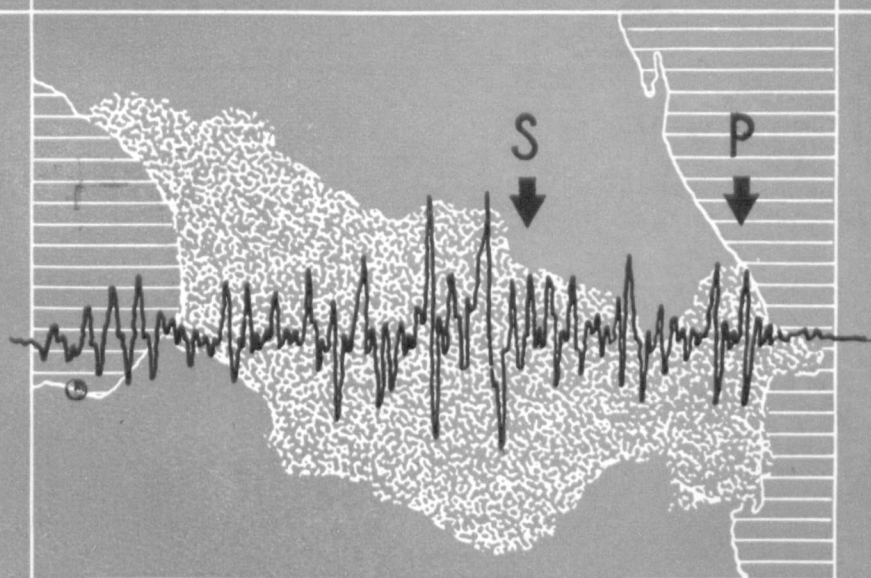


А.Х.БАГРАМЯН

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНАХ КАВКАЗА





ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԱՇԽԱՏԱՆՔԱՅԻՆ ԿԱՐՄԻՐ ԴՐՈՇԻ ՇՔԱՆՇԱՆԱԿԻՐ ԳԵՈՑԻՋԻԿԱՅԻ
ԵՎ ԻՆԺԵՆԵՐԱՅԻՆ ՍԵՅՍՄՈՂՈԳԻԱՅԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ա. Խ. ԲԱՂՐԱՄՅԱՆ

ԿՈՎԿԱՍԻ ՏԱՐԲԵՐ ՌԵԳԻՈՆՆԵՐԻ
ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ И ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

А. Х. БАГРАМЯН

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНАХ КАВКАЗА

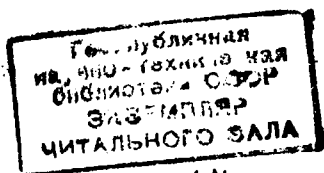
ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1974

Автор исследует природу поверхностных сейсмических волн, их распространение и дисперсионные особенности в условиях Кавказа. На основе этих исследований изучены строение и физические свойства коры в некоторых районах Кавказа. С этой целью проанализирован и исследован богатый экспериментальный материал, полученный на сейсмических станциях Кавказа в течение длительного периода.

Исследованием дисперсии скоростей поверхностных сейсмических волн, сформированных при отдельных землетрясениях, определена мощность земной коры в районах Кавказа, Куринской и Алазанской депрессий и восточной части Большого Кавказа.

На сейсмограммах обнаружены отраженные поверхностные волны, которые позволили определить неоднородность строения земной коры в условиях Кавказа.

Ответственный редактор
А. Г. НАЗАРОВ



ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших задач современной сейсмологии является изучение внутреннего строения Земли. Исследования последних десятилетий показывают, что сейсмические методы являются основными и наиболее надежными при изучении внутреннего строения и физических свойств Земли. Эти методы в свою очередь делятся на две группы:

1) методы, основанные на использовании времен вступлений объемных волн, возникших при землетрясениях и взрывах;

2) методы, основанные на использовании спектральных свойств сейсмических волн и, в частности, дисперсии скоростей поверхностных волн Релея и Лява.

Нами исследуются природа возникновения и распространения поверхностных сейсмических волн и их дисперсионные особенности в условиях Кавказа. Из этих исследований вытекает возможность изучения строения и физических свойств коры и мантии Земли. С этой целью нами пересмотрены и использованы многочисленные материалы наблюдений сейсмических станций Кавказа за длительный период.

Практика показывает, что из-за сложного процесса формирования поверхностные сейсмические волны бывают отчетливы далеко не при всех землетрясениях. При выполнении данной работы было рассмотрено более четырехсот сейсмограмм, а использовано только несколько десятков из них.

Выявление разных групп поверхностных сейсмических волн, сформированных в разных слоях земной коры и наблюдаемых при разных эпицентральных расстояниях, дает возможность более детально изучить строение земной коры в районе расположения сейсмических станций. Исследование дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн от далеких

землетрясений дает возможность оценить мощность земной коры. Для детального изучения строения земной коры следует также изучить дисперсию скоростей поверхностных волн, возникающих в поверхностных слоях земной коры.

Нами выявлено, что в условиях Кавказа поверхностные волны, сформированные в седиментном слое, можно наблюдать при $\Delta \leq 500$ км; поверхностные волны, связанные с более глуболежащими слоями коры, можно наблюдать на расстояниях $500 \text{ км} \leq \Delta \leq 2200 \text{ км}$, при $\Delta > 2200 \text{ км}$ поверхностные волны определяются всей структурой земной коры и земной оболочки.

Такое решение задачи дает возможность более детально изучить строение земной коры на Кавказе. Строение земной коры в разных регионах Кавказа существенно различно, поэтому наиболее эффективным является метод дисперсии фазовых скоростей. В основе этого метода лежит возможность выявления местных вариаций фазовой скорости для данного периода в зависимости от толщины слоев коры. При изучении сложного строения земной коры в условиях Кавказа исследуемый район приходится делить по геологическим данным на такие блоки, где толщина земной коры, скорость и плотность меняются в горизонтальном направлении незначительно. С этой целью, исходя из геологических соображений, исследуемая территория Кавказа разделена на три крупных блока: Большой Кавказ, Малый Кавказ, Рионо-Куринская депрессия.

Расположение сейсмических станций Кавказа таково, что нам удалось скомбинировать их в группы (треугольники), целиком лежащие либо в пределах Большого Кавказа (Махачкала, Лагодехи, Шемаха), либо целиком в депрессии (Лагодехи, Шемаха, Кировабад, Тбилиси), либо целиком в пределах Малого Кавказа (Тбилиси, Кировабад, Ереван, Нахичеван, Горис). Таким образом, в данной работе помимо определения строения земной коры Кавказа мы имели редкую возможность оценки метода поверхностных волн для исследования различных структур земной коры, примыкающих друг к другу.

Изучение строения земной коры внутри треугольника сейсмических станций, а также между парами сейсмостанций,

на основе исследования фазовых скоростей поверхностных волн Лява и Релея в отдельности, при использовании других геофизических данных позволяет создать правдоподобную модель строения земной коры и верхней мантии изучаемого района и увязать ее с неоднородностями строения земной коры по отраженным и диффрагированным волнам.

Работа состоит из введения, четырех глав и заключения.

В первой главе приведен обзор работ, посвященных строению земной коры Кавказа по ГСЗ, сейсморазведочным, гравиметрическим, магнитометрическим и магнитотеллурическим методам. Одновременно производится обзор отечественных и зарубежных работ по изучению строения земной коры объемными и поверхностными волнами.

Во второй главе анализируются основные методы определения фазовых скоростей из наблюдений. Рассматривается определение фазовой скорости на участке между станциями на основе фазовых спектров колебаний в поверхностной волне. Исследуется точность определения фазовых скоростей поверхностных волн из наблюдений. Отмечены также основные причины, приводящие к появлению ошибок при определении фазовых скоростей ручным и машинным способами обработки.

В третьей главе изучается строение земной коры различных районов Кавказа по дисперсии фазовых скоростей поверхностных сейсмических волн Лява и Релея. Исследование групп поверхностных волн, возникающих при разных эпицентральных расстояниях, дало возможность оценить мощности отдельных слоев земной коры Малого Кавказа, а также изучить строение восточной части Большого Кавказа, Малого Кавказа и Куринской депрессии.

В четвертой главе сопоставляются сейсмические и гравиметрические данные. Показано, что низким значениям фазовых скоростей поверхностных волн соответствует большая отрицательная аномалия Буге. Приводятся некоторые результаты по отраженным поверхностным волнам.

Г Л А В А I

ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ИССЛЕДУЕМОГО РЕГИОНА ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Одной из актуальных задач современной сейсмологии является изучение строения земной коры и верхней мантии. Основными методами для изучения строения земной коры и верхней мантии являются сейсмологические, в том числе глубинное сейсмическое зондирование, а также гравиметрический, магнитометрический и магнитотеллурический методы. Ниже приводятся полученные результаты по указанным методам для рассматриваемой территории.

§ 1. СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основными методами, наиболее надежными для изучения внутреннего строения Земли, являются сейсмологические. Известные в настоящее время методы подразделяются на две группы:

- 1) методы, основанные на использовании объемных волн;
- 2) методы, основанные на использовании диспергирующих поверхностных сейсмических волн.

Исследования показали, что с помощью сейсмических методов можно получить достоверные данные о глубинном строении Земли, ее толщине, взаимном расположении слоев, обладающих различными свойствами, о связи слоев с тектоническими структурами, выявленными в земной коре. Благодаря значительному увеличению числа пунктов наблюдений, оснащению их современными приборами, а также прогрессу вычислительной техники, удалось получить большой объем наблюдательного материала и решить довольно сложные методические вопросы.

Первоначальные геологические исследования Малого Кавказа носят рекогносцировочный характер и относятся к началу XIX столетия. Большое влияние на изучение геологии Кавказа оказали исследования Г. В. Абиха [1, 2], обратившего особое внимание на сейсмичность Кавказа после Араратского землетрясения 1840 г. Тридцатилетние труды Г. В. Абиха (1844—1876), по справедливости заслужившего имя «отца геологии Кавказа», дали начало новому этапу в изучении геологии Малого Кавказа. После Г. В. Абиха исследования были продолжены Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом. Начиная с середины прошлого столетия была осознана необходимость развития сейсмологии Кавказа. Задача организации на Кавказе сети сейсмических станций встала после разрушительного Ахалкалакского землетрясения 31/XII 1899 г. [48]. Первые станции были организованы в Баку, Тбилиси, Пятигорске. Начиная с 1932 г. сеть сейсмических станций стала усиленно расширяться. В это время были созданы сейсмические станции в Ереване, Грозном, Сочи, Гори, позже в Зугдиди, Абастумани, Боржоме, Ленинкане, Шемахе, Ахалкалаки, Кировабаде, Нахичеване, Махачкале. На основе данных, полученных на этих станциях, проводятся все исследования по изучению строения земной коры, мощности слоев, тектонических разрывов и пр.

По объемным волнам, по разности времен прихода волн P и P^* Е. А. Розовой была определена первая поверхность разрыва сплошности на глубине 47 км, по разности времен прихода P^* и \bar{P} — на глубине 60 км и по разности времен прихода P^* и P — на глубине 61 км. Кроме того, было установлено, что глубины подошвы гранитного и базальтового слоев соответственно равны 40 и 60 км [66]. Е. А. Розовой использованы сейсмограммы региональных сейсмических станций Грозный, Пятигорск, Ереван, Сочи. Эти станции в те годы были оборудованы однотипными горизонтальными сейсмографами с оптической регистрацией системы профессора П. М. Никифорова. Пересматривая материалы Е. А. Розовой, Л. А. Варданянц приходит к заключению, что обе поверхности разрыва лежат на глубине около 27 и 50 км [21]. При использовании метода А. А. Трескова и изучении инструментальных наблюдений

землетрясения 9 апреля 1935 г. Т. М. Лебедевой получена мощность земной коры в районе Каспийского моря — 43 км [45].

Н. К. Карапетян [38] определяла мощность гранитного (37 км) и базальтового (15 км) слоев Малого Кавказа из построенных годографов для диффрагированных волн, а также по разностям времен пробега сейсмических волн по отдельным станциям.

Н. К. Карапетян был использован также телесеismicский метод для определения мощности земной коры Малого Кавказа и прилегающих к нему областей [39, 40]. Мощность коры оказалась равной: в районе села Амасия — 53 км, в г. Кировакане — 54 км, в г. Казахе — 50 км, в Тбилиси — 52 км, в разрезе хребта Ала-Даг в западной части Армянского нагорья — 54 км и т. д.

В. Ф. Бончковский на основании исследования дисперсии поверхностных сейсмических волн определил мощность земной коры Кавказа по трассе Ереван — Грозный — 49 ± 2 км [16—18].

А. А. Сорским составлена схема мощности земной коры Кавказа на основании аналогичных схем других исследователей [92]. Здесь приводятся схемы, согласно которым мощность земной коры Кавказа изменяется в довольно широких пределах. Наибольшая мощность земной коры наблюдается под Большим и Малым Кавказом, а наименьшая — под Черным морем [56]. Мощность гранитного слоя изменяется от 0 (в центральной части Черного и Каспийского морей) до 32 км. Мощность осадочного слоя находится в обратной зависимости от мощности гранитного слоя [57, 58, 92].

Г. К. Твалтвадзе по разработанному им методу определения фиктивных скоростей по объемным волнам местных землетрясений, происшедших на Малом Кавказе, вычислил мощность отдельных слоев земной коры в районах Нор-Баязета [96], Ардагана [97] и Степанавана. В районе Нор-Баязета глубина залегания поверхности Мохоровичича — 47 км, мощность осадочного комплекса — 6 км, гранитного слоя — 19 км, базальтового — 22 км. Суммарная мощность осадочного и гранитного слоев для Степанавана равна 24 км, базальтового слоя — 23 км. Средняя мощность земной коры Кавказа,

определенная по годографам объемных волн Э. А. Джибладзе и О. Д. Гоцадзе [35], равна 43 ± 8 км. С помощью взрыва, произведенного в Мингечауре, обнаружено, что в районе Среднекуринской депрессии имеется значительная толща осадочных отложений (12 км). Г. К. Твалтвадзе построены годографы волн для района южного склона центральной части Большого Кавказского хребта, и на основании сейсмограмм региональной сети сейсмических станций Кавказа землетрясения 20 мая 1959 г. выделены 3 слоя в земной коре. Мощность осадочного и гранитного слоев составляет 28—29 км, базальтового слоя—20—21 км, общая мощность земной коры—около 48—50 км.

Проведено несколько исследований на основе наблюдений мощных взрывов на Кавказе. Г. К. Твалтвадзе [94] в 1950 г. по записям взрывов, произведенных в течение 1941—1945 гг. в районе Верхней Картлии, получил мощность верхнего седиментного комплекса равную 3,5 км, нижнего седиментного комплекса плюс гранитный слой—20,5 км, мощность базальтового слоя—24 км. Для мощности отдельных слоев всего Кавказа Г. К. Твалтвадзе принимает осредненные значения [95]: седиментный комплекс—10 км, гранитный слой—15 км, базальтовый слой—25 км, откуда для осредненной мощности земной коры получает 50 км.

Определение строения земной коры с помощью взрывов было произведено также в районах Боржоми—Ахалцихе—48 км, Мингечаур—Дашкесан—48 км, Тхибули—48 км [99].

Для определения глубинного строения коры в восточном Азербайджане [23] использованы записи промышленных взрывов, произведенных в Карадаге, в результате чего оценена мощность земной коры—47—48 км. Последнее совпадает с данными, полученными для Апшеронского полуострова. Использование мощных взрывов для изучения строения земной коры на Кавказе впервые было осуществлено в 1941—1945 гг. В результате взрывов, произведенных вблизи сс. Циси и Моцкеви и у г. Ахалцихе, была определена мощность гранитного слоя в полосе Абастумани—Циси—Моцкеви—20—21 км и мощность базальтового слоя—24 км. На основании наблюдений над распространением упругих волн при

взрывах в районе Минтечаура в 1947 г. Е. А. Коридалиным [43] было показано, что в районе Среднекуришской депрессии мощность осадочных отложений доходит до 12 км. Согласно данным Р. М. Гаджиева [23], мощность земной коры по профилю г. Норашен—хр. Шахдаг—г. Нахичеван—с. Зод и на юге Армении меняется следующим образом: в Норашене—48 км, хр. Шахдаг—50 км, в Башкенде—53 км, Нахичеване—42 км, в Кивраге—45 км, Кафане—52 км, Зоде—47 км, под г. Кяпаз—42 км и т. д.

По данным Минтечаурского взрыва [43, 94], в северо-восточной части Малого Кавказа (Дашкесан, Кировабадский район) мощность земной коры составляет 48—50 км.

В сейсмологии, при изучении строения земной коры, используются наблюдения над поверхностными волнами, в результате чего получены определенные данные о строении как континентальной, так и океанической коры. Поверхностная сейсмическая волна распространяется вдоль слоев. Она возникает в результате интерференции продольных и поперечных волн, отраженных от границ слоев в условиях полного внутреннего отражения. Таким образом, возникновение поверхностных сейсмических волн обусловлено слоистой структурой Земли. В результате многократных отражений упругие колебания, распространяясь вдоль границ отдельных слоев, создают поверхностные сейсмические волны.

По поверхностным сейсмическим волнам можно определить осредненное строение земной коры в пределах расположения сейсмических станций и на трассах эпицентр—станция, т. е. на больших пространствах. Поверхностными волнами занимались Релей (с 1888 г.) и Ляв (с 1911 г.). Однако они дали только теоретические положения о возникновении и распространении поверхностных волн. Впервые практическое использование дисперсии поверхностных волн для изучения строения коры было сделано Гутенбергом в 1924—1926 гг. Позднее теория распространения поверхностных сейсмических волн развивалась в работах Джеффриса [122], получившего уравнения для скорости поверхностных волн в функции периода для специальных моделей неоднородной среды при различных допущениях, Стоунли [135—137], выполнившего

большие исследования дисперсии поверхностных волн для большого числа моделей, и в ряде других работ [131, 133, 134]. Несмотря на это, за долгие годы не было накоплено экспериментального материала и поэтому практически не проводилось изучение строения земной коры и верхней мантии по наблюдаемой дисперсии. Это объяснялось тем, что теоретические дисперсионные кривые очень трудно вычислить, особенно для многослойной среды.

Появление ЭВЦМ послужило толчком к развитию исследований в этой области. Хаскелл [127] предложил удобный метод расчета теоретических дисперсионных кривых для n -слойного разреза, который лег в основу последующих вычислений.

Ряд работ [41, 61, 68—75, 79, 80—82, 107—110, 112, 132] посвящен изучению строения верхней части Земли по дисперсии групповых скоростей на трассах эпицентр — станция. Распространение поверхностных волн вдоль земной поверхности позволяет изучать строение земной коры в труднодоступных районах, например, в Арктике, Антарктиде и Океании [41, 81, 79, 80, 132].

Регистрация поверхностных волн в области длинных периодов способствовала созданию длиннопериодных маятников и гальванометров [7, 130].

Из года в год увеличивалось количество станций наблюдений, оснащенных довольно однотипной аппаратурой. Это позволило проводить исследования строения земной коры между станциями. При этом стал широко применяться метод фазовых скоростей поверхностных волн. Исследования по фазовым скоростям впервые были выполнены Прессом [63, 64]. Практические результаты о строении коры по дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн получены в работах Юнга и Пресса [113]. Они дали также основные методические положения о проведении наблюдений по группам станций, которые расположены друг от друга на расстояниях, не превышающих нескольких длин волн. Есть еще целый ряд работ, посвященных изучению строения земной коры [3, 4, 37, 54, 101, 103, 119, 120, 125, 140, 141]. С созданием приборов, позволяющих проводить регистрацию колебаний в области очень длинных

периодов (более 100 сек), стало возможным изучить более подробно строение земной коры и верхней мантии по дисперсии групповых и фазовых скоростей волн, многократно обогативших земной шар. Появилась также возможность оценить надежность скоростных разрезов земной коры в масштабах всего Земного шара и получить новые данные о существовании и свойствах слоя пониженных скоростей [75, 93, 100].

Решение обратной задачи описано в работах Л. Кнопоффа [126] и Г. Джеффриса [122]. Работы Дормана и Юинга [121], Андерсона [117], Мевели [140], Саваренского [67] позволяют уточнить испытанный разрез по трассам наблюдений, по вычислению набора палеток теоретических кривых и их сопоставлению с данными наблюдений. В вышеуказанных работах даны объективные критерии согласия наблюденных и теоретических кривых, методы преодоления трудностей, возникающих при варьировании тех или иных параметров.

Прослеживание определенных групп или фаз колебаний от станции к станции и знание разностей эпицентральных расстояний позволяет определить групповые и фазовые скорости волн на межстанционных участках, что впоследствии учитывается при исследовании коры и мантии по этим трассам. Изучение поверхностных волн по площадям, заключенным между тремя и более станциями, позволяет получить данные о горизонтальных неоднородностях строения коры в пределах этой площади. Сопоставление результатов определения строения коры отдельно по волнам Лява и Релея может выявить анизотропию среды и тем самым дать новые сведения о физических свойствах среды изучаемых районов.

Для территории Кавказа проведены следующие работы по определению мощности земной коры по поверхностным волнам. Из [82, 90] видно, что мощность седиментного комплекса на Кавказе меняется в больших пределах, среднюю мощность его можно считать равной 5—7 км, мощность гранитного слоя равна 15 км, базальтового—20 км.

Исследование поверхностных волн, зарегистрированных на сейсмических станциях Тбилиси, Ереван, Кировабад и возникающих при некоторых близких кавказских, турецких и иранских землетрясениях, позволило определить мощность седи-

ментного комплекса на некоторых участках распространения волн [90]. Средняя мощность седиментного комплекса соответственно равна: Тбилиси — эпицентральной зона Джавахетского нагорья — 4—5 км, Ереван — эпицентральной зона Джавахетского нагорья — 5—6 км, Кировабад — Догубаязет — 6 км, Ереван — Тебриз — 5 км, Ереван — Кагызман — 5 км, Кировабад — Игдыр — 6 км. Мощность седиментного и гранитного слоев на рассмотренных участках меняется от 18 до 24 км. По данным Зангезурского землетрясения 1968 г., для трассы, проходящей в юго-восточной части Армении, т. е. от Зангезурского эпицентра до сейсмической станции Ереван, определена толщина седиментного комплекса — 6 км [88].

По отраженным поверхностным волнам определено расположение разломов [87].

§ 2. ИССЛЕДОВАНИЯ ПО МЕТОДУ ГСЗ

Наиболее точным методом для изучения строения и физических свойств земной коры является метод глубинного сейсмического зондирования, разработанный и внедренный Г. А. Гамбурцевым и его последователями [25, 26].

Исследования глубинного строения Кавказа методом ГСЗ начались в 1948 г. на профиле Анаклия — Зестафони [27]. В 1957—1958 гг. в южной части Куринской впадины было отработано 2 профиля ГСЗ, в результате чего были выделены 3 границы в земной коре: поверхность осадочного слоя (мезозойских отложений) с $V=5,2$ км/сек, поверхность гранитного слоя с $V=5,8—6,0$ км/сек и поверхность базальтового слоя с $V=6,7$ км/сек.

С 1956 г. начались исследования глубинного строения внутренних морей, прилегающих к Кавказу: Каспийского (Аронов, 1961 г.) и Черного (Непрочнов, 1962 г.).

Далее методом глубинного сейсмического зондирования было изучено строение земной коры Кавказа по двум большим профилям [28, 114]. Первый профиль, протяженностью в 300 км, был пройден вкрест простираения Кавказа в центральной его части по линии Степное—Бакуриани. На основании полученных данных Ю. Г. Юров построил разрез земной ко-

ры по указанному профилю [114]. Согласно этому разрезу мощность земной коры на участке Большой Кавказ — Малый Кавказ оказалась равной 42—46 км. К северу от Большого Кавказа (на участке Предкавказского прогиба) мощность земной коры постепенно уменьшается. Второй профиль ГСЗ был проложен от Черного моря до Каспийского вдоль осевой части Закавказского межгорного прогиба [28]. Мощность коры на этом профиле была определена в 40—49 км. Мощность осадочного слоя здесь меняется от 0 (под Дзирульским массивом) до 8 км (Черное море и в районе Кумиси) и достигает наибольшего значения (12—15 км) на участке Барда — Агджабеды. Авторами отмечена также слоистость в строении земной коры [28].

При сравнении полученных данных И. Е. Губин [28] приходит к выводу, что наибольшая мощность земной коры наблюдается под Большим Кавказом, а наименьшая — в осевой части Предкавказского прогиба. Мощность земной коры по профилю Ленкорань — пролив Кара-Богаз-Гол, определенная методом ГСЗ, оказалась порядка 30—35 км [42]. Исследования методом ГСЗ проводились также в Колхидской низменности [98, 99], в Восточной Грузии — в пределах центральных частей Большого и Малого Кавказа [33], на территории Азербайджана и на Каспийском море [6, 24], в северной части Черного моря [49].

