоростных неоднородностей и, следовательно, к изменению напряженного состояния внутри верхнего «гранитного» слоя. Вероятно, этим и можно объяснить то, что наибольшее количество очагов землетря-

сений Кавказа возникает именно в этом слое. В предкавказской части профиля внутри байкальского комплекса выделяется достаточно протяженная граница раздела, соответствующая слабому положительному скачку скорости сейсмических волн.

Вдоль всего профиля верхний сейсмический слой земной коры ограничивается снизу четкой и наиболее стабильной из промежуточных границей раздела с v_r , равной 6,5—6,7 км/с. По наиболее ярким волновым признакам (доминирующий характер волн $P_0^{K_2}$, связанных с этой границей) она стратифицируется как поверхность сейсмического «базальтового» слоя (граница Конрада). Глубина залегания ее изменяется от 20 км в Предкавказье до 26 км на Большом Кавказе и до 20 км в пределах юго-западной части Малого Кавказа. В центральной части профиля данных о границе Конрада не имеется.

Внутри «базальтового» слоя вдоль всего профиля за исключением центрального участка обнаруживается граница раздела, отделяющая нижнюю, более высокоскоростную ($v_{пл}$ равна 6,9—7,2 км/с) часть от верхней. Мощность и материальная расслоенность «базальтового» слоя в северной части значительно меньше, чем в южной.

Глубина залегания границы Мохоровичича изменяется от 40 км в Предкавказье до 50 км на Центральном Кавказе, до 42 км на Малом Кавказе.

Рельеф границы Мохоровичича обратный по отношению к поверхности фундамента. На основании этой общей закономерности можно подтвердить существование прогиба на южном склоне Большого Кавказа, предполагаемого здесь по геологическим данным [36].

В пределах профиля Степное—Ленинкан по характеру волнового поля, типу разреза и скоростным параметрам земной коры выделяется несколько крупных блоков. На севере — блок Терско-Каспийского прогиба с моделью земной коры «нормального» типа (без инверсии скорости). Мощная осадочная толща (6,0—9,5 км) покрывает палеозойский складчатый фундамент ($v_{пл}$ = 5,9—6,1 км/с). Внутри «гранитной» толщи выделяются также слои с $v_{пл}$ равными 6,3—6,4 и 6,5—6,6 км/с, внутри «базальтовой» толщи — слои с $v_{пл}$ равными 6,6—6,7 и 6,9—7,0 км/с. Мощность земной коры 41—43 км. Две крупные зоны нарушения здесь определяются четкими сейсмическими признаками: появлением интенсивных дифрагированных волн, искажением рельефа большинства глубинных границ и исчезновением некоторых протяженных поверхностей на северном склоне Большого Кавказа. Первая зона находится в пределах Терского поднятия, вторая — в районе Алагирской структуры. Восточное продолжение этих зон является районом высокой сейсмичности и появления землетрясений с высокими энергетическими классами.

Южнее располагается мощный ($H_m = 50$ км) блок земной коры Центрального Кавказа. Внутри коры на глубинах 13—25 км здесь существует волновод с перепадом скорости на его границах 6,2—5,8—6,4 км/с. Сейсмичность этого блока низкая.

В пределах южного склона Большого Кавказа располагается блок с «нормальным» распределением скорости сейсмических волн с глубиной и сильно расслоенным «гранитным» слоем. Этот блок также отличается высокой сейсмичностью.

Блок Аджаро-Триалетского хребта изучен слабо. Мощность осадков здесь не превышает 1—2 км, $v_{гф}$ достигает 5,3—6,3 км/с. Мощность земной коры составляет 40—43 км. Предполагается высокоскоростной состав земной коры и сравнительно невысокая сейсмичность.

Блоки Армянской и Приараксинской складчатых зон охарактеризованы лишь по материалам МОВЗ. В пределах первого высокосейсмичного блока отмечается чрезвычайно сложное строение поверхности фундамента со значительными колебаниями отметок глубин (от 1 до 7 км) и появление нескольких границ обмена в нижней части земной коры. Глубина границы Мохорвичича 42—43 км.

Приараксинский блок земной коры отличается значительной расслоенностью всего разреза. По данным интерпретации записей близких землетрясений [8] здесь предполагается существование волноводов как в верхней части земной коры (8—16 км), так и в нижней на глубинах от 20 до 29 км. Блок сравнительно малосейсмичен.

Принципиально новым результатом, полученным на профиле ГСЗ Степное—Бакуриани, по сравнению с вариантом [38] является выявленная слоистость земной коры. От варианта 1967 г. [18] настоящий разрез отличается лишь уточненным положением границ раздела, построение которых здесь производилось при контроле глубины их залегания с помощью решения прямой задачи.

Разрез земной коры по профилю ГСЗ Волгоград—Нахичевань. Профиль Волгоград—Нахичевань, наиболее протяженный из профилей ГСЗ на Кавказе (~1000 км): он отработан также по полной системе, а в южной части, в районе Севанского и Вединского офиолитовых поясов, пройден с аппаратурой «Земля». Приводимый на рис. 14 разрез составлен по результатам интерпретации данных всех методов, при этом в Предкавказской части использованы материалы КМПВ [25, 10], в южной — [32, 15]. Материалы КМПВ были проинтерпретированы совместно с материалами, полученными на профиле ГСЗ; построение фундамента производилось по объединенной системе годографов. По материалам ГСЗ в южной части производилось построение границы Мохорвичича по волне $P_{отр}^m$ с учетом новых данных о скоростной модели этого участка профиля. Разрез МОВЗ дан без изменения. Геологическая интерпретация профиля осуществлена В. И. Шевченко.

На профиле Волгоград—Нахичевань обобщены записи нескольких классов волн и разработаны новые подходы методики интерпретации продольных волн с использованием ЭВМ.

Профиль ГСЗ Волгоград—Нахичевань начинается в юго-западной части Прикаспийской впадины, пересекает Предкавказье, Большой Кавказ, большую часть Закавказской межгорной впадины и заканчивается на Малом Кавказе.

Так же как и на профиле Степное—Бакуриани, верхняя осадочная толща переменной мощности залегает на палеозойском фундаменте (d_{pz}). В районе валов Карпинского и Прикумского скважины прошли эту границу, где ее можно отождествить с поверхностью доверхнеюрского (герцинского) складчатого основания Предкавказья [36]. Эта поверхность отмечается здесь на глубинах 2—4 км. Южнее вала Карпинского располагается Маньчская впадина, залегающая на том же фундаменте. Южнее Прикумского вала в рельефе этой границы выделяется обширный Терско-Каспийский (Терско-Сулакский) прогиб, осложненный локальными поднятиями в районе Терского и Сунжинского хребтов. Глубина погружения границы достигает здесь 6—8 км, граничная скорость 5,3—5,7 км/с. Стратиграфическое положение фундамента на территории Терско-Каспийского прогиба нельзя считать окончательно выясненным.

Как следует из рассмотрения приводимого на рис. 14 сейсмогеологического разреза, поверхность фундамента (сейсмическая граница d_{pz}) южнее Терской антиклинали хорошо совпадает с подошвой верхнеюрских отложений. На территории Варандинской антиклинали (Известняковый Дагестан) этот раздел также тяготеет к верхнеюрским отложениям и испытывает соответствующий прогиб (далее к югу раздел не прослеживается). Это заставляет предполагать, что либо ниже-среднеюрские отложения на территории рассматриваемой части Предкавказья имеют очень незначительную мощность (несколько сотен метров), либо они входят здесь в состав того слоя земной коры, который располагается ниже раздела d_{pz} и который обычно отождествляется с палеозойским, герцинским фундаментом Предкавказья. С приближением к горным районам Большого Кавказа граница d_{pz} не фиксируется. Это вызвано, по-видимому, выклиниванием или утонением комплекса герцинских пород (В. И. Шевченко, 1977).

Ниже располагается поверхность «гранитного» слоя (d_0^0). Эта граница прослежена далеко на север, где она соответствует подошве палеозойского комплекса или кровле древнего кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Последнее позволяет считать эту сейсмическую поверхность на территории восточного Предкавказья подошвой герцинского — кровлей байкальского складчатого комплекса. Этот слой по своим физическим характеристикам имеет черты типичного «гранитного» слоя и вполне идентичен соответствующему слою на профиле Степное—Бакуриани. В восточной части Алазанской депрессии под мезокайнозойскими отложениями, подошве которых соответствует рассматриваемая граница, располагаются различные кристаллические сланцы, гнейсы и гранитоиды, сходные с таковыми, слагающими байкальский фундамент Дзирульского, Храмского и Локского массивов. Породы, которые можно было бы отнести к герцинскому комплексу, здесь отсутствуют.

К югу от Алазанской депрессии располагается глубокая, до 15—16 км, Мирзаанская впадина, выполненная мезозойскими и мощными кайнозойскими отложениями [34]. Кровля фундамента в пределах этой впадины (d_0^0) прослежена на профиле Черное море—Каспийское море до Дзирульского массива, где также устанавливается, что этот раздел соответствует подошве альпийского—кровле древнего байкальского фундамента. Граничные скорости на этой границе меняются от 6,2 до 6,4 км/с в Предкавказье, от 5,7 до 6,8 км/с в Закавказье. На территории собственно Восточного Кавказа сейсмическая граница d_0^0 также, по-видимому, соответствует подошве альпийского—кровле байкальского комплексов. Она залегает здесь на глубинах 8—10 км.

Так же как и на профиле Степное—Ленинакан, ниже в земной коре выделены сейсмические «гранитный» и «базальтовый» слои, в общем имеющие сходные сейсмические характеристики на обоих профилях. Опорной среди промежуточных границ является граница Конрада.

Глубина залегания границы Мохоровичича изменяется от 40 км в платформенных частях профиля до 57 км в пределах мегантиклинория Большого Кавказа и до 46 км на Малом Кавказе.

Представляемый разрез иллюстрирует прежде всего две принципиальные особенности глубинного строения континентальной коры: наличие резкой горизонтальной скоростной дифференциации (блоковости) и наличие вертикальных неоднородностей. Первое положение наиболее четко выявляется

на разрезе в изолиниях равных пластовых скоростей. По характеру распределения изолиний в пределах профиля с севера на юг выделяются 6 крупных блоков земной коры: юго-западная часть Прикаспийской впадины; вал Карпинского (вместе с Маньчской впадиной); Предкавказский прогиб, объединяющий Прикумский вал и Терско-Каспийский прогиб; блок мегантиклинория Большого Кавказа (включая Алазанскую впадину); Среднекуринская впадина (большую часть блока составляет Мирзаанская впадина) и обширный блок Малого Кавказа.

Протяженность по профилю каждого блока 160—200 км, и лишь блок Среднекуринской впадины имеет протяженность 100—120 км. Для каждого выделенного блока характерно принципиальное сходство особенностей волнового поля и скоростной модели земной коры. Переход из одного блока в другой всегда сопровождается резким изменением указанных сейсмических параметров. В связи с этим наибольший интерес представляют зоны контактов различных блоков. В поле изолиний скоростей они выражаются узкими 10, 15-километровыми участками больших градиентов. В структурном разрезе этой зоне, вероятно, отвечает близвертикальный контакт, точно фиксируемый на поверхности консолидированной коры регистрацией интенсивной дифрагированной волны. Существование его на глубине следует из резкого изменения не только скоростной модели, но и структуры самого разреза (прекращение существования отдельных границ или значительное изменение их свойств, появление новых границ раздела и т. п.).

Такие особенности разреза, безусловно, должны быть связаны с наличием близвертикального «барьера». Точное построение такой границы по сейсмическим данным, к сожалению, пока невозможно в связи с трудностями методического характера. Для этого требуются специальные экспериментальные исследования и разработка методов интерпретации получаемых результатов. Тем не менее полученные результаты следует рассматривать как первые данные о количественно определяемых по сейсмическим материалам «зонах глубинных разломов». В поле изолиний скоростей эти зоны выражены близвертикальными контактами. Однако при сопоставлении изолиний пластовых скоростей со структурным разрезом видно, что вертикальные контакты провести обычно трудно. Они имеют определенную тенденцию к наклону, которая проявляется и на приводимых разрезах. Эта тенденция выражается в одних случаях смещением на глубине структур фундамента, в других — продолжением отдельных границ раздела за пределы контактов и т. п. Это свидетельствует о развитии надвиговых явлений в зонах сочленения крупных блоков земной коры.

Сопоставление полученного разреза с полем силы тяжести в редукции Буге (Δg_b) показало, что скоростные контактные зоны строго контролируются зонами высоких градиентов Δg_b , что в свою очередь послужило дополнительным количественным критерием районирования территории Кавказа. Комплексное использование сейсмических (ГСЗ) и гравиметрических данных позволило более определенно оконтурить крупные скоростные блоки земной коры региона.

Внутри блоков существуют зоны нарушения меньшего масштаба, сопровождаемые осложнениями записи типа «заходов», «петель», принципиально не меняющими характеристики глубинных волн. Такие зоны скорее всего связаны с глубинными разломами более низких рангов.

Как видно из разреза, строение земной коры внутри блока тоже не оста-

ется однородным. Один блок от другого отличаются не только общий уровень значений скоростей, мощность земной коры, но и глубины залегания основных границ раздела в земной коре (фундамента и границы Мохоровичича), количество слоев, тип перехода от слоя к слою, наличие или отсутствие слоев с пониженными и повышенными скоростями и т. д.

Принципиальной особенностью приводимого разреза является выделение в составе консолидированной коры слоев пониженных и повышенных скоростей. Волновод в земной коре обнаруживается не повсеместно. Выделен он в пределах вала Карпинского, Большого и Малого Кавказа. В первых двух районах волновод располагается в «гранитном» слое на глубинах от 10 до 25 км. Пластовая скорость в нем 5,5—5,8 км/с, т. е. перепад скорости сравнительно невелик, 0,2—0,3 км/с. На Малом Кавказе волновод выделен в пределах офиолитовых поясов. Он располагается примерно на тех же глубинах, от 12 до 27 км, но пластовая скорость в нем 6,4—6,6 км/с, т. е. здесь волновод располагается внутри существенно более высокоскоростных пород, скачок скорости на его границах более резкий. Слой пониженной скорости, расположенный над границей Конрада, вероятно, создает значительно больший скачок скорости на этой границе, что и обусловило четкость и выразительность волны, связанной с этой границей.

Слой с высокой пластовой скоростью (до 7,5—7,8 км/с), почти достигающий кровлю кристаллического фундамента, выделен в пределах Среднекуринской впадины. Он занимает практически всю Мирзаанскую впадину и, вероятно, связан с внедрением мантийных пород в верхнюю часть земной коры. Для внутреннего строения этого высокоскоростного внедрения характерно наличие большого числа разрозненных отражающих площадок и точек дифракции. Наиболее протяженная среди них — кровля внедрения, от которой получена также четкая преломленная волна. По положению отражающих площадок «тело» внедрялось с севера на юг, снизу вверх. На продолжении направления движения «тела» находится Севанский офиолитовый пояс. Прямой связи между этими двумя неоднородностями не обнаруживается, хотя положение отражающих площадок в них совпадает. Большое количество точек дифракции и очагов землетрясений как бы оконтуривает это «тело», обособляет его.

Совершенно неясным остается строение его на глубине и характер сочленения с мантией. Судя по особенностям расположения линий равных скоростей, на глубине около 40 км должны располагаться подошва «тела» или кровля слоя с $v_{пл}$ равной 7 км/с, т. е. слоя, который выделен на большей части региона в низах земной коры. На этой же глубине расположена отражающая граница, построенная по критическому отражению, которое качественно легко сопоставить с волной $P_{отр}^m$. Волна $P_{пр}^m$ здесь очень слабая, надежных построений по ней произвести не удастся. Можно лишь предположить, что появление ее в первых вступлениях на удалениях более 200 км от пункта взрыва (ПВ 11, 12, 18) при высокоскоростном составе земной коры действительно связано с тем, что скорость более 8,0 км/с появляется на глубинах ниже 50 км, как это следует из поля изолиний скоростей, а волна $P_{отр}^m$ может соответствовать кровле «нормального» ($V_{пл} \sim 7,0$ км/с) слоя нижней коры. Из сказанного следует, что положение границы Мохоровичича в пределах рассмотренного высокоскоростного «тела» весьма неопределенно.

Столь же сложно строение земной коры Севанского и Вединского офиолитовых поясов Армении, которые пересечены профилем Волгоград—Нахиче-

вань. Из анализа поля продольных волн следует, что глубинное строение офиолитового пояса действительно можно представить в виде мощного массива, неоднородного по структуре, сложно расслоенного, уходящего корнями в мантию. Его кровля располагается на глубинах от 0,5 до 5 км и характеризуется граничной скоростью 6,0—6,7 км/с. С погружением скорость быстро нарастает, но на глубине 14—16 км уменьшается, образуя слой низкой скорости. Других четких границ раздела внутри коры Севанского офиолитового пояса не наблюдается. Подошва коры, вероятно, тоже нарушена, в связи с чем в волновом поле сильно ослаблены обычно интенсивные волны $P_{отр}^m$.

По результатам исследований скоростей упругих волн в породах из Севанского и Вединского офиолитовых поясов при давлениях до $20 \cdot 10^8$ Па (20 кбар) отмечается, что у некоторых типов пород (габбро, пироксениты, один образец базальта), имеющих в естественных условиях значение скорости 6,3—6,5 км/с, при давлении около $5 \cdot 10^8$ Па (5 кбар) скорости продольных волн уменьшаются на 0,1—0,2 км/с [2]. Сопоставление этих результатов с данными ГСЗ указывает на сходство: для Севанского пояса преобладающая скорость в блоке 6,5—6,7 км/с, а волновод выделяется на глубинах, соответствующих примерно давлению $5 \cdot 10^8$ Па (5 кбар), т. е. появление волновода здесь скорее всего следует связывать с влиянием на параметры слоя физических условий на этих глубинах, а не с петрографической расслоенностью. В то же время большое количество отражающих площадок, построенных по докритическим отражениям, ясно показывает наличие тонкой чешуйчатой расслоенности в пределах всего массива. Такая же расслоенность наблюдается в верхней мантии. Граница Мохоровичича непосредственно под поясом образует положительную структуру, но, судя по наклону отражающих площадок, контакт с мантией смещен к северу по отношению к выходам гипербазитов на дневную поверхность и как бы примыкает к рассмотренному выше высокоскоростному «телу» в пределах Мирзананской впадины.

Севанский офиолитовый пояс отделен от Вединского пояса блоком Варденского хребта, для которого характерны свои особенности строения. В его пределах кровля и подошва земной коры выражены более резко, а внутренняя расслоенность отражается наличием площадок, наклоненных не в северном направлении, а в южном.

Структура Вединского офиолитового пояса сходна с Севанской. Однако материалов ГСЗ, характеризующих строение Вединского пояса, значительно меньше, что не позволяет сделать какие-либо более определенные выводы [15].

В целом особенности разреза земной коры вдоль профиля ГСЗ Волгоград—Нахичевань свидетельствуют о сложном и изменчивом характере глубинного строения различных тектонических зон Кавказского региона. Если для северной части профиля характерно блоково-слонстое строение земной коры, то в южной, альпийской части профиля, в земной коре начинают преобладать глыбово-блоковые формы. Появление внутри коры различных внедрений сопровождается повышением сейсмической активности этих участков. Нередко очаги землетрясений как бы оконтуривают «тела» крупных скоростных неоднородностей.

Интерпретация мантийных волн для регионов Предкавказья и Большого Кавказа показывает, что закон изменения скорости с глубиной в мантии аналогичен скоростной характеристике $v(H)$ для коры (см. рис. 14): ниже

поверхности консолидированной коры и верхней мантии примерно на 10—15 км отмечается уменьшение скорости, а затем ее увеличение с появлением резкой границы раздела и регистрацией интенсивных отраженных за критических волн от этой границы. Кривую волновода в мантии удалось проследить на всем центральном участке профиля, подошву его — лишь в Предкавказье, где были получены длинные годографы.

По материалам ГСЗ профиля Волгоград—Нахичевань разными авторами составлено несколько вариантов разрезов. Так, в варианте Ю. Г. Юрова (1967 г.) использовались волны, регистрирующиеся в первых вступлениях, и волна $P_{отр}^M$. Разрез проверен решением прямой задачи в одномерном варианте для однороднослоистых сред; решение показало принципиальную сходимость экспериментальных и теоретических годографов. Тем не менее разрез Ю. Г. Юрова значительно отличается от приводимого, который построен по тому же материалу ГСЗ и проверен решением прямой задачи в одномерном и двухмерном вариантах. Основное отличие варианта разреза Ю. Г. Юрова от нашего в схематичности представления глубинного строения вдоль профиля, что привело к искажению значений основных параметров среды (мощности земной коры, скоростей упругих волн внутри земной коры). Так, глубина поверхности консолидированной коры определяется по рефрактированной волне (кажущаяся скорость увеличивается с удалением от источника) в предположении, что она преломленная ($v^* = \text{const}$), что привело к завышенным значениям скорости в верхней части земной коры и неправильному построению этой границы.

Объединение нескольких волн в одну на удалениях более 100—120 км, связанных с отражениями от границ раздела в нижней части коры, привело, наоборот, к уменьшению v^* такой волны и, следовательно, к уменьшению скоростных параметров нижней коры. Увеличение скоростей в верхней части разреза и уменьшение их в нижней несколько сбалансировало общий уровень скоростей в коре, что позволило в пределах допустимых различий с теоретической проверкой (до 0,5 с) построить границу Мохоровичича. Тем не менее полученные более низкие значения скоростей в земной коре привели к уменьшению оценки глубины залегания границы Мохоровичича. Разница в оценке мощности земной коры достигает 5—7 км (вал Карпинского).

Совершенно недопустимым при интерпретации подобного материала ГСЗ является неучет волн в последующих вступлениях. Такие волны выделены и Ю. Г. Юровым, но они не нашли даже качественного объяснения при анализе приводимого им разреза.

Существует вариант профиля, составленный совместно с Б. А. Матушкиным и Е. А. Поповым [17] и в настоящее время наиболее известный. Этот вариант отражает принципиальные особенности экспериментального материала: слоистость земной коры, изменчивость скоростных параметров по вертикали и горизонтали, наличие зон глубинных разломов. Согласно новому варианту разреза земной коры положение основных разделов земной коры — ее поверхности и подошвы практически осталось таким же, так как первая строилась по обобщенному материалу КМПВ, МОВ и бурения, а вторая — по полной системе годографов волн $P_{отр}^M$ с использованием средней (эффективной) скорости до границы Мохоровичича, определяемой по тем же волнам. Однако новый разрез отличается от варианта [17] большей детальностью и большей расчлененностью: в нем уточнены все сейсмические параметры, в том числе положение глубин-

ных разломов, выявлены значительные латеральные неоднородности коры и сложное строение верхов мантии. В связи с этим принципиально по-иному представляется внутренняя структура тектонических зон, которые пересечены профилем Волгоград—Нахичевань.

Разрез земной коры по профилю ГСЗ—Астара—Дербент. Профиль Астара—Дербент является самым восточным меридиональным пересечением Кавказского региона (рис. 16). Северная его часть приводится по данным КМПВ [29], центральная часть по геологическим материалам составлена В. И. Шевченко, и южное продолжение дано по материалам ГСЗ и ГСЗ—МОВ [32, 33]. Сейсмические материалы первых двух участков не пересматривались. Материалы ГСЗ использовались для построения разреза с помощью разработанной методики в одномерном варианте. При этом корреляция глубинных волн практически не изменена и оставлена такой, какой она сделана авторами работ. Исключение представляет волна $P_1^{k_1}$, выделяемая в последующих вступлениях за волной $P_0^{k_1}$ как интенсивное и выразительное колебание с отличными от предыдущей волны кажущимися скоростями. Волна $P_1^{k_1}$ выделяется как единое четкое колебание. Данные ГСЗ—МОВ использованы без изменений.

Профиль Астара—Дербент с севера на юг пересекает Кусаро-Дивичинский передовой прогиб, собственно Восточный Кавказ и Нижнекуринскую впадину. В разрезе земной коры по профилю Астара—Дербент выделяется мощная осадочная толща, залегающая на складчатом палеозойском основании в Предкавказье и на кристаллическом фундаменте байкальского возраста в пределах Большого Кавказа. На южном участке профиля, как и на других участках Закавказской межгорной впадины, поверхность фундамента соответствует подошве альпийского — кровле байкальского комплекса. Глубина до этой поверхности здесь примерно 6—8 км. В рельефе поверхности консолидированной коры выделяется ряд крупных структур: выступы под Известняковым Дагестаном и южной частью Восточного Кавказа, моноклиналиное погружение на север в Нижнекуринской впадине. Отмечается четко выраженное блоковое строение верхней части земной коры. Наиболее высокоскоростной блок (пластовые скорости 6,7—6,8 км/с) соответствует участку Саатлинского максимума силы тяжести [5]. К северу и к югу от него располагаются блоки с нормальными значениями скоростей сейсмических волн на фундаменте (6,2—6,3 км/с).

Внутренняя структура земной коры изучена лишь на южном участке профиля, где была отработана соответствующая система наблюдений. В верхней части земной коры выделяются три блока. Граничная скорость вдоль поверхности фундамента в их пределах с юга на север имеет такие значения: 6,3; 6,7 и 6,2 км/с. Резко различен и градиент скорости внутри выделенных блоков: в самом южном он составляет $0,025 \text{ км}^{-1}$, в пределах Саатлинского участка $0,009 \text{ км}^{-1}$ и в предгорьях Большого Кавказа $0,036 \text{ км}^{-1}$.

В средней части земной коры располагается сравнительно однородный слой. Кровля его на глубинах 15—18 км является хорошей преломляющей и отражающей границей.

Нижняя толща земной коры, расположенная над границей Мохоровичича, самая неоднородная по скоростным параметрам. В южной части выделяются пониженные скорости; на границах волновода отмечается значительный скоростной скачок: 7,0—6,5—8,2 км/с. На севере внутри этой

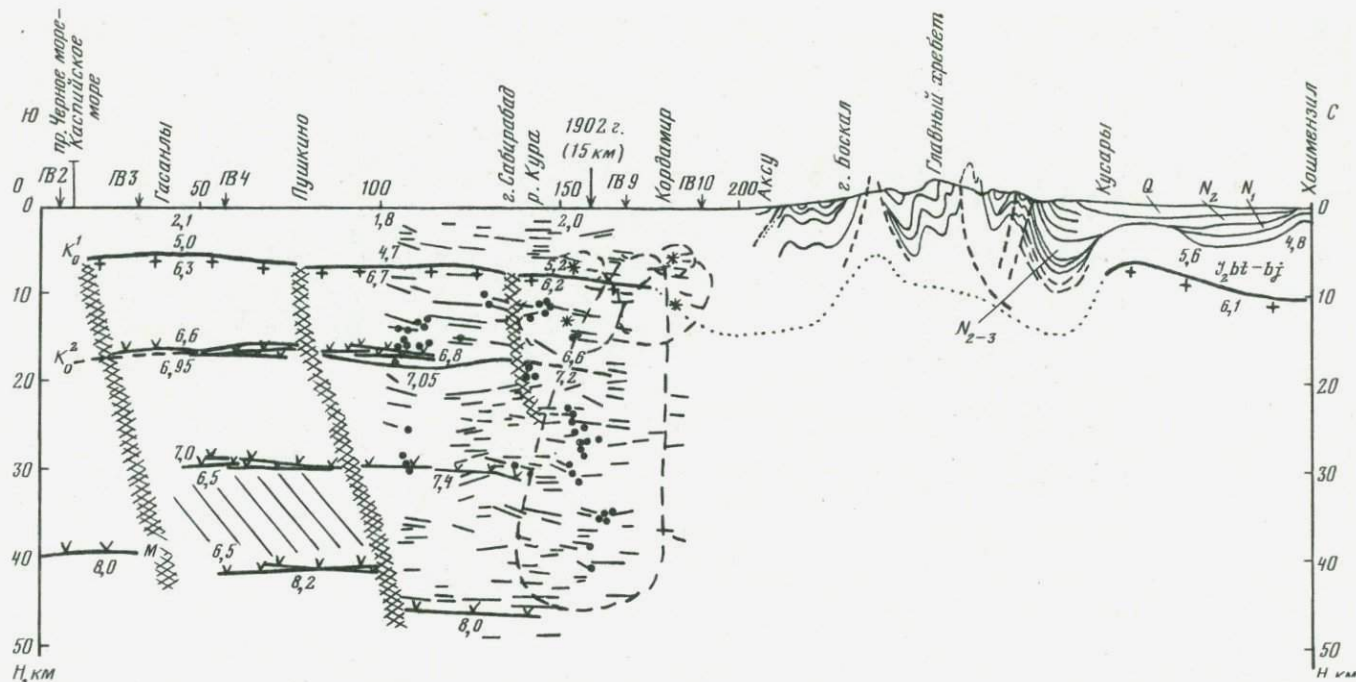


Рис. 16. Разрез земной коры по профилю ГСЗ Астара—Дербент. Геологическая интерпретация В. И. Шевченко, 1976; данные МОВ по Г. М. Агееву, С. И. Мустафьеву и др., 1964. Условные обозначения см. на рис. 14

толщи, наоборот, прослеживаются весьма высокие скорости сейсмических волн, около 7,4 км/с. Сейсмические параметры также несколько изменяются вдоль границы Мохоровичича, которая здесь является хорошей отражающей и преломляющей границей.

В целом в разрезе Нижнекуринской впадины можно выделить три крупных блока земной коры: южный, центральный (Саатлинский участок) и Предкавказский. Разделены эти блоки четкими зонами глубинных разломов, самая северная из которых фиксируется сгущением точек дифракции, что, вероятно, связано с большей ее нарушенностью и подвижностью. Именно к этому участку относится одна из наиболее активных сейсмических зон Закавказья — Шемахинская.

Саатлинский блок земной коры наиболее высокоскоростной, что, вероятно, и обусловило существование в его пределах крупного максимума силы тяжести [5]. Внутренняя структура блока очень сложна. Кроме региональных границ раздела, отмечается появление большого количества непротяженных отражающих площадок и точек дифракции.

Наличие резких горизонтальных и вертикальных скоростных неоднородностей среды в районе профиля Астара—Дербент создает весьма непрямые условия внутри земной коры, способствующие увеличению сейсмической активности этого участка Кавказского региона.

Помимо первоначального варианта разреза земной коры по профилю Астара—Дербент (Р. Р. Ригер, Л. И. Лобастова, 1964), в более поздние годы с использованием в основном материалов докритических отражений был составлен разрез, на котором четко проявились характерные особенности глубинного строения данного региона — наличие резких скоростных неоднородностей [33]. Скоростные параметры внутри этих неоднородностей определялись в основном по годографам поля докритических волн. Проверка их решением прямой задачи для поля закритических отражений (ГСЗ) показала, что они определены неточно, поэтому теоретические годографы, рассчитанные по ним, значительно разошлись с экспериментальными. Этот факт, а также изменение корреляции волны P_1^k дали основание для поиска варианта разреза, лучше соответствующего исходному материалу ГСЗ. Принципиальное отличие настоящего варианта от существующих состоит в выявлении резкого раздела внутри земной коры на глубинах 15—18 км ($v_{пл} = 6,9—7,2$ км/с), соответствующего границе Конрада, и волновода над границей Мохоровичича в южной части профиля. В новом варианте поверхность «нормальной» мантии (v_r составляет 8,0—8,2, а не 7,9 км/с) устанавливается на глубинах 40—45, а не 50 км, как указывалось ранее [33].

Разрез земной коры по профилю ГСЗ Черное море—Каспийское море.

Профиль протяженностью более 700 км отработан в 1962 г. Существует вариант разреза [12], составленный с использованием старых методов интерпретации. Сейсмические параметры земной коры в этом варианте, как показала проверка их решением прямой задачи, определены неточно. Это послужило основанием для составления нового варианта, при этом использовались те же годографы, что и первоначально. Решение обратной задачи производилось с помощью разработанной методики интерпретации в одно- и двухмерном вариантах (рис. 17, а, б (см. вкл.)).

Профиль Черное море—Каспийское море пересекает Закавказскую межгорную впадину в субширотном направлении, проходя примерно по ее осевой

части. Профиль является связующим между тремя сейсмическими меридиональными сечениями Кавказского региона.

Строение земной коры в пределах профиля очень сложное и чрезвычайно разнообразное. Поверхностью кристаллического фундамента здесь является сейсмическая граница с V_r , достигающей 5,7—6,8 км/с. По результатам исследований пород фундамента, обнажающихся на дневной поверхности в Дзирульском массиве и вскрытых в скв. Свири (Рионская впадина), устанавливается, что поверхность этих пород на профиле является кровлей байкальского комплекса. Глубина его залегания изменяется от нулевых отметок в районе Дзирульского массива до 7 км в Рионской и до 15 км в Нижнекуринской впадинах. В его рельефе с запада на восток выделяются крупные структурные блоки: Рионская межгорная впадина, Дзирульский массив, Верхнекуринская (Карталинская), Среднекуринская и Нижнекуринская впадины. Внутри крупных структур можно обнаружить более мелкие структурные формы: Евлахский прогиб, Кахетинское поднятие, Бардинский прогиб, Ширакское поднятие и др.

Изменчивость внутреннего строения земной коры вдоль профиля Черное море—Каспийское море значительно больше, чем на меридиональных профилях. Здесь также отчетливо разделение разреза на отдельные блоки, однако их линейный размер меньше, чем на меридиональных сечениях, и не превышает 50—70 км. По характеру распределения линий равных пластических скоростей (рис. 17, б) Закавказскую впадину можно разделить на западную и восточную части. Первая из них включает Рионскую, Верхнекуринскую и Среднекуринскую впадины, вторая — Нижнекуринскую.

Объединение в одну общую западную область нескольких крупных блоков сделано условно и связано с тем, что в пределах этой области обнаруживаются одинаковый по значениям скоростей набор изолиний. Однако резкая изменчивость их положения по глубине отражает столь же резкую горизонтальную скоростную изменчивость разреза, где по типу скоростного поля выделяются указанные блоки. Можно также отметить, что области изменения положения линий равных скоростей почти полностью совпадают с зонами сгущения изоаномал силы тяжести в редукции Буге. В вертикальном плане разрез представляется чередованием высокоскоростных и низкоскоростных слоев, причем по мощности преобладают первые из них, что создает в целом высокий скоростной уровень земной коры Закавказской впадины. Сопоставляя разрез в линиях равных скоростей со структурным разрезом (одномерный вариант), можно видеть, что для некоторых блоков имеется различие. Так, в пределах Рионской и Верхнекуринской впадин и Дзирульского массива земная кора на структурном разрезе представляется в виде модели «нормального» типа (без инверсии скорости). В большой степени это связано с методикой интерпретации. В одномерном варианте количество границ определялось количеством выделенных волн и характером их годографов на всем интервале прослеживания волн. Общий уровень скоростей и величина изменения их в земной коре в одномерном варианте распределяются именно на то количество волн (а следовательно, и слоев в земной коре), которое выделено. В данном случае выделено 5—6 волн, связанных с границами в земной коре, поэтому наблюдаемую величину изменения скорости в коре оказалось возможным распределить в модели «нормального» типа с четырьмя-пятью слоями. Для составления двухмерного варианта возможно использование в основном годографов пер-

вых волн, его определение позволяет выделять большее количество волн с разными кажущимися скоростями. Для компенсации этих скоростей с целью сохранения общего скоростного уровня коры, определяемого по отраженной волне от подошвы коры $P_{отр}^M$ в модели, вводятся слои с пониженными скоростями. В двухмерном варианте модель коры представляется расслоенной много больше, чем в одномерном варианте. При тех скачках скорости, которые в нем наблюдаются, можно ожидать регистрации интенсивных волн по крайней мере от восьми-девяти границ раздела, а этого на записях не наблюдается. Однако система годографов ГСЗ, полученная для этого участка профиля, слишком бедная, чтобы определенно сказать о вероятности существования того или иного типа скоростной модели. Предпочтение в данной работе отдается одномерному варианту, так как он обеспечен более надежным фактическим материалом. В то же время двухмерный вариант с большей определенностью свидетельствует о существовании четкой горизонтальной изменчивости разреза и дополняет данные о контактных зонах между блоками.

В целом земную кору западной части Закавказской впадины можно представить как блоково-глыбовую (в отличие от блоково-слоистой, которая наблюдается в Предкавказье и на Большом Кавказе) с общим высоким уровнем скоростей сейсмических волн в слоях коры. По особенностям волнового поля и характеру распределения скоростей внутри земной коры выделить единые региональные границы раздела здесь практически невозможно (за исключением кровли и подошвы земной коры).

Общая мощность земной коры в пределах Рионского блока около 47 км, причем в подошве, вероятно, существует переходная зона с пластовой скоростью до 7,5 км/с. Отмеченные особенности коры характерны и для блока Дзирульского массива (мощность земной коры увеличивается примерно до 45 км). Не исключено, что в средней части коры здесь происходит понижение скорости, как это видно в поле изолиний скоростей. Наоборот, блок Верхнекуринской впадины представляется более высокоскоростным (мощность земной коры здесь приблизительно 44 км).

В пределах Среднекуринской впадины земная кора характеризуется менее высокоскоростным составом слоев. Здесь выделяется до пяти слоев, границы между которыми являются хорошими отражающими и преломляющими поверхностями. В самой западной части распределение скорости с глубиной нормальное. В восточной части блока (между городами Пойлы и Сафаралиев) внутри консолидированной толщи на глубинах 15—20 км обнаруживается высокоскоростной пропласт ($v_{пл} \sim 7,5$ км/с), выделяемый также и на профиле Волгоград—Нахичевань. Ниже этого высокоскоростного слоя скорость сейсмических волн резко уменьшается примерно до 6,0—6,6 км/с. В нижней части земной коры данного участка залегает слой с $v_{пл}$, равной 6,9—7,0 км/с, являющийся нормальным «базальтовым» слоем Кавказского региона. Однако двухмерный вариант допускает возможность существования над «базальтовым» слоем еще одного увеличения скорости. В принципе это вполне вероятно. Как было показано на примере профиля Волгоград—Нахичевань, высокоскоростное «тело» имеет очень сложное строение, сильно нарушено и расслоено. Уловить тонкие особенности этой расслоенности методом ГСЗ, к тому же при недостаточно полной системе годографов, очень трудно. Для этого требуется постановка детальных исследований типа ГСЗ—ОГТ.