Метод глубинного сейсмического зондирования был использован для изучения глубинного строения земной коры в азербайджанской части Куринского межгорного прогиба в зоне Кура-Араксинской низменности в южной части Каспийского моря по двум пересекающимся профилям на суше и двенадцати профилям на море. Продольный профиль глубинного сейсмического зондирования был проведен по линии Пойлы — Агджабеды — Массалы ЗСЗ направления в 1962 г., а через год по линии Астара — Ахсу ССЗ направления. По данным указанного метода мощность земной коры в Куринском межгорном прогибе равна 40—45 км [23]. В азербайджанской части мегаантиклинария Большого Кавказа толщина земной коры, по данным Б. К. Балавадзе и Г. Ш. Шенгелая [9], не превышает 50 км. Область максимального погружения поверхности

Махоровичича находится в северной части мегаантиклинария на территории ДАССР, где мощность достигает 56 км. По южному склону Б. Кавказского хребта от Белокана до Ше-махи толщина коры остается неизменной и составляет 50 км. Результаты ГСЗ показывают, что мощность земной коры в районе г. Тбилиси и г. Гори составляет 50 км, а под Большим Кавказом — 48 км [33]. Как видно, методом ГСЗ на Кавказе был выявлен характер изменения мощности земной коры по отдельным профилям и отсутствие гранитного слоя под дном Черного и Каспийского морей.

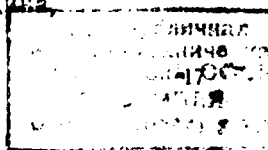
Большое значение для детального изучения морфологии и глубины залегания кристаллического фундамента имеет одна из модификаций метода ГСЗ — корреляционный метод преломленных волн (КМПВ). Такой метод был применен в прибрежной полосе Колхидской низменности [99], Мухрано-Тирифонской долине, Алазанской депрессии [98], восточном Азербайджане [102].

На региональном меридиальном профиле Волгоград — Нахичеван (длиной около 1000 км) проводились сейсмические исследования в течение 1963—1964 гг. рядом организаций [44].

С целью изучения геологического строения земной коры на территории Армении институт ВНИИгеофизика в течение 1967—1968 гг. провел сейсмологические исследования с аппаратурным комплексом «Земля» [55]. Исследования проводились путем использования объемных волн типа Р от землетрясений. При наблюдениях использовались записи 10 станций, из которых от 2 до 5 устанавливались на профилях расщечек, перпендикулярных основному профилю.

Расстояния между станциями составляли 4—10 км. Исследования проводились по следующим профилям:

- | | | |
|------------|---------|-----------------------|
| 1) профиль | I—I | Октемберян—Ленинакан, |
| 2) » | II—II | Кармрашен—Карабахлар, |
| 3) » | III—III | Маркара—Пойлы, |
| 4) » | IV—IV | Анипемза—Кармрашен, |
| 5) » | V—V | Аракс—Октемберян, |
| 6) » | VI—VI | Куринская впадина, |



- | | | | |
|----|---|------------|-----------|
| 7) | » | VII--VII | Арагац, |
| 8) | » | VIII--VIII | Алаверди. |

Профиль Октемберян — Ленинанкан расположен на западе Армении и протягивается с юга на север. Основная часть профиля располагается в пределах Среднеараксинской тектонической зоны, северная часть — в пределах Армянской складчатой зоны. Общая протяженность составляет 104 км. В Октемберянской депрессионной зоне поверхность фундамента в пределах зоны находится на глубине около 2—5 км, на глубине порядка 9—10 км выделяется граница обмена, которая связана с границей в гранитном слое. Глубже выделяется поверхность базальтового слоя ($H=15-16$ км). В толще базальтового слоя выделяется несколько границ обмена на глубинах 22—23, 27—28, 33—34 км. Поверхность Мохоровичича выделяется на глубинах порядка 41—45 км.

Поверхность кристаллического фундамента Сабунчинского прогиба залегает на глубине 4—5 км. Из границ раздела в кристаллической части коры на отдельных участках профиля выделяются граница в гранитном слое ($H=10-12$ км), поверхность базальтового слоя ($H=20-21$ км), граница в толще базальтового слоя ($H=31-33$ км) и поверхность Мохоровичича ($H=42-43$ км).

По профилю Ленинанканской котловины поверхность кристаллического фундамента находится на глубине около 9 км. Из глубоких границ обмена обнаружена лишь граница в толще базальтового слоя на глубине 34—35 км и поверхность Мохоровичича на глубине 44—45 км.

Профиль Кармрашен — Карабахлар, длиной 90 км, протягивается с северо-запада на юго-восток Армении и расположен в основном в Араратской котловине, где глубина залегания кровли фундамента от 1 до 6—6,5 км. Из границ обмена описываемого профиля выделяются граница в гранитном слое, глубина залегания которой составляет 9—11 км, и поверхность базальтового слоя с глубиной залегания 15—22 км. Границы внутри базальтового слоя $B_1=23-26$ км и $B_2=35-37$ км, поверхность Мохоровичича выделяется на глубине 45—50 км. В мантии выделяются отдельные точки обмена на глубинах порядка 57 и 62 км.

Профиль Маркара — Пойлы проходит через всю территорию Армении в направлении с юго-запада на северо-восток. Он пересекает следующие основные тектонические зоны: Арагац-Нахичеванскую, Мисхано-Зангезурскую складчатую зону, Сомхето-Карабахскую антиклинарную зону и доходит северным концом до Куринской впадины. Общая протяженность его составляет около 160 км. В Среднеараксинской зоне глубина залегания поверхности кристаллического основания составляет от 2 до 3,2 км. В описываемой зоне выделяется граница в гранитном слое, глубина залегания которой изменяется в пределах 9—11 км. Поверхность базальтового слоя залегает на глубине порядка 17—21 км. В базальтовом слое выделяется слой мощностью 27—32 км, а глубина поверхности Мохоровичича равна 40—42 км.

В Мисхано-Зангезурской зоне глубина поверхности кристаллического фундамента изменяется от 0,5 до 4,5 км. Граница в гранитном слое прослеживается на глубинах порядка 13—14 км. Уверенно выделяется поверхность базальтового слоя, которая составляет 20—22 км. Внутри базальтового слоя выделяется граница обмена на глубинах порядка 30—32 км. В Сомхето-Карабахской зоне авторы работы [55] глубину залегания поверхности кристаллического основания получили порядка 3,6—4,2 км, а из глубоких границ выделили поверхность базальтового слоя на глубине 22 км, границу в толще базальтового слоя на глубине 33 км и поверхность Мохоровичича (предположительно) на глубине 43 км.

В зоне Куринской впадины глубина залегания кровли фундамента изменяется от 3,5 до 6—7 км. Из глубоких границ обмена выделяется поверхность базальтового слоя на глубине порядка 20—22 км. Глубина залегания поверхности базальтового слоя, прослеживаемая методом ГСЗ в районе работ, составляет 20 км. В толще базальтового слоя выделяется граница обмена на глубине порядка 30—33 км. Поверхность Мохоровичича выделяется очень неуверенно на глубине около 40 км, а по данным ГСЗ, здесь глубина границы Мохоровичича равна 45 км.

Профиль Анилемза — Кармрашен пересекает Сабунчинский прогиб в направлении с запада на восток. Поверхность

кристаллического фундамента находится на глубине от 2,5 до 6,0 км. На описываемом профиле выделяются граница в толще гранитного слоя $H=10-14$ км, поверхность базальтового слоя $H=20-22$ км и поверхность Мохоровичича $H=44-46$ км.

Профиль Аракс — Октемберян пересекает Октемберянскую депрессию и протягивается с юго-запада на северо-восток. Глубина залегания поверхности кристаллического основания составляет от 2,0 до 5,0 км. Глубже поверхности фундамента выделяются граница в гранитном слое $H=10$ км, поверхность базальтового слоя $H=16-17$ км, граница в толще базальтового слоя $H=33$ км и поверхность Мохоровичича $H=42-43$ км.

Профиль на Куринской впадине протягивается с северо-востока на юго-запад. Граница обмена, выделенная на глубине 6,5 км, указывает глубину поверхности фундамента, а на глубине 10—12 км выделяется граница в гранитном слое. На глубине 30—32 и 37—38 км прослеживаются две границы в толще базальтового слоя.

Профиль Арагац — Алаверди имеет направление с северо-запада на юго-восток. Поверхность кристаллического основания прослеживается на глубинах порядка 3,0—3,5 км. Глубже поверхности фундамента выделяется граница в гранитном слое $H=11-13$ км. Наблюдается небольшое погружение базальтового слоя от глубины 19 до 22 км. Внутри базальтового слоя выделяется граница обмена на глубине порядка 26—28 км. Профиль Алаверди расположен в пределах Алавердинского месторождения. На описываемом профиле выделено всего две точки обмена на глубине порядка 20—21 км.

При изучении вышеуказанных профилей выясняется, что в пределах отдельных зон строение земной коры сложное. Глубина залегания фундамента меняется от 0,3 до 10 км. Выделяются гранитный и базальтовый слои. Мощность гранитного слоя составляет 18—25 км, базальтового — 20—25 км, общая мощность земной коры в пределах Армении — 42—48 км [55].

В работе Г. М. Гаджиева [23] приведены данные о строе-

нии земной коры Азербайджана, полученные методом ГСЗ. В области Евлах-Агджабеди́нского минимума мощность земной коры по отраженным волнам находится на глубине 40—43 км, а по преломленным волнам—45—46 км. Для Кировабадской области мощность земной коры меняется от 37 до 46 км.

На основе изучения результатов ГСЗ был сделан вывод, что для западной части Кури́нского межгорного прогиба мощность земной коры такая же, что и для Нижнекури́нской депрессии. Кроме того, получены предварительные результаты мощности земной коры Талыш-Ванда́мской полосы максимума (приблизительно 50 км).

§ 3. ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ, МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИЕ, МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геофизические методы разведки (магниторазведка, гравиразведка, электроразведка) начали применяться в Армении с начала 30-х гг. для поисков рудных месторождений на отдельных перспективных площадях.

С 1945 г. Институт геологических наук АН Арм. ССР проводит региональные гравиметрические, магнитометрические исследования территории Армении с целью изучения ее глубинного геологического строения.

В 1946 г. А. Т. Донабедовым были проведены региональные гравиметрические пересечения Малого Кавказа.

При количественной интерпретации аномалии силы тяжести по данным [10, 12, 13] стало известно, что мощность осадочного слоя под Вартой равна 8 км, дальше в сторону центральной области моря она увеличивается до 14—15 км, затем уменьшается, доходя под Ана́клией до 7—8 км, а в районе Дзигу́льского массива до нуля. После этого снова следует медленное погружение кристаллического фундамента, достигающее около 8 км под Евла́хом. Гранитный слой изменяется

по мощности в пределах 25 км и распространяется прерывисто. Имея со стороны Балкан мощность около 10—12 км, он вклинивается под Черное море и прерывается на глубоководной части моря на участке около 2 км. Базальтовый слой очень мало изменяется по мощности под континентом и Каспийским морем, но уменьшается до 8 км под Черным морем. Осадочный слой мощностью 12—14 км наблюдается между Акстафой и Лагодехи, в других местах он варьирует от 0 до 8 км. Мощность гранитного и базальтового слоев изменяется в пределах 15—30 и 20—22 км соответственно.

Основание земной коры под Малым Кавказом залегает на глубине 45—50 км, а под Каспийским морем—40—45 км [14].

По усредненным значениям аномалии Буге мощность земной коры в пределах М. Кавказа, по данным Ш. С. Оганисяна, колеблется от 44 до 50 км [52]. Для Куринского межгорного прогиба характерна малая глубина залегания поверхности Мохоровичича. Евлах-Апджабединский минимум объясняется И. О. Цимельзоном гравитационным влиянием суммарного прогибания поверхностей гранитного и базальтового слоев. Мощность осадков тут составляет 10 км, что совпадает с данными А. А. Сорского [92].

Поверхность мантии вдоль профиля Алазано-Среднекуринского минимума погружается на глубину от 40 до 55 км, мощность осадочного слоя изменяется в пределах 7—10 км, поверхность базальтов опущена на глубину от 17 до 30 км. Из этого следует, что изменение уровня поверхности базальтов в основном определяет изменения регионального гравитационного фона: мощность осадочного комплекса—14 км, земной коры—46 км [18].

Амплитуда наблюдаемой аномалии Буге в области Талыш-Вандамского максимума такова, что заставляет брать мощность земной коры 50 км, что согласуется с данными ГСЗ. На основе анализа гравиметрических данных Б. К. Балавадзе [9, 11] были получены следующие значения мощно-

стей слоев земной коры для южного склона центральной части Большого Кавказского хребта: осадочного и гранитного слоев — примерно 28 км, базальтового слоя — 20—21 км, общая мощность земной коры — 48—50 км.

Ш. С. Оганисян гравиметрическим методом определял глубину поверхности фундамента [50]. Для определения глубины поверхности фундамента (или мощности перекрывающих его отложений) допускается, что изменение аномалий вызывается только рельефом кристаллического основания (при его однородном строении). Тогда из неравенства Фишера при избыточной плотности $0,3 \text{ г/см}^3$ получается глубина около 5 км, что сходится с существующим представлением о геологическом строении района, согласно которому мощность комплекса осадочных отложений оценивается величиной 5—6 км. Такая мощность осадочных отложений была получена автором и при вычислениях по формулам А. К. Маловичко [46].

Таким образом, убывание аномалий силы тяжести от Разданского относительного максимума до Фонтанского минимума объясняется погружением поверхности фундамента на значительную глубину и накоплением мощных толщ более легких осадочных отложений, включая соль.

Анализируя геофизические данные, Ц. Г. Акопян [5] на территории Армении получает следующие приблизительные мощности земной коры: в районе Октемберяна — 45, Тазагюха — 44, Степанавана — 50, Фонтана — 54, под горой Арагац — 58, Севкара — 46, Киврага — 46, Ехегнадзора — 48, Вардениса — 52, Кедабека — 42, Мегри — 48 км и т. д. В районе Ереван—Фонтан мощность осадочного слоя 6—7, Раздан—Севан — 2,5—3, Иджеван — Севан — до 7 км. В центральной части Армянской ССР мощность гранитного слоя порядка 25, а на севере в районе Иджеван — Севкар — 15—17 км, мощность базальтового слоя по всем профилям составляет 16—18, а в районе Абовян — Фонтан — 22 км. Таким образом, мощность земной коры в исследуемом районе в среднем равна 50 км, варьируя от 44 до 55 км.

Схематический разрез земной коры по профилю Кивраг—Ехегнадзор — Варденис — Кедабек представляется в следую-

щем виде: в Кивраге мощность коры равна 46 км, Ехегнадзоре — 48, Варденисе — 52, а к Кедабеку уменьшается до 42 км.

По данным магнитометрического метода [5] наблюдается общее увеличение мощности земной коры в южной части Армении по профилю Джуга — Вагуди. Данные о мощности земной коры по профилю Леникан — Мегри показывают, что под горными сооружениями Арагаца и Спитакаса (Гегамский хребет) мощность коры наибольшая — 54—57 км, в то время как к западу и востоку от указанных объектов она уменьшается до 45—50 км.

За последние годы геофизический комплекс был существенно расширен благодаря созданию новых методов электроразведки, использующих искусственные и естественные переменные электромагнитные поля. Эти методы по сравнению с методами постоянного тока имеют ряд важных преимуществ. Они обладают большей глубиной, позволяют изучать отложения под высокоомными породами, повышают определенность геологической информации в случае анизотропных массивов, обеспечивают более высокую экономическую эффективность исследований [115]. Среди новых электромагнитных методов наиболее портативными являются магнитотеллурические методы, основанные на изучении магнитотеллурического поля — естественного переменного электромагнитного поля, имеющего космическое происхождение [15].

Сущность МТЗ состоит в следующем. По наблюдениям, выполняемым в одной точке, определяют величины, характеризующие соотношения между спектрами электрического и магнитного полей. Зависимость этих величин от периода изображают в виде амплитудных и фазовых кривых МТЗ, являющихся частотными характеристиками исследуемого разреза. Благодаря скин-эффекту, кривые МТЗ отражают изменение удельного сопротивления горных пород с глубиной. Их интерпретируют с помощью теоретических палеток или по упрощенным формулам. В результате интерпретации кривых МТЗ определяют послойные или обобщенные параметры геоэлектрического разреза. Совокупность таких определений позволяет построить структурную карту по поверхности одного или нескольких опорных горизонтов.

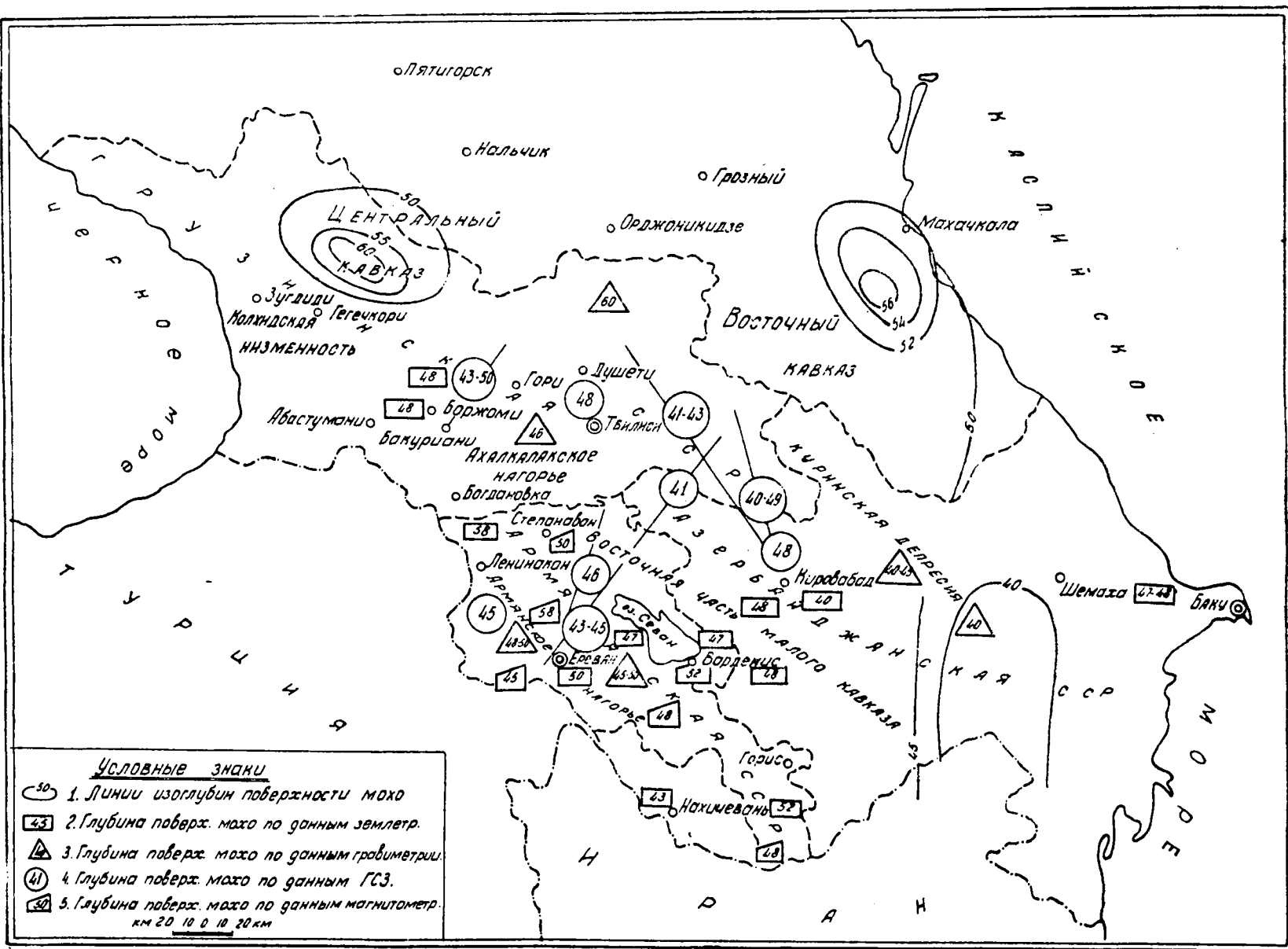


Рис. 1. Схема глубины залегания поверхности Мохоровичича для территории Кавказа.

На территории Армении магнитотеллурические исследования проводятся Ереванской геофизической экспедицией при Управлении геологии Армянской ССР. В октябре 1970 г. было проведено опытное зондирование вблизи села Лидган в Эчмиадзинском районе Институтом геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР. Исследование велось с помощью магнитотеллурической лаборатории МТЛ-62, которая позволяет регистрировать колебания горизонтальных составляющих магнитотеллурического поля E_x , E_y , H_x , H_y , с периодом от 10 сек до нескольких минут.

Таким образом, мы видим, что земная кора исследуемого района изучена различными методами. На общей схеме исследуемого района (рис. 1) приведены все данные о мощности коры, известные к моменту выполнения настоящей работы.

ГЛАВА II

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ ИЗ НАБЛЮДЕНИЙ

§ 1. ОСНОВЫ МЕТОДОВ

Изучение строения земной коры по дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн широко применяется учеными разных стран. Особенно большую работу в этом направлении проводят ученые в СССР, США и Японии [8]. Часто работа сводится к следующему: из наблюдения получаются дисперсионные кривые поверхностных волн, и к ним подбираются такие модели земной коры, которые хорошо согласуются с первыми.

Пусть мы имеем нестационарную волну $f(x-Ct)$, распространяющуюся вдоль оси x .

Ее спектральное представление

$$f(x, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} S(k) e^{ik(x-ct)} dk,$$

где $C=C(k)$ — фазовая скорость волны.

Если есть дисперсия, т. е. зависимость фазовой скорости $C(k)$ от длины волны, то по методу стационарной фазы [67, 118] можно показать, что при

$$\frac{d^2[k \cdot C(k)]}{dk^2} = \frac{d^2\omega}{dk^2} \neq 0$$

$$f(x, t) = \sum_{i=1}^n S(k_i) A(k_i) \cos \left[k_i (x - C(k_i) t) \pm \frac{\pi}{4} \right],$$

$$\text{где } A(k_i) = \sqrt{\frac{2\pi}{t \left| \frac{d^2 \omega}{dk^2} \right|_{k=k_i}}} \quad (1)$$

В формуле (1) знак перед $\frac{\pi}{4}$ такой же, как и у $\frac{d^2 \omega}{dk^2}$.

В аргументе k_i ($i = 1, 2, \dots, n$) является одним из n корней уравнения

$$U(k) = \frac{d[k C(k)]}{dk} = \frac{x}{t},$$

где $U(k)$ — групповая скорость, являющаяся функцией длины волны. Если мы имеем один корень k_0 , то получим

$$f(x, t) = B(k_0) \cos \left[k_0(x - C(k_0)t) \pm \frac{\pi}{4} \right], \quad (2)$$

где $B(k_0)$ — амплитуда. Таким образом, получаем, что смещения в поверхностной волне в условиях дисперсии фазовых скоростей можно определить по формулам (1), (2).

Пусть мы имеем две станции с координатами x_1 и x_2 . Пусть мы также смогли найти на каждой станции одинаковую фазу, вступающую на станцию 1 в момент времени t_1 , а на станцию 2 — в момент времени t_2 . Тогда формула для определения фазовой скорости волны по двум станциям будет иметь вид:

$$C = \frac{x_2 - x_1}{t_2 - t_1}.$$

Период, соответствующий этой фазовой скорости, можно найти как среднее из наблюдаемых периодов на двух станциях в моменты t_1 и t_2 .