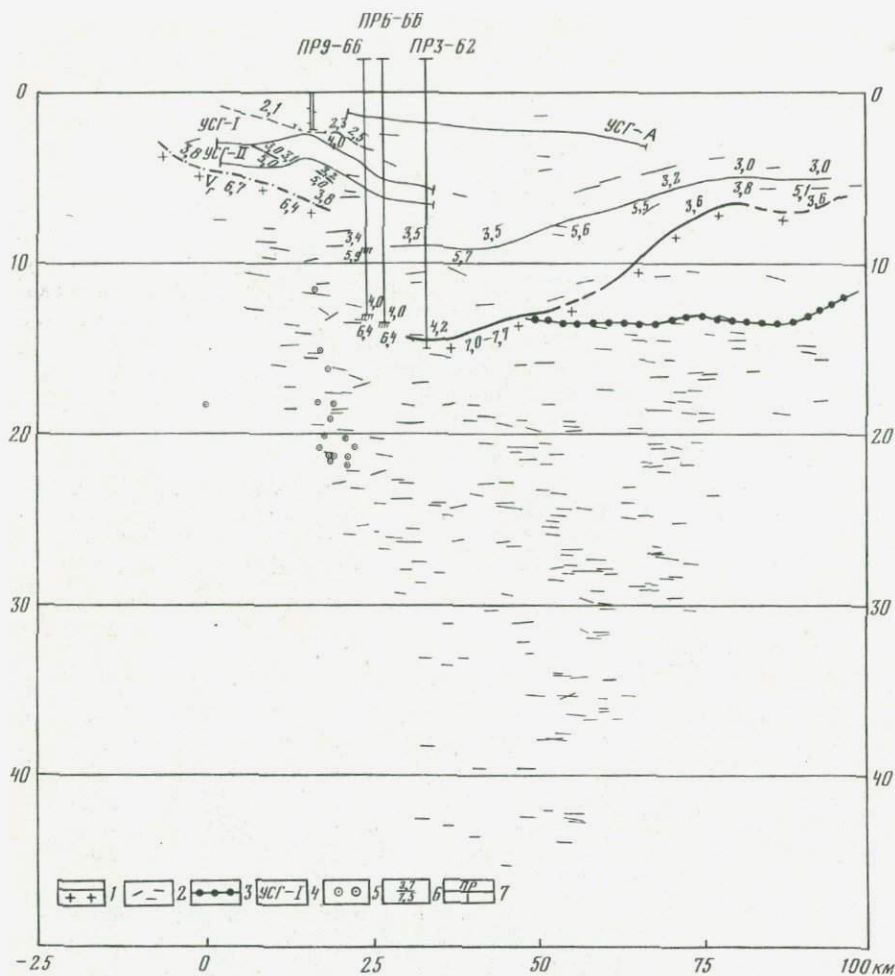


Рис. 18. Разрез земной коры по профилю КМПВ и МОВ—ГСЗ Мартуни—Кара-марьян (Н. Х. Бахчиева, 1971)

1 — поверхность кристаллического фундамента; 2 — отражающие площадки; 3 — условная поверхность интрузии; 4 — условный горизонт МОВ; 5 — точки дифракции; 6 — значения средних и граничных скоростей на разрезе; 7 — пересечения с профилями ГСЗ и КМПВ

Восточная часть профиля Черное море—Каспийское море резко отлична от западной: здесь наблюдается практически полное обновление волновой картины, уменьшение количества волн и изменение характера поля изолиний скоростей. Благодаря более полной системе годографов, отработанной в пределах этой части профиля, заметных различий между данными о скоростях одномерного и двухмерного вариантов не отмечается.

Восточная часть профиля, в тектоническом плане отвечающая Нижне-куринской впадине, представлена тремя блоками земной коры с резко различными скоростными параметрами. Непосредственно примыкающий к западной части профиля в районе г. Сафаралиева первый блок земной коры ха-

рактируется нормальным распределением скорости с глубиной. Контакт его на западе проходит через узловой участок пересечения субширотного и субмеридионального направлений зон повышенных градиентов аномалий силы тяжести в редукции Буге. Высокая сейсмическая активность этой контактной зоны позволяет предполагать здесь также и повышенную современную тектоническую активность. Мощность земной коры 44—45 км.

Следующий блок включает участок Бардинского и Агджабединского прогибов и характеризуется наличием внутри земной коры еще одного высокоскоростного ($v_{пл} = 7,8—7,9$ км/с) и мощного слоя. Внутреннее строение этого слоя («тела») по имеющимся материалам надежно не определяется. Можно лишь сказать, что в его пределах фиксируется большое количество отражающих площадок, расположенных практически горизонтально; протяженных границ раздела не обнаруживается. Это видно на рис. 18, где приводятся данные КМПВ и МОВ—ГСЗ, полученные на меридиональном профиле, секущем выявленное «тело» с севера на юг. В то же время по профилю Черное море—Каспийское море (см. рис. 17) на глубинах 45—47 км четко фиксируется граница Мохоровичича (по наличию надежно выделяемой на сейсмограммах волны P_{np}^m), что, вероятно, связано со значительным скачком скорости на этой границе. Такой скачок могло создать понижение скорости в низах «тела», что и подтверждается расчетами скоростной модели в двухмерном варианте. Однако переход от высокоскоростной части «тела» к низкоскоростной, вероятно, постепенный, так как устойчивых волн от границ раздела, расположенных на этих глубинах, не получено.

Еще восточнее поверхность фундамента резко воздымается до 1—2 км в пределах Алято-Сальянской складчатой зоны. Этот краевой восточный блок на профиле в целом характеризуется нормальным, сравнительно спокойным распределением скорости с глубиной. Наиболее резкая граница раздела в земной коре располагается на глубинах 15—16 км, мощность земной коры здесь уменьшается до 40—42 км, что полностью согласуется с результатами ГСЗ, полученными на профиле Астара—Дербент, с которым широтный профиль пересекается в пределах данного блока. Как видно из разреза, строение земной коры восточной части профиля Черное море—Каспийское море, так же как и его западной части, можно рассматривать как блоково-глыбовое.

Описанный вариант разреза коры по профилю Черное море—Каспийское море принципиально отличен от существующего. Наиболее четкой отличительной особенностью разреза является установление чрезвычайно резкой изменчивости глубинного строения региона, наличие крупных внедрений, что приводит к представлению о строении Закавказской впадины как блоково-глыбовом, а не блоково-слоистом, какое отмечалось в Предкавказье и на Большом Кавказе.

В таком представлении строения земной коры Закавказской впадины объяснимыми становятся многие явления тектоники и сейсмичности; находит качественное объяснение также резкая изменчивость гравитационного поля.

§ 2. СХЕМЫ СТРОЕНИЯ ОПОРНЫХ ГРАНИЦ РАЗДЕЛА В ЗЕМНОЙ КОРЕ. РАЙОНИРОВАНИЕ

Схема рельефа верхнего опорного сейсмического горизонта. Схема рельефа первого опорного сейсмического горизонта в кровле земной коры представлена на рис. 19. Для ее построения использованы материалы КМПВ, ГСЗ, профильной сейсмологии и бурения. В местах отсутствия данных бурения и сейсморазведки изолинии проводились по результатам количественной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий и геологических съемок. Глубинные разломы, показанные на схеме, проведены согласно карте разломной тектоники, составленной по результатам комплекса геолого-геофизических методов под руководством профессора Н. А. Беляевского [16]. Везде, где о зонах глубинных разломов имелись прямые сейсмические сведения, они были использованы как наиболее достоверные.

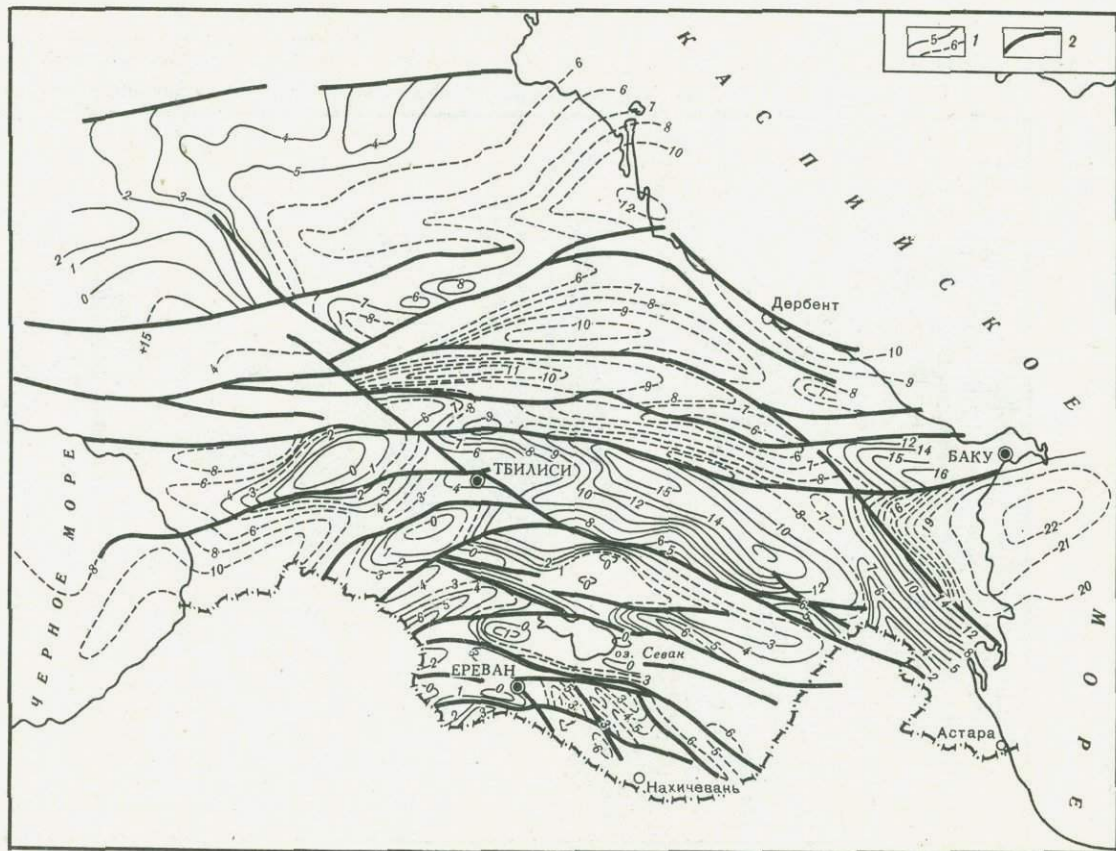
На описываемой схеме можно видеть ряд структурных элементов, установленных ранее по геологическим и геофизическим данным [9]. На севере это Ставропольский свод и Прикумский вал с отметками глубин 0—4 км и граничащий с ними Терско-Сулакский прогиб с глубинами 10—12 км. Ставропольский свод соприкасается на юге с поднятием Центрального Кавказа с отметками 0—4 км. На Восточном Кавказе рассматриваемая поверхность находится на глубинах около 10 км. На юге располагаются поднятия, входящие в состав Грузинской глыбы (Дзирульское, Абхазское) и Азербайджанской глыбы (Курдамирско-Саатлинское и др.). С этими поднятиями сопрягаются прогибы, входящие в состав Предмалокавказского трога: Аджаро-Триалетский, Мирзаанский, Агджабдинско-Евлахский, с глубинами до 10—15 км. На территории Малого Кавказа рассматриваемая поверхность находится преимущественно на небольших глубинах. Она погружается лишь в полосе Севанского офиолитового пояса (до 6 км) и в юго-восточной части Малого Кавказа (5—6 км). В восточной части Куринской впадины и прилегающей акватории Каспийского моря рассматриваемая граница раздела располагается на глубинах 18—20 км и более.

Сравнение схемы рельефа верхнего опорного сейсмического горизонта со структурной схемой по подошве альпийского складчатого комплекса этой же территории [34] показывает, что между ними много общего. Оно выражается в выделении на обеих схемах одних и тех же перечисленных выше структурных элементов и в сходстве гипсометрического положения последних. Все это позволяет считать рассматриваемый высокоскоростной опорный сейсмический горизонт в основном соответствующим подошве альпийского комплекса.

Однако между этими схемами имеются и заметные различия, связанные в основном с тем, что первый опорный горизонт в ряде случаев отклоняется от указанного стратиграфического уровня. Так, в юго-восточной части Малого Кавказа опорный горизонт фиксируется на глубинах 3—6 км, подошва же альпийского комплекса отмечается выше уровня моря. Это расхождение связано с тем, что в первом случае в состав «осадочного» слоя, распо-

Рис. 19. Рельеф опорного сейсмического горизонта верхней части консолидированной коры

1 — изогипсы глубин в км; 2 — глубинные разломы



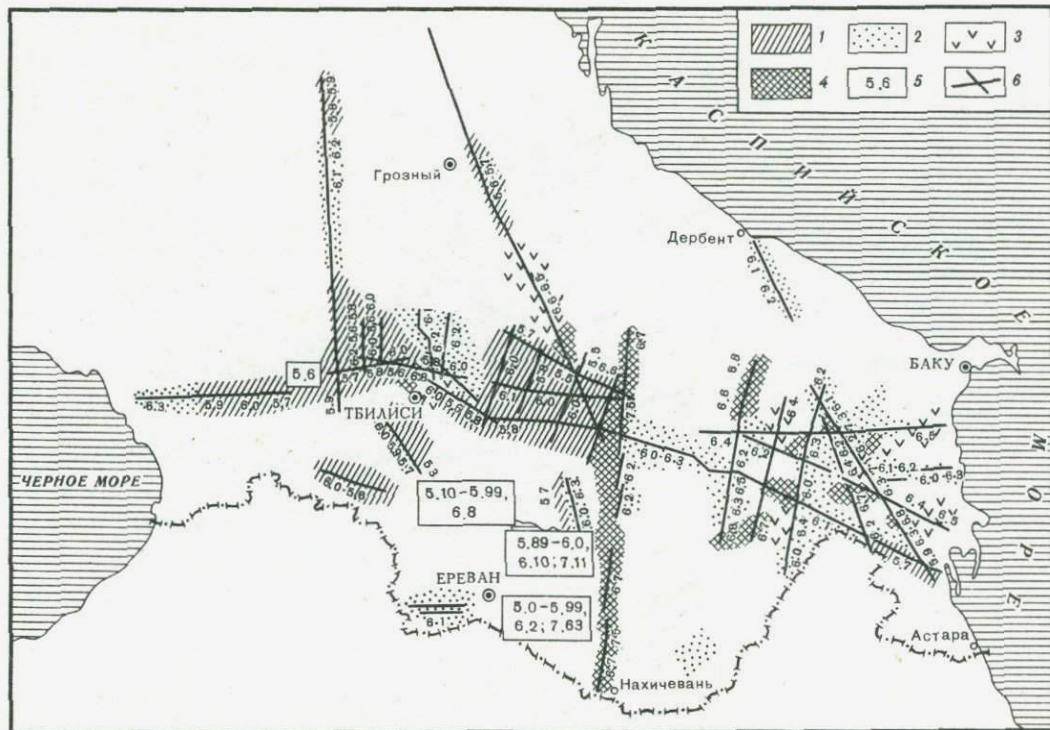


Рис. 20. Распределение граничной скорости по кровле опорного сейсмического горизонта

женного выше опорного горизонта, включаются отложения не только мезозоя и кайнозоя, но и палеозоя, сейсмически от них не отличающиеся.

Еще более резкое отличие можно видеть в полосе южного склона Большого Кавказа. Здесь, по геологическим данным, вырисовывается прогиб южного склона с максимальными глубинами свыше 20 км. Однако, вследствие того что выполняющие этот прогиб юрские и меловые отложения смяты в складки и уплотнены, большая их часть по упругим свойствам оказалась сближенной с породами «гранитного» фундамента. Поэтому на рассматриваемой схеме эти отложения не вошли в состав «осадочного» слоя, а соответствующий прогиб показан лишь частично, в восточной части Кавказского региона.

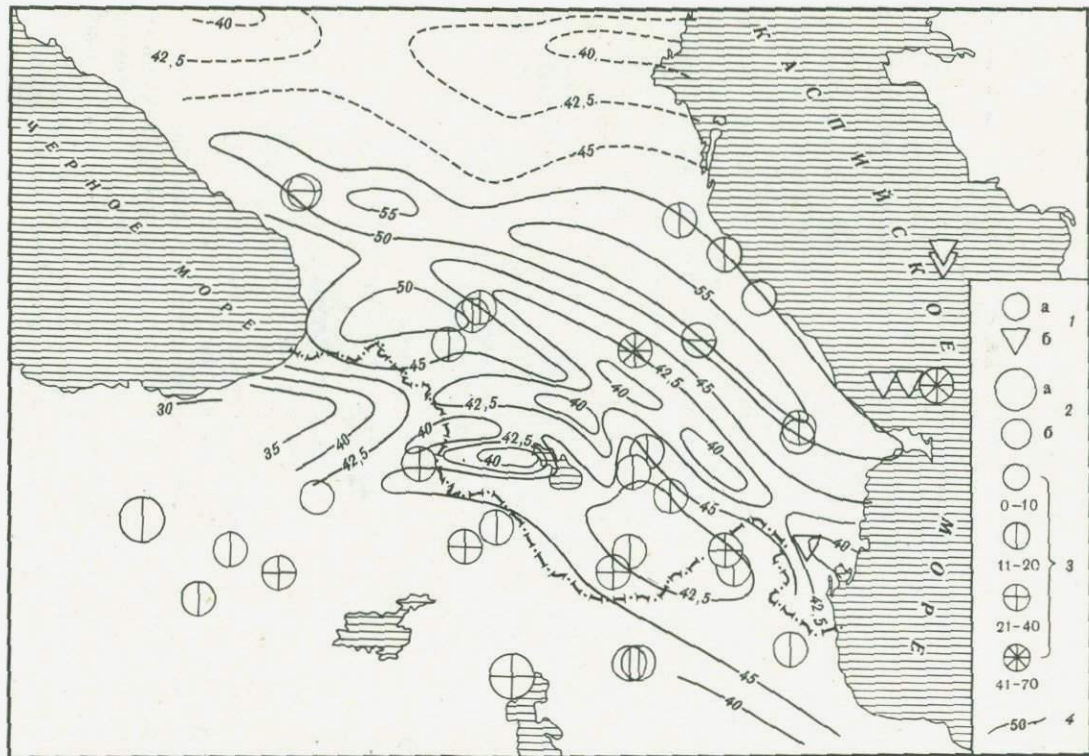
Таким образом, верхний высокоскоростной опорный сейсмический горизонт в первом приближении может быть отождествлен с подошвой альпийского складчатого комплекса. Этот вывод справедлив только в пределах тектонически более или менее единого региона, например такого, каким является Кавказ. Однако даже здесь необходимо помнить об имеющихся небольших площадях с довольно значительными расхождениями по глубине сейсмического и структурно-геологического горизонтов.

Из схемы изменения граничных скоростей вдоль рассматриваемой поверхности (рис. 20) видно, что они варьируют в широких пределах: от 5,5 до 6,5 км/с и более. Можно уловить определенную закономерность в изменении скоростей. По уровню их значений отчетливо вырисовываются отдельные блоки, очертания которых не всегда совпадают с изолиниями рельефа этой поверхности, направлением складчатости и типом структуры. Можно также отметить, что верхняя часть консолидированной коры восточного участка Кавказского региона более высокоскоростная, чем западная, и что граница между ними четко фиксируется полосой наибольших значений граничных скоростей, проходящей с юга на север через западную часть Нахичеванской впадины, по восточной окраине Севанской структуры, через Мирзаанскую и Алазанскую впадины, вплоть до южного склона Большого Кавказа. Можно предположить, что полоса высоких значений граничной скорости проходит, вероятно, и в широтном направлении вдоль южного склона Большого Кавказа, отделяя сравнительно низкоскоростную северную часть от более высокоскоростной южной.

При сопоставлении схемы с особенностями гравитационного и магнитного полей и сейсмичности обнаруживается четкая приуроченность «блоков» равной граничной скорости к участкам локальных магнитных аномалий различного знака и конфигурации. В общем плане более высокоскоростной восточной зоне Кавказа соответствует в целом отрицательное магнитное поле, более низкоскоростной западной зоне — в целом положительное магнитное поле.

Полосы повышенных значений граничной скорости включают Севанский и Вединский офиолитовые пояса и зону глубинного разлома, протягивающегося вдоль южного склона Большого Кавказа. Это, вероятно, указывает на прямую связь значений сейсмических скоростей с петрографией пород, составляющих кристаллическую кору. Определенной связи характера распределения значений скорости с аномалиями гравитационного поля не устанавливается.

Из анализа распределения эпицентров Кавказских землетрясений (магнитудой свыше 2) следует, что восточная, более высокоскоростная и диффе-



ренцированная по скоростям часть региона соответствует более сейсмически активной области; граница между активной восточной и менее активной западной тектоническими зонами столь же четкая и простирается с юга на север несколько западнее, чем граница между высокоскоростной и низкоскоростной зонами (несовпадение границ можно отнести и за счет неточностей построения вследствие отсутствия полноценного фактического сейсмического материала — КМПВ и ГСЗ — в пределах Малого Кавказа).

Схема рельефа поверхности Мохоровичича. На рис. 21 представлена схема рельефа поверхности Мохоровичича, составленная по материалам переинтерпретации разрезов ГСЗ, данных сейсмологии и наблюдений со станциями «Земля» [14,15]. На участках, где сейсмические исследования проведены не были, глубины до поверхности Мохоровичича получены с использованием корреляционных зависимостей между аномалиями силы тяжести в редукции Буге и мощностью земной коры, определенной по сейсмическим данным. Мощности земной коры для прилегающих районов Турции и Ирана взяты по литературным источникам.

Как видно из схемы, строение подошвы земной коры сложно и неоднородно. В ее рельефе выделяется ряд крупных блоков: Предкавказский, Большой Кавказ, Закавказская межгорная впадина, Малый Кавказ. В пределах указанных крупных блоков выделяются структурные единицы второго и третьего порядков. На схеме не нашли отражения зоны глубинных разломов, поскольку прямых данных о наличии этих зон по сейсмическим материалам очень мало, а граница Мохоровичича в Кавказском регионе выделяется как единый раздел, хотя и меняющий по площади свои сейсмические свойства.

Предкавказский блок, в целом характеризующийся мощностью земной коры 40—45 км, подразделяется на два более мелких блока — западный и восточный. Граница между ними проходит на широте г. Ставрополя. Такое же строение границы Мохоровичича отмечается под Большим Кавказом, но здесь кора более мощная: 50—55 км.

Закавказская межгорная впадина оконтуривается изогипсой 45 км; в ее пределах обособляются резко различные по рельефу подошвы земной коры Рионская и Куринская впадины. Внутри последней отмечается несколько поднятий по поверхности Мохоровичича, отвечающих в рельефе фундамента Алазанской, Средне- и Нижнекуринской впадинам.

В отличие от Большого Кавказа Малый Кавказ характеризуется отметками глубин до поверхности Мохоровичича 40—45 км. В Западной его части (Ереванская зона) располагается крупное поднятие, на востоке (Сомхето-Кафанская зона) — относительный прогиб.

Из схемы также видно, что структуры Предкавказья, Большого Кавказа и Закавказской межгорной впадины имеют общекавказское простиранье, в то время как Малый Кавказ резко отличен от них меньшей мощностью и большей раздробленностью. Все это свидетельствует о том, что формирование Малого Кавказа происходило в иных условиях, чем Большого Кавказа, и в значительной мере, вероятно, под влиянием тектонического режима

Рис. 21. Рельеф границы Мохоровичича и эпицентры сильных землетрясений

Эпицентры землетрясений: 1 — с очагами в земной коре, 2 — с очагами в верхней мантии; 3 — эпицентры землетрясений, классифицированные по магнитуде; 4 — изогипсы рельефа границы Мохоровичича в км

Аравийской платформы. Не исключено в связи с этим, что Малый Кавказ является северной граничной зоной этой платформы.

Граничная скорость вдоль поверхности Мохоровичича изменяется в пределах 8,0—8,3 км/с. По особенностям волновой картины можно предположить, что в северной части Кавказского региона граница Мохоровичича более резкая, граничная скорость вдоль нее несколько выше (8,2—8,3 км/с); в пределах Закавказской межгорной впадины и Малого Кавказа граница Мохоровичича менее четкая, граничная скорость вдоль нее 8,0—8,2 км/с.

Параметры моделей земной коры геоструктурных зон Кавказа и Предкавказья. В табл. 11 и на рис. 22 (см. вкл.) представлены вероятностные модели земной коры крупных геоструктурных зон Кавказского региона, составленные по результатам проведенного анализа сейсмических волн и интерпретации их в одномерном варианте. Рассмотрим основные из представленных моделей.

Вал Карпинского. Известны четыре варианта интерпретации материалов ГСЗ по профилю Волгоград—Нахичевань (см. табл. 4). Первая и вторая модели получены при интерпретации «коровых» волн как преломленных. При этом они оказались более высокоскоростными, чем определенные нами. Третья модель составлена в результате интерпретации промежуточных волн как закритических отражений. Пластовые скорости в слоях оказались заниженными. Для всех этих моделей при проверке их решением прямой задачи обнаружилось значительное расхождение теоретических и экспериментальных волновых полей (до $\pm 1,0$ —1,5 с). Четвертая модель построена только по первым волнам и волне $P_{отр}^m$. Промежуточные волны, имеющие здесь яркую динамическую выразительность, для интерпретации не использовались. В результате получилась весьма осредненная модель с двумя мощными слоями. Теоретические времена первых вступлений и волны $P_{отр}^m$, рассчитанные для этой модели, совпадают с экспериментальными с точностью $\pm 0,3 \div 0,4$ с. Все рассмотренные модели нами отвергнуты, как некорректные.

Пятая модель (см. табл. 4) составлена по результатам интерпретации отраженных волн, зарегистрированных здесь при специальных работах. Модель эта наиболее детальная, причем наличие всех границ изменения скоростей в разрезе подтверждается соответствующими особенностями зарегистрированных отраженных волн. К сожалению, при ее построении не учтены данные бурения о строении верхней части разреза и не использованы данные о градиентном распределении скорости в консолидированной толще палеозойских пород, получаемые при интерпретации первых волн при прослеживании их в интервале от 10 до 120 км от пункта взрыва. К недостаткам интерпретации этих данных нужно также отнести и отсутствие корреляционной увязки большинства докритических отражений. В этой связи можно допустить вероятность наличия лишь локальных изменений скоростного разреза, не распространяя их на всю структуру вала Карпинского. Поэтому пятая модель может быть принята как детальное качественное дополнение к типовому разрезу этого региона.

В свете проведенного анализа строение земной коры вала Карпинского представляется следующим. В верхней части разреза выделяется складчатый комплекс с включением локальных скоростных неоднородностей; в низах выделяется слой пониженной скорости (волновод). Его кровле и подошве соответствуют четкие интенсивные отраженные волны. Нижняя «базаль-

Таблица 11

Основные параметры вероятностных моделей структуры земной коры Кавказского региона по сейсмическим данным

| Номер модели | Название модели | Глубина кровли слоя, км | Мощность слоя, км | v_p , км/с |
|--------------|-----------------------------------|-------------------------|-------------------|--------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 1 | Вал Карпинского | 0 | 2 | 2,3 |
| | | 2 | 13 | 5,4 |
| | | 15 | 5 | 5,6 |
| | | | | 5,9 |
| | | 20 | 11 | 6,3 |
| | | | | 6,5 |
| | | 31 | 11 | 6,8 |
| | | | | 6,9 |
| | | 42 | 13 | 8,3 |
| | | | | 8,4 |
| 2 | Терско-Каспийский прогиб | 0 | 6 | 2,7 |
| | | | | 3,6 |
| | | 6 | 7 | 5,3 |
| | | | | 5,8 |
| | | 13 | 7 | 6,0 |
| | | | | 6,1 |
| | | 20 | 11 | 6,4 |
| | | | | 6,6 |
| | | 31 | 11 | 7,0 |
| | | | | 7,1 |
| 3 | Центральный блок Большого Кавказа | 0 | 2 | 2,0 |
| | | | | 3,0 |
| | | 2 | 8 | 5,6 |
| | | | | 6,2 |
| | | 10 | 12 | 5,8 |
| | | 22 | 5 | 6,4 |
| | | 27 | 11 | 6,6 |
| | | 38 | 12 | 6,9 |
| | | | | 7,0 |
| | | 50 | — | 8,1 |
| 4 | Восточный блок Большого Кавказа | 0 | 2 | 2,4 |
| | | | | 3,0 |
| | | 2 | 8 | 5,5 |
| | | | | 5,6 |
| | | 10 | 4 | 6,0 |
| | | 14 | 9 | 5,8 |
| | | 23 | 10 | 6,5 |
| | | 33 | 21 | 6,8 |
| | | 54 | 5 | 8,3 |
| 59 | 7 | 7,8 | | |
| | | 8,5 | | |
| | | 66 | — | |

Т а б л и ц а 11 (продолжение)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|----|--|-----|-----|-----|
| 5 | Восточный блок Большого Кавказа (прилегающий к Каспийскому морю) | 0 | 0,5 | 2,4 |
| | | 0,5 | 8,5 | 3,5 |
| | | | | 3,5 |
| | | 9 | 9 | 5,4 |
| | | | | 6,2 |
| | | | | 6,4 |
| | | 18 | 7 | 6,0 |
| | | 25 | 12 | 6,8 |
| 6 | Рионская впадина | 37 | 18 | 7,4 |
| | | 55 | — | 8,1 |
| | | 0 | 1 | 2,4 |
| | | | | 2,5 |
| | | 1 | 3 | 3,8 |
| | | | | 4,2 |
| | | 4 | 7 | 6,0 |
| | | | | 6,3 |
| 7 | Дзирульский массив | 11 | 11 | 6,7 |
| | | 22 | 12 | 7,0 |
| | | 34 | 7 | 7,3 |
| | | 41 | 7 | 7,5 |
| | | 48 | — | 8,2 |
| | | 0 | 0,3 | 3,0 |
| | | 0,3 | ~14 | 5,8 |
| | | | | 6,3 |
| 8 | Верхнекуринская (Карталинская) впадина | 14 | 8 | 6,7 |
| | | 22 | 17 | 7,3 |
| | | 39 | 11 | 7,5 |
| | | 50 | — | 8,3 |
| | | 0 | 6 | 3,4 |
| | | | | 3,8 |
| | | 6 | 12 | 6,0 |
| | | | | 6,4 |
| 9 | Среднекуринская впадина (западная часть) | 18 | 12 | 6,7 |
| | | 30 | 15 | 7,0 |
| | | 45 | — | 8,1 |
| | | 0 | 15 | 2,0 |
| | | | | 5,5 |
| | | 15 | 2 | 6,5 |
| | | | | 6,8 |
| | | 17 | 28 | 7,8 |
| 10 | Среднекуринская впадина (центральная часть) | | | 7,9 |
| | | 45 | 2 | 7,5 |
| | | 48 | — | 8,0 |
| | | 0 | 6 | 2,1 |
| | | | | 5,0 |
| | | 6 | 10 | 6,3 |
| | | | | 6,6 |
| | | 16 | 13 | 7,0 |
| | | 29 | 12 | 6,5 |
| | | 41 | — | 8,1 |

Таблица 11 (продолжение)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | | |
|----|---|---------|----|------|--|--|
| 11 | Нижнекуринская впадина (Саатлинский участок) | 0 | 7 | 1,8 | | |
| | | | | 4,7 | | |
| | | 7 | 5 | 6,7 | | |
| | | | | 6,8 | | |
| | | 12 | 11 | 7,0 | | |
| | | | | 7,1 | | |
| 12 | Нижнекуринская впадина (северный борт) | 23 | 19 | 6,7 | | |
| | | 42 | — | 8,0 | | |
| | | 0 | 11 | 3,8 | | |
| | | | | 4,2 | | |
| | | 11 | 7 | 6,2 | | |
| | | 18 | 4 | 6,7 | | |
| 13 | Нижнекуринская впадина (предгорная часть) | 22 | 28 | 7,5 | | |
| | | 50 | — | 8,1? | | |
| | | 0 | 13 | 3,8 | | |
| | | | | 4,2 | | |
| | | 13 | 5 | 6,2 | | |
| | | 18 | 6 | 7,2 | | |
| 14 | Севанский офиолитовый пояс | 24 | 26 | 7,4 | | |
| | | 50 | — | 8,1? | | |
| | | 0 | 5 | 4,0 | | |
| | | | | 4,2 | | |
| | | 5 | 8 | 6,7 | | |
| | | | | 7,1 | | |
| 15 | Нахичеванская впадина | 13 | 7 | 6,6 | | |
| | | 20 | 4 | 7,0 | | |
| | | 24 | 22 | 7,2 | | |
| | | 46 | — | 8,3 | | |
| | | 0 | 2 | 3,1 | | |
| | | 2 | 3 | 5,2 | | |
| | | | | 5,3 | | |
| | | 5 | 11 | 6,3 | | |
| | | | | 6,2 | | |
| | | 16 | 9 | 6,4 | | |
| 16 | Ереванский прогиб | | | 6,5 | | |
| | | 25 | 5 | 7,0 | | |
| | | 30 | 16 | 7,2 | | |
| | | 46 | — | 8,0 | | |
| | | М О В З | | | | |
| | | 0 | 8 | 5,4 | | |
| | | | | 5,8 | | |
| | | 8 | 5 | 5,3 | | |
| | | 5,4 | | | | |
| 13 | 8 | 7,3 | | | | |
| | | 7,4 | | | | |
| 21 | 7 | 6,7 | | | | |
| | | 6,8 | | | | |
| 28 | 15 | 7,6 | | | | |
| | | 7,7 | | | | |
| 43 | 7 | 5,1 | | | | |
| | | 5,2 | | | | |
| 50 | 100 | 8,1 | | | | |

Т а б л и ц а 11 (окончание)

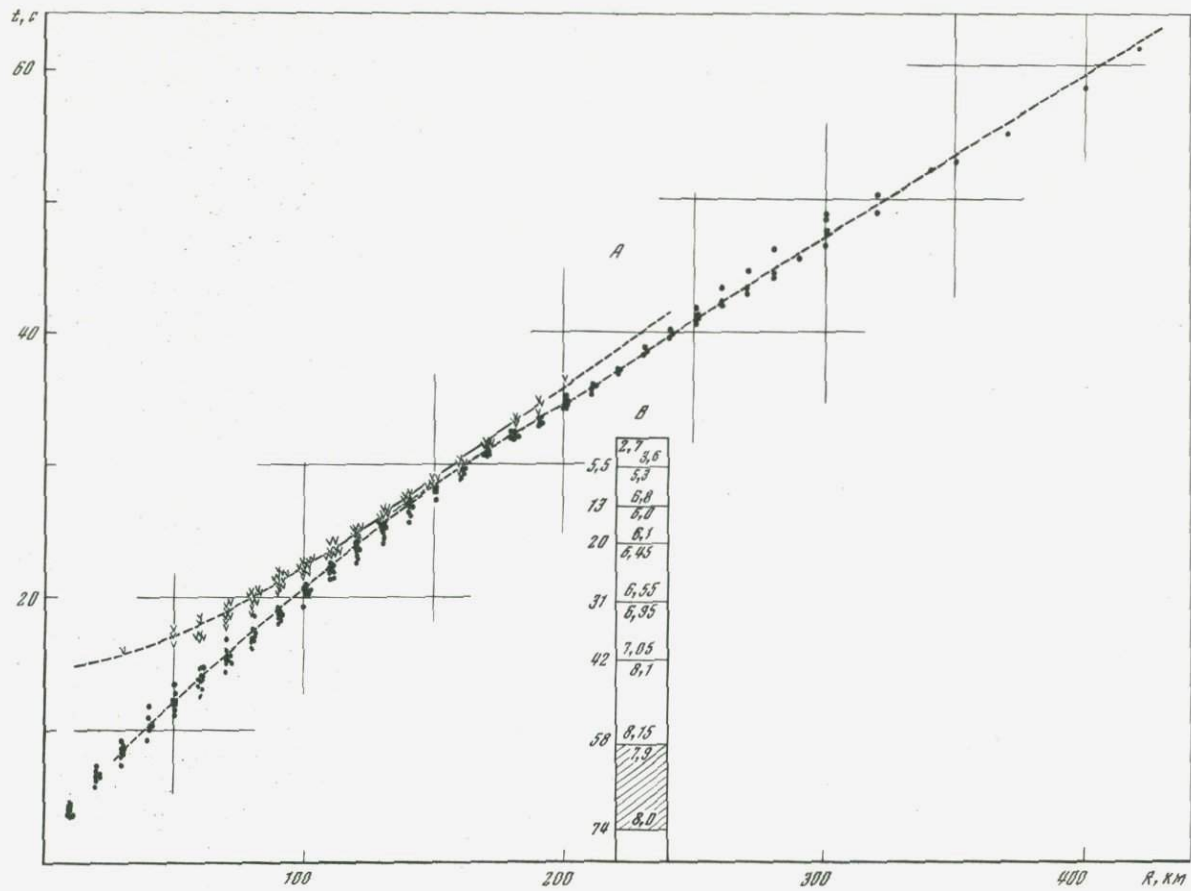
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|----|-----------------------------|-----------------|----|-----|
| 17 | Урцское поднятие (I) | 0 | 5 | 4,4 |
| | | | | 4,8 |
| | | 5 | 31 | 6,0 |
| | | | | 6,5 |
| | | 36 | 9 | 5,3 |
| 18 | Урцское поднятие (II) | | | 5,4 |
| | | 45 | — | 7,7 |
| | | 0 | 5 | 4,4 |
| | | | | 4,8 |
| | | 5 | 7 | 6,0 |
| | | | | 6,1 |
| | | 12 | 24 | 6,3 |
| 19 | Разданская терраса | | | 6,5 |
| | | 36 | 9 | 5,3 |
| | | | | 5,4 |
| | | 45 | — | 7,7 |
| | | 0 | 5 | 4,4 |
| | | | | 4,8 |
| | | 5 | 10 | 6,0 |
| | | | | 6,2 |
| | | 15 | 13 | 6,7 |
| | | | | 6,8 |
| 20 | Апаран-Арзаканское поднятие | 28 | 14 | 7,6 |
| | | | | 7,7 |
| | | 42 | 11 | 5,1 |
| | | | | 5,2 |
| | | 53 | — | 8,0 |
| | | 0 | 15 | 5,4 |
| 21 | Мараликское поднятие (I) | | | 5,8 |
| | | 15 | 16 | 6,4 |
| | | | | 6,6 |
| | | 31 | — | 8,3 |
| | | 0 | 7 | 5,0 |
| | | | | 5,3 |
| | | 7 | 11 | 6,0 |
| 22 | Мараликское поднятие (II) | | | 6,2 |
| | | 28 | 14 | 6,8 |
| | | | | 6,8 |
| | | 42 | 10 | 6,9 |
| | | | | 5,9 |
| | | | | 6,0 |
| | | 52 | — | 7,8 |
| | | 0 | 8 | 5,4 |
| | | | | 5,8 |
| 23 | Сомхето-Кафанская зона | 8 | 5 | 5,3 |
| | | | | 5,4 |
| | | 13 | 8 | 7,3 |
| | | | | 7,4 |
| | | 21 | 20 | 6,8 |
| | | | | 6,9 |
| | | 41 | — | 7,8 |
| 23 | Сомхето-Кафанская зона | 0 | 5 | 4,3 |
| | | 5 | 8 | 5,9 |
| | | 13 | 11 | 6,3 |
| | | 24 | 21 | 6,7 |
| | | 45 ² | — | — |

товая» часть разреза представляется в виде двух слоев со скоростями распространения упругих волн 6,3 и 6,8 км/с. По данным пятой модели можно также предполагать существование волноводов и на глубинах 20—24 и 32—40 км, т. е. на уровнях перехода от «гранитного» к «базальтовому» слою и от коры к мантии. По материалам ГСЗ вопрос о выделении волноводов в нижней части земной коры остается неясным. Можно лишь допустить существование переходной зоны от коры к мантии. Прямые данные о наличии такой зоны получены на западном продолжении Сарматско-Туранского линеймента в пределах Донбасса, где она представляется резко расчлененной высокоскоростной толщей на границе Мохоровичича [35]. Сложный характер волны $P_{отр}^m$, ее высокая интенсивность и многофазность, наблюдаемые на профиле Волгоград—Нахичевань, являются лишь качественными доказательствами наличия переходной зоны в низах коры и не позволяют однозначно определить тип такой зоны.