В работе Брюна, Найфа, Оливера [118] содержится описание оригинального метода определения фазовых скоростей по имеющимся записям поверхностных волн для трасс эпицентр—станция. Рассмотрен случай, когда распространение колебания описывается формулой

$$U(x, t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\infty} A(k) \cdot \cos[\omega t - kx + \varphi(k)] dk,$$

где U — компонента смещения; x — расстояние; $A(k)$ — амплитуда; ω — угловая частота; $\varphi(k)$ — начальная фаза. Интеграл, как и раньше, вычисляется по методу стационарной фазы. Для $U(x, t)$ получено выражение

$$U \sim \left\{ \frac{1}{2\pi t \left| \frac{d^2 \omega}{dk^2} \right|_0} \right\}^{1/2} A(k_0) \cdot \cos \left[\omega_0 t - k_0 x + \varphi(k_0) \pm \frac{\pi}{4} \right].$$

Это выражение аналогично (1), но записано в другой форме. При условии, что ω_0 не слишком близко к экстремуму групповой скорости и амплитуда с частотой изменяется медленно [128], для вершины колебания, вступившей в момент времени t_1 и расстояния x_1 , должно выполняться равенство

$$\omega_0 t_1 - k_0 x_1 + \varphi(k_0) \pm \frac{\pi}{4} = 2\pi N.$$

Это выражение можно переписать в несколько ином виде:

$$C_0 t_1 - x_1 = \left[N \pm \frac{1}{8} - \frac{\varphi(k_0)}{2\pi} \right] \lambda = \left(n \mp \frac{1}{8} \right) \lambda;$$

$$C_0 = \frac{x_1}{t_1 - \left(n \mp \frac{1}{8} \right) T_0},$$

т. е. получить выражение для определения фазовой скорости по одной станции с периодом, равным среднему периоду колебания в данный момент.

Таким образом, мы видим, что максимум суммарного колебания (или группы) частотой ω_0 имеет место тогда, когда вершинки распространяющихся гармоник с частотой, равной или близкой к ω_0 , конструктивно интерферируют, но при этом

фаза суммарного колебания должна на $\frac{\pi}{4}$ (или $\frac{T}{8}$) отличаться от фазы отдельной гармоники той же частоты. Частота суммарного колебания определяется обычным методом вычисления производной кривой, выражающей зависимость времени вступления вершины от порядкового номера.

Время вступления гармонической компоненты волны этой же частоты определяется добавлением или вычитанием (соответственно для аномальной и нормальной ветвей дисперсионных кривых) $\frac{T}{8}$ сек из времени вступления вершины суммарного колебания.

В нашей работе фазовые скорости определялись для горных районов. Метод поверхностных волн является одним из основных при изучении строения земной коры горных районов, и поэтому в этих районах важно определять дисперсию фазовых скоростей поверхностных волн. Но при использовании метода должны выполняться следующие условия:

1. На исследуемой территории должно быть расположено не менее трех сейсмических станций в виде треугольника. Желательно, чтобы расстояние между ними было порядка длины волны.

2. На сейсмических станциях должны быть установлены длиннопериодные сейсмографы одинакового типа с идентичными частотными характеристиками, на которых хорошо будут выявляться поверхностные волны.

3. В пределах площади, занимаемой каждым треугольником станций, параметры земной коры должны изменяться незначительно.

В данной работе для территории исследуемого района эти условия в основном выполнены, и поэтому возникает возможность использования метода фазовых скоростей для изучения строения земной коры.

Для определения фазовых скоростей необходимо проследить за распространением одинаковых фаз от станции к станции. Коррелируя вершины и впадины на двух станциях, расположенных относительно эпицентра на одной и той же дуге большого круга, фазовую скорость для периода $T_{cp} = \frac{T_1 + T_2}{2}$,

где T_1 и T_2 — периоды одноименных вершин и впадин на обеих станциях, можно определить делением разности эпицентральных расстояний на разность времен.

Сравнение экспериментальных и теоретических кривых дисперсии скоростей приводит к определению мощности коры между сейсмическими станциями. Такой метод исследования коры годен для тех случаев, когда направление фронта волны совпадает с направлением азимута на эпицентр. Но ограничение снимается, если будут использованы наблюдения на трех сейсмических станциях, расположенных в виде треугольника на площади с одинаковым строением коры (рис. 2) [129, 139]. Определение фазовой скорости методом треугольника заключается в следующем. Пусть сейсмические станции расположены в вершинах треугольника. Предположим, что направление движения фронта волны, которая распространяется с фазовой скоростью C , образует со стороной треугольника ac какой-то угол α . Время пробега волны от a к c обозначим через t_{ac} , соответственно от a к b через t_{ab} . Тогда фазовую скорость можно вычислить по формуле

$$C = \sqrt{\frac{\sin \beta}{\left\{ \left(\frac{t_{ac}}{d_{ac}} \right)^2 + \left(\frac{t_{ab}}{d_{ab}} \right)^2 - 2 \left(\frac{t_{ac}}{d_{ac}} \right) \left(\frac{t_{ab}}{d_{ab}} \right) \cos \beta \right\}}}, \quad (3)$$

где d_{ac} и d_{ab} — расстояния между сейсмическими станциями a и c , a и b ; β — угол между отрезками d_{ac} , d_{ab} ; α_1 , α_2 — азимуты отрезков d_{ac} и d_{ab} .

α можно вычислить по формуле

$$\alpha = \arccos \left(C \frac{t_{ac}}{d_{ac}} \right).$$

Для данного конкретного T фазовая скорость C вычисляется по формуле (3). Если α определена, то C можно вычислить по формулам:

$$C = \frac{d_{ac}}{t_{ac}} \cos \alpha \quad \text{или} \quad C = \frac{d_{ab}}{t_{ab}} \cos (\alpha + \beta).$$

Фазовые скорости поверхностных волн определены ручным способом непосредственно из сейсмограмм землетрясений, параметры которых приведены в табл. 5. Для того, чтобы оценить точность полученного строения земной коры, необходимо уделить большое внимание оценке точности наблюдений. Точность наблюдения оказывает незначительное влияние на определение скоростей при больших расстояниях между станциями или от эпицентра землетрясения до станции, а также при использовании волн, многократно оббежавших земной шар. При малых же расстояниях между станциями, когда велики ошибки определения разности времен пробега одноименных фаз, точность наблюдений играет большую роль.

В работе [3] проведено подробное исследование ошибок и указана величина ошибки фазовой скорости, которая оценена примерно в 1—1,5%.

При ручном способе обработки сейсмограмм и вычисления фазовых скоростей принята следующая последовательность операций. Выбирают сейсмограммы двух или более станций, между которыми нужно изучать кору, затем выделяют участки записи поверхностных волн с четко выраженной дисперсией, определяют времена появления вершин и впадин в выбранном интервале записи и, наконец, производят корреляцию фаз на разных парах станций по известной методике [67].

Интенсивно развивающиеся в последние годы методы машинной обработки сейсмограмм включают в себя и методы определения фазовых скоростей поверхностных волн с использованием преобразования Фурье по фазовым спектрам колебаний. В нашем исследовании были использованы записи поверхностных волн, возникших при землетрясениях, параметры которых приведены в табл. 5. Спектры колебаний вычислялись на электронновычислительной машине «Раздан-2» в Институте геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР. Фазовые скорости определены по данным сейсмических станций, расположенных на одной и той же дуге большого круга относительно эпицентра.

Представим сейсмические колебания почвы в виде интеграла Фурье

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) e^{i\omega t} d\omega. \quad (4)$$

Величина $S(\omega)$ является комплексной плотностью амплитуды каждого отдельного колебания частоты ω . Функция $f(t)$ описывает закон колебания грунта при прохождении сейсмических волн в течение конечного времени в фиксированной точке. Каждая гармоническая составляющая частоты ω полностью определяется спектральной плотностью ее амплитуды $G(\omega)$ и фазой $\varphi(\omega)$

$$S(\omega) = G(\omega) e^{i\varphi(\omega)}. \quad (5)$$

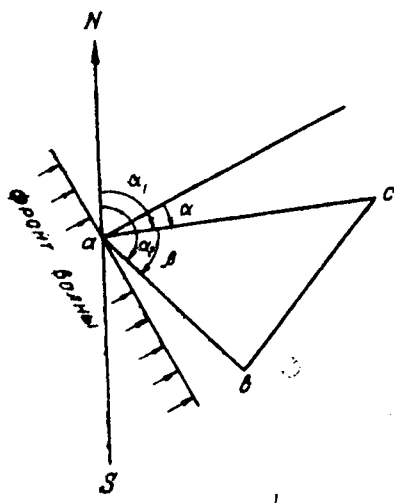


Рис. 2. Распространение плоского волнового фронта через треугольник станции.

Модуль $G(\omega)$ комплексного спектра $S(\omega)$ представляет амплитудный спектр функции $f(t)$, а аргумента $\varphi(\omega)$ — фазовый спектр этой же функции.

Эти спектры определяются через синус и косинус — трансформанты Фурье:

$$f_s(\omega) = \int_{t_1}^{t_n} f(t) \sin \omega t dt,$$

$$f_c(\omega) = \int_{t_1}^{t_n} f(t) \cos \omega t dt, \quad (6)$$

где t_1 и t_n — моменты начала и конца записи поверхностной волны. Следовательно, можно записать:

$$G(\omega) = \sqrt{f_c^2(\omega) + f_s^2(\omega)}, \quad (7)$$

$$\varphi(\omega) = \arctg \frac{f_s(\omega)}{f_c(\omega)}. \quad (8)$$

Таким образом, исследование спектрального состава колебаний почвы при землетрясении сводится к определению его амплитудного и фазового спектров.

Согласно этой методике определения спектра сейсмических колебаний по реальной сейсмограмме определяются значения функции $F(t)$ в зависимости от времени через определенные, достаточно малые, интервалы времени (в нашем случае 2 сек). Затем по формулам (6) вычисляются значения $f_c(\omega)$ и $f_s(\omega)$ и по полученным значениям определяются для различных периодов $G(\omega)$ по формуле (7) и $\varphi(\omega)$ по формуле (8).

Воспользуемся фазовым спектром Фурье для определения фазового сдвига между двумя станциями для данной частоты. Станции расположены вдоль дуг большого круга на расстояниях Δ_1 и Δ_2 от эпицентра. Допустив, что группы колебаний в волнах Лява или Релея записаны на обеих станциях, их можно обмерить, зацифровать и подвергнуть анализу Фурье. Пусть t_1 и t_2 — времена пробега одной и той же фазы, соответствующей данной частоте, $\varphi_1(\omega)$ и $\varphi_2(\omega)$ — фазовые спектры Фурье.

Разность фазовых спектров на станциях будет:

$$\varphi_2(\omega) - \varphi_1(\omega) = \frac{(\Delta_2 - \Delta_1) \omega}{C(\omega)} = \arctg \frac{f_{s2}(\omega)}{f_{c2}(\omega)} - \arctg \frac{f_{s1}(\omega)}{f_{c1}(\omega)} \pm 2\pi m,$$

где $C(\omega)$ — фазовая скорость; m — целое число циклов.

Число m показывает, сколько целых длин волн укладывается между станциями при заданном периоде T .

Процедура вычисления приводит нас к определению фазовых скоростей по формуле

$$C(T) = \frac{(\Delta_2 - \Delta_1) 2\pi}{T \{ [\varphi_2(T) - \varphi_1(T)] - [\gamma_2(T) - \gamma_1(T)] \}}, \quad (9)$$

где $\gamma_1(T)$ и $\gamma_2(T)$ — фазовые сдвиги по записям сейсмографов.

§ 2. ПОГРЕШНОСТИ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ

При определении фазовых скоростей между парами станций визуальным методом основные погрешности возникают при:

- 1) отсчете поправки времени за ход хронометра;
- 2) определении фазовых характеристик приборов;
- 3) вычислении разности эпицентральных расстояний;
- 4) определении периодов колебаний;
- 5) неточном определении времен вступления вершин и впадин соответствующих колебаний.

Рассмотрим подробно каждую из погрешностей отдельно.

1) Погрешность за ход хронометра.

Эту погрешность можно исключить введением соответствующих поправок.

2) Погрешность в определении фазовых поправок за аппаратуру.

Фазовая характеристика сейсмографа с гальванометрической регистрацией $\gamma(T\omega)$ — это сдвиг по фазе между волной определенного периода, пришедшей на вход сейсмографа, и волной, записанной на сейсмограмме.

Фазовую характеристику можно рассчитать по формуле

$$\gamma(T\omega) = \arctg \frac{-1 + pT_\omega^2 - ST_\omega^4}{mT_\omega - qT_\omega^3},$$

$$\text{где } m = 2 \left(\frac{D_1}{T_1} + \frac{D_2}{T_2} \right); \quad p = \frac{1}{T_1^2} + \frac{1}{T_2^2} + \frac{4D_1D_2}{T_1T_2} (1 - \sigma^2)$$

$$q = 2 \left(\frac{D_1}{T_1 T_2^2} + \frac{D_2}{T_2 T_1^2} \right); \quad S = \frac{1}{T_1^2 T_2^2};$$

T_ω — период приходящей волны; T_1 , T_2 — периоды собственных колебаний сейсмографа и гальванометра; D_1 , D_2 — постоянные затухания сейсмографа и гальванометра; σ^2 — коэффициент связи системы.

При обработке сейсмограмм более удобно пользоваться не угловым, а временным выражением для фазового сдвига, в связи с чем кривые фазовых характеристик представляются в виде

$$\Delta t = \frac{\gamma T_\omega}{360} \text{ (сек).}$$

Как известно из [76], погрешность в определении фазовой характеристики выражена в виде формулы

$$d\gamma = \left(\frac{\partial \gamma}{\partial T_1} dT_1 + \frac{\partial \gamma}{\partial D_1} dD_1 + \frac{\partial \gamma}{\partial T_2} dT_2 + \frac{\partial \gamma}{\partial D_2} dD_2 + \frac{\partial \gamma}{\partial \sigma^2} d\sigma^2 \right).$$

Ошибки за счет влияния каждого параметра выражаются следующим образом:

$$\frac{\partial \gamma}{\partial T_1} dT_1 = - \frac{T_\omega}{\pi} D_1 u_1 u_1^2 (1 + u_1^2) \frac{dT_1}{T_1},$$

$$\frac{\partial \gamma}{\partial T_2} dT_2 = - \frac{T_\omega}{\pi} D_2 u_2 u_2^2 (1 + u_2^2) \frac{dT_2}{T_2},$$

$$\frac{\partial \gamma}{\partial D_1} dD_1 = \frac{T_\omega}{\pi} D_1 u_1 u_2^2 (1 - u_1^2) \frac{dD_1}{D_1},$$

$$\frac{\partial \gamma}{\partial D_2} dD_2 = \frac{T_\omega}{\pi} D_2 u_2 u_1^2 (1 - u_2^2) \frac{dD_2}{D_2},$$

где
$$u_1 = \frac{1}{\sqrt{(1 - u_1^2)^2 + 4D_1^2 u_1^2}},$$

$$u_2 = \frac{1}{\sqrt{(1 - u_2^2)^2 + 4D_2^2 u_2^2}}.$$

Ошибки при значениях $\sigma^2=0,1—0,2$ незначительны. Вычислим возможную ошибку в фазовой характеристике типового сейсмографа СК ($T_1=12,5$ сек, $T_2=1,25$ сек, $D_1=0,45$; $D_2=5,0$; $\sigma^2=0,15$), предполагая, что параметры изменяются в пределах $\pm 1\%$. Такая точность вычисления этих величин принята на сейсмических станциях.

Из графика на рис. 3 [60] видно, что погрешность зависит от периода наблюдаемых колебаний и доходит до 0,1 сек.

3) *Погрешность в вычислении разностей эпицентральных расстояний.* Здесь погрешность определяется точностью данных о координатах пунктов наблюдения. Величина погрешности должна быть такой, чтобы не вносить ощутимых искажений в вычисление фазовой скорости. Влияние такой погрешности показано на рис. 4 [60].

При вычислении использовались координаты станций, опубликованные в «Бюллетене сети сейсмических станций», где величины φ и λ приводятся с точностью до 1'.

Из приведенного графика видно, что с уменьшением расстояния между пунктами наблюдений ошибка в скорости сильно увеличивается, поэтому необходимо точно знать координаты φ и λ для станций на малых расстояниях.

4) *Ошибка в определении периодов колебаний* существенно важна. Удобно рассматривать влияние ошибки в определении периодов колебаний на точность вычисления фазовых скоростей в два приема: сначала вычислить возможные ошибки в отсчете вершин и связанные с ними ошибки в периоде, что зависит от точности отсчета времени вершины, затем рассмотреть области, где эти ошибки сказываются наиболее сильно.

Рассмотрим, следуя [100], экспериментальные ошибки, возникающие из-за неточного определения периодов на сейсмограммах и ошибки при осреднении периодов. Допустим, что коррелируются две вершины с периодами T_1 и T_2 соответственно. Средний период равен $\bar{T} = \frac{T_1+T_2}{2}$. Предполагается, что

$C(\bar{T}) = \bar{C}(T)$; вычисляем фазовую скорость для этого периода. Ошибка, вносимая такой интерполяцией, на основе результатов Е. Ф. Саваренского [67], может быть записана в виде уравнения с учетом первого поправочного члена

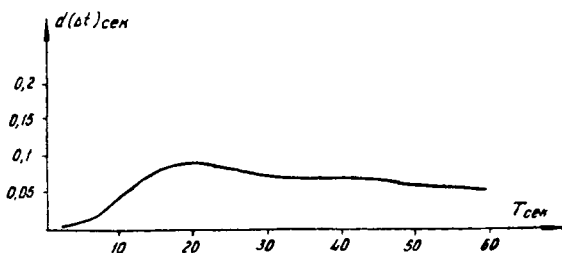


Рис. 3. Абсолютная ошибка фазовой характеристики типового прибора СК.

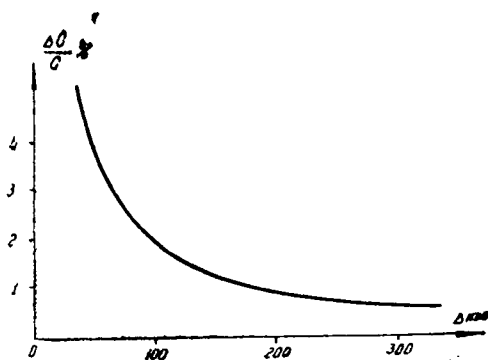


Рис. 4. Зависимость относительной ошибки фазовой скорости от разности эпицентральных расстояний.

$$\bar{C}(T) \approx C(\bar{T}) \left[1 - \frac{\bar{C}^2}{u^2} \left(\frac{\bar{C}}{u} - 1 \right) \left(\frac{T_2 - T_1}{T_2 + T_1} \right)^2 \right].$$

Второй член в скобках представляет погрешность определения среднего значения периода как арифметического среднего.

Наиболее серьезным источником ошибок являются неточности определения времен и периодов из сейсмограмм. Например, если для периода T_0 получено неправильное значение T_1 , тогда и вычисленная фазовая скорость будет $\bar{C}(T_1)$, а не $C(T_0)$. Но $\bar{C}(T_1)$ отличается от истинной фазовой скорости $C(T_1)$ для периода T_1 из-за изменения времени распространения t в выражении для фазовой скорости, потому что при определении $\bar{C}(T_1)$ использовалось $t=t_0$ вместо $t=t_1$.

Ошибка первого порядка при вычислении периода будет

$$\frac{\partial C}{C} = \frac{\frac{\partial t}{\partial T} dT}{t - T \left(N - \frac{1}{2} \right)}.$$

Ошибка $\frac{\partial t}{\partial T} dT$ возникает из-за того, что данному периоду соответствует неправильное время распространения. Величина этой ошибки зависит от наклона дисперсионной кривой.

Известно, что периоды на сейсмограммах отличаются от истинных колебаний почвы. Из [139] видно, что при вычислении групповой скорости возникает большая ошибка, когда дисперсия и инструментальный фазовый сдвиг резко изменяются. Поэтому считаем уместным привести определение истинного периода колебаний. Фазовый сдвиг, вносимый сейсмографами, состоит из Δ_p и Δ_g , обусловленных соответственно маятником и гальванометром. Величины сдвига для синусоидальных колебаний даются формулами:

$$\operatorname{tg} \Delta_p = \frac{2b_p \left(\frac{T}{T_p} \right)}{1 - \left(\frac{T}{T_p} \right)^2};$$

$$\operatorname{ctg} \Delta_g = \frac{2b_g \left(\frac{T}{T_g} \right)}{1 - \left(\frac{T}{T_g} \right)^2}$$

где b_p — коэффициент затухания; T_p — свободный период маятника; b_g и T_g — то же для гальванометра; T — период колебаний почвы.

Если Θ — фазовый угол движения почвы в любой момент t , то $\Theta + \Delta_p + \Delta_g$ — фазовый угол при записи сейсмографа. Это справедливо даже при изменении периода T , если только амплитуда колебаний не изменяется резко.

Период колебаний почвы будет

$$T = \frac{2\pi dt}{d\Theta},$$

а период, записанный на сейсмограмме,

$$T' = \frac{2\pi dt}{d(\Theta + \Delta_p + \Delta_g)},$$

откуда следует

$$\frac{1}{T} = \frac{1}{T'} - \frac{1}{2\pi} \left(\frac{d\Delta_p}{dt} + \frac{d\Delta_g}{dt} \right) = \frac{1}{T'} - \frac{1}{2\pi} \left(\frac{d\Delta_p}{dT} + \frac{d\Delta_g}{dT} \right) \left(\frac{dT}{dt} \right),$$

что можно записать в виде

$$T = T' \left(1 + F \cdot \frac{TdT}{dt} \right),$$

где
$$F = \frac{1}{2\pi} \left(\frac{d\Delta_p}{dT} + \frac{d\Delta_g}{dT} \right),$$

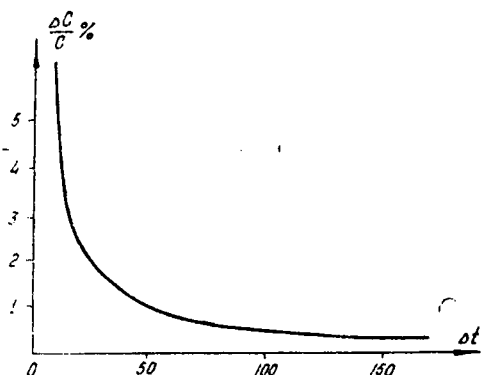


Рис. 5. Ошибка определения фазовой скорости в зависимости от времени пробега фазы от станции к станции.

5) Ошибки за счет неточного определения времен вступления вершин соответствующих колебаний.

На точность определения времен вступления экстремумов колебаний оказывают влияние многие факторы: амплитуда записи, частотная характеристика аппаратуры, период ко-

лебаний, длительность записи, скорость протяжки ленты, качество и частота записи, опыт интерпретатора. В настоящее время их влияние очень трудно учесть.

Если мы примем ошибку в отсчете времени появления вершины, равную 0,5 сек, то сможем вычислить [60] относительную ошибку в фазовой скорости в зависимости от разности времен появления скоррелированных вершин на двух соседних станциях (рис. 5).

Рассмотрим ошибки, возможные при использовании спектров. С точки зрения теории колебаний, сейсмограф и гальванометр можно рассматривать как единую колебательную систему.

Гармонические колебания почвы можно представить в виде

$$x = x_m \cos (\omega t - \varphi_0),$$

а аппаратура запишет эти колебания на сейсмограмме в виде

$$y = y_m \cos (\omega t - \varphi_0 + \gamma).$$

Фазовый сдвиг γ , вносимый приборами в гармоническое колебание почвы, определяется из формулы

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{p T_{\omega}^2 - S T_{\omega}^4 - 1}{m T_{\omega} - q T_{\omega}^3},$$

где

$$S = \frac{1}{T_1^2 T_2^2}; \quad m = 2 \left(\frac{D_1}{T_1} + \frac{D_2}{T_2} \right);$$

$$p = \frac{1}{T_1^2} + \frac{1}{T_2^2} + 4 \frac{D_1 D_2}{T_1 T_2} (1 - \sigma^2);$$

$$q = 2 \left(\frac{D_1}{T_1 T_2^2} + \frac{D_2}{T_1^2 T_2} \right),$$

где σ^2 — коэффициент связи; T_1, T_2 — собственные периоды маятника и гальванометра соответственно; D_1, D_2 — постоянные затухания маятника и гальванометра.

К последнему времени появился ряд работ, в которых производится оценка погрешностей в вычислении фазовых и амплитудных спектров из сейсмограмм [29—31, 105, 106].

Широкое применение машинных способов обработки записей поверхностных волн требует ясного представления о достоинствах и недостатках этих методов, о возможных ошибках в вычислении фазовых скоростей и о путях уменьшения этих ошибок.

При вычислении фазовых и амплитудных спектров на ЭВМ или какими-либо специальными анализаторами основные причины, приводящие к появлению ошибок, следующие:

- 1) методического характера, появляющиеся в процессе обработки материала;
- 2) аппаратного характера, когда само анализирующее устройство вносит некоторые ошибки;
- 3) связанные с условиями возбуждения волн и особенностями их распространения.

Последняя группа ошибок наиболее трудно поддается анализу, потому что для этого необходимо рассматривать и оценивать возможное влияние механизма очага, трасс распространения колебаний, учитывать горизонтальные неоднородности, на которых могут возникать вторичные сигналы, интерферирующие затем с основным.