В табл. 9 и на рис. 23 (см. вкл.) представлен типовой (осредненный) годограф Скифской плиты. Существует несколько моделей строения земной коры этой структуры, отвечающих различным ее участкам: Донецкому бассейну, валу Карпинского и др. Описанная выше модель вала Карпинского, вероятно, характеризует наиболее яркие, принципиальные особенности моделей Скифской плиты и взята нами в качестве типовой модели последней. На рис. 23 также показано соответствие теоретического годографа, рассчитанного для этой модели, экспериментальному типовому годографу.

Терско-Каспийский прогиб. Модель 8 этой структуры в табл. 4 составлена в предположении, что волновое поле сформировано в основном преломленными волнами. Расхождение теоретических годографов, рассчитанных для этой модели, с типовым экспериментальным годографом достигает величины 2,0—2,8 с. Шестая модель (табл. 4) получена при интерпретации только первых волн и волны $P_{отр}^m$. Очевидно, что она представляет собой очень грубое осреднение реальной среды. Седьмая модель оказалась также некорректной, расхождение годографов достигает здесь 1,0—1,2 с. Еще две модели (табл. 4, модели 9, 10) составлены по данным интерпретации волн, зарегистрированных в первых вступлениях, и волны $P_{отр}^m$. Модели показали очень сложное распределение скоростей сейсмических волн внутри земной коры и в зоне перехода от коры к мантии. Существование столь сложной модели в сейсмогеологической обстановке Кавказского региона, тем более в такой сейсмически активной зоне, как Терско-Каспийский прогиб, весьма вероятно. Однако для подобной модели необходима регистрация некоторых, достаточно интенсивных отраженных волн (в частности, от кровли слоев с пониженными скоростями или от подошвы), а в волновом поле этой части Кавказского региона как раз наиболее слабыми являются промежуточные волны. Именно это свойство волновой картины лучше всего объясняется наличием здесь модели нормального типа, т. е. с положительным нарастанием скорости с глубиной и незначительными скачками ее на границах слоев.

По тем же материалам ГСЗ подобрана скоростная модель земной коры Терско-Каспийского прогиба, которая отвечает допустимой сходимости теоретического и экспериментального волновых полей (рис. 22 и табл. 11). Типовая модель данного участка состоит из комплекса складчатых палеозойских образований мощностью 13—20 км, ниже которого распола-



| | |
|-----|------|
| 2.7 | 3.6 |
| 5.5 | 5.3 |
| 1.3 | 6.8 |
| 2.0 | 7.0 |
| | 6.1 |
| | 6.45 |
| 3.1 | 6.55 |
| | 6.95 |
| 4.2 | 7.05 |
| | 8.1 |
| 5.8 | 8.15 |
| | 7.9 |
| 7.4 | 8.0 |

гается «гранитный» слой (скорости распространения продольных сейсмических волн 6,0—6,1 км/с). Далее выделяются две толщи с пластовыми скоростями 6,5 и 7,0 км/с, образующими вместе «базальтовый» слой. Общая мощность земной коры здесь 42 км. В целом для земной коры Терско-Каспийского прогиба характерно положительное нарастание скорости распространения сейсмических волн с глубиной, без инверсии.

Типовая модель Терско-Каспийского прогиба в пределах допустимой точности удовлетворяет усредненному годографу Предкавказского прогиба (рис. 24) и в первом приближении может представлять принципиальную модель земной коры этой тектонической структуры.

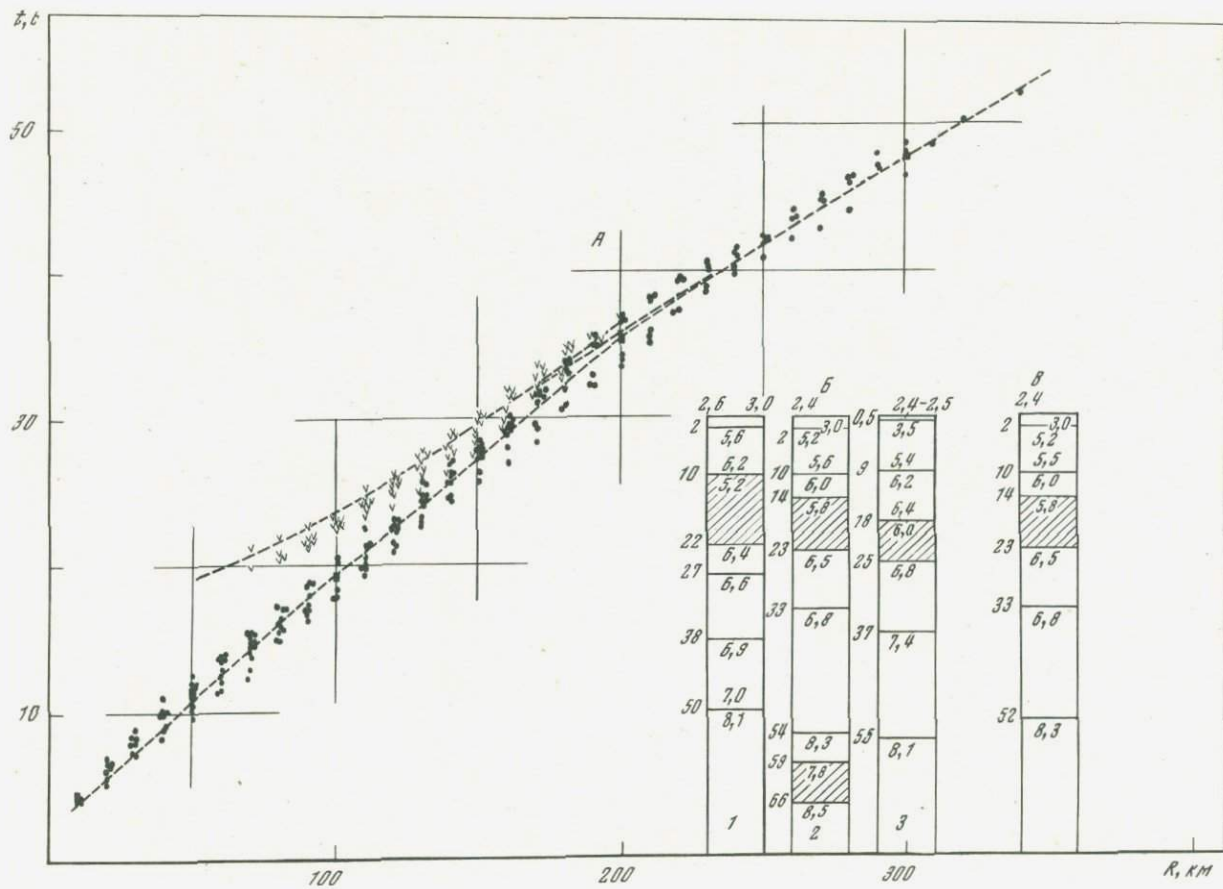
Большой Кавказ. Для Центрального блока Большого Кавказа в разное время по материалам профиля ГСЗ Степное—Бакуриани были составлены две скоростные модели земной коры (табл. 5, модели 11, 12). Обе они в результате анализа признаны некорректными вследствие значительного (до 2,5—3,0 с) расхождения экспериментального и теоретического годографов.

В качестве наиболее вероятного варианта модели земной коры Центрального блока Большого Кавказа предлагается модель, приведенная на рис. 22. Ее построение произведено по встречным годографам, полученным на профиле ГСЗ Степное—Бакуриани. Общая мощность земной коры Большого Кавказа по этой модели составляет 50 км. В верхней части «гранитного» слоя предполагается наличие волновода с перепадом скоростей продольных волн на его границах 6,2—5,8—6,4 км/с. Остальная часть разреза рассечена несколькими границами с незначительными положительными перепадами скорости. В целом модель представляет низкоскоростной, что подтверждается сравнительно низкими (5,8—6,0 км/с) значениями эффективной скорости, определенной по экспериментальному годографу волны $P_{отр}^M$.

Для Восточного блока Большого Кавказа в 1967 г. по материалам профиля Волгоград—Нахичевань были составлены три скоростные модели земной коры (табл. 4, модели 13, 14, 15). Проведенным анализом установлено, что расхождение теоретических и экспериментальных волновых полей здесь достигает 2,0—3,0 с. Модели признаны некорректными. Поиск вероятностной модели Восточного блока Большого Кавказа производился для встречной системы годографов. В разное время было предложено и проверено несколько вариантов моделей, две из которых, удовлетворяющих допустимой величине расхождения наблюдаемых и рассчитанных времен вступления волн (до 0,3—0,5 с), приведены в табл. 4.

Одна из этих моделей (модель 17) представляется маловероятной: большая мощность земной коры (до 60 км) здесь обусловлена наличием в низах коры мощного слоя, являющегося по отношению к верхней части разреза волноводом с перепадом скорости продольных волн на кровле от 6,8 до 6,5 км/с. При таких условиях в волновом поле должны существовать малоинтенсивные, быстрозатухающие с расстоянием отраженные волны. Однако на экспериментальных сейсмограммах волны, связанные

Рис. 24. Типовой экспериментальный годограф сейсмических волн Терско-Каспийского прогиба (а) и усредненная модель земной коры и верхней мантии (б). Условные обозначения см. на рис. 23



с промежуточной границей в земной коре, сильные (на отдельных участках доминирующие), соизмеримые по амплитуде с волной $P_{отр}^M$, слабозатухающие, что свидетельствует о наличии резкой, со значительным положительным скачком скорости на границе. Поэтому вероятнее существование здесь скоростной модели, приведенной на рис. 22 и в табл. 11. Она сходна с моделью 16, но является по отношению к последней уточненной с учетом интерпретации промежуточных волн «гранитной» группы. Принципиального отличия этой модели от модели земной коры Центрального блока не отмечается. Мощность земной коры к востоку лишь несколько увеличивается, при этом общий уровень значений сейсмических скоростей и расслоенность на восток уменьшаются, в верхней части разреза появляется сложный складчатый комплекс пород, в основном мезозойского возраста (мощность до 10 км).

Для самой восточной части Большого Кавказа, в пределах его пере­сечения профилем ГСЗ Астара—Дербент, предлагается модель 5 (табл. 11), составленная по геологическим данным для верхней части разреза мегантиклинория Большого Кавказа и результатам сейсмических исследований КМПВ и ГСЗ, проведенных к северу и к югу от него по профилю Астара—Дербент. В отличие от модели Большого Кавказа, составленной по профилю ГСЗ Волгоград—Нахичевань, на рассматриваемом участке вероятно появление в нижней части разреза земной коры высокоскоростного слоя ($v_{пл} = 7,2 \div 7,4$ км/с), который повсеместно выделяется на профиле Астара—Дербент. К южным предгорьям Большого Кавказа он достигает мощности порядка 25 км (см. рис. 16).

Можно видеть, что в модели земной коры Большого Кавказа на разных участках отмечается ряд сходных черт: большая мощность, сравнительно низкоскоростной состав коры, наличие волновода в «гранитном» слое и т. д. На рис. 25 представлен осредненный годограф глубинных волн участка Большого Кавказа и модель земной коры, принятая в качестве типовой для этой структуры.

Закавказская межгорная впадина, как было показано выше, отличается большой изменчивостью волнового поля, поэтому создать для нее единую скоростную модель земной коры не удалось. Мы представляем модели наиболее крупных геоструктурных зон, образующих вместе Закавказскую впадину (рис. 22, табл. 11). Формальный типовой годограф для нее и типовая модель земной коры представлены на рис. 26.

Рионская впадина. В табл. 4 для этой структуры приведены две модели земной коры — модели 18, 19. Проверка путем решения прямой задачи показала вероятность их существования — расхождение теоретических и экспериментальных годографов $\pm (0,2 \div 0,4)$ с. Но при этом остался необъясненным еще ряд регулярных волн в волновом поле. Кроме того, положительная величина расхождения теоретического и экспериментального годографов волны $P_{отр}^M$ требовала некоторого увеличения скоростных параметров

Рис. 25. Типовой экспериментальный годограф сейсмических волн Большого Кавказа (а), модели земной коры разных его участков (б) и осредненная модель горно-складчатого региона Большого Кавказа (в)

Модели земной коры по профилям ГСЗ: 1 — Степное—Бакуриани; 2 — Волгоград—Нахичевань; 3 — Астара—Дербент. Условные обозначения см. на рис. 23

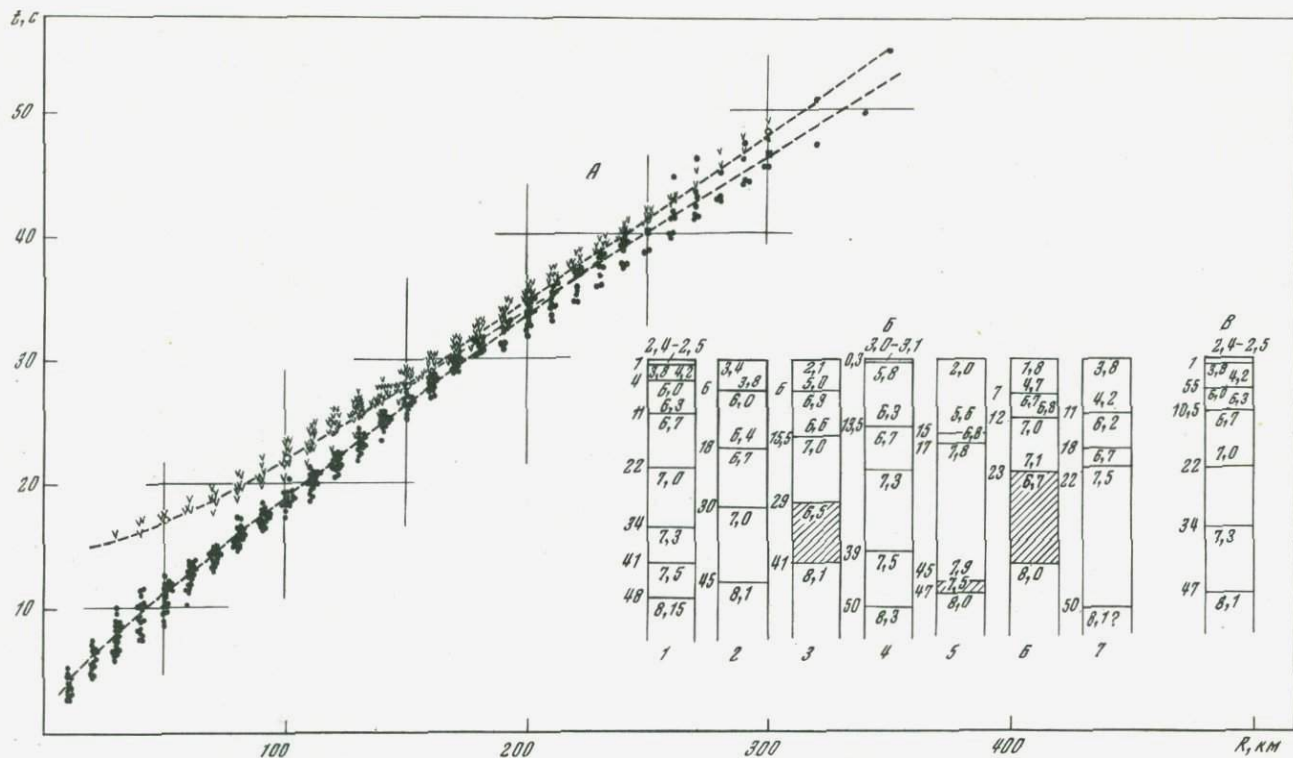


Рис. 26. Типовой экспериментальный годограф сейсмических волн Закавказской межгорной впадины (а), модели земной коры разных ее участков (б) и формальный вариант осредненной модели (в)

Модели земной коры: 1 — Рионская впадина; 2 — Верхнекуринская впадина; 3 — Нижнекуринская впадина; 4 — Дзирульский массив; 5 — Среднекуринская впадина; 6 — Саатлинский блок; 7 — северный борт Нижнекуринской впадины. Условные обозначения см. на рис. 23

разреза. Поэтому поиск вероятностной модели Рионской впадины был продолжен в одномерном варианте.

В табл. 11 (модель 6) и на рис. 22, 26 представлена наиболее вероятностная модель земной коры Рионской впадины. Она характеризуется сильно расслоенной средой с нормальным распределением скоростей продольных волн с глубиной. Общий уровень значений скоростей в земной коре здесь высокий. Наличие в разрезе земной коры до семи отдельных слоев, в каждом из которых скорость продольных волн нарастает с глубиной, создает слабодифференцированную по скорости среду. В условиях ее регистрируются одинаковой интенсивности отраженные волны и слаборефрагированные преломленные волны, которые при их малых амплитудах и наличии высокого уровня помех на сейсмограммах практически отсутствуют. Особенности экспериментального волнового поля подтверждают приведенную характеристику этой модели земной коры.

В нижней части разреза мы предполагаем наличие переходной зоны от коры к мантии в виде слабоградиентного высокоскоростного слоя мощностью до 7 км. Ее наличие уменьшает (до 0,5—0,6 км/с) обычно значительный скачок скорости на границе Мохоровичича, что, вероятно, и обусловило уменьшение амплитуд волны $P_{отр}^M$ и явилось причиной почти полного исчезновения волны $P_{пр}^M$.

Дзирульский массив. Эта структура невелика по размеру и при наличии редкой системы годографов на профилях Черное море—Каспийское море и Степное—Бакуриани, пересекающих Дзирульский массив в широтном и меридиональном направлениях, получить сейсмический материал, характеризующий строго данную структуру, не удалось. Ранее по результатам обработки перечисленных сейсмических материалов были составлены скоростные модели земной коры (табл. 4, модели 20, 21, 22: рис. 26). В настоящей работе сделана оценка достоверности этих моделей с учетом новых сейсмических результатов, полученных в смежных зонах. Для анализа использовались экспериментальные годографы «Хашури» (по профилю ГСЗ Черное море—Каспийское море) и «Набахтеви» и «Цундис-Тба» (по профилю ГСЗ Степное—Бакуриани). Построенная в результате анализа модель Дзирульского массива представляется следующей. Общая мощность земной коры 50 км; общий уровень значений скоростей распространения продольных волн в земной коре достаточно высокий и достигает непосредственно над границей Мохоровичича величины 7,5 км/с; переход от коры к мантии фиксируется сравнительно резкой сейсмической границей (отношение скоростей равно 0,88). Так же как и в Рионской впадине, в нижней части разреза земной коры Дзирульского массива предполагается наличие слоя мощностью около 11 км с высоким значением скорости распространения продольных волн ($v_{пл}=7,5$ км/с).

Верхнекуринская (Карталинская впадина). На вероятностной модели земной коры впадины (табл. 11, модель 8), осадочного слоя мощностью ~ 6 км ($v_{пл}=3,4\div 3,8$ км/с), выделяется «гранитный» слой с $V_{пл}=6,0\div 6,4$ км/с и в нижней части разреза два слоя со значениями скоростей сейсмических волн, характерных для «базальтового» слоя ($v_{пл}$ соответственно 6,7 и 7,0 км/с). В целом скоростная модель земной коры Верхнекуринской впадины сходна с моделями для западной части Закавказья.

Среднекуринская впадина. Глубинное строение впадины освещено разре-

зом по профилю ГСЗ Черное море—Каспийское море. При первичной интерпретации (1962) в ее пределах был выделен обширный блок высокоскоростных пород ($V_{пл} = 6,6$ км/с), приближенный к поверхности консолидированной коры. Оценка достоверности этой модели проведена в одномерном и двухмерном вариантах. В результате анализа получен вероятностный скоростной разрез данного блока, приведенный в табл. 11 (модель 9) и на рис. 22, 26. На этой модели под осадочной толщей, в которой скорость продольных волн нарастает с глубиной от 2,0 до 5,5 км/с, выделяется высокоскоростная кора ($v_{пл} = 7,7 \div 7,9$ км/с). В нижней части структуры скорость сейсмических волн понижается до $\sim 7,5$ км/с, в результате чего образуется тонкий пласт, отделяющий высокоскоростной слой коры от мантии. Появление этого сравнительно низкоскоростного пласта обусловило повышение здесь над границей Мохоровичича перепада скорости, в результате чего на сейсмограммах более четко фиксируется волна $P_{пр}^m$. Промежуточные отраженные волны здесь слабые, их оси весьма непротяженные, однако присутствие их в волновом поле указывает на нарушенность этого высокоскоростного блока. Не исключено также, что распределение скорости упругих волн внутри блока более сложное.

Нижнекуринская впадина. Это наиболее обширная впадина, входящая в состав Закавказского межгорного прогиба, и наиболее сложная по тектоническому строению. Она пересечена густой сетью профилей, но о ее глубинном строении можно судить лишь по профилям ГСЗ Черное море—Каспийское море и Астара—Дербент. Скоростные модели земной коры Нижнекуринской впадины, полученные в 1966 и 1969 гг. в результате интерпретации данных ГСЗ этих профилей, определены недостаточно корректно [6].

Наибольшее разнообразие моделей земной коры существует для участка Нижнекуринской впадины, пересекаемого профилем ГСЗ Астара—Дербент: одна модель для южного участка, четыре модели для района Саатлинского максимума силы тяжести и две модели для северного борта (табл. 4). Все они составлены в основном по данным МОВ—ГСЗ [32, 33]. Модель южного участка предполагала существование на глубинах 18—30 км волновода при высокоскоростном ($v_{пл} = 7,4 \div 7,5$ км/с) подстилающем слое и мощности земной коры до 50 км. Однако на нескольких годографах пр. Астара—Дербент первые вступления до удалений 100—120 км сформированы тремя группами волн: $P_{ос}$ и $P_0^{k_1}$ и волны $P_1^{k_1}$. Последняя сравнительно интенсивная и имеет высокие кажущиеся скорости. Выход ее в первые вступления происходит с заметным изломом годографа (v^* изменяется от 6,0 до 7,3 км/с). При таком соотношении скоростей $P_0^{k_1}$ и $P_1^{k_1}$ невозможно предположить, что вторая волна образовалась на кровле волновода, как это следует из модели, полученной в результате интерпретации докритических отраженных волн. Наличие в волновом поле четких отраженных волн $P_{отр}^k$ и $P_{отр}^m$ также свидетельствует о существовании здесь в разрезе земной коры еще двух сильных (резких) границ раздела. Верхнюю из них мы связываем с кровлей волновода: предположить здесь увеличение скорости невозможно из-за сравнительно низкой эффективной скорости до границы Мохоровичича ($v_{эф} = 5,9 \div 6,0$ км/с). Кроме того, при сопоставлении теоретических годографов волн, рассчитанных для указанных моделей, с экспериментальными выяснилось резкое несовпадение годографов волн $P_{0,1}^{k_1}$ и $P_{отр}^m$ (до 1,0—1,2 с).

Проверка решением прямой задачи всех описанных выше вариантов моделей позволила определить вероятностную модель земной коры южной части

Нижнекуринской впадины (табл. 11, модель 10). Верхнюю часть разреза на этой модели образуют осадочный слой мощностью около 6 км, скорость распространения продольных волн в котором возрастает от 2,1 до 5,0 км/с (вероятна слабая расслоенность этой среды), и слой кристаллических пород со значениями $v_{пл} = 6,2 \div 6,3$ км/с. Далее выделяется верхний «базальтовый» слой ($v_{пл} = 7,0$ км/с) мощностью 13,5 км, подстилаемый сильным волноводом с перепадом скоростей на его кровле и подошве 7,0—6,5—8,1 км/с. Общая мощность земной коры здесь 41 км. Граница Мохоровичича по особенностям волновой картины и соотношению скоростей на ней определена как граница I рода.

Для Саатлинского участка испытывались приводимые в табл. 4 модели земной коры; в качестве вероятностной предполагается принять модель «нормального» типа, параметры которой были уточнены. Эта модель, помимо 7-километрового осадочного слоя, внутри которого скорость увеличивается с глубиной от 1,8 до 4,7 км/с, включает высокоскоростной ($v_{пл} = 6,7 \div 6,8$ км/с) верхний «коровый» слой, первый «базальтовый» ($v_{пл} = 7,0 \div 7,1$ км/с) и второй «базальтовый» ($v_{пл} \sim 7,4$ км/с) слои. Материалы ГСЗ не подтверждают существования над подошвой земной коры «переходного» слоя со скоростью 7,7—7,9 км/с и увеличение глубины залегания границы Мохоровичича до 50 км, как это следует из материалов МОВ [33].

Для северного борта Нижнекуринской впадины составлены две модели земной коры (табл. 11, модели 12, 13) по данным интерпретации М. М. Раджабова (рис. 26). Распределение скоростей в верхней части земной коры на этих моделях подтверждается также данными ГСЗ по профилю Астара—Дербент. Распределение скоростей сейсмических волн в нижней части земной коры дается только по данным МОВ.

Малый Кавказ. Этот регион пересечен профилем ГСЗ Закаталы—Нахичевань; значительная его территория исследована сейсмологическими методами [14, 15]. Материалы ГСЗ здесь чрезвычайно неоднозначные, интерпретация глубинных волн проведена весьма условно. Скоростные модели Севанского офиолитового пояса и Нахичеванской впадины (табл. 11, модели 14, 15) являются лишь возможными вариантами.

Скоростная модель земной коры Севанского офиолитового пояса — одна из наиболее высокоскоростных в Кавказском регионе. В ее составе выделено 4 слоя. В верхнем слое скорость распространения сейсмических волн нарастает от 6,7 до 7,0 км/с; ниже отмечается некоторое ее уменьшение в связи с появлением в разрезе волновода, расположенного на глубинах 13—20 км; еще глубже возможно существование слоев со скоростями сейсмических волн 7,0 и 7,2 км/с. Такое распределение скоростей внутри земной коры говорит о том, что граница раздела очень слабая. Это подтверждается низкой интенсивностью выделенных промежуточных волн. Слабая интенсивность волн $P_{отр}^m$ при наличии достаточно четких вступлений волн $P_{опр}^m$ может свидетельствовать о сильной нарушенности границы Мохоровичича в зоне развития офиолитового пояса. Предполагаемая модель качественно подтверждается данными, полученными в результате изучения под высокими давлениями [2] образцов пород, отобранных в Севанской офиолитовой зоне. Образцы базальтов, характеризующиеся в обычных условиях скоростями распространения упругих волн 6,6—6,7 км/с, при давлениях $5 \cdot 10^8$ Па (5 кбар), приобретают меньшие скорости (давление в $5 \cdot 10^8$ Па соответствует физическим условиям на глубинах 13—15 км).

Модель земной коры Нахичеванской впадины характеризуется 6-слойным разрезом, скорости сейсмических волн в котором возрастают от 3,0 до 5,2 км/с в осадочном слое, от 6,3 до 6,6 км/с — в «гранитном» слое и от 7,0 до 7,2 км/с в «базальтовом» слое. Верхняя «осадочно-гранитная» часть земной коры отделена от нижней «базальтовой» слоем с пониженной скоростью (см. рис. 22).

Скоростные параметры земной коры других участков Малого Кавказа изучались сейсмологическими методами [8, 14]. Начиная с 1941—1945 гг. для оценки скоростных параметров разреза земной коры здесь также используются результаты регистрации больших промышленных взрывов.

Параметры моделей Малого Кавказа для территории Армении [8] представлены в табл. 11 (модели 16—22). Некоторые модели приведены на рис. 22. Значения скоростей распространения продольных сейсмических волн на этих моделях чрезвычайно изменчивы. Даже в пределах одной сравнительно небольшой геоструктурной единицы может быть установлено до трех-четырёх заметно различающихся моделей. Тем не менее по преобладающим параметрам удается выделить несколько обобщенных их типов: центральная часть Сомхето-Кафанской зоны, северо-западная часть Армянской складчатой зоны (Ленинаканская зона) и Приараксинская зона. Общим для этих скоростных моделей Малого Кавказа является наличие в их составе четких границ раздела, соответствующих кровле консолидированной коры, границе на глубине 12—14 км (внутри «гранитного» слоя) и поверхности «базальтового» слоя. Величина и характер перепада скоростей на выделенных границах в районах различны: в Сомхето-Кафанской и Ленинаканской зонах преобладает нормальное (положительное) нарастание скорости с глубиной (модели 18, 23); в пределах Ереванского прогиба встречаются блоки со скоростными моделями, включающими слои с пониженными и повышенными скоростями (модели 16, 19, 21, 22); в Приараксинской зоне предполагается существование скоростных разрезов как слаборасслоенных (модель 17), так и сложнорасслоенных с наличием зон инверсии (модели 15, 18).

Данные о вероятностных моделях коры различных структур Кавказского региона обобщены на схеме районирования этого региона по типу сейсмической модели (см. рис. 22). Можно видеть, что в целом для всей территории характерны четкая расслоенность земной коры с наличием градиентного нарастания скорости с глубиной внутри слоев и скачкообразным перепадом ее на границах. Наибольший градиент скорости отмечен в верхнем слое ниже поверхности фундамента, в нижних слоях земной коры нарастание скорости очень незначительно. Столь же четко горизонтальное изменение внутренней структуры коры Кавказа. На основании этих результатов строение консолидированной коры Кавказского региона представляется слоисто-блоковым и слоисто-глыбовым. Отдельные блоки различаются прежде всего по своим скоростным характеристикам, количеству слоев, типу перехода от слоя к слою, наличием или отсутствием слоев с пониженными и повышенными скоростями и т. п. Важно еще раз подчеркнуть, что переход от одного блока к другому фиксируется очень отчетливо.

Другой особенностью глубинного строения Кавказа является выделение в составе консолидированной коры слоев с пониженными и повышенными скоростями, распространение которых далеко не повсеместно. Волноводы в земной коре выделены в пределах вала Карпинского, Большого

Кавказа, на отдельных участках Малого Кавказа и Нижнекуринской впадины. Расположен слой с пониженной скоростью ниже «гранитного» слоя на глубинах от 10—23 км, перепад скорости в нем невелик (0,2—0,3 км/с). Величина пластовой скорости в слое 5,6—5,8 км/с. Слой с пониженной скоростью, располагаясь над границей Конрада, вероятно, создает значительно больший скачок скорости над ней, что и обуславливает четкость и выразительность сейсмических волн от границы Конрада. Интересно также отметить, что волновод, выделяемый в Нижнекуринской впадине на участке, примыкающем с юга к Саатлинскому участку, располагается в низах «базальтового» слоя над границей Мохоровичича и имеет резкий перепад скорости на своих границах 7,0—5,6—8,0 км/с.

В пределах Среднекуринской впадины обнаруживается слой с высокой пластовой скоростью (до 7,5—7,9 км/с), достигающий кровли кристаллического фундамента и, вероятно, связанный с пластовой интрузией основного и ультраосновного составов. Интрузия занимает значительную площадь и четко фиксируется по особенностям записи глубинных волн, регистрируемых на профилях ГСЗ Волгоград—Нахичевань, Астара—Дербент и Черное море—Каспийское море, а также профилями КМПВ. Можно предполагать также, что скорость внутри этого пласта уменьшается к востоку: на профиле Астара—Дербент она имеет значение 7,0—7,2 км/с; подошва его здесь очень четкая, совпадает с кровлей волновода. Обнаруженный высокоскоростной слой, вероятнее всего, не имеет своего источника в мантии, поскольку ниже его фиксируется слой с пониженной скоростью, а граница Мохоровичича проявляется как четкий скоростной раздел.

В целом же для Предкавказья и Большого Кавказа земная кора сравнительно низкоскоростная, для Закавказья — высокоскоростная, причем у подошвы коры в пределах Рионской впадины отмечены наиболее высокие «коровые» скорости 7,3—7,6 км/с. Значительная изменчивость сейсмических моделей Кавказского региона хорошо согласуется не только с кинематическими особенностями регистрируемых волн, но и с динамической выразительностью этих волн, которая гораздо тоньше «реагирует» на изменение внутренней структуры земной коры. Количественная интерпретация динамики волн в дальнейшем, безусловно, составит основу следующего этапа приближения получаемых данных о строении земной коры к реальным.

§ 3. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОЧАГОВЫХ ЗОН

Изучение связи очагов землетрясений с особенностями глубинного строения земной коры и верхней мантии только еще получает свое развитие. И хотя уже сейчас получено немало различных статистических связей между отдельными расчетными параметрами сейсмичности и параметрами среды, вопросам исследования глубинной природы сейсмичности вообще и очагов крупных землетрясений в частности уделяется еще мало внимания. Поэтому в настоящее время важно накапливать материал, касающийся этой проблемы.

Кавказ является одним из наиболее сейсмически активных регионов юга европейской части СССР. Хорошо развитая сейсмологическая сеть позволила накопить обширный фактический материал о его сейсмичности, который совместно с данными обобщения результатов сейсмических работ составит основу определения сейсмической характеристики очагов крупных землетрясений данного региона.

Общая характеристика связи сейсмичности с неоднородностями земной коры. На рис. 27 представлена карта эпицентров землетрясений Кавказа по данным «Нового каталога сильных землетрясений на территории СССР» до 1975 г. [26]. Можно видеть, что сейсмичность региона весьма различная. Выделяется ряд зон повышенной активности: Ахалкалакское нагорье (зона 8 на рис. 27, см. вкл.), Севанская зона (зона 12), Нахичеванская впадина (зона 13), южный склон Большого Кавказа (зоны 2, 5, 7, 10), Предкавказье (зоны 4, 3). Причем внутри этих зон концентрируются эпицентры не только сравнительно слабых толчков, но и наиболее сильных землетрясений Кавказа. В то же время выделяется и ряд достаточно спокойных блоков (зоны 1, 6, 9, 11). Наибольшее число очагов землетрясений сосредоточено в верхней части земной коры на глубинах 5—15 км, и лишь в восточной, Прикаспийской, части Кавказа и в пределах Каспийского моря очаги перемещаются в нижнюю часть коры и в верхнюю мантию.

Если рассмотреть особенности глубинного строения перечисленных сейсмоактивных зон Кавказа, то можно отметить, что для них характерны весьма разнообразные свойства: различные мощности осадочного слоя, разный тип скоростной модели земной коры и др. Активный сейсмогенный слой приурочен к разным участкам земной коры — осадочному, складчатому, кристаллическому или же располагается частично в одном и другом слое. Иногда он находится вблизи инверсии сейсмических скоростей; более закономерна его связь с высокоскоростными слоями. Общим для всех активных зон Кавказа является наличие в их пределах низкоскоростной мантии и приуроченность их к участкам заметного изменения рельефа границы Мохоровичича.

Отсутствие прямых четких связей глубинного строения среды и очагов землетрясений, очевидно, свидетельствует прежде всего о том, что выявление таких связей требует более тонкого анализа. Поэтому в следующий этап были взяты из «Нового каталога...» и снесены на один из профилей ГСЗ, проходящий через наиболее сейсмоактивные районы Кавказа, очаги крупных ($M > 3,0$) землетрясений, расположенных в зоне шириной 49—50 км (по 20—25 км по обе стороны от профиля). В результате было обнаружено, что гипоцентры всех землетрясений располагаются не хаотично, а с определенной приуроченностью. Прежде всего выделились блоки повышенной активности с наибольшим количеством очагов землетрясений: Причерноморский (ПК 0—50), восточный склон Дзирульского массива (ПК 100—120), Нижнекуринский (ПК 480—600). Было отмечено также, что в некоторых блоках очаги располагаются внутри всей коры диффузорно, в некоторых они сосредоточены в верхней части коры, в некоторых возникают вблизи определенных зон. Сопоставление характера распределения очагов землетрясений с особенностями строения земной коры показывает, что блоки, в которых очаги располагаются по всей коре, характеризуются в целом более высокими скоростями упругих волн и отсутствием инверсии скорости (восточный склон Дзирульского массива). Если в земной коре выделяется волновод, то очаги группируются в слое над волноводом (восточная часть Среднекуринской впадины, район Большого Кавказа, Присеванский пояс).