Согласно [100], при интерференции двух подобных сигналов, один из которых сдвинут относительно другого на Δt , ошибка фаз будет:

$$\Delta\Omega = \frac{a \sin(\omega \Delta t)}{\omega},$$

где a — амплитуда смещенного сигнала; амплитуда не смещенного сигнала равна единице.

Максимальная ошибка фазы $|\Delta\Omega|_{\max} = a\Delta t$ может быть вычислена в случае, если известно Δt . Ошибка определения фазовой скорости из-за неточности определения фазы находится дифференцированием равенства [139]

$$\frac{\partial C}{\partial C} = - \frac{CT}{(\Delta_2 - \Delta_1) 2\pi} \cdot d[\varphi_2(T) - \varphi_1(T)].$$

При вычислении фазовых скоростей между парами станций по записи одного землетрясения вариации фаз и источника не влияют на результаты, ошибки при определении разности фаз вызваны интерференцией и помехами.

Ошибки методического характера, отнесенные нами к первой группе, вызваны в основном:

1) ошибками в измерении ординат в соответствующих точках временной оси, ошибками измерительного прибора и т. д. Некоторые из этих ошибок проанализированы в работе [31]. Чтобы уменьшить их влияние, нужно применять методы улучшения качества записи и очищение ее от наложения неиспользуемых в данном анализе групп колебаний иной природы. Существуют различного вида фильтрации [125], применяя которые получаем чистые и улучшенные записи;

2) точностью методов интерполяции и числом точек на изучаемый период колебания. Ошибка в вычислении спектра методом параболической интерполяции пропорциональна продолжительности цуга и синусу отношения шага цифровки к периоду колебания;

3) неопределенностью в выборе начала и конца записей, которые могут быть осложнены наложением других волн.

Точное определение начала и конца анализируемого колебания, не имеющего по своей интерференционной природе четкого вступления и осложненного наложением волн иной природы, практически всегда является неопределенным.

В работах [29—31] большое внимание уделено влиянию обрывов начала и конца записей на амплитудный спектр колебания. Исходя из указанных работ, можно сделать вывод, что с уменьшением числа анализируемых периодов:

- а) уменьшается величина основного максимума спектра;
- б) ширина спектра на уровне $0,7 A_{\max}$ увеличивается;
- в) происходит незначительное уменьшение частоты основного максимума;
- г) амплитуда дополнительных максимумов по сравнению с амплитудой основного максимума уменьшается;
- д) чем больше затухание у исследуемой функции, тем, при том же числе анализируемых периодов, шире главный максимум спектра;

4) неправильным проведением нулевой линии. На анализируемом участке сейсмограммы не всегда правильно удается провести нулевую линию, особенно если сигнал слабый и имеются большие помехи.

Влияние смещения нулевой линии на амплитудный спектр подробно рассмотрено в [30, 31], а на фазовый спектр — в [60]. Исходя из [60], можно сделать вывод, что наибольшее искажение в фазовом спектре отрезка синусоиды наблюдается в области низких частот. Так как выделение длиннопериодных колебаний, почти незаметных при визуальном просмотре записи, является одной из задач спектрального анализа, следует следить за нужным положением нулевой линии, чтобы в области низких частот избежать возможной ошибки в определении фазовых скоростей.

Для более оперативной обработки материала прибегают к помощи анализирующего устройства, конструктивные особенности которого также дают ошибки в вычислении фазовых и амплитудных спектров. Поэтому прибегать к помощи того или иного анализирующего прибора можно лишь в том случае, когда ошибки, вносимые им в спектр, могут быть оценены и исключены. Таких недостатков лишена цифровая вычислительная машина, и ее удобно использовать при вычислении фазовых и амплитудных спектров поверхностных волн.

§ 3. ИЛЛЮСТРАЦИИ ПРИМЕНЕНИЯ ЭВЦМ

В соответствии с изложенным способом при помощи электронновычислительной машины были получены спектры сейсмограмм, отцифрованных с шагом $\Delta t = 2$ мм (табл. 1—4).

Полученные на ЭВЦМ экспериментальные дисперсионные кривые сопоставлены с теоретическими, построенными для двуслойной модели земной коры Малого Кавказа (рис. 6—9).

В табл. 1—4 приведены результаты вычисления спектров на ЭВЦМ «Раздан-2» для записей землетрясений

4/IX 1965 г. 0—14 ч. 32 м. 48 с. остров Кадьяк,

2/VII 1965 г. 0—20 ч. 58 м. 36 с. Алеутские острова

по станциям Тбилиси, Ереван и Нахичеван.

На рис. 12 и 16 приведены сейсмограммы, для которых вычислялись спектры. На них отмечены начало и конец цугов, которые обрабатывались. Шаг цифровки был выбран 4 сек, что позволяло определить спектр при периодах 8 сек и больше, согласно теореме Котельникова.

В таблицах приведены синус и косинус трансформанты и $\varphi(\omega) = \arctg \frac{f_s}{f_c}$. $\varphi(\omega)$ представляет фазовый спектр, который меняется от 0 до 2.

Фазовая скорость рассчитывалась по формуле (9), где учтены фазовые сдвиги $\gamma_1(T)$ и $\gamma_2(T)$, вносимые сейсмографами.

После сравнения оказалось, что экспериментальные дисперсионные кривые, полученные на ЭВЦМ и ручным способом, отличаются очень мало. Для примера укажем, что при Алеутском землетрясении 2/VII 1965 г., как видно из рис. 8 и 20, это отличие на периоде $T=30$ сек составляет 0,024 км/сек, а при землетрясении 4/IX 1965 г. — 0,02 км/сек (рис. 6 и 20).

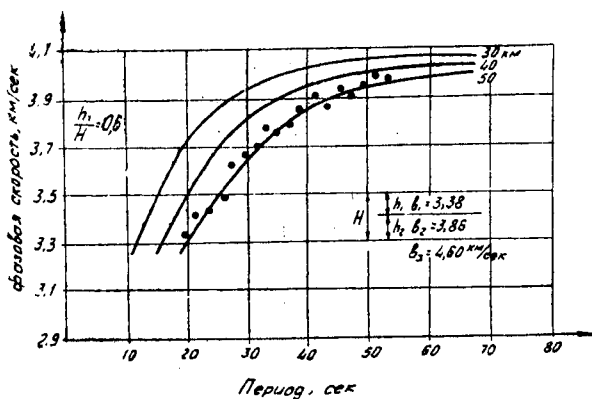


Рис. 6. Дисперсия фазовых скоростей волн Релея для землетрясения 4 сентября 1965 г. (о. Кадьяк) по трассе Ереван—Тбилиси, рассчитанная на ЭВЦМ.

Сплошные линии—теоретические кривые.

Черные кружки—полученные экспериментальные точки.

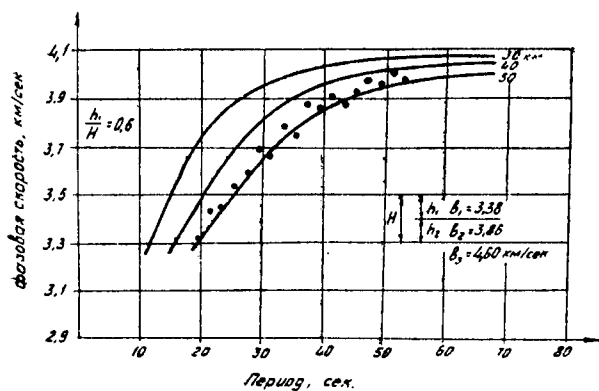


Рис. 7. Дисперсия фазовых скоростей волн Релея для землетрясения 4 сентября 1965 г. (о. Кадзьяк) по трассе Нахичеван — Тбилиси, рассчитанная на ЭВЦМ.
Сплошные линии — теоретические кривые.
Черные кружки — полученные экспериментальные точки.

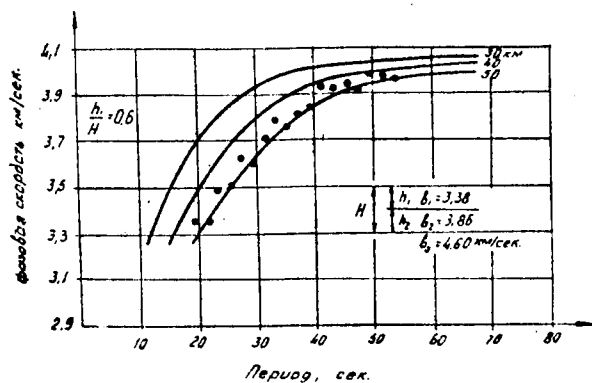


Рис. 8. Дисперсия фазовых скоростей волн Релея для землетрясения 2/VII 1965 г. (Алеутские о-ва) по трассе Ереван — Тбилиси, рассчитанная на ЭВЦМ.
Сплошные линии — теоретические кривые.
Черные кружки — экспериментальные точки.

4 IX 1965 г. $\varphi=58,0'N$ $\lambda=152,6'W$
С/ст. Тбилиси $\Delta=8795$

0:14—32—48
С/ст. Ереван

Остров Кадьяк
 $\Delta=8967$

Таблица 1
Тбилиси — Ереван
 $\Delta_2 - \Delta_1 = 172$

T	$f_s (\omega)$	$f_c (\omega)$	$\arctg \frac{f_s}{f_c}$
20	22,914	7,803	1,242
22	28,733	-12,636	1,984
24	-73,295	-69,648	3,951
26	-177,643	-82,780	4,275
28	70,937	178,535	0,378
30	-52,045	22,901	5,124
32	74,007	107,049	0,605
34	39,821	-68,462	2,614
36	-44,011	58,729	5,637
38	-29,209	-29,205	3,925
40	4,383	9,162	0,446
42	20,054	11,096	1,065
44	10,995	11,979	0,743
46	-33,000	4,408	4,842
48	-14,503	13,716	5,467
50	-31,433	-35,779	3,861
52	1,774	-17,253	3,038
54	3,668	-32,511	3,046

T	$f_s (\omega)$	$f_c (\omega)$	$\arctg \frac{f_s}{f_c}$
20	-10,584	-18,690	3,655
22	-9,183	-15,498	3,675
24	24,617	4,485	1,390
26	-70,827	22,491	5,017
28	-95,330	24,435	4,960
30	-14,728	57,956	6,031
32	-36,331	20,518	5,222
34	23,007	67,604	0,328
36	-13,602	85,476	6,122
38	-31,068	57,048	5,78
40	-2,333	54,055	6,237
42	-8,106	36,829	6,066
44	-5,282	22,175	6,046
46	10,581	3,724	1,232
48	3,331	5,743	0,525
50	-6,032	-9,861	3,689
52	13,743	-24,313	2,626
54	8,357	-24,248	2,808

T	C
20	3,33
22	3,42
24	3,44
26	3,49
28	3,63
30	3,68
32	3,71
34	3,79
36	3,77
38	3,80
40	3,86
42	3,91
44	3,87
46	3,93
48	3,91
50	3,95
52	3,99
54	3,98

4/IX 1965 г. $\varphi = 58,0N$ $\lambda = 152,6 W$
 С/ст. Тбилиси $\Delta = 8795$

T	$f_s (\omega)$	$f_c (\omega)$	$\arctg \frac{f_s}{f_c}$
20	22,914	7,603	1,242
22	28,733	-12,636	1,984
24	-73,295	-69,648	3,951
26	-177,643	-82,780	4,275
28	70,997	178,535	0,378
30	-52,045	22,901	5,124
32	74,007	107,049	0,605
34	39,821	-68,462	2,614
36	-44,011	58,729	5,637
38	-29,209	-29,205	3,925
40	4,383	9,162	0,446
42	20,054	11,096	1,065
44	10,999	11,979	0,743
46	-33,000	4,408	4,842
48	-14,503	13,716	5,467
50	-31,433	-35,779	3,861
52	1,774	-17,253	3,038
54	3,068	-32,511	3,046
56	20,603	-4,410	1,78

0:14—32—48 *Остров Кадьяк*
 С/ст. Нахичеван $\Delta = 9061$

T	$f_s (\omega)$	$f_c (\omega)$	$\arctg \frac{f_s}{f_c}$
20	-4,870	3,524	4,084
22	-6,646	1,211	4,89
24	8,959	3,438	1,204
26	-6,384	9,825	5,704
28	17,565	-8,471	2,019
30	-20,270	2,774	4,845
32	28,123	-0,123	1,574
34	-27,596	16,690	5,279
36	-1,190	-34,043	3,175
38	24,813	-4,027	1,73
40	12,920	2,699	1,365
42	12,249	5,389	1,298
44	14,777	18,934	0,663
46	3,084	20,090	0,152
48	-0,208	17,051	6,268
50	-3,347	19,522	6,11
52	-13,010	19,588	5,964
54	-22,08	10,553	5,155
56	-22,448	-8,076	4,575

Таблица 2

Нахичеван—
 Тбилиси $\Delta_2 - \Delta_1 = 266$

T	C
20	3,32
22	3,44
24	3,47
26	3,54
28	3,59
30	3,69
32	3,65
34	3,79
36	3,75
38	3,88
40	3,86
42	3,91
44	3,96
46	3,93
48	3,98
50	3,96
52	4,00
54	3,98
56	4,02

2.VII 1965 г. $\varphi = 53$ $\lambda = 167.6$
С. ст. Ереван $\Delta = 9187$ км

T	$f_s (\omega)$	$f_c (\omega)$	$\arctg \frac{f_s}{f_c}$
20	151,5	169,3	0.730
22	-158,5	67,4	5,114
24	-122,4	-98,0	4,037
26	-30,8	-143,0	3,353
28	30,6	-118,3	2,888
30	12,9	-71,0	2,962
32	80,5	-47,8	2,107
34	34,5	-25,5	2,207
36	47,0	-5,3	1,683
38	14,2	-19,4	2,510
40	58,0	-17,5	1,864
42	30,0	39,3	0,652
44	-25,0	81,5	5,985
46	-1,6	-37,5	3,185
48	34,3	-24,0	2,181
50	30,7	2,0	1,506
52	14,3	5,9	1,179
54	10,3	-0,99	1,657
56	13,5	-1,5	1,681
58	12,7	2,7	1,361
60	7,6	4,2	1,066

0:20—58—36 *Алеутские острова*
С. ст. Тбилиси $\Delta = 9019$

T	$f_s (\omega)$	$f_c (\omega)$	$\arctg \frac{f_s}{f_c}$
20	186,8	-190,6	2,366
22	44,3	158,6	0,272
24	-50,5	-108,9	5,849
26	-76,9	57,9	5,358
28	-37,8	-23,9	4,149
30	-86,9	-4,4	4,662
32	-30,6	-29,4	3,947
34	-37,8	-25,0	4,128
36	-28,2	-14,3	4,243
38	-46,6	-26,9	4,189
40	-27,9	-43,3	3,714
42	-19,6	-40,3	3,594
44	-6,1	-48,2	3,267
46	18,9	-32,6	2,616
48	13,7	9,3	0,974
50	15,2	6,9	5,119
52	-28,4	-12,9	4,286
54	-16,4	-27,5	3,679
56	-1,4	-21,0	3,209
58	-1,6	-4,9	3,457
60	-15,6	3,6	4,939

Таблица 3

Ереван — Тбилиси
 $\Delta_2 \Delta_1 168$

T	C
20	3,350
22	3,350
24	3,482
26	3,470
28	3,621
30	3,600
32	3,691
34	3,769
36	3,742
38	3,800
40	3,845
42	3,900
44	3,894
46	3,939
48	3,90
50	3,960
52	3,952
54	3,960
56	3,920
58	3,995
60	3,951

2/VII 1965 г. $\varphi = 53$ $\lambda = 167,6$
 С/ст. Тбилиси $\Delta = 9019$ км

T	$f_s (\omega)$	$f_c (\omega)$	$\arctg \frac{f_s}{f_c}$
20	186,8	-190,6	2,336
22	44,3	158,6	0,272
24	-50,5	108,9	5,849
26	-76,9	57,9	5,358
28	-37,8	-23,9	4,149
30	-86,9	-4,4	4,662
32	-30,6	-29,4	3,947
34	-37,8	-25,0	4,128
36	-28,2	-14,3	4,243
38	-46,6	-26,9	4,189
40	-27,9	-43,3	3,714
42	-19,6	-40,3	3,594
44	-6,1	-48,2	3,267
46	18,9	-32,6	2,616
48	13,7	9,3	0,974
50	-15,2	6,9	5,139
52	-28,4	-12,9	4,286
54	-16,4	-27,5	3,679
56	-1,4	-21,0	3,209
58	-1,6	-4,9	3,457
60	-15,6	3,6	4,939

0:20-58-36 *Алеутские острова*
 С/ст. Нахичеван $\Delta = 5267$ км

T	$f_s (\omega)$	$f_c (\omega)$	$\arctg \frac{f_s}{f_c}$
20	334,0	-243,0	2,200
22	58,0	296,9	0,193
24	-180,0	133,6	5,351
26	-125,9	-48,0	4,348
28	-60,4	-25,0	4,320
30	-50,9	-58,0	3,862
32	-91,0	-38,0	4,317
34	-0,61	-108,6	3,148
36	4,4	-25,4	2,970
38	-12,3	-43,0	3,420
40	-7,8	-34,2	3,366
42	-11,6	-47,3	3,382
44	8,8	-46,9	2,956
46	7,8	-33,7	2,915
48	6,0	-42,5	3,002
50	28,0	-44,6	2,581
52	44,5	18,4	1,965
54	31,7	11,6	1,220
56	3,1	20,1	0,153
58	-17,9	8,3	5,146
60	-23,9	-8,2	4,382

Таблица 4

Тбилиси — Нахичеван
 $\Delta_2 - \Delta_1 = 248$ км

T	C
20	3,330
22	3,400
24	3,468
26	3,472
28	3,572
30	3,685
32	3,744
34	3,715
36	3,747
38	3,827
40	3,828
42	3,877
44	3,922
46	3,908
48	3,946
50	3,944
52	3,959
54	3,990
56	3,978
58	3,997
60	3,986

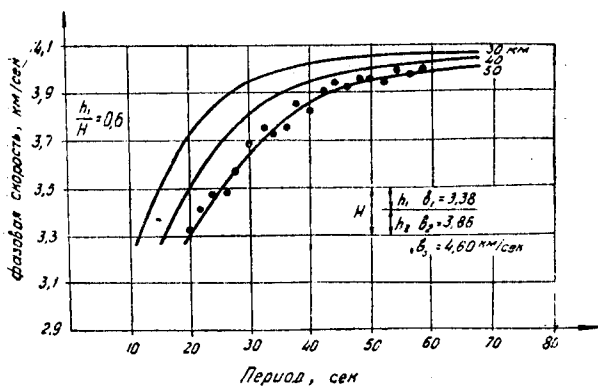


Рис. 9. Дисперсия фазовых скоростей волн Релея для землетрясения 2/VII 1965 г. (Алеутские о-ва) по трассе Нахичеван — Тбилиси, рассчитанная на ЭВЦМ.

Сплошные линии—теоретические кривые.

Черные кружки—полученные экспериментальные точки.

ГЛАВА III

ДИСПЕРСИЯ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Кавказ делится на крупные морфологические единицы — Большой Кавказ и Малый Кавказ [59], между которыми располагается Рионо-Куринская депрессия. Малый Кавказ входит в систему горных хребтов северной части Малой Азии, а Большой Кавказ является изолированным, отделяясь от Русской платформы обширной Северо-Кавказской равниной.

Рионо-Куринская депрессия, расположенная между антиклинариями Большого и Малого Кавказа, представляет типичный межгорный прогиб. Кроме этого, по характеру осадконакопления, проявления тектонических дислокаций, магматизма, метаморфизма и данных геофизических исследований [59] на территории Кавказа можно выделить следующие шесть основных крупных структурных комплексов (рис. 10):

- 1) Ергенинское плато,
- 2) Предкавказье,
- 3) Большой Кавказ,
- 4) Рионо-Куринская депрессия,
- 5) Малый Кавказ,
- 6) Депрессия Аракса.

Строение земной коры для разных регионов Кавказа и прилегающих морей резко отличается одно от другого. Имеются участки, где в земной коре отсутствует седиментный слой.

В центральных частях Каспийского и Черного морей отсутствует гранитный слой, но имеется седиментный слой сравнительно большой мощности (12—15 км) [6, 78, 87]. Мощность земной коры должна быть наибольшей под хребтом

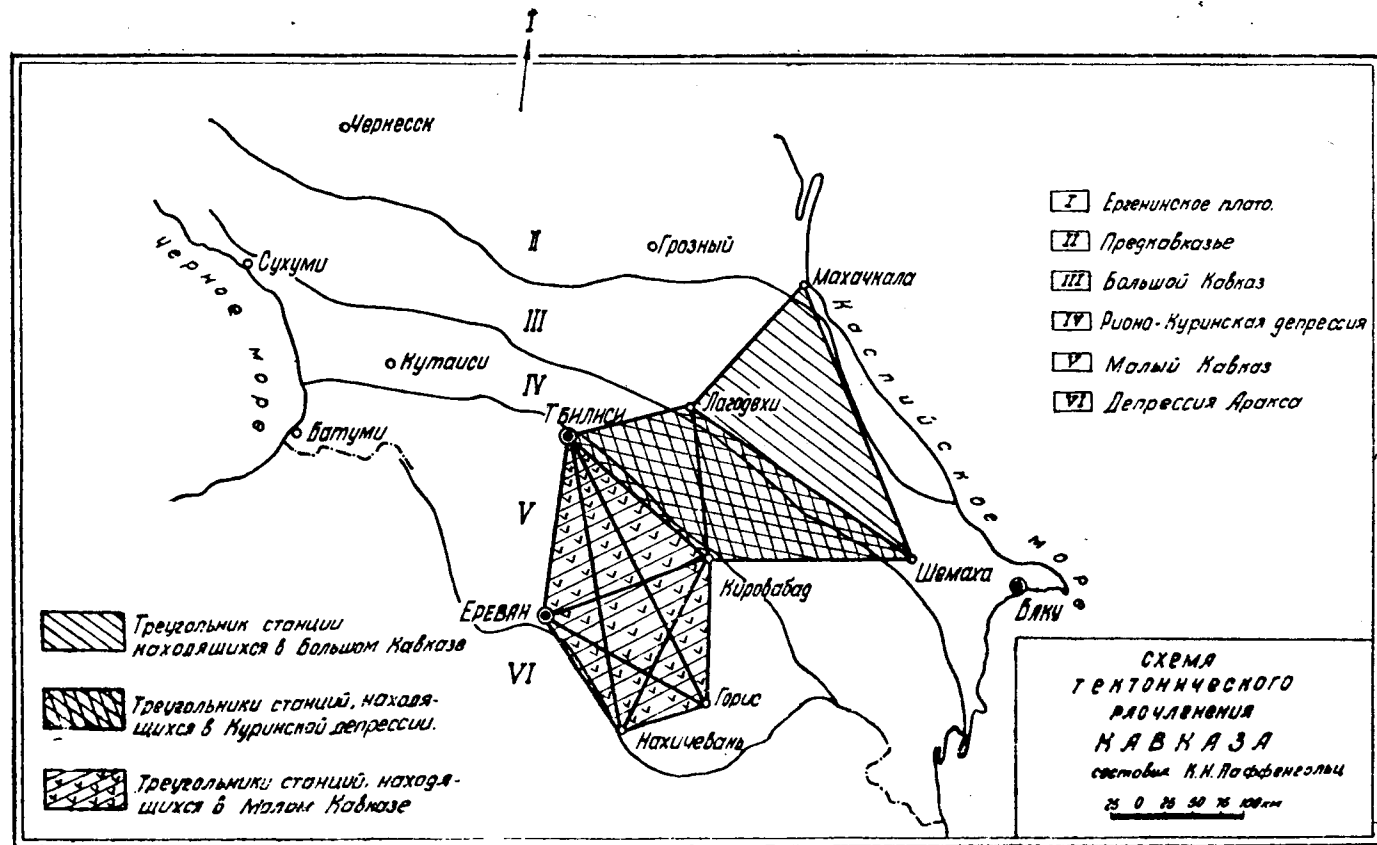


Рис. 10. Схема тектонического расчленения Кавказа.

Большого Кавказа [14]. Депрессионные части Кавказа, Колхидская и Каспийская низменности, входящие в Рионо-Куриинскую депрессию, характеризуются сравнительно спокойным строением. Однако в строении коры в этих районах есть резкое отличие от горных районов [10, 14].

В случае, когда изучается строение земной коры какого-либо района по дисперсии поверхностных сейсмических волн, необходимо внутри треугольников сейсмических станций иметь однородное строение земной коры.