Очаги землетрясений всегда располагаются на участках сложного строения границ раздела земной коры, прежде всего поверхности фундамента, на котором отмечаются зоны нарушения, смещения крыльев структур и т. д. Нередки появления очагов землетрясений вблизи контактных зон блоков земной коры; определенной же приуроченности очагов к границам раздела или

слоям земной коры не обнаруживается. На большей части Кавказа очаги располагаются в некотором объеме, иногда как бы оконтуривая определенные скоростные неоднородности.

К слабоактивным блокам относятся участки западного склона Дзирульского массива и западная часть Среднекуринской впадины. Для этих блоков характерна значительная расслоенность земной коры. В Среднекуринской впадине выделяется волновод на глубинах 15—30 км с несильным (в волноводе $v_p = 6,4 \div 6,6$ км/с) перепадом скорости. Данных о скоростях на средних глубинах земной коры в районе Дзирульского массива недостаточно, чтобы определенно сказать о наличии или отсутствии здесь волновода. Иными словами, эти блоки представляются довольно однородными (однородно расслоенными) без каких бы то ни было резких скоростных неоднородностей. Кроме того, если активные блоки располагаются на участках сочленения резко контрастных в тектоническом отношении структур, то малоактивные блоки располагаются как бы внутри крупной тектонической зоны.

Земная кора очаговых зон крупных землетрясений. Важным этапом анализа глубинного строения Кавказа было установление особенностей земной коры в районах очагов крупных ($M > 5$) землетрясений. Для этого на карту расположения профилей ГСЗ были вынесены очаги этих землетрясений в виде поля изосейст, определенного по макросейсмическим данным. Участок профиля ГСЗ, наиболее близко (50—60 км и меньше) расположенный к той или иной очаговой зоне, принимался в качестве принципиального разреза земной коры этой зоны. Составлялись две проекции разреза очаговой зоны — вдоль поля изосейст и вкрест их простираниям. Модели очагов крупных землетрясений брались по Н. В. Шебалину, 1974 г. [37]. Рассматривались модели следующих землетрясений:

1. Красноводское, 8 июля 1895 г.
2. Худатское, 9 апреля 1935 г.
3. Каспийское, 7 июня 1911 г.
4. Дагестанское, 14 мая 1970 г.
5. Терское, 10 августа 1912 г.
6. Ачхой-Мартановское, 17 июня 1969 г. (или Черногорское, 28 апреля 1976 г.).
7. Дарьяльское, 14 января 1915 г.
8. Чхалтинское, 16 июля 1963 г.
9. Сочинские, 1970—1971 гг.
10. Табацкурское, 7 мая 1940 г.
11. Картлийское (Горийское), 20 февраля 1920 г.
12. Ахалкалакское 31 декабря 1899 г.
13. Бакурианское, 8 декабря 1959 г.
14. Армянское, 22 октября 1926 г.
15. Ереванское, 7 января 1937 г.
16. Араратское, 2 июля 1840 г.
17. Зангезурское, 27 апреля 1931 г.
18. Аджикентское, 21 декабря 1938 г.
19. На южном склоне Большого Кавказа, 2 сентября 1936 г.
20. Шемахинское, 13 февраля 1902 г.

На рис. 28—30 представлены некоторые из очагов этих землетрясений. Соответствующие проекции очагов крупных землетрясений Кавказа снесены также на сейсмические профили ГСЗ (см. рис. 14—17). Анализ приведенных

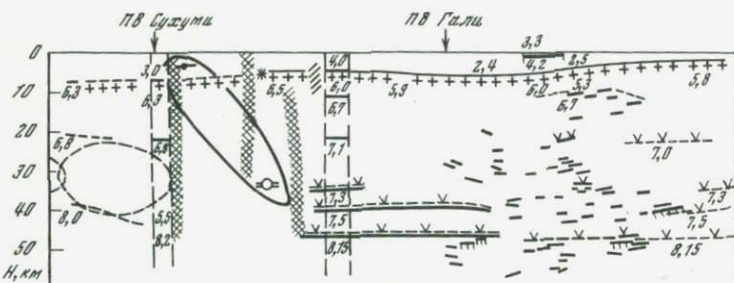


Рис. 28. Земная кора в очаговой зоне Чхалтинского землетрясения 16 июля 1963 г. (модели очагов по Н. В. Шебалину, 1977). Условные обозначения см. на рис. 14

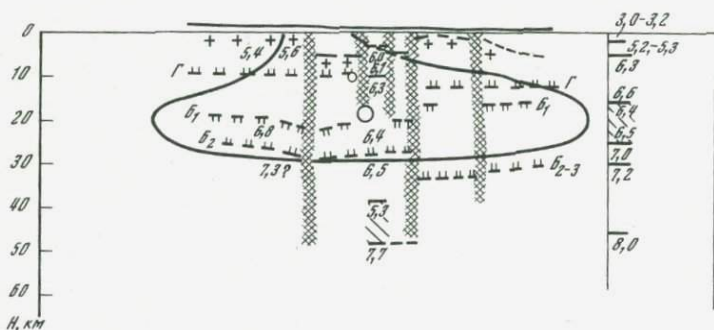


Рис. 29. Земная кора в очаговой зоне Араратского землетрясения 2 июля 1840 г. (модели очага по Н. В. Шебалину, 1977; разрез дан в неискаженном масштабе). Условные обозначения см. на рис. 14

материалов показывает, что для всех очаговых зон в большой степени отмечаются те же особенности среды, что и для всего активного блока. Однако при рассмотрении особенностей среды очагов крупных землетрясений с большей определенностью выявляется связь этих очагов с контактными зонами и активными глубинными разломами. Из характера поля изосейст видно, что его форма контролируется простираем глубинных разломов: продольная ось всегда направлена вдоль или параллельно наиболее активному в настоящее время глубинному разлому. Очаг крупного землетрясения всегда располагается вблизи контактной зоны, разделяющей блоки с существенно разными скоростными характеристиками, но на участке, несколько отстоящем от контакта, как бы внутри активного блока. Создается впечатление, что очаги крупных землетрясений существуют в определенной динамической системе, главные звенья которой нам представляются следующим образом: скоростные и структурные неоднородности среды — контактная зона разноразностных блоков — участок разрыва среды («активный глубинный разлом»). Это означает, что в проблеме прогноза землетрясений поиск участков, предрасположенных к возникновению сильных землетрясений, следует связывать прежде всего с поиском целиком такой системы, а не какой-то ее отдельной составляющей.

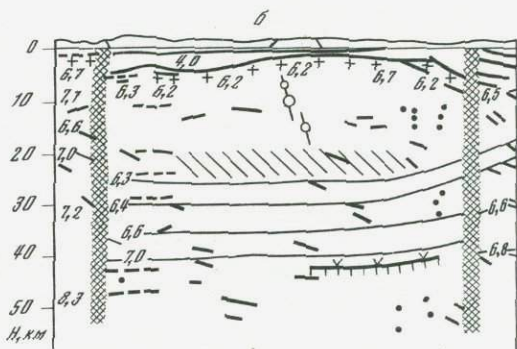
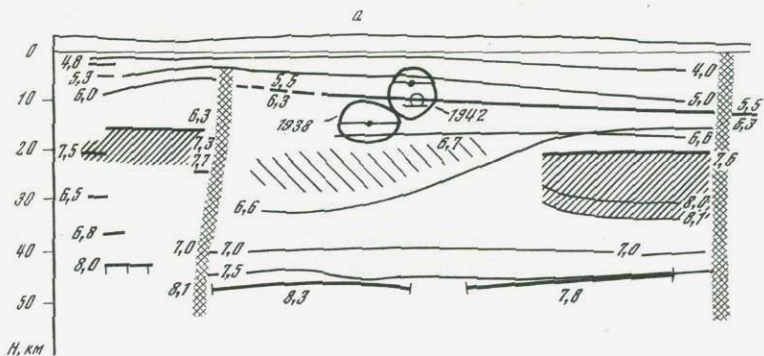


Рис. 30. Земная кора в очаговой зоне Аджикентского землетрясения 21 декабря 1938 г.

а — по простираанию поля изосейст; б — вкрест простираания поля изосейст (модели очага по Н. В. Шебалину, 1977; разрез дан в неискаженном масштабе). Условные обозначения — на рис. 14

При анализе особенностей земной коры очаговых зон крупных землетрясений Кавказа обратил на себя внимание тот факт, что часть очагов располагается в средах с наличием в земной коре волноводов, а часть в средах, где скорость упругих волн с глубиной увеличивается без инверсии. Пятнадцать моделей из всех изученных очагов землетрясений относятся к первому типу, пять моделей — ко второму. При этом три землетрясения из этих пяти произошли после проведения работ ГСЗ, т. е. особенности строения среды, которые установлены в результате этих работ, можно рассматривать как особенности подготовительного периода землетрясений — Дагестанского 1970 г. (работы ГСЗ 1964 г.); Чхалтинского 1963 г. (работы ГСЗ 1962 г.); Бакурианского 1959 г. (работы ГСЗ 1959 г. и исследования со станциями «Земля» 1968 г.).

Рассмотрим подробнее сейсмический материал этих участков.

Очаг Дагестанского землетрясения расположен примерно в 60—70 км от территории, для которой отмечают следующие особенности сейсмических волн: а) резкое осложнение формы записи волны, преломленной на поверхности фундамента, что выразилось в увеличении или резком ослаблении ее амплитуды, появлении разрывов корреляции со смещением фазы, возникновении «заходов» и дифрагированных волн; б) резкое ослабление волн, связанных с промежуточными границами в земной коре, их исчез-

новение на некоторых участках и искажение их годографов; в) регистрация четких волн от границ раздела, расположенных ниже границы Мохоровичича.

Для разреза земной коры этой территории характерны: наличие скоростной модели «нормального» типа с положительными скачками скорости на границах раздела (см. рис. 14, пк 600), сильная нарушенность поверхности палеозойского фундамента и границы Конрада, значительные перепады рельефа этих границ, появление мощной (до 15—16 км) зоны низких скоростей в верхней мантии (на 7—12 км ниже поверхности Мохоровичича), обратное соответствие положения границ в коре по отношению к рельефу границ в мантии, что обусловило некоторое увеличение мощности толщи, в которой возникнет затем очаг землетрясения.

Основной очаг землетрясения расположился внутри блока и слоя, тогда как очаги слабых землетрясений «всплывают» к субгоризонтальным границам и к периферии очага главного землетрясения.

Ч х а л т и н с к а я очаговая зона расположена в 20—30 км от района проведения исследований ГСЗ (рис. 28). Глубинная сейсмическая обстановка района землетрясения характеризуется следующим: а) общим высоким уровнем значений пластовых скоростей в земной коре; б) наличием «нормальной» скоростной модели земной коры; в) высокой расслоенностью земной коры, в результате которой уменьшилась скоростная дифференциация разреза, что обусловило резкое ослабление интенсивности промежуточных волн. Появление в низах коры высокоскоростной переходной зоны к мантии уменьшило резкость границы Мохоровичича, что вызвало ослабление обычно очень сильной отраженной волны от этой границы и практически полное исчезновение волны $P_{пр}^M$. Можно также предположить наличие здесь значительного осложнения и локального подъема поверхности кристаллического фундамента на фоне общего погружения этой поверхности в сторону Черного моря. Подъем поверхности фундамента обусловил увеличение мощности «активного» слоя земной коры. Очаговая зона Чхалтинского землетрясения находится вблизи активного глубинного разлома, определившего сильную нарушенность поверхности кристаллического фундамента.

Иными словами, район очаговой зоны Чхалтинского землетрясения весьма схож с описанным выше участком очаговой зоны Дагестанского землетрясения. Подчеркнем лишь, что общий уровень значений скоростей продольных волн в земной коре в районе Чхалтинского землетрясения значительно выше. Однако тип модели среды одинаков — нарастание скорости с глубиной происходит без инверсии, резкость границ внутри коры невелика и, наоборот, сложность и резкость поверхности фундамента увеличивается.

Примерно теми же особенностями среды характеризуется и участок Б а к у р и а н с к о г о землетрясения 1959 г.

Принципиальные модели остальных очаговых зон Кавказа были разделены на три группы в зависимости от времени свершения землетрясения: 1—модели сред, где землетрясения были давно (50—80 лет); 2—очень давно (более 100 лет) и 3—недавно (не более 40—50 лет).

На рис. 16 представлен глубинный разрез земной коры Шемахинской очаговой зоны, которая расположена в непосредственной близости от профиля ГСЗ Астара—Дербент, отработанного в 1966 г. По отношению к крупному землетрясению 1902 г. результаты ГСЗ характеризуют среду спустя 64 года после землетрясения, т. е. уже в значительной степени «залеченную».

Из анализа материалов видно, что и в Шемахинской зоне наблюдаются многие особенности среды, отмечаемые для Дагестанской и Чхалинской очаговых зон: приуроченность к блоку с наиболее высокоскоростными параметрами и наличием модели земной коры «нормального» типа; расположение на участке «внутреннего» более активного разлома, четко фиксируемого точками дифракции, и вблизи контакта, разделяющего блоки земной коры с различными скоростными параметрами слоев; значительная расслоенность среды. Для Шемахинской зоны характерно сложное строение поверхности консолидированной коры, однако резких контрастов рельефа этой поверхности не наблюдается. Нет также заметных несогласий в рельефе более глубоких границ раздела (некоторое увеличение мощности отмечается для нижних слоев на глубинах 20—30 км, т. е. ниже «активного» слоя). Отмечается высокая интенсивность «коровых» волн, что, вероятно, связано с наличием скоростных контрастов на границах раздела внутри земной коры, более значительных, чем это наблюдалось в описанных выше зонах.

Сходными с Шемахинскими особенностями среды обладает участок Картлийского (Горийского) землетрясения 1920 г., которое произошло за 42 года до проведения здесь работ ГСЗ.

Модель земной коры А р а р а т с к о г о землетрясения 1840 г. (рис. 29) рассматривается как пример землетрясения, произошедшего «очень давно». Эта модель составлена по простиранию поля изосейст по данным МОВЗ профиля Звартноц—Садарак, оработанного в 1972—1974 гг. и проходящего в том же направлении, примерно в 30 км севернее. Эпицентр этого землетрясения расположен в Иране. Прежде всего следует отметить, что продольная плоскость поля изосейст Арабатского землетрясения совпадает с направлением разломов общекавказского направления точно так же, как и в описанных выше зонах. Вторая особенность этого землетрясения заключается в том, что его очаговая зона обладает значительным объемом, который как бы «растекается» в средней части коры. Спустя 130 лет земная кора очаговой зоны данного землетрясения представляется значительно расслоенной и сложной и в большей мере похожей на описанные выше зоны: достаточно высокоскоростная, с резко нарушенной поверхностью кристаллического фундамента, с проходящим несколько западнее контактом, разделяющим блоки с разными скоростными параметрами, и др. Существенным отличительным свойством земной коры Арабатского землетрясения является обнаружение в нижней ее части слоя со значительным понижением скорости упругих волн ($v_p = 6,5-5,3-7,7$ км/с); мощность этого волновода 8—9 км. Появление инверсии скорости непосредственно над границей Мохоровичича вообще явление не частое. Вероятно, его присутствие оказывает решающее воздействие на подготовку нового землетрясения, сдерживая накопление энергии напряжения в этом блоке. Пример среды Арабатского очагового участка, где землетрясение произошло «очень давно», среди изученных на Кавказе — единственный.

Наконец, все остальные из рассмотренных очаговые зоны крупных землетрясений Кавказа образовались сравнительно недавно. Как отмечалось, главной особенностью глубинного строения этих участков является наличие в верхней части земной коры слоев с пониженными скоростями сейсмических волн. На рис. 30 представлен принципиальный глубинный разрез одной из таких зон, относящейся к Анджиентскому землетрясению 1938 г. Оба сечения, составленные по данным ГСЗ, проведенного в 1962 г. (по про-

стиранию поля изосейст с запада на восток, рис. 30, а), и в 1965 г. (вкрест простирания, рис. 30, б), отражают исключительно сложную обстановку в очаговой зоне этого землетрясения. Поскольку землетрясение произошло всего 25 лет до проведения ГСЗ, можно считать, что сложность строения этого участка в большой степени обусловлена именно им. Отмечается также и согласное положение плоскости разрыва очага в общей структуре тонкой трещиноватости среды очаговой зоны, которую здесь тоже естественно объяснить как результат землетрясения. Слой пониженной скорости располагается ниже очагов землетрясений.

В серию сравнительно недавних событий входит 7—8 землетрясений. Простирание поля изосейст этих землетрясений, за исключением Аджикентского, подчинено сети глубинных разломов антикавказского направления. Для них также в большей степени характерна сильная нарушенность среды.

Таким образом, даже довольно краткий анализ связи сейсмичности с глубинным строением Кавказа показывает, что среда тонко реагирует на изменение ее напряженного состояния. Индикатором напряженного состояния среды, доступным изучению сейсмическими методами, является скорость распространения сейсмических волн. Выявление скоростных неоднородностей земной коры, а также характера изменения скоростей волн по вертикали и горизонтали — все это является первостепенной задачей ГСЗ в сейсмоопасных регионах страны. Те выводы, которые получены в результате проведенного анализа, помогут сориентироваться при проведении последующих исследований ГСЗ в активных регионах, в частности в пределах очаговых зон, помогут более правильно выбрать системы наблюдения.

На основании проведенного анализа особенностей строения среды очаговых зон крупных землетрясений Кавказа можно сделать следующие выводы.

В земной коре, вероятно, в период подготовки землетрясения под действием увеличения напряженного состояния сглаживаются скоростные контрасты на неоднородностях среды. Благодаря этому земная кора приобретает свойства толщи со слабой скоростной дифференциацией и «нормальным» типом скоростной модели. Именно такая среда характерна для очаговых зон Кавказа. Если это так, то два участка Кавказского региона (из изученных сейсмическими методами) — районы городов Горн и Шемахи — следует признать сейсмически опасными в настоящее время, поскольку для них характерны принципиально те же условия среды, какие были обнаружены в очаговых зонах Дагестанского и Чхалтинского землетрясений перед их свершением¹.

Особенность строения земной коры очаговых зон недавних (менее 40—50 лет) землетрясений заключается в наличии в ее составе сильных волноводов. По-видимому, это не является случайным. После сильного землетрясения среда в очаговой зоне существенно перестраивается, как бы изменяет свою структурную модификацию. В связи с этим исчезновение отдельных промежуточных границ в земной коре очаговых зон, часто отмечаемое при сейсмических исследованиях, а также появление новообразований, например волноводов, можно объяснить стремлением среды восстановить нарушенное динамическое равновесие, приспособлением ее к новым условиям. Следует, правда, отметить, что «ответственность» за перестройку внутренней конст-

¹ Землетрясение в Шемахинской сейсмоопасной зоне произошло 30 ноября 1981 г.

рукции среды в очаговых зонах несут землетрясения лишь высоких рангов (с магнитудой более 5—6).