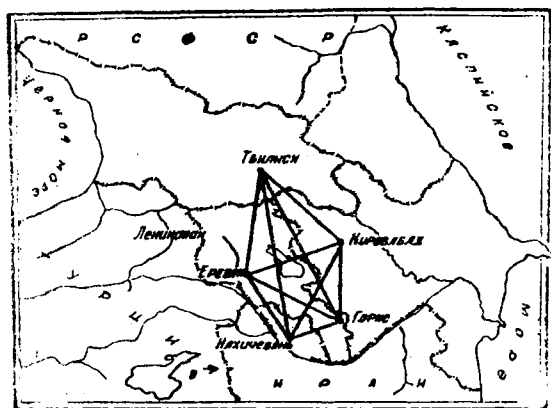


Рис. 11. Расположение исследуемых треугольников сейсмических станций на территории Кавказа.

Расположение сейсмических станций Кавказа таково, что нам удалось скомбинировать их в группы (треугольники), целиком лежащие либо в пределах Б. Кавказа (Махачкала, Лагодехи, Шемаха), либо в депрессии (Лагодехи, Шемаха, Кировабад, Тбилиси), либо в пределах М. Кавказа (Тбилиси, Кировабад, Ереван, Нахичеван, Горис). Таким образом, в данной работе, помимо определения строения земной коры Кавказа, мы имели редкую возможность оценки метода поверхностных волн для различных исследуемых структур земной коры. Конкретные данные о строении коры в этих местностях приведены во втором и третьем параграфах настоящей главы.

§ 1. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ МАЛОГО КАВКАЗА ПО ДИСПЕРСИИ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

а) *Поверхностные волны, сформированные в земной коре.*

В настоящем параграфе рассмотрены следующие треугольники станций, лежащих в пределах Малого Кавказа (рис. 11):

- 1) Ереван—Горис—Нахичеван;
- 2) Ереван—Горис—Кировабад;
- 3) Тбилиси—Ереван—Горис;
- 4) Тбилиси—Нахичеван—Горис;
- 5) Нахичеван—Кировабад—Горис;
- 6) Тбилиси—Кировабад—Ереван.

На сейсмических станциях, входящих в перечисленные треугольники, идентифицируются и коррелируются одинаковые фазы на записях поверхностных волн (рис. 12--14). Из этих фигур видно, что мы выбирали четкие записи поверхностных волн, и величину периода отдельного колебания удалось найти достаточно точно. Здесь исследовались участки записи с нормальной дисперсией. Периоды меняются от 60 до 16 сек, фазовая скорость от 4,2 до 3,2 км/сек. Примером такой записи может служить землетрясение 2/VII 1965 г. (рис. 12), где можно выделить диспергирующий цуг, начинающийся примерно в 21 ч. 39 м. и продолжающийся около 9 мин. Период в нем меняется от 57 до 25 сек.

В некоторых землетрясениях выявлению основного тона волн Релея мешают обертоны этих волн, колебания в которых, соответствующие минимумам дисперсионных кривых, характеризуются сравнительно большими скоростями распространения [77]. Обертоны на записях выступают вместе с длиннопериодными колебаниями, соответствующими основному тону. Например, на записи 1/V 1955 г. (рис. 15) можно видеть 1-й обертоны волн Релея, который вступает вместе с основным тоном. Колебания в нем почти гармонические с периодом около 10 сек, следовательно, дисперсия очень сильная. На рисунке видно, что если основной тон и обертоны поверхностных волн регистрируются совместно, то запись получается сложная. В этом случае предварительно следует

построить огибающую основного тона. Однако все записи землетрясений, использованные нами в этом параграфе, характеризуются отсутствием мешающих колебаний обертонов.

Как известно, падающая волна и отраженные волны P и SV , взаимодействуя, могут образовывать поверхностную волну Релея в слое. У этой волны колебания остаются в вертикальной плоскости, и частица описывает эллиптическую орбиту. Волны SH при отражении не образуют продольных волн и сохраняют свой тип. При этом возникают поверхностные волны Лява. Следовательно, у релеевской волны колебания имеют вертикальную компоненту и горизонтальную направляющую по линии эпицентр—станция. Эти колебания записываются на всех трех компонентах. У волн Лява колебания имеют только горизонтальную компоненту, перпендикулярную направлению на эпицентр. Например, при мексиканском землетрясении 30/IX 1953 г. (рис. 14), азимут на которое равен 309° , поверхностные волны Лява на станциях Тбилиси, Ереван, Горис хорошо зарегистрированы на компоненте С—Ю. Если же азимут на эпицентр не совпадает с одним из направлений С—Ю или В—З, то на горизонтальных компонентах волны Лява и Релея смешиваются и запись усложняется. В этом случае волны Релея можно исследовать по записи на Z компоненте. Например, при землетрясении 2/VII 1965 г. азимут равен 19° и волны Релея, как видно из рис. 12 и 16, записаны на вертикальной компоненте.

Нами были использованы такие записи землетрясений (табл. 5), где четко зарегистрированы волны Релея (рис. 12, 16, 18) или волны Лява (рис. 13, 14, 17).

Сейсмические станции, материалы которых были использованы нами, кроме региональных сейсмографов, оборудованы трехкомпонентными сейсмографами Д. П. Кирноса; кроме того, на Тбилисской сейсмической станции установлены приборы Б. Б. Голицына и длиннопериодный вертикальный сейсмограф.

Нами рассмотрено около 400 землетрясений за период 1953—1967 гг. Из них выбраны те, которые характеризуются четкими записями поверхностных волн. После такого подбора оказались пригодными лишь 24 землетрясения. Для опре-

деления фазовых скоростей волн Релея использовались записи 14 землетрясений, для волн Лява — 10.

Сейсмические элементы рассмотренных нами землетрясений (табл. 5) были взяты по бюллетеням сети сейсмических станций СССР и из ISS. Эпицентральные расстояния для всех землетрясений были переопределены по известной формуле [76].

Расстояния между сейсмическими станциями меняются от 120 до 300 км и настолько малы, что кривизной Земли можно пренебречь.

С целью интерпретации наблюдаемых фазовых скоростей были использованы теоретические дисперсионные кривые, взятые из [77].

Для интерпретации мы выбрали двуслойную модель коры, как видно из табл. 6. Таким образом мы принимаем во внимание существование гранитного и базальтового слоев, что справедливо для всей территории Кавказа, за исключением центральных частей Каспийского и Черного морей [10, 14, 24, 49, 78, 83, 87].

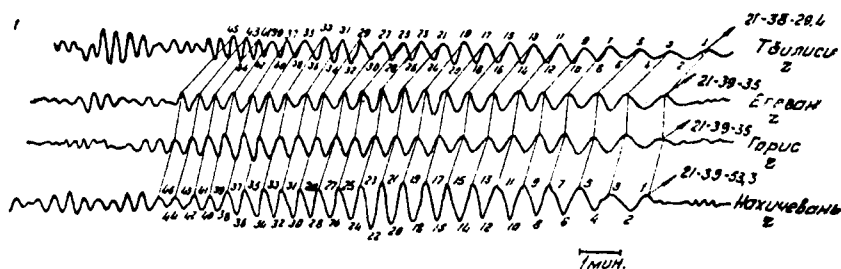


Рис. 12. Записи поверхностных сейсмических волн на станциях Тбилиси, Ереван, Горис, Нахичеван от алеутского землетрясения 2/VII 1965 г.

В таблице h_1 — мощность первого слоя; H — мощность земной коры;

$\rho_1, \rho_2, \rho_3, b_1, b_2, b_3, a_1, a_2, a_3$ — плотность и скорость поперечных и продольных волн в соответствующих средах

$$\frac{\rho_1}{\rho_3} = 0,818, \quad \frac{\rho_2}{\rho_3} = 0,878.$$

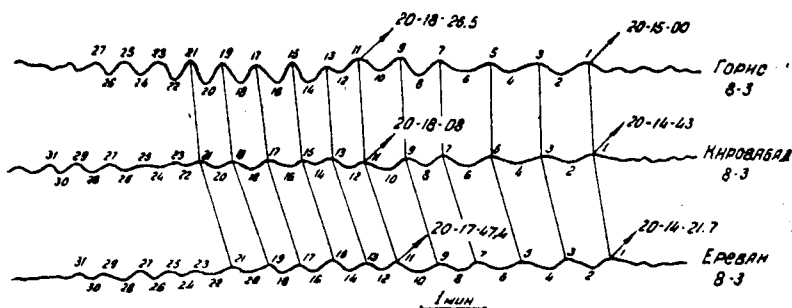


Рис. 13. Записи поверхностных сейсмических волн на станциях Горис, Кировабад, Ереван от перуанского землетрясения 15 января 1958 г.

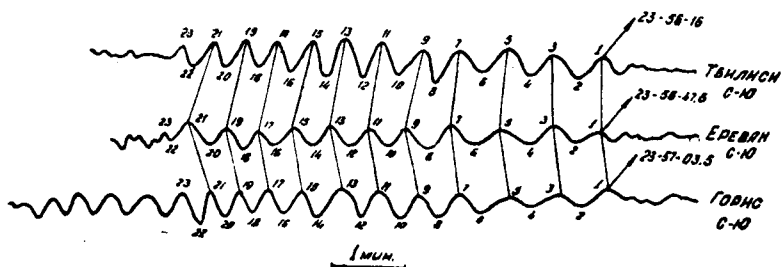


Рис. 14. Записи поверхностных сейсмических волн на станциях Тбилиси, Ереван, Горис от мексиканского землетрясения 30 сентября 1953 г.



Рис. 15. Запись поверхностной волны Релея с наложением обертона.

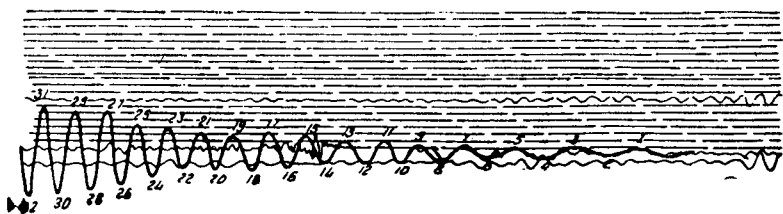


Рис. 16. Фотокопия сейсмограммы станции Тбилиси от землетрясения 4/IX 1965 г. на о. Кадьяк.



Рис. 17. Фотокопия сейсмограммы сеймостанции Горис от землетрясения 6 июля 1964 г., происшедшего в Мексике.

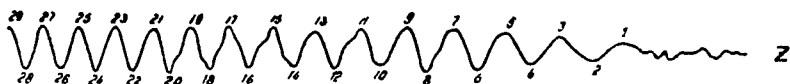
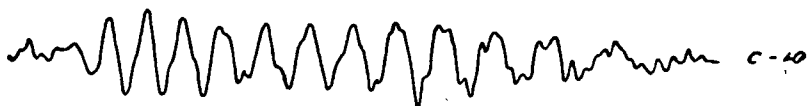


Рис. 18. Фотокопия сейсмограммы сеймостанции Горис от землетрясения 2 июля 1965 г. на Алеутских о-вах.

Таблица 5

Д а т а	Время в очаге, ч. м. с.	Координаты		Расстояние от станции, км					Маг- нитуд- да	Заре- гистр. волны	Район эпицентра
		φ°	λ°	Тбилиси	Ереван	Горис	Кирова- бад	Нахи- чеван			
23.06.53	13 53 35	51N	158E	7837	7968'	7916	785'	8027		LR	Камчатка
04.09.53	07 23 08	51N	156E	7735	7883	7850	7709	7925		LR	
30.09.53	23 04 16	22N	107,5W	12356	12493	12635	12411	12630		LQ	Мексика
22.03.55	14 05 10	8,5S	92E	7350	7263	7100	7176	7141	6,5	LR	Инд. океан
19.10.55	09 54 48	49,5N	155,5E	7820	7966	7925	7827	8001	6	LR	Курильск. о-ва
15.06.57	00 44 15	34S	56E	8482	8318	8220	8356	8199		LR	Инд. океан
18.07.57	08 37 00	12N	121E	8218	8249	8096	8092	8188	6 ^{1/4}	LQ	Филиппины
23.10.57	05 56 57	52,5N	169,5W	9017	9183	9200	9083	9261	5 ^{3/4}	LR	Алеут. о-ва
15.01.58	19 14 29	16,5S	71,5W	13364	13351	13512	13501	13435		LQ	Перу
08.07.59	00 47 43	54,8N	163E	7781	7937	7918	7811	7988		LR	Вост. Камч.
20.04.60	02 01 08	38S	73,5W	14820	14746	14868	14907	14783	7 ^{1/4}	LQ	Чили
02.12.60	09 10 40	24,5S	70,7W	13834	13797	13947	13951	13866		LQ	Чили
08.03.62	21 38 35	3,5S	28,5E	5282	5115	5110	5226	5045		LQ	Конго
26.07.62	08 14 42	7,7N	82,3W	12912	12380	12554	12220	13490		LQ	Южнее Панамы
29.04.63	21 44 16	51,6N	178,6W	8704	8869	8865	8754	8930	6 ^{1/4}	LR	Алеут. о-ва
09.01.64	18 31 50	45,3N	151,3E	7892	8027	7972	7883	8053		LR	О-в Уруп
05.02.65	09 32 08	52,4N	174,2W	8460	8621	8612	8501	8680	6	LR	Алеут. о-ва
06.07.64	07 22 12	18,4N	100,4W	12410	12533	12685	12582	12669		LQ	Мексика
07.02.65	09 25 51	51,2N	179,0W	8758	8921	8921	8804	8982	5 ^{3/4}	LR	Алеут. о-ва
07.02.65	04 11 20	51,9N	175,4W	8554	8715	8706	8593	8774	5 ^{3/4}	LR	Алеут. о-ва
28.03.65	16 33 17	32,7S	71,2W	14363	14302	14137	14465	14352		LQ	Чили
02.07.65	20 58 36	53N	167,6W	9019	9187	9207	9087	9267		LR	Алеут. о-ва
04.09.65	14 32 48	58N	152,6W	8795	8967	9015	8889	9061	7 ^{1/4}	LR	О-в Кадьяк
13.09.65	13 07 49	55,3N	165,6W	7855	8012	8002	7888	8068	5 ^{3/4}	LQ	Командорское море

Таблица 6

Моде- ли	h_1/H	b_1	b_2	b_3	a_1	a_2	a_3
		км/сек					
104	0,4	3,31	3,78	4,5	5,75	6,51	7,75
		3,38	3,86	4,6	5,88	6,65	7,93
		3,45	3,95	4,7	5,91	6,80	8,10
105	0,5	3,31	3,78	4,5	5,75	6,51	7,75
		3,38	3,86	4,6	5,88	6,65	7,93
		3,45	3,95	4,7	5,91	6,80	8,10
106	0,6	3,31	3,78	4,5	5,75	6,51	7,75
		3,38	3,86	4,6	5,88	6,65	7,93
		3,45	3,95	4,7	5,91	6,80	8,10

Для построения скоростной модели Кавказа пользовались данными скоростей продольных и поперечных волн, полученными по записям землетрясений, ГСЗ и мощных взрывов, а плотность взята из гравиметрических данных [12, 33, 38, 40, 50—52, 55, 99]. На основании этих работ составлена табл. 7, где даются значения скоростей продольных и поперечных волн и плотностей, характеризующих исследуемый район.

Таблица 7

С л о й	Скорость, км/сек		Плотность, г/см ³
	Продольная волна V_p	Поперечная волна V_s	
Осадочный	4,5 — 4,9	2,6 — 2,8	2,30 — 2,67
Гранит	5,45 — 5,9	3,16 — 3,4	2,77 — 2,94
Промежуточный	6,3 — 6,8	3,6 — 3,9	—
Базальт	6,8 — 7,2	3,9 — 4,2	3,1 — 3,25
Ультрабазальт	7,9 — 8,0	4,59 — 4,65	3,3 — 3,5

Как показали исследования, отношение скоростей $\frac{V_p}{V_s}$ для кристаллических пород равно 1,72 [47]. Эти результаты близки к теоретическим. Исходя из этого, можно успешно использовать формулу $\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{3}$ для получения значений скоростей поперечных или продольных волн. Следует отметить, что значения скоростей и плотности для полупространства — a_3 , b_3 , ρ_3 были взяты из табл. 7. Основываясь на этих значениях скоростей и плотностей, стали подбирать такую

теоретическую модель, которая наилучшим образом соответствует скоростному разрезу исследуемого района [77].

Оболочка Земли принята как однородная и полубесконечная среда. Нами исследованы поверхностные волны с $\Delta \geq 2200$ км. При таких эпицентральных расстояниях поверхностные волны формируются в земной коре и выражают ее строение [20]. Диапазон периодов исследуемых волн меняется в пределах от 16 до 60 сек. Значения периодов в фазе Эйри изменяются в пределах от 16 до 27 сек, что указывает на то, что колебания с таким диапазоном малочувствительны по отношению к слоям небольшой мощности и дают возможность определить общую толщину земной коры. Для определения мощностей верхних слоев коры следует использовать поверхностные волны, сформированные в седиментном слое (первая группа), в седиментном и гранитном слоях вместе взятых (вторая группа) и т. д. [85].

Полученные результаты дисперсии фазовых скоростей волн Релея и Лява сопоставлены с теоретическими. Наилучшее совпадение экспериментальных данных с теоретическими получено при 106-й модели земной коры со скоростью в оболочке $b_3 = 4,6$ км/сек (табл. 6) [77]. На рис. 19 и 20 дается сопоставление экспериментальной дисперсии фазовых скоростей с теоретической.

Экспериментальные данные фазовых скоростей хорошо ложатся на теоретические кривые при $H = 47$ км.

б) Поверхностные волны, сформированные в верхних слоях земной коры.

Образование диспергирующих поверхностных сейсмических волн обусловлено слоистым строением земной коры. В формировании этих волн, кроме особенностей очага землетрясений, определенную роль играет также эпицентральное расстояние. В частности, при близких землетрясениях, когда $\Delta \leq 400$ км, зарегистрированные поверхностные волны в условиях Кавказа, как было показано в работе [88], формируются в осадочном слое. При дальнейшем увеличении эпицентрального расстояния должны наблюдаться поверхностные волны, сформированные в слоях большей мощности. На эту мысль нас наводит описание физической картины распространения поверхностных волн Лява в двуслойной среде, при-

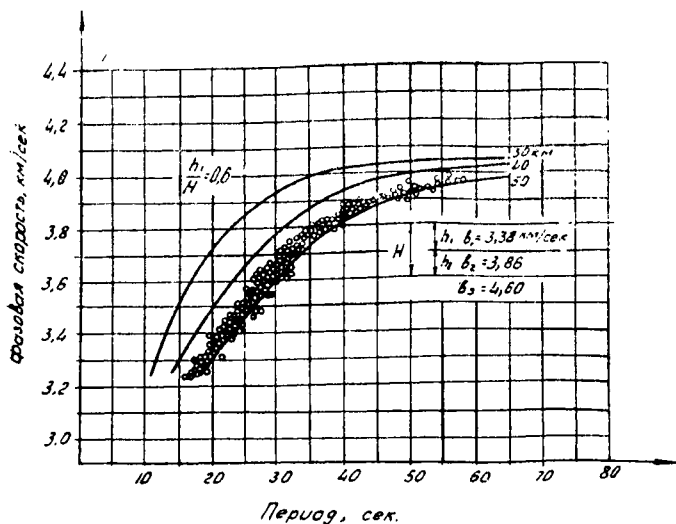


Рис. 19. Дисперсия фазовых скоростей волн Релея, построенная для земной коры в районе Кавказа.
Сплошные линии—теоретические дисперсионные кривые.
Кружки—полученные экспериментальные точки.

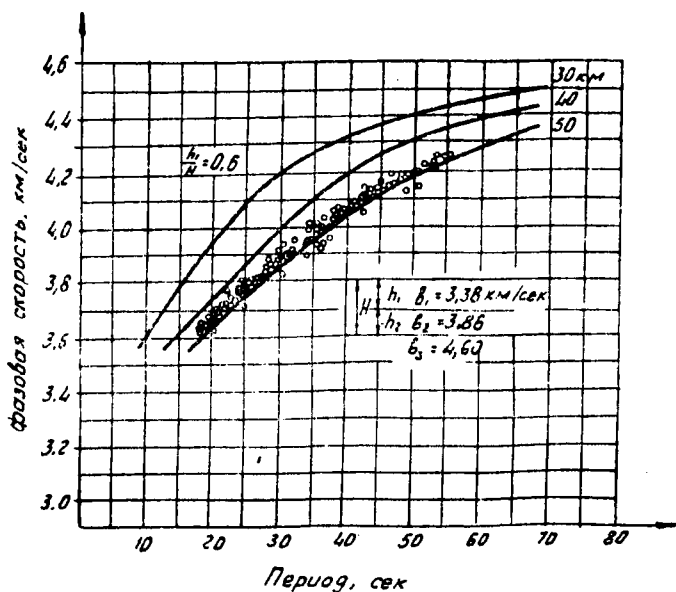


Рис. 20. Дисперсия фазовых скоростей волн Лява, построенная для земной коры в районе Кавказа.
Сплошные линии—теоретические дисперсионные кривые.
Кружки—полученные экспериментальные точки.

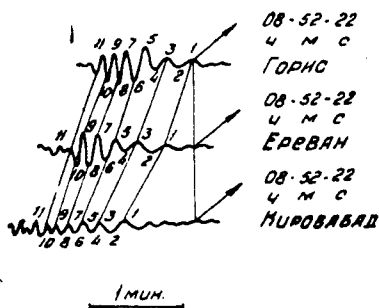


Рис. 21.

Рис. 21. Записи поверхностных сейсмических волн Релея на сейсмостанциях Горис, Ереван, Кировабад от иранского землетрясения 3/XI 1959 г.

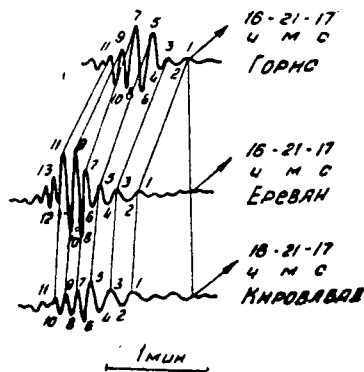


Рис. 22.

Рис. 22. Записи поверхностных сейсмических волн Лява на сейсмостанциях Горис, Ереван, Кировабад от иранского землетрясения 21 сентября 1958 г.

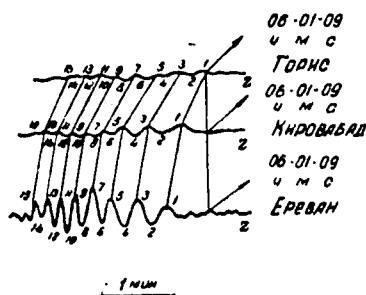


Рис. 23.

Рис. 23. Записи поверхностных сейсмических волн Релея на сейсмостанциях Горис, Кировабад, Ереван от иранского землетрясения 1/XI 1956 г.

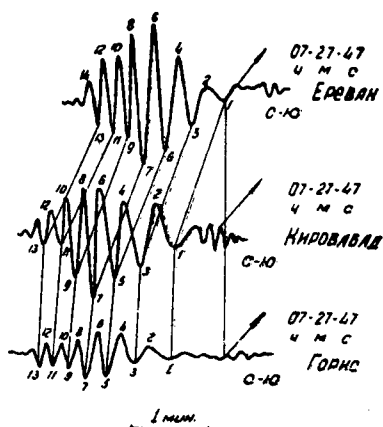


Рис. 24.

Рис. 24. Записи поверхностных сейсмических волн Лява на сейсмостанциях Ереван, Кировабад, Горис от греческого землетрясения 21 апреля 1955 г.

веденное в работе [20], а также работы [82, 90]. Нашей целью в этом параграфе будет изучение строения верхних слоев земной коры восточной части Малого Кавказа на основе исследования дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн. Исследуются волны Лява и Релея, наблюдаемые при иранских, турецких, греческих и иракских землетрясениях за период 1955—1960 гг.

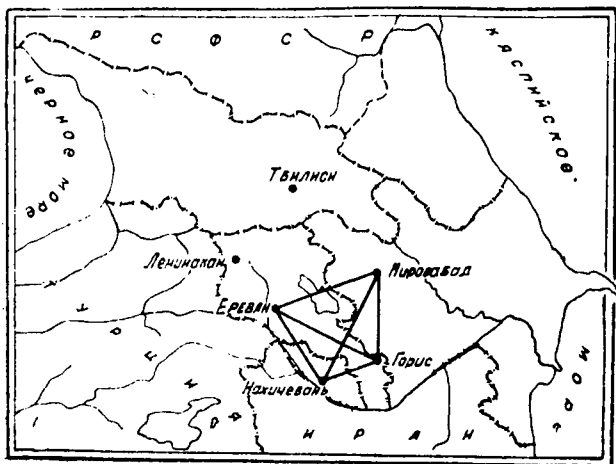


Рис. 25. Расположение исследуемых треугольников сейсмических станций в районе Малого Кавказа.