Обращает на себя внимание тот факт, что очаговые зоны Кавказа располагаются, с одной стороны, на участках активных глубинных разломов, т. е. участках исключительно сложного строения среды с наличием резкого нарушения рельефа границ раздела, смещения их, ослабления или даже исчезновения каких-то границ и т. д., с другой стороны, как правило, внутри единого «скоростного» блока. Контакт крупных скоростных блоков, по-видимому, оказывается достаточно «прочным», а разрыв среды происходит внутри массива. Сейчас трудно более определенно сказать о взаимосвязи структурных и скоростных неоднородностей среды в очаговых зонах крупных землетрясений, т. к. тонкие особенности среды изучены пока еще с недостаточной точностью. Однако совершенно очевидно, что такая связь образует определенную динамическую систему очаговой зоны, которая не может существовать без какой-то отдельной ее составляющей. Главным же стержнем этой системы является зона контакта различных скоростных блоков, где и происходит основное накопление упругих напряжений. Должна ли она быть и является ли основным местом, где возникает очаг землетрясения? Скорее всего не обязательно является, так как это и следует из результатов проведенного анализа.

Из сказанного сразу же возникает представление о двух разных типах такой структуры, как «глубинный разлом»: как о контакте двух различных скоростных сред и как о зоне разрыва сплошности единой скоростной среды. Вероятнее всего, первый тип глубинного разлома возник при «рождении» земной коры, отображает наличие в ней крупных петрографических неоднородностей и остается постоянным в теле Земли. Конечно, скоростные параметры внутри контактирующих блоков и на самом контакте под действием постоянно меняющегося поля напряжений тоже изменяются. Это доказано «просвечиванием» среды в активных регионах, проводимым на прогностических полигонах в течение уже многих лет [24]. Однако при этом установлено, что вариации времен прохождения сейсмических волн через один и тот же участок среды составляют менее 0,1 с (изменение скорости этих волн тоже составит менее 0,1 км/с), а это находится в пределах точности метода ГСЗ. Естественно, когда речь идет о скоростных блоках земной коры и контактных зонах, их разделяющих, то имеется в виду, что различия времен распространения сейсмических волн через такие блоки достигают значительно больших величин и, по нашим оценкам, составляют несколько секунд. Эти величины невозможно объяснить изменением напряженного состояния среды. Они, безусловно, отражают наличие в земной коре крупных петрографических неоднородностей, существующих очень давно.

Второй тип глубинного разлома лучше выражен геологически, так как он четко проявляется в структуре (геометрии) среды, и сейсмологически, так как более активен и связан с большим количеством очагов землетрясений низших рангов. Такой разлом более «подвижен», он может возникать и «залечиваться».

Глубина разломов первого типа, вероятно, большая, достигает границы Мохоровичича и глубже. Глубина второго типа разломов может быть меньше и ограничивается размерами очаговой зоны. Поскольку глубинный разлом второго типа четко выражен в геолого-геофизических материалах, в прогнозе землетрясений он становится объектом усиленного внимания.

Однако, как отмечались выше, скорее всего этот разлом является лишь составляющей общей динамической системы очаговой зоны — «ответственность» за изменение напряженного состояния среды несет прежде всего *контакт различных скоростных блоков*.

При рассмотрении поля изосейст крупных землетрясений обнаруживается, что площадь двух ближайших к эпицентру уровней баллов (берется условно) очень разная, что, вероятно, связано с различным объемом очаговой зоны, который в свою очередь, определяется размером скоростных блоков, ограниченных глубинными разломами первого типа. Выявить такие блоки, точно их оконтурить, определить скоростные характеристики и отличия их от характеристик прилегающих блоков — задача чрезвычайно важная в прогнозе землетрясений. Это связано с тем, что, помимо глубинных разломов, являющихся проводниками накапливаемой энергии упругих напряжений и их источниками, в очаговой зоне должен существовать какой-то объем, где эта энергия накапливается.

Какой же блок, с какими характеристиками становится «ловушкой» упругой энергии? В настоящее время определено ответить на этот вопрос трудно, так как нет четкого районирования сейсмоактивных регионов на скоростные блоки, не установлено положение контактирующих зон, нет точно определенных координат эпицентров землетрясений, что часто нарушает статистику, и т. п. Тем не менее анализ сейсмического материала даже такого сравнительно небольшого региона, каким является Кавказ, показывает, что наиболее активные блоки земной коры, во-первых, характеризуются в целом более высокоскоростными характеристиками, во-вторых, располагаются в соседстве с наиболее низкоскоростными блоками, в-третьих, имеют определенные структурные формы, выраженные, например, несоответствием поверхностей, ограничивающих очаговую зону сверху и снизу, и т. д.

Таким образом, очевидно, что от объема блока и от условий на его поверхностях (скоростного контраста, типа скоростного скачка, геометрии поверхностей и др.) зависит, будет ли энергия накапливаться в этом блоке или она будет «просачиваться» в другие блоки. В этой системе также важную роль играют и скоростные параметры верхней мантии, так как последняя ограничивает блок земной коры снизу и активно влияет на состояние его среды.

Сейчас пока невозможно определено сказать, имеют изменения среды после землетрясения необратимый характер или возможно повторение условий, при которых произошло землетрясение. Очевидно, что через определенный промежуток времени (до 100 лет и более) среда восстанавливает свои динамические особенности, что может подтвердить повторение крупных землетрясений на участках, уже подвергавшихся им. Об этом свидетельствует и приближение особенностей строения сред, где землетрясение было «давно», к тем, которые отмечались перед землетрясением. Существование постоянных скоростных неоднородностей крупного масштаба и перепада скоростей на контактных зонах между ними тоже будет способствовать возникновению условий, при которых будет происходить накопление энергии напряжения в том же блоке, где уже было землетрясение. Однако время «залечивания» среды, вероятно, различно в разных очаговых зонах и зависит от многих факторов: от объема активного блока, величины скоростных контрастов на его поверхностях, активности «проводящего» глубинного разлома и др. В какой-то степени то, что среда Араратского землетрясения за 130 лет еще не достигла тех условий, при которых возможно землетрясение, можно

объяснить значительным размером (объемом) этой зоны и «смягчающим» действием на накопление напряжений в ней волновода в нижней части земной коры, мощность которого все еще остается значительной, 7—8 км. Кроме того, высокая активность глубинного разлома в пределах этой зоны свидетельствует о постоянной «откачке» напряжения, что тоже замедляет накопление здесь энергии.

Таким образом, кратко, на примере только одного региона, рассмотрены особенности строения очаговых зон крупных землетрясений, четко проявляющиеся в поле одного из наиболее чувствительных к изменению этих особенностей параметров — скорости сейсмических волн. Безусловно, не все выводы, которые сделаны, хорошо обеспечены фактическим материалом. Но ясно одно, что изменения среды достаточны, чтобы быть измерены таким «грубым» методом, каким является ГСЗ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Перед началом нового этапа исследований глубинного строения Кавказского региона очень важно было проанализировать уже имеющуюся информацию.

В последние годы на Кавказе снизилось количество глубинных сейсмических исследований, в связи с чем материалы, вошедшие в настоящее обобщение, являются, по-существу, тем объемом, который не пополнялся уже много лет. Настоящая работа показывает состояние изученности региона сейсмическими методами и систематизирует материал с единой точки зрения. В итоге проведенных исследований впервые для Кавказа в целом сделан детальный анализ сейсмического поля; составлены с помощью методики машинного перебора моделей земной коры новые детальные сейсмические разрезы основных профилей ГСЗ и уточнены схемы рельефа фундамента доальпийского комплекса и поверхности Мохоровичича; построена схема изменения граничной скорости на поверхности фундамента; изучены крупные скоростные горизонтальные неоднородности земной коры; получены первые модели (первое приближение) строения среды очаговых зон крупных землетрясений Кавказа. Все эти данные могут быть использованы при составлении различных прогнозных карт, сейсмическом районировании, комплексной интерпретации геолого-геофизических данных и в сейсмологии при определении основных параметров очагов землетрясений.

На современном этапе изучения глубинного строения Кавказского региона данное обобщение позволит выявить те направления и проблемы, которые требуют первоочередного решения. В области методики работ ими являются — развитие детальных площадных исследований в пределах важнейших геологических объектов (очаговых зон крупных землетрясений, нефтяных и рудных областей и т. д.) и развитие региональных исследований верхней мантии, включая начало астеносферного слоя. В области методики интерпретации получаемых материалов — введение в обработку большего количества регистрируемых волн и развитие их комплексного использования в двухмерном и трехмерном вариантах с использованием динамических особенностей глубинных волн; развитие специальных для региональных исследований обрабатывающих систем.

Введение в практику региональных сейсмических исследований указанных мероприятий позволит перейти к точным количественным оценкам многих параметров среды, которые в настоящее время определяются с большой погрешностью или только качественно. В частности, до сих пор точно не известны размеры и конфигурация блоков земной коры, не ясны типы структур, развитые в области контактов различных блоков, не прослежены

эти контакты на глубину и т. д. В прогнозе землетрясений количественная оценка «блокового» строения земной коры приобретает первоочередное значение, особенно в Кавказском регионе, где все очаги крупных и мелких землетрясений сосредоточены в основном в верхних слоях Земли.

В то же время для выявления динамического состояния земной коры Кавказа важно знать строение верхней мантии, которая здесь изучена очень слабо. Это требует постановки специальных исследований и специальных методических приемов в сложнейших поверхностных условиях, которые имеют место на Кавказе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдулов М. В. Строение земной коры по данным гравиметрии на Центральном Кавказе. — Сов. геология, 1963, № 9, с. 73—89.
2. Арутюнян А. В. Некоторые результаты исследования скоростей упругих волн в породах из офиолитовых поясов Армении при давлениях до 20 кбар. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1974, т. 27, № 5, с. 83—92.
3. Базовкина И. Г., Краснопецева Г. В. Современное состояние изученности природы границы Мохоровичича. М.: ВИЭМС, 1978. 36 с.
4. Балавадзе Б. К. К построению модели земной коры Кавказа и сопредельных акваторий. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2, с. 75—83.
5. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 303 с.
6. Вольвовский И. С., Краснопецева Г. В., Разинкова М. И. Оценка сопоставимости теоретических и экспериментальных волновых полей для некоторых моделей земной коры европейской части СССР. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977, с. 291—302.
7. Вольвовский И. С., Краснопецева Г. В., Разинкова М. И. Теоретические кинематические и динамические годографы сейсмических волн для моделей земной коры крупных тектонических структур территории СССР: Методические рекомендации. М.: ВНИИ Геофизика, 1977. 174 с.
8. Гаретовская И. В. Изучение глубинного строения Армении по близким землетрясениям, регистрируемыми станциями «Земля». — В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975, с. 50—69.
9. Глубинное геологическое строение межгорной депрессии Восточной Грузии / Г. К. Твалтвадзе, М. С. Иоселиани, Р. К. Махарадзе, В. К. Чичинадзе. Тбилиси: Мецниереба, 1973. 172 с.
10. Глубинное геологическое строение юго-западной части Прикаспийской впадины по данным сейсмических исследований / Ю. Л. Цведель, Д. П. Касаткин, А. П. Слапогузов, А. Т. Яковлев. — Сов. геология, 1972, № 7, с. 142—146.
11. Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1974. 191 с.
12. Давыдова Н. И., Краснопецева Г. В., Манилов С. А. Результаты глубинных сейсмических зондирований земной коры на Кавказе. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966, с. 43—56.
13. Егоркин А. В., Матушкин Б. А. Строение земной коры на Кавказе и в Средней Азии по данным геофизических исследований. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 5, с. 97—105.
14. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Строение земной коры северо-западной части Армении. — Сов. геология, 1973, № 6, с. 80—91.
15. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении по сейсмическим данным. — Сов. геология, 1976, № 3, с. 127—134.
16. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран м-ба 1 : 2 500 000 / Под ред. А. В. Сидоренко. М.: ГУГК, 1980.

17. *Краснопевцева Г. В., Матушкин Б. А., Попов Е. А.* Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград—Нахичевань. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12, с. 43—51.
18. *Краснопевцева Г. В., Матушкин Б. А., Шевченко В. И.* Новая интерпретация данных ГСЭ по профилю Степное—Бакуриани на Кавказе. — Сов. геология, 1970, № 8, с. 111—122.
19. *Краснопевцева Г. В., Резанов И. А.* О геологической природе Конрада на Кавказе. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 9, с. 19—25.
20. *Краснопевцева Г. В., Резанов И. А.* Особенности волновой картины, связанной с границей Мохоровичича на Кавказе. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 10, с. 151—152.
21. *Матвеева Н. Н., Алексеев А. С.* Машинный метод поиска вариантов скоростного разреза верхней мантии по совокупности годографов глубокофокусных землетрясений. — В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: ЛГУ, 1964, № 7, с. 12—21.
22. *Матвеева Н. Н., Краснопевцева Г. В.* Результаты применения метода оптимизации для интерпретации данных ГСЗ в Предкавказье. — Прикл. геофизика, 1972, вып. 69, с. 55—66.
23. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологический очерк Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
24. *Мячкин В. И.* Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 137 с.
25. Новые данные о структуре восточной части Предкавказья по результатам региональных геофизических работ / Е. Н. Багинская, Д. В. Несмеянов, И. А. Булгакова и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 6, с. 63—71.
26. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 536 с.
27. Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии / А. С. Алексеев, Э. Н. Бессонова, Н. Н. Матвеева и др. М.: Наука, 1979. 232 с.
28. *Попов Е. А.* Особенности глубинного строения Кавказа и сопредельных районов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ВНИГНИ, 1970. 21 с.
29. *Попов Е. А.* Глубинное строение Кусаро-Дивичинского прогиба по сейсмическим данным. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975, с. 109—114.
30. Программы интерпретации сейсмических исследований. Л.: Наука, 1972.
31. *Раджабов М. М.* О структуре кристаллической части земной коры Куринской впадины по сейсмическим данным. — В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л.: Недра, 1969, с. 127—135.
32. *Раджабов М. М.* Сейсмические модели земной коры Азербайджана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИФЗ, 1974. 50 с.
33. *Раджабов М. М., Керимов Ф. М.* Об отраженных волнах, регистрируемых при глубинных сейсмических зондированиях земной коры в Куринской впадине. — В кн.: Основные результаты геофизических исследований в Азербайджане. Баку, 1970, с. 72—84.
34. *Резанов И. А., Шевченко В. И.* Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1978. 183 с.
35. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / Под ред. С. М. Зверева, И. П. Косьминской. М.: Наука, 1980. 184 с.
36. *Шевченко В. И., Резанов И. А.* Альпийский этап развития Кавказа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 6, с. 85—100.
37. *Шебалин Н. В.* Очаги сильных землетрясений СССР. М.: Наука, 1974. 54 с.
38. *Юров Ю. Г.* Сравнение земной коры на Кавказе и изостазия. — Сов. геология, 1963, № 9, с. 113—118.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|------------|
| Введение | 3 |
| Глава I | |
| Геолого-геофизическая характеристика земной коры Кавказского региона | 5 |
| § 1. Современное представление о тектонике | 5 |
| § 2. Геофизические поля | 7 |
| § 3. Строение земной коры | 9 |
| Глава II | |
| Волновое поле и принципиальные модели земной коры геоструктурных зон Кавказа и Предкавказья | 12 |
| § 1. Изученность земной коры сейсмическими методами. Методика полевых наблюдений | 12 |
| § 2. Волновое поле и сейсмические модели земной коры | 13 |
| § 3. Годографы глубинных волн Кавказского региона. Районирование по типу годографа | 31 |
| Глава III | |
| Интерпретация волнового поля ГСЗ Кавказа и Предкавказья | 40 |
| § 1. Оценка достоверности экспериментальных моделей земной коры | 41 |
| § 2. Методика построения вероятностных скоростных моделей земной коры | 45 |
| § 3. Методика составления сейсмического разреза | 51 |
| Глава IV | |
| Строение земной коры Кавказа и Предкавказья | 56 |
| § 1. Строение земной коры по сводным профилям ГСЗ. | 56 |
| § 2. Схемы строения опорных границ раздела в земной коре. Районирование | 72 |
| § 3. Особенности строения земной коры очаговых зон | 93 |
| Заключение | 104 |
| Литература | 106 |

Галина Васильевна Краснопевцева
**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ
КАВКАЗСКОГО СЕЙСМОАКТИВНОГО РЕГИОНА**

*Утверждено к печати
Межведомственным советом
по сейсмологии и сейсмостойкому строительству
Академии наук СССР*

Редактор *Н.М. Маслова*
Редактор издательства *А.М. Гладкова*
Художник *А.Г. Кобрин*
Художественный редактор *С.А. Литвак*
Технический редактор *Н.М. Петракова*
Корректор *В.П. Крылова*

ИБ № 27384

Подписано к печати 05.01.84. Т — 22096
Формат 60х90 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура литературная (фотонабор). Печать офсетная
Усл.печ.л. 7,0+1,1 вкл. Усл.кр.-отт. 8,4. Уч.-изд.л. 9,6

Тираж 600 экз. Тип. зак. 811

Цена 1 р. 40 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград. В-34, 9-я линия, 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Готовятся к печати книги:

Горшков Г.П. Региональная сейсмотектоника территории СССР. 29 л. 4 р. 70 к.

В книге даны описания землетрясений, указаны их частота, распространение, рассмотрены сейсмичность и сейсмотектоника зоны альпийского подвижного пояса юга СССР. Каждая глава включает краткий исторический очерк исследований по сейсмичности с оценкой и критическим анализом основных работ. Рассмотрены геологические условия возникновения землетрясений, геофизические поля, строение земной коры, тектоническое и сейсмическое районирование.

Для специалистов в области сейсмологии, тектоники, динамической геологии.

Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. 15 л. 2 р. 30 к.

Изложены результаты сейсмологических исследований на территории Якутии за последние 20 лет. Изучены сейсмичность, сейсмологические связи, описаны отдельные сильные землетрясения, исследованы механизмы очагов во взаимодействии с тектоникой региона. Проведено сейсмическое районирование территории Якутии. Книга иллюстрирована картами и схемами.

Для геофизиков и геологов.

Сейсмическое микрорайонирование. 20 л. 3 р.

В книге рассмотрены вопросы изучения параметров колебаний грунтов при сильных землетрясениях: статистические характеристики колебаний скальных крунтов и возможность их использования как эталонных; результаты изучения сейсмических свойств грунтов различного состава; методика применения расчетных способов в практике СМР; проблема нелинейных явлений, происходящих при сильных землетрясениях; некоторые виды остаточных деформаций.

Для специалистов в области инженерной сейсмологии.

Основные типы рудных формаций. Терминологический справочник. 32 л. 5 р. 30 к.

Справочник содержит сведения по терминологии и классификации основных типов рудных формаций. Приведены опубликованные значения терминов и классификации формаций черных, цветных и благородных металлов (железа, марганца, хрома, вольфрама, молибдена, алюминия, олова, ртути, свинца, цинка, меди, золота, платины).

Для геологов, петрографов, минералогов.

Марганцевое рудообразование на территории СССР. 20 л. 3 р.

В сборнике рассмотрены проблемы геологии, геохимии, минералогии и генезиса марганцевых месторождений на территории СССР, залегающих в осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях Енисейского кряжа, проявлениях на Новой Земле и Пай-Хоя. Освещены современное состояние и задачи технологии обогащения марганцевых руд.

Для геологов, геохимиков, технологов, занятых изучением и освоением марганцево-рудных месторождений.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга—почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

1р. 40 к.

4196