Качество полученных результатов находится в большой зависимости от пригодности записей и точности выделения волн Лява и Релея. Нами в большинстве случаев изучались записи таких землетрясений, при которых хорошо выявляются только поверхностные волны типа Релея или Лява. В табл. 8 даются сейсмические элементы землетрясений, использованных для исследования. Эпицентральные расстояния этих землетрясений меняются от 500 до 2200 км. Трасса распространения волн проходит в целом по континенту. Поверхностные волны записывались трехкомпонентной установкой Д. П. Кирноса. Для определения фазовых скоростей были использованы материалы сейсмостанций Малого Кавказа, расположенные в виде треугольников: Ереван—Гюмри—Ки-

ровабад, Кировабад—Горис—Нахичеван, Нахичеван—Ереван—Горис, Нахичеван—Ереван—Кировабад (рис. 25).

Для примера подробно рассмотрим некоторые из землетрясений (рис. 21—24), включенных в табл. 8. На рис. 21 показаны записи иранского землетрясения 3/XI 1959 г. на сейсмических станциях Горис, Ереван и Кировабад. Здесь на вертикальных компонентах четко видны волны Релея. Эпицентральные расстояния от вышеперечисленных станций до эпицентра соответственно равны 616, 655, 736 км. Периоды меняются от 21 до 8 сек, а фазовые скорости — от 3,27 до 2,87 км/сек. На рис. 22 изображены записи иранского землетрясения 21/IX 1958 г. Средний азимут от сейсмостанций Горис, Ереван, Кировабад на эпицентр равен примерно 165°, следовательно, хорошо записанные диспергирующие цуги на горизонтальной составляющей В—З являются волнами Лява. Эпицентральные расстояния от вышеуказанных станций соответственно равны 542, 670, 688 км, периоды меняются от 23 до 10 сек, а фазовые скорости — от 3,51 до 3,15 км/сек. На рис. 23 показаны записи иранского землетрясения 1/XI 1956 г. Здесь приведены колебания волн Релея на вертикальных компонентах сейсмических станций Горис, Кировабад, Ереван. Однотактовые фазы на разных станциях скоррелированы. Средний азимут сейсмостанций Горис, Кировабад, Ереван равен примерно 150°. Эпицентральные расстояния от вышеперечисленных станций соответственно равны 1500, 1619, 1660 км. Периоды исследуемых волн меняются в пределах 25—10 сек, а фазовая скорость — от 3,4 до 3,1 км/сек. На рис. 23 представлена запись четко диспергирующих поверхностных волн Релея, где отсутствует наложение колебаний обертонов. На рис. 24 даны записи греческого землетрясения 21/IV 1955 г. Приведены колебания в волне Лява на компоненте С—Ю сейсмостанций Ереван, Кировабад, Горис. Так как средний азимут на эпицентр равен 270°, то поверхностные волны Лява очень четко зарегистрированы именно на горизонтальной составляющей С—Ю. Эпицентральные расстояния от вышеперечисленных станций до эпицентра соответственно равны 1876, 2031 и 2042 км. Период исследуемых волн меняется от 32 до 10 сек, а фазовые скорости — от 3,75 до 3,45 км/сек. Исследование экспериментальной дисперсии фазовых скоро-

стей поверхностных волн этих, а также и других землетрясений из табл. 8 привело нас к выводу, что при эпицентральных расстояниях 500—2200 км наблюдаются две различные дисперсионные картины. В частности, при землетрясениях с эпицентральным расстоянием $\Delta=500\text{—}1400$ км (рис. 21, 22) возникающие поверхностные волны дают одну дисперсионную картину, а при землетрясениях с эпицентральным расстоянием $\Delta=1400\text{—}2200$ км (рис. 23, 24) — другую. Следовательно, можно сказать, что при увеличении эпицентрального расстояния обычно наблюдаются поверхностные волны относительно больших периодов, что соответствует слою большей мощности (рис. 20). Далее будет показано, что поверхностные волны от первых двух землетрясений (рис. 21, 22) сформированы в слое, состоящем из осадочного и гранитного слоев.

Поверхностные волны вторых двух землетрясений (рис. 23, 24) сформированы в слое, состоящем из осадочного, гранитного и промежуточного слоев. Фазовые скорости, определенные внутри вышеуказанных треугольников и наблюдаемые при эпицентральных расстояниях $\Delta=500\text{—}1400$ км, сопоставлены с теоретическими (рис. 26, 27). Наилучшее согласие получается для двуслойной модели верхних слоев земной коры в случае, когда $H=h_1+h_2=19$ км, $h_1=6$ км, $h_2=13$ км, при следующих значениях скоростей распространения поперечных и продольных волн и плотностей, взятых из табл. 7:

$$\begin{array}{lll} b_1 = 2,79 \text{ км/сек}; & b_2 = 3,19 \text{ км/сек}; & b_3 = 3,30 \text{ км/сек}; \\ a_1 = 4,86 \text{ км/сек}; & a_2 = 5,49 \text{ км/сек}; & a_3 = 6,55 \text{ км/сек}; \\ \rho_1 = 2,60 \text{ г/см}^3; & \rho_2 = 2,81 \text{ г/см}^3; & \rho_3 = 3,18 \text{ г/см}^3. \end{array}$$

При эпицентральных расстояниях $\Delta=1400\text{—}2200$ км наблюдаемые поверхностные волны характеризуются большими значениями периодов и фазовых скоростей. Экспериментальные данные дисперсии фазовых скоростей волн Лява и Релея хорошо согласуются с теоретической дисперсионной кривой, построенной при $\frac{h_1}{H}=0$, где $H=27$ км (рис. 28, 29) [77]. Для скоростей в слое и полупространстве приняты следующие значения:

Таблица 8

Д а т а	Время в очаге, ч. м. с.	Координаты эпицентра		Расстояние от станции, км				Магнитуда	Район
		°N	°E	Ереван	Кирова- бад	Горис	Нахиче- ван		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
21.04.55	07 18 21	39	22,5E	1876	2031	2042	1965	5,5	Греция
21.05.55	18 41 50	41	36E	727	873	878	805	5	Турция
03.06.55	23 34 37	40,5	25,5E	1596	1747	1776	1685	5	Эгейское м.
14.07.55	19 01 08	41	30E	1221	1365	1398	1323	4,5	Турция
15.05.56	18 34 15	37	21E	2061	2222	2220	2150		Испанск. м.
19.05.56	14 14 25	27,5	52,5E	1585	1564	1453	1463	5	Иран
01.11.56	05 52 57	27,5	54E	1660	1619	1500	1523		"
21.05.57	13 24 20	39	22,5E	1887	2031	2042	1976	5	Греция
09.04.58	04 36 33	29	52E	1424	1388	1272	1284	5	Иран
03.02.58	19 27 18	32,5	58E	1474	1378	1297	1353	5	"
01.03.58	09 26 50	27	54,5E	1733	1686	1573	1595	5	"
03.05.58	20 18 20	37	21,3	2042	2196	2190	2094	4,5	Греция
09.05.58	02 40 51	37	27,5E	1517	1679	1663	1670	5	Турция
10.06.58	07 04 06	30	51E	1258	1256	1128	1148	5	Иран
02.09.58	01 13 33	38	21E	2033	2277	2192	2076	5	Греция
03.09.58	01 83 16	34	47E	727	749	607	636	5	Иран
16.09.58	14 22 40	34,5	59,5E	1467	1346	1293	1354	4,5	"
21.09.58	16 18 35	43,5	46,5	670	688	542	564	4,5	"
26.10.58	12 40 36	37,5	44,5E	303	387	227	179	4,5	Турция

Продолжение таблицы 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
02.11.58	09 14 33	36,5	51E	705	621	532	588	4,5	Иран
17.09.58	03 49 27	32,5	47,5E	897	912	770	666	4,5	Гр. Иран—Ирак
24.08.56	08 02 38	34	48,5E	775	771	625	646		"
01.05.59	08 24 00	36,5	51,5E	744	646	542	625	5	Иран
14.05.59	19 22 25	40,5	23E	1818	1964	1979	1911	4,5	Эгейское м.
14.05.59	21 07 20	31,5	56,5E	1239	1125	1051	1132	4,5	Иран
30.09.59	10 24 15	30	46E	1143	1180	1047	1020	4,5	Ирак
13.11.59	08 49 22	34	46,5E	655	736	616	649	4,5	Иран
19.11.59	14 00 30	39	25,5E	1633	1734	1783	1711	5	Эгейск. м.
02.03.59	11 22 30	32	49E	999	991	855	868	4,75	Иран
01.03.59	12 47 50	27	53E	1659	1532	1515	1530		"

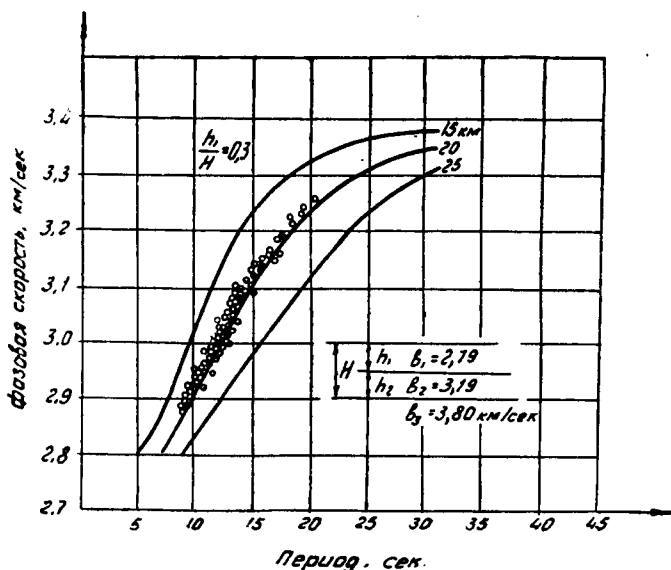


Рис. 26. Дисперсия фазовых скоростей волн Релея, построенная для верхнего слоя земной коры района Кавказа. Сплошные линии—теоретические дисперсионные кривые. Кружки — полученные экспериментальные точки.

$$b' = 3,3 \text{ км/сек}; \quad a' = 5,7 \text{ км/сек}; \quad \rho' = 2,9 \text{ г/см}^3;$$

$$b_4 = 4,0 \text{ км/сек}; \quad a_4 = 6,9 \text{ км/сек}; \quad \rho_4 = 3,3 \text{ г/см}^3.$$

Эти результаты показывают, что при эпицентральных расстояниях $\Delta = 1400\text{—}2200$ км поверхностными волнами захватываются более глубокие слои земной коры. Согласно этому, мощность $H = 27$ км должна состоять из трех слоев — $H = h_1 + h_2 = 19$ км, которые представляют соответственно мощность седиментного и гранитного слоев вместе взятых, а слой мощностью $h_3 = 8$ км находится ниже гранитного слоя и представляет промежуточный слой, находящийся между гранитным и базальтовым слоями. a' , b' , ρ' должны представлять средние значения параметров осадочного, гранитного и промежуточного слоев, что хорошо видно из вычисления:

$$a' = \frac{h_1 + h_2 + h_3}{\frac{h_1}{a_1} + \frac{h_2}{a_2} + \frac{h_3}{a_3}} \simeq 5,7 \text{ км/сек};$$

$$b' = \frac{h_1 + h_2 + h_3}{\frac{h_1}{b_1} + \frac{h_2}{b_2} + \frac{h_3}{b_3}} \approx 3,3 \text{ км/сек};$$

$$\rho' = \frac{\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2 + \rho_3 h_3}{h_1 + h_2 + h_3} \approx 2,9 \text{ г/см}^3.$$

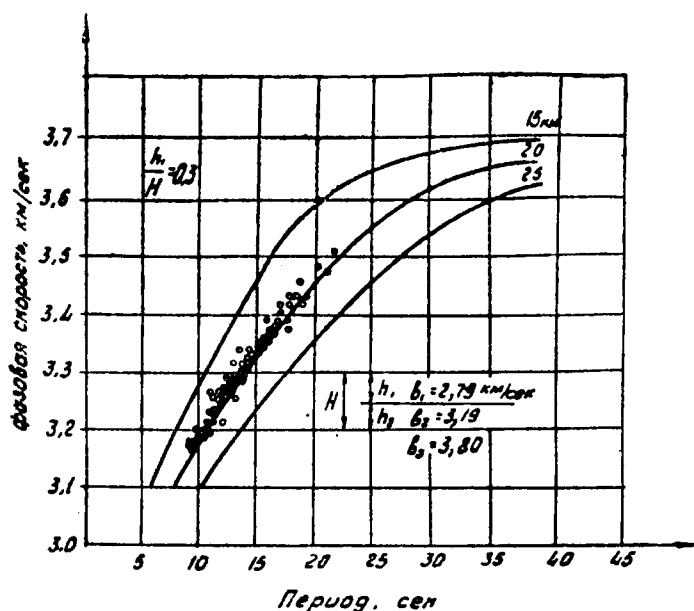


Рис. 27. Дисперсия фазовых скоростей волн Лява, построенная для верхнего слоя земной коры района Кавказа.

Сплошные линии—теоретические дисперсионные кривые.
Кружки—полученные экспериментальные точки.

По полученным результатам строение земной коры в исследуемом районе Малого Кавказа представляется в следующем виде: седиментный слой имеет среднюю мощность $h_1 = 6 \text{ км}$, продольные и поперечные волны в нем распространяются со скоростью $V_{p1} = 4,86 \text{ км/сек}$, $V_{s1} = 2,79 \text{ км/сек}$. Мощность гранитного слоя $h_2 = 13 \text{ км}$, со значениями скоростей продольных и поперечных волн: $V_{p1} = 5,49 \text{ км/сек}$, $V_{s1} = 3,19 \text{ км/сек}$. Перехолный слой, который находится между гранитным и базальтовым слоями, имеет мощность

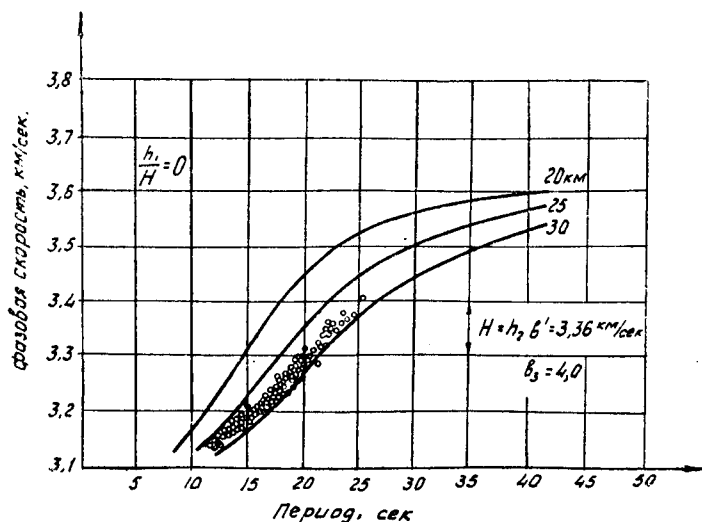


Рис. 28. Дисперсия фазовых скоростей волн Релея, построенная для верхнего слоя земной коры района Кавказа. Сплошные линии—теоретические дисперсионные кривые. Кружки — полученные экспериментальные точки.

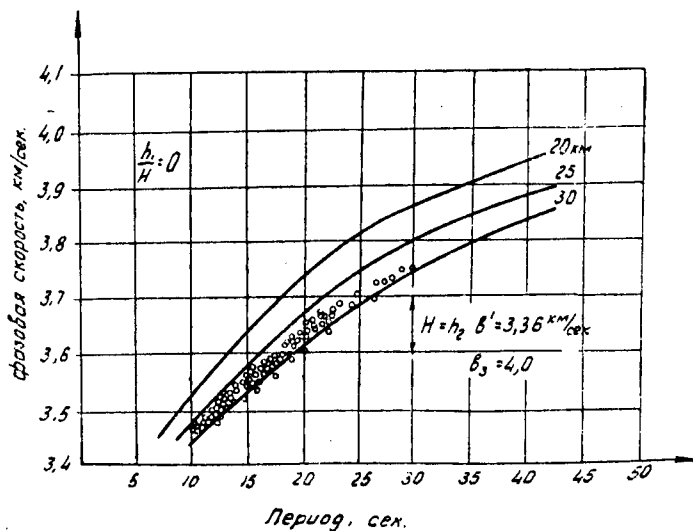


Рис. 29. Дисперсия фазовых скоростей волн Лява, построенная для верхнего слоя земной коры района Кавказа. Сплошные линии—теоретические дисперсионные кривые. Кружки — полученные экспериментальные точки.

$h_3=8$ км, а скорости распространения волн равны: $V=6,55$ км/сек, $V_{s_1}=3,8$ км/сек. Затем идет базальтовый слой мощностью $h_4=20$ км. В нем продольные и поперечные волны распространяются со скоростями $V_{p_1}=6,89$ км/сек, $V_{s_1}=4,0$ км/сек. В исследуемом районе для подкорового субстрата получаем следующие значения скоростей: $V_{p_2}=7,95$ км/сек, $V_{s_2}=4,6$ км/сек (рис. 30).

Сравнение наших данных о глубинах гранитных и базальтовых слоев коры Малого Кавказа с результатами сейсмологических, гравиметрических и магнитометрических исследований [5, 14, 16—18, 23, 52, 55, 90, 96, 97] показало совпадение в пределах 0—4 км. Из перечисленного списка работ исследования методом ГСЗ [55] выполнены позже нашей работы, так что ГСЗ подтвердило наши результаты.

§ 2. ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КУРИНСКОЙ И АЛАЗАНСКОЙ ВПАДИН ПО ДИСПЕРСИИ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

Данные о фазовых скоростях для изучения строения земной коры Куринской и Алазанской впадин были получены из записей сейсмических станций Тбилиси, Кировабад, Лагодехи, Шемаха. На рис. 31—34 показано расположение сейсми-

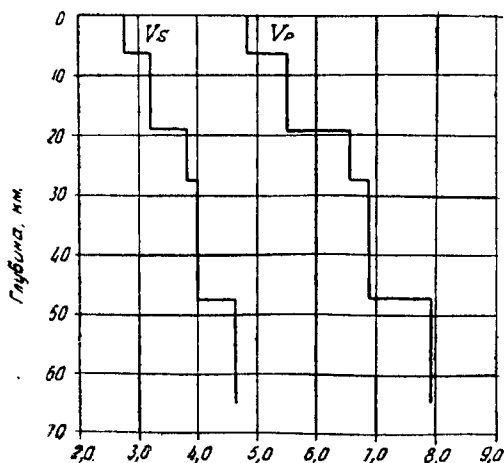


Рис. 30. Изменение скоростей продольных и поперечных сейсмических волн в зависимости от глубины земной коры.

ческих станций. Территория между ними включает в себя впадины рек Куры и Алазани. Расстояние между сейсмическими станциями, расположенными в виде треугольника, меняется в пределах 120—250 км, т. е. в пределах порядка длины волны.

В табл. 9 приведены данные об использованных землетрясениях. Расстояния между станциями невелики, поэтому нетрудно проследить за движением одних и тех же вершин от станции к станции.

Время появления вершин и впадин на каждой станции определялось по записям трехкомпонентных установок с точностью до 1 сек. Фазовые скорости для разных периодов были определены непосредственно из сейсмограмм [77].

На сейсмических станциях установлены сейсмографы общего типа Д. П. Кирноса, которые имеют столообразную частотную характеристику. Фазовые скорости были определены внутри следующих треугольников: Тбилиси—Лагодехи—Кировабад, Лагодехи—Кировабад—Шемаха. Так как для изучаемой тектонической зоны не были специально вычислены теоретические дисперсионные кривые, мы использовали теоретические кривые, построенные для Русской платформы (модель № 200) [77]. Однако дисперсионные кривые модели 200 не совпадают с наблюдаемыми скоростями поверхностных волн.

Теоретические дисперсионные кривые, удовлетворяющие наблюдаемым данным, были вычислены по кривой для модели 200 с использованием значений частных производных фазовых скоростей поверхностных волн по относительным параметрам этой модели [77]:

$$\frac{b_1}{b_3}, \quad \frac{b_2}{b_3}, \quad \frac{a_1}{a_3}, \quad \frac{a_2}{a_3}, \quad \frac{\rho_1}{\rho_3}, \quad \frac{\rho_2}{\rho_3}, \quad \frac{h_1}{H}.$$

Здесь a_1, a_2, a_3 —скорости продольных волн в граните, базальте и оболочке Земли в км/сек; b_1, b_2, b_3 —скорости поперечных волн в граните, базальте и оболочке Земли в км/сек; ρ_1, ρ_2, ρ_3 —плотности соответствующих слоев в г/см³; h_1 —толщина гранитного слоя в км; H —общая толщина земной коры в км; T —период в сек; $\tilde{\rho} = \frac{Tb_3}{H}$ — безразмерный период.

При изменении любого из параметров изменяется и скорость поверхностных сейсмических волн, причем приращение фазовой скорости можно записать в виде

$$\Delta C = \sum_{i=1}^7 \frac{\partial (C/b_3)}{\partial p_i} \Delta p_i, \quad (10)$$

где ΔP_i — изменение параметра среды.

Сумма в формуле (10) берется по всем семи параметрам:

$\frac{a_1}{a_3}, \frac{a_2}{a_3}, \frac{b_1}{b_3}, \frac{b_2}{b_3}, \frac{\rho_1}{\rho_3}, \frac{\rho_2}{\rho_3}, \frac{h_1}{H}$. Определяя $\Delta \left(\frac{C}{b_3} \right)$ для каждого периода T и прибавляя их к величине $\left(\frac{C}{b_3} \right)$, получаем новые данные $\left(\frac{C}{b_3} \right)^*$, соответствующие другой модели строения земной коры.

В табл. 10 и 11 даны частные производные фазовых скоростей волн Лява и Релея. Для получения новых данных фазовых скоростей поверхностных волн были использованы данные ГСЗ, записи землетрясений, гравиметрические данные, взятые из работ [9, 12, 23, 33, 36, 98, 99]. Были взяты следующие значения скоростей продольных и поперечных волн и плотностей:

$a_1 = 5,7 \text{ км/сек}$	$b_1 = 3,25 \text{ км/сек}$	$\rho_1 = 2,65 \text{ г/см}^3$
$a_2 = 6,5 \text{ "}$	$b_2 = 3,70 \text{ "}$	$\rho_2 = 2,85 \text{ "}$
$a_3 = 8,0 \text{ "}$	$b_3 = 4,60 \text{ "}$	$\rho_3 = 3,3 \text{ "}$

Модель 200 для Русской платформы имеет следующие параметры:

$a_1 = 6,0 \text{ км/сек}$	$b_1 = 3,45 \text{ км/сек}$	$\rho_1 = 2,7 \text{ г/см}^3$
$a_2 = 6,8 \text{ "}$	$b_2 = 3,95 \text{ "}$	$\rho_2 = 2,9 \text{ "}$
$a_3 = 8,1 \text{ "}$	$b_3 = 4,70 \text{ "}$	$\rho_3 = 3,3 \text{ "}$

$$\frac{h_1}{H} = 0,428.$$

Разности между значениями относительных параметров Куринской и Алазанской впадин и Русской платформы (модель 200) даны в табл. 12.

Таблица 9

Дата землетрясения	°N	°E	Время в очаге, ч. м. с.	Тбилиси,	Лагодехи	Кичова-бад	Шемаха	Махачкала	Р а й о н
				Δ км					
20.01.70	25,9S	177,5W	07 19 45	15751	15632	15651	15459	15514	Желоб Кермадек
02.02.70	44,1	147,3E	18 05 49	7737	7637	7720	7572	7478	Курильск. о-ва
11.03.70	58	154,5W	22 38 39	8769	8734	8865	8823	8584	П-ов Аляска
06.11.69	51,3	179,1W	20 20 18	8821	8754	8870	8780	8593	Алеутские о-ва
10.01.70	6,9	126,6E	12 07 07	8804	8680	8673	8479	8589	Филиппины
07.02.70	47,1	154,3E	10 01 04	7935	7842	7935	7798	7679	Вост. Кур. о-вов
04.02.70	16,9	99,4W	05 08 56	12508	12584	12684	12267	12626	Мексика
19.03.70	51,4	173,3E	23 33 30	8514	8442	8554	8451	8279	Южн. Алеут. о-вов
30.08.70	44,0	147,7E	07 11 41	7768	7666	7753	7603	7509	Вост. Кур. о-вов
09.09.69	36,3	137,2E	05 15 42	7591	7476	7537	7430	7368	Остров Хонсю
24.09.69	16,6	45,2W	18 03 28	8775	8891	8926	9113	8896	Сев. Атлант. хр.
05.09.69	34,5	121,7W	17 54 07	11409	11420	11551	11581	11305	Калифорния
20.09.69	58,4	32,0W	05 08 58	5443	4960	5617	6192	5480	Атлант. океан южнее Гренландии
13.09.69	43,4	147,7E	11 52 13	7813	7709	7792	7644	7552	Вост. о-ва Хоккайдо
29.09.69	33,4S	19,3E	20 03 31	8736	8791	8671	8749	8950	Африка
05.02.70	12,8	122,1E	22 06 03	8005	7881	7885	7683	7786	Филиппины

Таблица 10

Частные производные фазовых скоростей волн Лява

ρ	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(b_1/b_3)} \Delta \frac{b_1}{b_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(b_2/b_3)} \Delta \frac{b_2}{b_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(\rho_1/\rho_3)} \Delta \frac{\rho_1}{\rho_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(\rho_2/\rho_3)} \Delta \frac{\rho_2}{\rho_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(h_1/H)} \Delta \frac{h_1}{H}$	$\frac{C}{b_3}$	ΔC	$\left(\frac{C}{b_3}\right)^*$	C^*
9,5	-0,0021	-0,0041	0,0004	0,0002	-0,0026	0,960	-0,008	0,972	4,4712
9,0	-0,0024	-0,0046	0,0004	0,0002	-0,0030	0,977	-0,009	0,968	4,4528
8,5	-0,0027	-0,0050	0,0005	0,0003	-0,0033	0,976	-0,010	0,966	4,4436
8,0	-0,0030	-0,0056	0,0005	0,0003	-0,0038	0,971	-0,012	0,959	4,4114
7,5	-0,0035	-0,0064	0,0006	0,0003	-0,0044	0,965	-0,013	0,952	4,3792
7,0	-0,0040	-0,0072	0,0006	0,0003	-0,0050	0,963	-0,015	0,948	4,3608
6,5	-0,0046	-0,0082	0,0007	0,0003	-0,0059	0,959	-0,018	0,941	4,3286
6,0	-0,0055	-0,0094	0,0008	0,0002	-0,0069	0,950	-0,021	0,929	4,2734
5,5	-0,0065	-0,0107	0,0009	0,0002	-0,0082	0,942	-0,024	0,918	4,2228
5,0	-0,0078	-0,0122	0,0010	0,0001	-0,0098	0,930	-0,029	0,901	4,1446
4,6	-0,0090	-0,0135	0,0011	0,0001	-0,0113	0,922	-0,033	0,889	4,0894
4,2	-0,0105	-0,0148	0,0012	0,0001	-0,0272	0,911	-0,051	0,860	3,9560
3,8	-0,0121	-0,0159	0,0012	-0,0002	-0,0149	0,898	-0,041	0,857	3,9422
3,4	-0,0139	-0,0166	0,0012	-0,0003	-0,0167	0,886	-0,046	0,840	3,8640
3,0	-0,0159	-0,0168	0,0012	-0,0005	-0,0185	0,866	-0,050	0,816	3,7536
2,8	-0,0169	-0,0169	0,0012	-0,0005	-0,0195	0,856	-0,052	0,804	3,6984
2,6	-0,0163	-0,0193	0,0011	-0,0006	-0,0201	0,847	-0,054	0,793	3,6478
2,2	-0,0199	-0,0148	0,0010	-0,0006	-0,0210	0,828	-0,055	0,773	3,5538
2,0	-0,0209	-0,0137	0,0009	-0,0006	-0,0211	0,817	-0,055	0,762	3,5052
2,0	-0,0209	-0,0137	0,0009	-0,0006	-0,0211	0,817	-0,055	0,762	3,5052
1,8	-0,0220	-0,0124	0,0008	-0,0006	-0,0210	0,808	-0,055	0,753	3,4638
1,6	-0,0231	-0,0108	0,0007	-0,0005	-0,0205	0,800	-0,054	0,746	3,4316
1,4	-0,0242	-0,0090	0,0006	-0,0005	-0,0196	0,787	-0,053	0,734	3,3764
1,2	-0,0254	-0,0071	0,0004	-0,0004	-0,0085	0,777	-0,053	0,724	3,3304
1,0	-0,0265	-0,0050	0,0003	-0,0003	-0,0128	0,767	-0,044	0,723	3,3258
0,8	-0,0276	-0,0031	0,0002	-0,0002	-0,0160	0,759	-0,047	0,712	3,2752

Таблица 11

Частные производные фазовых скоростей волн Релея

ρ	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(b_1/b_3)} \Delta \frac{b_1}{b_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(b_2/b_3)} \Delta \frac{b_2}{b_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(a_1/b_3)} \Delta \frac{a_1}{b_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(a_2/b_3)} \Delta \frac{a_2}{b_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(\rho_1/\rho_3)} \Delta \frac{\rho_1}{\rho_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(\rho_2/\rho_3)} \Delta \frac{\rho_2}{\rho_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(h_1/H)} \Delta \frac{h_1}{H}$	$\frac{C}{b_3}$	ΔC	$\left(\frac{C}{b_3}\right)^*$	C^*
10	-0,0011	-0,0007	-0,0014	-0,0014	0,0004	0,0005	-0,0023	0,890	-0,006	0,884	4,0664
9,5	-0,0011	-0,0007	-0,0018	-0,0015	0,0004	0,0005	-0,0024	0,889	-0,006	0,883	4,0618
9,0	-0,0012	-0,0008	-0,0016	-0,0016	0,0004	0,0006	-0,0025	0,887	-0,006	0,881	4,0526
8,5	-0,0012	-0,0008	-0,0016	-0,0016	0,0004	0,0006	-0,0025	0,885	-0,007	0,878	4,0388
8,0	-0,0012	-0,0009	-0,0017	-0,0017	0,0005	0,0006	-0,0026	0,884	-0,007	0,897	4,0342
7,5	-0,0013	-0,0010	-0,0019	-0,0018	0,0005	0,0006	-0,0026	0,882	-0,007	0,875	4,0250
7,0	-0,0013	-0,0011	-0,0020	-0,0018	0,0006	0,0007	-0,0028	0,881	-0,008	0,873	4,0158
6,5	-0,0014	-0,0014	-0,0022	-0,0019	0,0006	0,0007	-0,0028	0,883	-0,008	0,875	4,0250
6,0	-0,0014	-0,0017	-0,0023	-0,0020	0,0007	0,0007	-0,0028	0,885	-0,009	0,876	4,0296
5,5	-0,0015	-0,0022	-0,0026	-0,0021	0,0007	0,0007	-0,0030	0,874	-0,010	0,864	3,9744
5,0	-0,0015	-0,0030	-0,0029	-0,0022	0,0010	0,0007	-0,0032	0,866	-0,011	0,855	3,9330
4,6	-0,0016	-0,0038	-0,0031	-0,0022	0,0012	0,0007	-0,0034	0,861	-0,012	0,848	3,9054
4,2	-0,0017	-0,0052	-0,0034	-0,0023	0,0014	0,0005	-0,0038	0,854	-0,014	0,840	3,8640
3,8	-0,0019	-0,0070	-0,0038	-0,0022	0,0016	0,0004	-0,0046	0,845	-0,018	0,827	3,8042
3,4	-0,0024	-0,0097	-0,0045	-0,0021	0,0021	0,0002	-0,0062	0,831	-0,023	0,808	3,7168
3,0	-0,0032	-0,0129	-0,0046	-0,0019	0,0022	-0,0005	-0,0090	0,815	-0,030	0,785	3,6110
2,8	-0,0038	-0,0146	-0,0048	-0,0017	0,0023	-0,0008	-0,0109	0,805	-0,034	0,781	3,5466
2,6	-0,0047	-0,0160	-0,0009	-0,0014	0,0024	-0,0010	-0,0134	0,793	-0,039	0,754	3,4684
2,4	-0,0058	-0,0170	-0,0009	-0,0012	0,0024	-0,0013	-0,0161	0,781	-0,044	0,737	3,3902
2,2	-0,0071	-0,0175	-0,0009	-0,0009	0,0023	-0,0014	-0,0192	0,769	-0,049	0,720	3,3120
2,0	-0,0088	-0,0167	-0,0048	-0,0006	0,0021	-0,0016	-0,0249	0,751	-0,055	0,696	3,2016
1,8	-0,0108	-0,0154	-0,0047	-0,0004	0,0019	-0,0015	-0,0264	0,740	-0,057	0,683	3,1418
1,6	-0,0131	-0,0133	-0,0044	-0,0003	0,0016	-0,0014	-0,0268	0,730	-0,058	0,672	3,0912
1,4	-0,0156	-0,0104	-0,0041	-0,0001	0,0013	-0,0012	-0,0251	0,715	-0,055	0,660	3,0360
1,2	-0,0182	-0,0071	-0,0038	-0,0001	0,0009	-0,0009	-0,0236	0,702	-0,051	0,651	2,9446
1,0	-0,0203	-0,0040	-0,0035	-0,0000	0,0000	-0,0000	-0,0158	0,690	-0,044	0,646	2,9716
0,8	-0,0217	-0,0016	-0,0031	-0,0000	0,0002	-0,0002	-0,0113	0,684	-0,037	0,617	2,9762

Таблица 12

Отношение параметров сред	h_1/h_3	h_2/h_3	a_1/h_3	a_2/h_3	ρ_1/ρ_3	ρ_2/ρ_3	h_1/H
Для Куринской и Алазанской впадин	0,706	0,804	1,239	1,413	0,803	0,864	0,58
Для Русской платформы (модель 200)	0,734	0,840	1,277	1,447	0,818	0,879	0,428
Разности	-0,028	-0,036	-0,038	-0,034	-0,015	-0,015	0,152

Используя частные производные, получаем новые теоретические дисперсионные кривые, пригодные для интерпретации экспериментальных фазовых скоростей, полученных в районе исследования.

На рис. 31—34 наблюдаемые данные фазовых скоростей волн Релея и Лява сопоставлены с теоретическими.

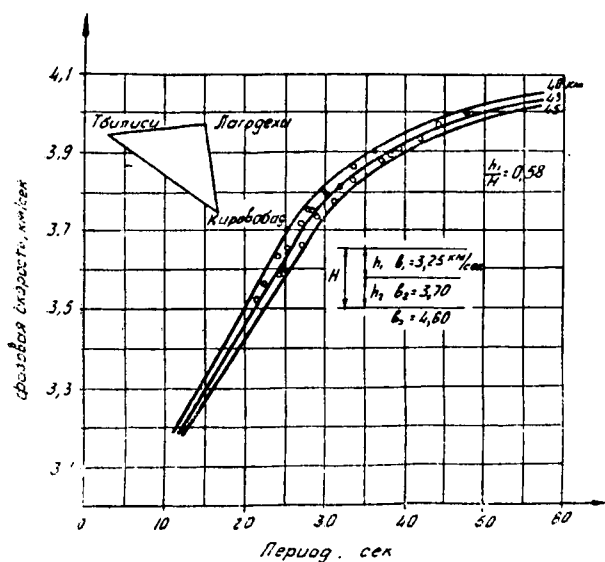


Рис. 31. Дисперсия фазовых скоростей волн Релея внутри треугольника сейсмических станций Тбилиси—Лагодехи—Кировабад.

Сплошные линии—теоретические дисперсионные кривые.
Кружки — полученные экспериментальные точки.

Наблюдаемые результаты фазовых скоростей, полученные внутри треугольника Тбилиси—Лагодехи—Кировабад, наиболее хорошо согласуются с теоретическими (рис. 31, 32), рассчитанными при общей мощности земной коры $H=43$ км.

Так как дисперсионные кривые построены при $\frac{h_1}{H} = 0,58$, получаем, что $h_1=25$ км, $h_2=18$ км (h_1 —общая мощность седиментного и гранитного слоев вместе взятых). Мощность седиментного комплекса в районе исследования по данным ГСЗ [14] в среднем равна 10 км. Поэтому мощность гранитного слоя получается порядка 15 км.

Наблюдаемые фазовые скорости внутри треугольника Лагодехи—Шемаха—Кировабад характеризуются сравнительно большими значениями (рис. 33, 34). Хорошее согласие экспериментальных данных с теоретическими получается при $H=40$ км. Общая мощность седиментного и гранитного слоев $h_1=23$ км, базальтового— $h_2=17$ км.

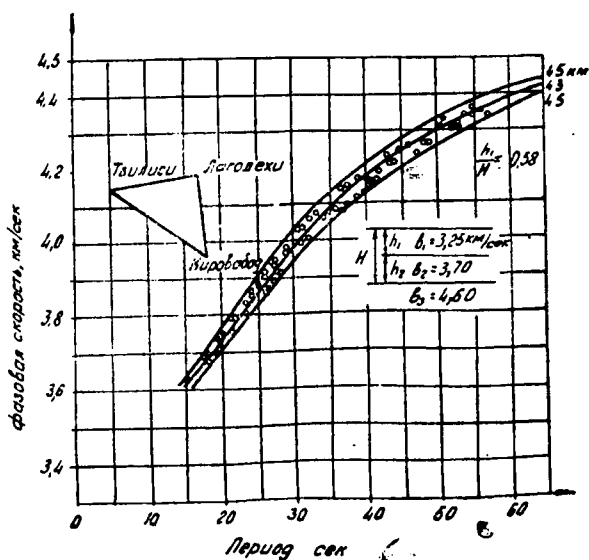


Рис. 32. Дисперсия фазовых скоростей волн Лява внутри треугольника сейсмических станций Тбилиси—Лагодехи—Кировабад.

Сплошные линии—теоретические дисперсионные кривые.
Кружки—полученные экспериментальные точки.

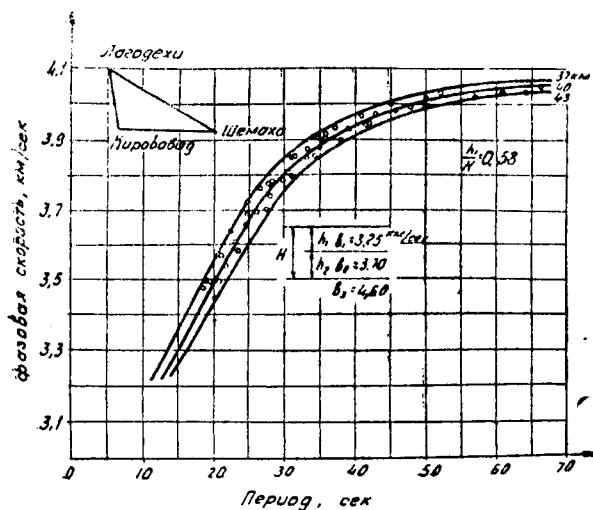


Рис. 33. Дисперсия фазовых скоростей волн Релея внутри треугольника сейсмических станций Лагодехи—Кировабад—Ше-
маха.

Сплошные линии—теоретические дисперсионные кривые.
Кружки—полученные экспериментальные точки.

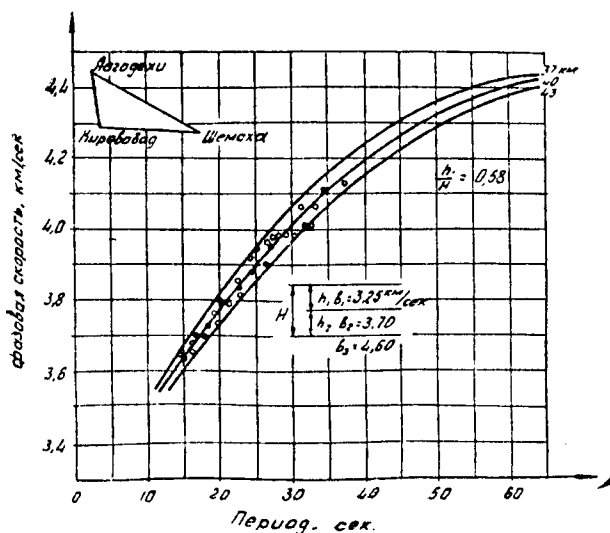


Рис. 34. Дисперсия фазовых скоростей волн Лява внутри тре-
угольника сейсмических станций Лагодехи—Кировабад—Ше-
маха.

Сплошные линии—теоретические дисперсионные кривые.
Кружки—полученные экспериментальные точки.

Следует отметить, что строение земной коры в районе исследования, полученное методом фазовых скоростей, хорошо согласуется с результатами, полученными методом ГСЗ, с помощью объемных волн, наблюдаемых при землетрясениях, и методами гравиметрии [11, 14, 23, 36, 99].

§ 3. ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА ПО ДИСПЕРСИИ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

Территория восточной части Большого Кавказа имеет сложный рельеф, поэтому применение других сейсмических методов для изучения строения земной коры этого района ограничено.

Для определения фазовых скоростей внутри этой территории были использованы наблюдаемые данные сейсмических станций Махачкала, Шемаха, Лагодехи. Материалы подбирались с 1967 г., что было связано с открытием сейсмической станции Лагодехи. Сейсмическая станция Шемаха работает с 1950 г., а Махачкала — с 1952 г. Дисперсия фазовых скоростей исследована внутри треугольника Лагодехи—Шемаха—Махачкала. Из наблюдаемых данных подобраны три землетрясения по записям волн Лява и четыре — по записям волн Релея.

Расстояние между сейсмическими станциями меняется в пределах 160—270 км. Здесь использованы удаленные землетрясения с эпицентрными расстояниями $\Delta > 2200$ км.

Значения периодов основного тона волн Релея меняются в пределах 20—50 сек, а значения периодов волн Лява — в пределах 20—60 сек. Данные рассмотренных землетрясений представлены в табл. 9. Фазовые скорости внутри треугольника Лагодехи—Шемаха—Махачкала были вычислены обычным методом.

Для исследуемой территории мы не имеем соответствующих теоретических дисперсионных кривых, поэтому, с целью интерпретации наблюдаемых дисперсий фазовых скоростей, применяем таблицы частных производных относительных фазовых скоростей волн Релея и Лява, которые были получены для Русской платформы (модель 200) [77].

Использование частных производных и выбор моделей,

наилучшим образом удовлетворяющих наблюдаемым скоростям поверхностных волн, проводились так же, как в предыдущем случае. В результате приняты следующие значения скоростей продольных и поперечных волн и плотностей:

$$\begin{array}{lll} a_1 = 5,81 \text{ км/сек} & b_1 = 3,30 \text{ км/сек} & \rho_1 = 2,65 \text{ г/см}^3 \\ a_2 = 6,52 & b_2 = 3,70 & \rho_2 = 2,85 \\ a_3 = 8,00 & b_3 = 4,55 & \rho_3 = 3,30 \end{array}$$

Разности между параметрами восточной части Большого Кавказа и модели 200 Русской платформы в безразмерном виде даны в табл. 13.

Таблица 13

Отношение параметров сред	b_1/b_3	b_2/b_3	a_1/b_3	a_2/b_3	ρ_1/ρ_3	ρ_2/ρ_3	h_1/H
Для восточной части Большого Кавказа	0,725	0,813	1,2769	1,433	0,803	0,864	0,6
Для Русской платформы (модель 200)	0,735	0,840	1,278	1,446	0,818	0,878	0,428
Разность	-0,010	-0,027	-0,013	-0,013	-0,015	-0,014	0,172

Примечание: H —общая толщина коры; h_1 —толщина гранитного слоя.

Пользуясь табл. 14 и 15 частных производных и учитывая приращение фазовой скорости при изменении параметров сред, получаем теоретические дисперсионные кривые, необходимые для интерпретации наблюдаемых фазовых скоростей. На рис. 35 и 36 дано сопоставление наблюдаемых данных с теоретическими.

Наилучший результат получен для мощности земной коры $H=55$ км. Теоретические кривые построены при отношении мощностей $\frac{h_1}{H}=0,6$, поэтому получается, что мощность первого слоя $h_1=33$ км, второго — $h_2=22$ км. Наши данные о мощностях слоев восточной части Большого Кавказа совпадают с результатами, взятыми из работ [9, 14, 36, 90, 94, 99, 114, 142].

§ 4. АНОМАЛИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ БУГЕ И ФАЗОВЫЕ СКОРОСТИ ПОВЕРХНОСТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

В работах [116, 123, 124] было обнаружено интересное согласие между фазовыми скоростями волн Релея с рельефом земной поверхности и гравитационной аномалией Буге для территории Северной Америки и Японии. Это согласие указывает на то, что мощность земной коры, определенная на основе исследования фазовых скоростей поверхностных волн, соответствует мощности коры, определенной данными гравиметрии. Как показывают проведенные нами исследования, такое же согласие имеет место и для Кавказской территории. Нами рассматривается профиль: Ереван—Актафа—Лагодехи—Буйнакск—Кизляр. Вдоль этого профиля изучены грави-

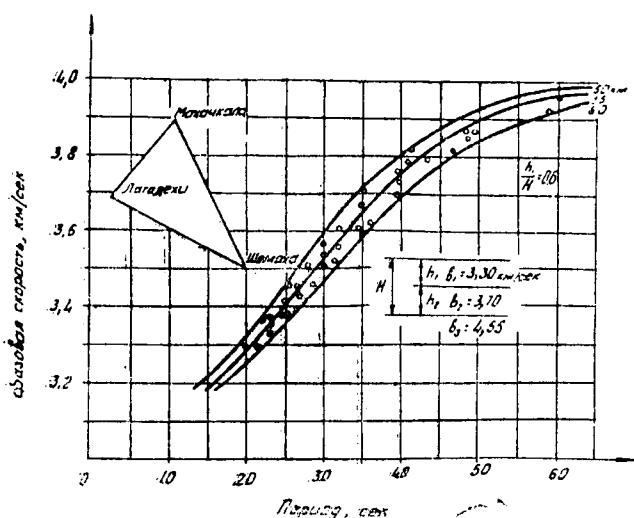


Рис. 35. Дисперсия фазовых скоростей волн Релея внутри треугольника сейсмических станций Махачкала—Лагодехи—Шемаха.

Сплошные линии—теоретические дисперсионные кривые.
Кружки—полученные экспериментальные точки.

тационная аномалия Буге [14] и дисперсия фазовых скоростей поверхностных сейсмических волн Релея и Лява. Этим профилем пересекается центральная часть Малого Кавказа,

Таблица 14

Частные производные фазовых скоростей волн Релея

ρ	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(b_1/b_3)} \Delta \frac{b_1}{b_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(b_1/b_3)} \Delta \frac{b_1}{b_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(a_1/b_3)} \Delta \frac{a_1}{b_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(a_2/b_3)} \Delta \frac{a_2}{b_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(\rho_1/\rho_3)} \Delta \frac{\rho_1}{\rho_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(\rho_2/\rho_3)} \Delta \frac{\rho_2}{\rho_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(h_1/H)} \Delta \frac{h_1}{H}$	$\frac{C}{b_3}$	ΔC	$(\frac{C}{b_3})^*$	C^*
10	-0,0004	-0,0005	-0,00004	-0,0005	0,0004	0,0005	-0,0039	0,890	-0,0045	0,8855	4,0290
9,5	-0,0004	-0,0005	-0,00005	-0,0006	0,0004	0,0005	-0,0040	0,889	-0,0048	0,8842	4,0231
9,0	-0,0004	-0,0006	-0,00004	-0,0006	0,0004	0,0005	-0,0040	0,877	-0,0047	0,8823	4,0144
8,5	-0,0004	-0,0006	-0,00005	-0,0006	0,0004	0,0006	-0,0040	0,885	-0,0047	0,8803	4,0054
8,0	-0,0004	-0,0006	-0,00005	-0,0006	0,0005	0,0006	-0,0040	0,884	-0,0049	0,8791	3,9999
7,5	-0,0005	-0,0006	-0,00005	-0,0007	0,0005	0,0006	-0,0040	0,882	-0,0049	0,8771	3,9908
7,0	-0,0005	-0,0008	-0,00006	-0,0007	0,0006	0,0006	-0,0041	0,881	-0,0049	0,8761	3,9862
6,5	-0,0005	-0,0010	-0,00006	-0,0007	0,0006	0,0007	-0,0042	0,883	-0,0052	0,8778	3,9939
6,0	-0,0005	-0,0013	-0,00007	-0,0008	0,0007	0,0007	-0,0044	0,885	-0,0056	0,8794	4,0013
5,5	-0,0005	-0,0016	-0,00007	-0,0008	0,0008	0,0007	-0,0048	0,874	-0,0064	0,8676	3,9476
5,0	-0,0006	-0,0023	-0,00008	-0,0008	0,0010	0,0006	-0,0060	0,866	-0,0081	0,8576	3,902
4,6	-0,0006	-0,0029	-0,00009	-0,0008	0,0012	0,0006	-0,0064	0,861	-0,0090	0,8520	3,8766
4,2	-0,0006	-0,0039	-0,00010	-0,0009	0,0014	0,0005	-0,0100	0,854	-0,0136	0,8404	3,8238
3,8	-0,0007	-0,0053	-0,00011	-0,0009	0,0016	0,0003	-0,0146	0,845	-0,0196	0,8254	3,7656
3,4	-0,0008	-0,0073	-0,00013	-0,0008	0,00208	0,0002	-0,0215	0,831	-0,0284	0,8026	3,6518
3,0	-0,0011	-0,0097	-0,00014	-0,0007	0,00218	-0,0004	-0,0316	0,815	-0,0416	0,7734	3,5189
2,8	-0,0014	-0,0110	-0,00014	-0,0006	0,00231	-0,0007	-0,0371	0,805	-0,0487	0,7563	3,44116
2,6	-0,0017	-0,0120	-0,00014	-0,0005	0,00237	-0,0018	-0,0418	0,793	-0,0548	0,7382	3,3588
2,4	-0,0021	-0,0127	-0,00014	-0,0004	0,00237	-0,0012	-0,0454	0,781	-0,0596	0,7214	3,2824
2,2	-0,0025	-0,0131	-0,00042	-0,0003	0,00231	-0,0014	-0,0482	0,769	-0,0637	0,7051	3,2082
2,0	-0,0032	-0,0032	-0,00014	-0,0002	0,00214	-0,0015	-0,0473	0,751	-0,0627	0,6883	3,1317
1,8	-0,0039	-0,0116	-0,00014	-0,0002	0,00193	-0,0014	-0,0437	0,740	-0,0590	0,6810	3,0985
1,6	-0,0047	-0,0100	-0,00013	-0,0001	0,00165	-0,0013	-0,0358	0,730	-0,0503	0,6797	3,0926
1,4	-0,0056	-0,0078	-0,00012	-0,0000	0,00131	-0,0011	-0,0217	0,715	-0,0350	0,6800	3,0940
1,2	-0,0065	-0,0053	-0,00011	-0,0000	0,00094	-0,0008	-0,0039	0,702	-0,0140	0,6880	3,1304
1,0	-0,0073	-0,0029	-0,00010	-0,0000	0,00002	-0,0000	-0,0125	0,690	-0,0228	0,6672	3,0358
0,8	-0,0078	-0,0012	-0,00009	-0,00001	0,00022	-0,0002	-0,0200	0,684	-0,0290	0,6550	2,9802

Таблица 15

Частные производные фазовых скоростей волн Лява

ρ	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(b_1/b_3)} \Delta \frac{b_1}{b_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(b_2/b_3)} \Delta \frac{b_2}{b_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(\rho_1/\rho_3)} \Delta \frac{\rho_1}{\rho_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(\rho_2/\rho_3)} \Delta \frac{\rho_2}{\rho_3}$	$\frac{\partial(C/b_3)}{\partial(k_1/H)} \Delta \frac{k_1}{H}$	$\frac{C}{b_3}$	ΔC	$\left(\frac{C}{b}\right)^*$	C^*
10	-0,00067	-0,00278	0,0003	0,0002	-0,0027	0,982	-0,0056	0,9764	4,4426
9,5	-0,00075	-0,00505	0,0004	0,0002	-0,0030	0,980	-0,0062	0,9738	4,4308
9,0	-0,00084	-0,00343	0,0004	0,0002	-0,0034	0,977	-0,0071	0,9689	4,4130
8,5	-0,00108	-0,00378	0,0005	0,0002	-0,0038	0,976	-0,0078	0,9682	4,4053
8,0	-0,00124	-0,00424	0,0005	0,0002	-0,0043	0,971	-0,0089	0,9621	4,3775
7,5	-0,00143	-0,00478	0,0006	0,0003	-0,0048	0,965	-0,0100	0,9550	4,3452
7,0	-0,00166	-0,00543	0,0006	0,0003	-0,0057	0,963	-0,0117	0,9513	4,3284
6,5	-0,00196	-0,00616	0,0007	0,0003	-0,0067	0,959	-0,0135	0,9455	4,3020
6,0	-0,00232	-0,00705	0,0008	0,0002	-0,0078	0,950	-0,0158	0,9342	4,2488
5,5	-0,00278	-0,00805	0,0009	0,0002	-0,0093	0,942	-0,0186	0,9234	4,2242
5,0	-0,00322	-0,00918	0,0010	0,0001	-0,0111	0,930	-0,0219	0,9081	4,1318
4,6	-0,00374	-0,01015	0,0011	0,00005	-0,0128	0,922	-0,01402	0,90798	4,0309
4,2	-0,00433	-0,01110	0,0012	0,00004	-0,0208	0,911	-0,0450	0,8705	3,9608
3,8	-0,00498	-0,01190	0,0012	0,0000	-0,0168	0,898	-0,0324	0,8661	3,9107
3,4	-0,00567	-0,01247	0,0012	0,0003	-0,0169	0,886	-0,0355	0,8505	3,8698
3,0	-0,00603	-0,01264	0,0012	0,0000	-0,0210	0,856	-0,0381	0,8279	3,7669
2,8	-0,00603	-0,01250	0,0012	0,0000	-0,0220	0,856	-0,0394	0,8166	3,7155
2,6	-0,00639	-0,01220	0,0011	-0,0000	-0,0227	0,847	-0,0402	0,8068	3,6709
2,4	-0,00675	-0,01175	0,0010	-0,0001	-0,0234	0,838	-0,0430	0,7950	3,6172
2,2	-0,00711	-0,01110	0,0010	-0,0001	-0,0237	0,828	-0,0410	0,7870	3,5808
2,0	-0,00747	-0,01029	0,0009	-0,0001	-0,0239	0,817	-0,0209	0,7761	3,5312
1,8	-0,00785	-0,00929	0,0008	-0,0001	-0,0237	0,808	-0,0402	0,7678	3,4935
1,6	-0,00824	-0,00813	0,0007	-0,0000	-0,0232	0,800	-0,0388	0,7612	3,4635
1,4	-0,00865	-0,00678	0,0006	-0,0000	-0,0222	0,787	-0,0371	0,7499	3,4120
1,2	-0,00907	-0,00532	0,0004	-0,0000	-0,0096	0,777	-0,0236	0,7534	3,4279
1,0	-0,00948	-0,00378	0,0003	0,0000	-0,0145	0,767	-0,0275	0,7395	3,3647
0,8	-0,00948	-0,00234	0,0002	-0,0000	-0,0181	0,759	-0,296	0,7294	3,3187

дисперсионная часть рек Куры и Алазани и восточная часть Большого Кавказа.

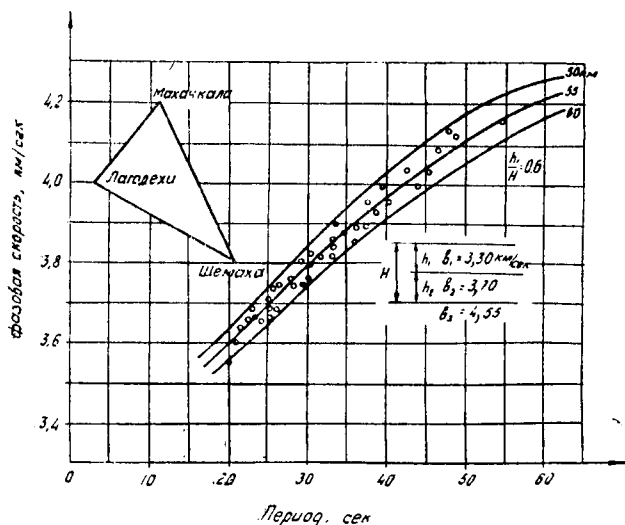


Рис. 36. Дисперсия фазовых скоростей волн Лява внутри треугольника сейсмических станций Махачкала—Лагодехи—Шемаха.

Сплошные линии—теоретические дисперсионные кривые.
Кружки—полученные экспериментальные точки.

Строение земной коры вдоль этого профиля весьма сложное, и поэтому большое значение имеет совместимость интерпретаций данных гравиметрии и сейсмологии. Следует обратить особое внимание на тот факт, что низким значениям фазовых скоростей поверхностных волн соответствует большая отрицательная аномалия Буге. На рис. 37 вдоль указанного профиля проведены кривые, соответствующие значениям фазовых скоростей волн Лява и волн Релея с периодом 30 сек, показан рельеф поверхности, приведены значения глубины залегания границы Мохоровичича, полученные методом поверхностных волн и гравиметрии, и кривая аномалии силы тяжести Буге. Как выясняется, низкие значения фазовых скоростей поверхностных волн наблюдаются для высокогорных районов указанного профиля, в частности, для восточной части Большого Кавказа и Малого Кавказа. На рис. 37

показана корреляция фазовых скоростей с аномалией силы тяжести Буге, полученная на основе наблюдаемых материалов. Эта корреляция устанавливает хорошее согласие между сейсмическими и гравиметрическими данными относительно толщины земной коры. Связь между данными аномалии силы тяжести Буге и рельефом земной поверхности, а также обнаруженная корреляция фазовых скоростей поверхностных волн являются важными в деле более надежного изучения строения земной коры в горных районах.

Известная связь между гравитационной аномалией и рельефом земной поверхности указывает на региональную изостатическую компенсацию [12, 14, 116, 123, 124]. Как выясняется, складчатая система Малого Кавказа и Большого Кавказа и дисперсионная полоса реки Куры целиком компенсированы.

На сводном графике Деменицкой [34] или Гурария и Соловьевой [32] наблюдается связь между фазовой скоростью волн Релея и аномалией Буге. Впервые эту связь обнаружили Юинг и Пресс [123] на территории США, затем подобную зависимость выявили в Японии Каминума и Аки [124] и, наконец, Аки [116] сравнил данные для Америки и Японии и сделал некоторые предположения о физическом состоянии и плотностных особенностях земной коры Японии, воспользовавшись зависимостью между гравитационной аномалией Буге и фазовой скоростью волн Релея при длине волн 110 км.

Аналогичное сопоставление было проведено для Кавказа. На рис. 38 представлены данные для всех трех изучаемых территорий: точки — для Америки, крестики — для Японии, светлые кружки — для Кавказа. Из этого рисунка видно, что между фазовой скоростью волн Релея и аномалией Буге существует приблизительная линейная связь. Кроме того, данные для Кавказа находятся между американскими и японскими данными, но значительно ближе к японским.

Отсюда можно сделать вывод, что на Кавказе земная кора характеризуется некоторыми промежуточными плотностными свойствами, близкими к свойствам для территории Японии.

ГЛАВА IV

ОПЫТ ИССЛЕДОВАНИЯ ОТРАЖЕННЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

§ 1. О ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ОСНОВЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОТРАЖЕННЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

Как выясняется, явления отражения и преломления поверхностных сейсмических волн могут наблюдаться в тех случаях, когда на пути распространения волн имеет место резкое изменение мощности слоя, а также при существовании в среде разломов в разных направлениях [19, 76, 84, 104, 138].

Для выявления отраженных поверхностных волн были исследованы записи землетрясений, зарегистрированных сейсмическими станциями Ереван, Нахичеван, Горис. Обработка и анализ материалов позволили обнаружить на записях волны, которые соответствуют отраженным поверхностным волнам Релея и Лява. Отраженные поверхностные волны обнаружены при кавказских, иранских, турецких, африканских и южнотяньшанских землетрясениях [84, 87—89, 138]. В зависимости от эпицентрального расстояния поверхностные волны формируются в разных слоях земной коры [20]. Для исследуемой территории состав слоев осадочного комплекса сильно варьирует в зависимости от местности, поэтому каждый слой не может простирается на большое расстояние при близких эпицентральных расстояниях. Можно ожидать, что поверхностные волны, формирующиеся в слоях осадочного комплекса, при исчезновении слоев будут отражаться и преломляться. В условиях Кавказа такое явление имеет место во многих случаях.

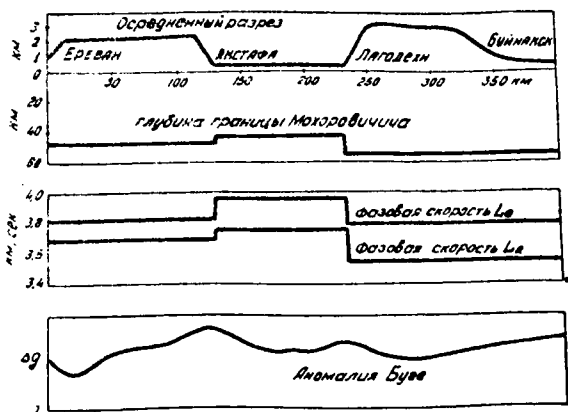


Рис. 37. Корреляция между фазовой скоростью волн Релея, рельефом земной поверхности и гравитационной аномалией Буге по трассам Ереван—Актафа—Лагодехи—Буйнакск—Кизляр.

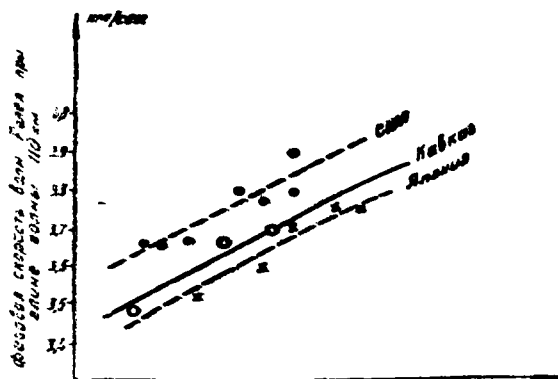


Рис. 38. Сравнительная зависимость между фазовой скоростью волн Релея при длине волны 110 км и осредненной аномалией Буге для территории США, Японии, Кавказа.

К основным характеристикам, указывающим на существование отраженных поверхностных волн Лява и Релея, можно отнести следующие:

а) отраженные поверхностные волны Лява регистрируются исключительно горизонтальными сейсмографами. Движение частиц в них поляризовано в горизонтальной плоско-

сти, перпендикулярно распространению волн. На горизонтальных составляющих отраженные волны Релея (L_R) наблюдаются после появления отраженных волн Лява (L_Q). Промежуток времени между вступлениями L_Q и L_R волн возрастает при увеличении кратности отражения поверхностных волн;

б) отраженные поверхностные волны Релея регистрируются на всех составляющих, особенно четко на вертикальной составляющей. Движение частиц в названной нами отраженной волне Релея поляризовано в вертикальной плоскости и имеет горизонтальную и вертикальную компоненты перемещения, движение частиц в общем случае эллиптическое;

в) в обоих типах отраженных волн L_Q и L_R сохраняется форма записи прямых поверхностных волн;

г) по отраженным поверхностным волнам определяются направления на отражающую поверхность;

д) чем выше порядок кратности отраженных волн, тем слабее они проявляются на сейсмограммах. Однако форма записи, главным образом в фазе Эйри, сохраняется.

При разных условиях расположения отражающей поверхности и сейсмических станций следует применять разные методы. Условия использования этих методов даются в работах [84, 86, 138].

Нами в основном использованы метод эллипсов и метод определения азимута α на отражающую поверхность по наблюдениям отраженных поверхностных волн.

Для установления положения отражающей поверхности воспользуемся определением времени пробега отраженной поверхностной волны. Лучше всего использовать время пробега отраженной фазы Эйри.

Если для данного слоя скорость распространения фазы Эйри считать постоянной, то условие постоянства времени t равносильно постоянству суммы расстояний от очага землетрясения и от сейсмической станции до отражающей поверхности. В двумерной системе это подтверждается тем, что кривая $t = \text{Const.}$ представляет эллипс. Если за начало координат примем эпицентр землетрясения и допустим, что сейсмоприемник расположен на оси x , тогда уравнение эллипса можно написать в виде [65]

$$\frac{\left(x - \frac{\Delta}{2}\right)^2}{\left(\frac{Ct}{2}\right)^2} + \frac{y^2}{\left(\frac{V \sqrt{C^2 t^2 - \Delta^2}}{2}\right)^2} = 1,$$

где C — скорость распространения фазы Эйри; Δ — эпицентральное расстояние.

Уравнение поверхности отражения поверхностных волн в трехмерной системе координат будет иметь вид

$$\frac{\left(x - \frac{\Delta}{2}\right)^2}{\left(\frac{Ct}{2}\right)^2} + \frac{y^2 + z^2}{\left(\frac{V \sqrt{C^2 t^2 - \Delta^2}}{2}\right)^2} = 1.$$

Для фиксированного землетрясения и сейсмической станции будем иметь эллипс, на котором расположены такие точки, от которых может происходить отражение поверхностных волн.

Для разных землетрясений и сейсмических станций, которые будут представляться фокусами эллипса, можно определить точки отражения, общая огибающая которых будет отражающей поверхностью поверхностных волн. Так как исследованные волны Лява сформированы в осадочном слое $T=2-10$ сек, то соответствующую скорость фазы Эйри можем принять равной $V=2,4$ км/сек [84].

При зангезурских землетрясениях 9 июня 1968 г. [88] сейсмическая станция Ереван хорошо зарегистрировала поверхностные волны. Как показали исследования, во время этих землетрясений интенсивно и достаточно хорошо записаны поверхностные волны типа Лява. Записи поверхностных волн типа Релея слабы. Нами исследовались кинематические и динамические свойства поверхностных волн Лява и Релея. Они появляются сразу же за волнами S . Периоды этих волн меняются в пределах 2—10 сек (рис. 39, 40). Эпицентральные расстояния до Ереванской сеймостанции порядка 163—172 км (табл. 16).

Обычно для таких эпицентральных расстояний поверхностные волны должны формироваться в верхних слоях земной коры [20].

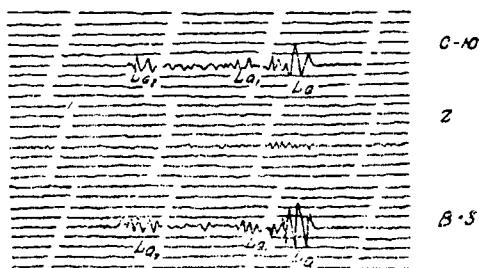


Рис. 39. Фотокопия сейсмограммы зангезурского землетрясения 9/VI 68 г.

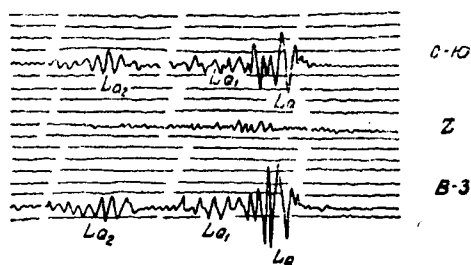


Рис. 40. Фотокопия сейсмограммы зангезурского землетрясения 15/VI 68 г.

Для определения мощности осадочного слоя использовались теоретические дисперсионные кривые, построенные для однослойного, двуслойного и трехслойного строения земной коры. Хорошее согласование экспериментальных точек с теоретическими получается при однослойной модели земной коры, что дает возможность установить мощность седиментного комплекса в районе исследования. Из рис. 41 вытекает, что вдоль исследуемой трассы, которая проходит в юго-восточной части Армении, т. е. от зангезурского эпицентра до сейсмической станции Ереван, возникшие волны Лява распространяются в седиментном комплексе, толщина которого $H=6$ км [88].

Анализ записи зангезурских землетрясений показал, что, кроме прямых поверхностных волн, на сейсмограммах регистрируются отраженные поверхностные волны, возникнове-

Таблица 16

Д а т а	Время в очаге, ч. м. с.	Координаты		Рас- сто- яние, км	Глу- бина, км	Район
		φ_N	λ_E			
09.06.68	00 56 29	39° 19	46° 03	163	10—15	Зангезур
"	01 31 32	39 20	46 03	165	5—7	"
"	02 22 14	39 21	46 02	163	"	"
"	03 03 33	39 20	46 02	163	"	"
"	03 26 59	39 20	46 03	165	"	"
"	03 55 18	39 20	46 02	163	"	"
"	04 58 30	39 20	46 03	165	"	"
"	07 14 55	39 20	46 03	165	"	"
"	10 35 32	39 18	46 04	170	"	"
"	11 38 19	39 19	46 03	163	"	"
"	17 32 13	39 20	46 03	165	"	"
"	22 21 02	39 20	46 03	165	"	"
"	23 29 37	39 20	46 04	169	"	"
10.06.68	04 57 30	39 19	46 04	164	"	"
"	05 50 20	39 19	46 03	163	"	"
"	14 33 20	39 18	46 04	170	"	"
"	11 08 40	39 20	46 04	169	"	"
"	13 38 42	39 20	46 03	165	"	"
"	16 58 28	39 19	46 03	163	"	"
13.06.68	03 24 18	39 18	46 00	164	"	"
15.06.68	03 21 08	39 12	45 54	164	"	"
23.06.68	05 31 15	39 18	46 00	164	"	"
24.06.68	04 33 52	39 18	46 06	172	"	"
26.06.68	02 08 48	39 18	46 06	172	5—7	"
25.08.68	10 11 41	39 18	46 00	164	"	"
01.09.68	05 39 42	39 12	46 06	170	"	"
"	16 43 14	39 18	46 00	164	"	"
"	20 44 16	39 18	46 06	172	"	"
02.09.68	06 18 29	39 18	46 06	172	"	"
"	07 03 20	39 18	46 06	172	"	"
03.09.68	01 38 14	39 18	46 06	172	"	"
04.09.68	04 54 05	39 18	46 06	172	"	"
"	19 13 13	39 18	46 06	172	"	"
08.09.68	14 52 40	39 18	46 06	172	"	"
16.09.68	07 10 03	39 20	46 03	165	"	"
01.10.68	18 16 02	39 18	46 18	172	"	"
03.10.68	20 16 05	39 18	46 06	172	"	"
08.10.68	21 14 00	39 18	46 36	164	"	"
17.10.68	07 51 27	39 18	46 06	172	"	"

ние которых обусловлено неоднородностью строения земной коры в исследуемом районе [88].

Как видно из рис. 39 и 40, на записях зангезурского землетрясения 9-го и 15-го июня 1968 года кроме прямых L_Q волн наблюдаются также дважды отраженные поверхностные волны L_{Q_1} и L_{Q_2} .

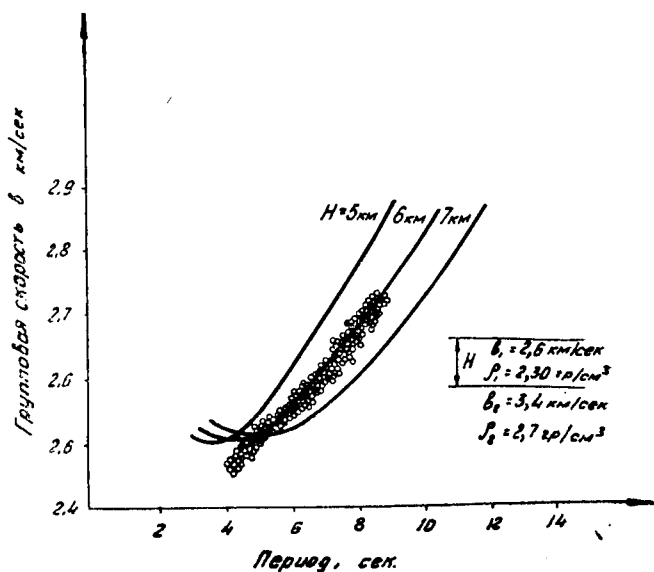


Рис. 41. Дисперсия групповых скоростей волн Лява.
Сплошные линии—теоретические дисперсионные кривые.
Кружки—экспериментальные точки.

После детального анализа записей по вышеуказанной методике пришли к выводу, что отраженная волна L_Q отражается от поверхности, находящейся к северу от Еревана, а вторая волна L_Q отражается от поверхности, находящейся к северу от Лениакана (рис. 42).

Для определения отражающих поверхностей в исследуемых районах были изучены также поверхностные волны, сформированные при землетрясениях, возникших на Джавахетском нагорье, зарегистрированные Ереванской сейсмостанцией (табл. 17). В работе [82] было показано, что между эпицентрами джавахетских землетрясений и Ереванской сейсмостанцией толщина осадочного слоя порядка 5 км.

Для джавахетского землетрясения, кроме прямых поверхностных волн, зарегистрированы также отраженные поверхностные волны.

При этих землетрясениях отраженные поверхностные волны дали возможность установить существование отра-

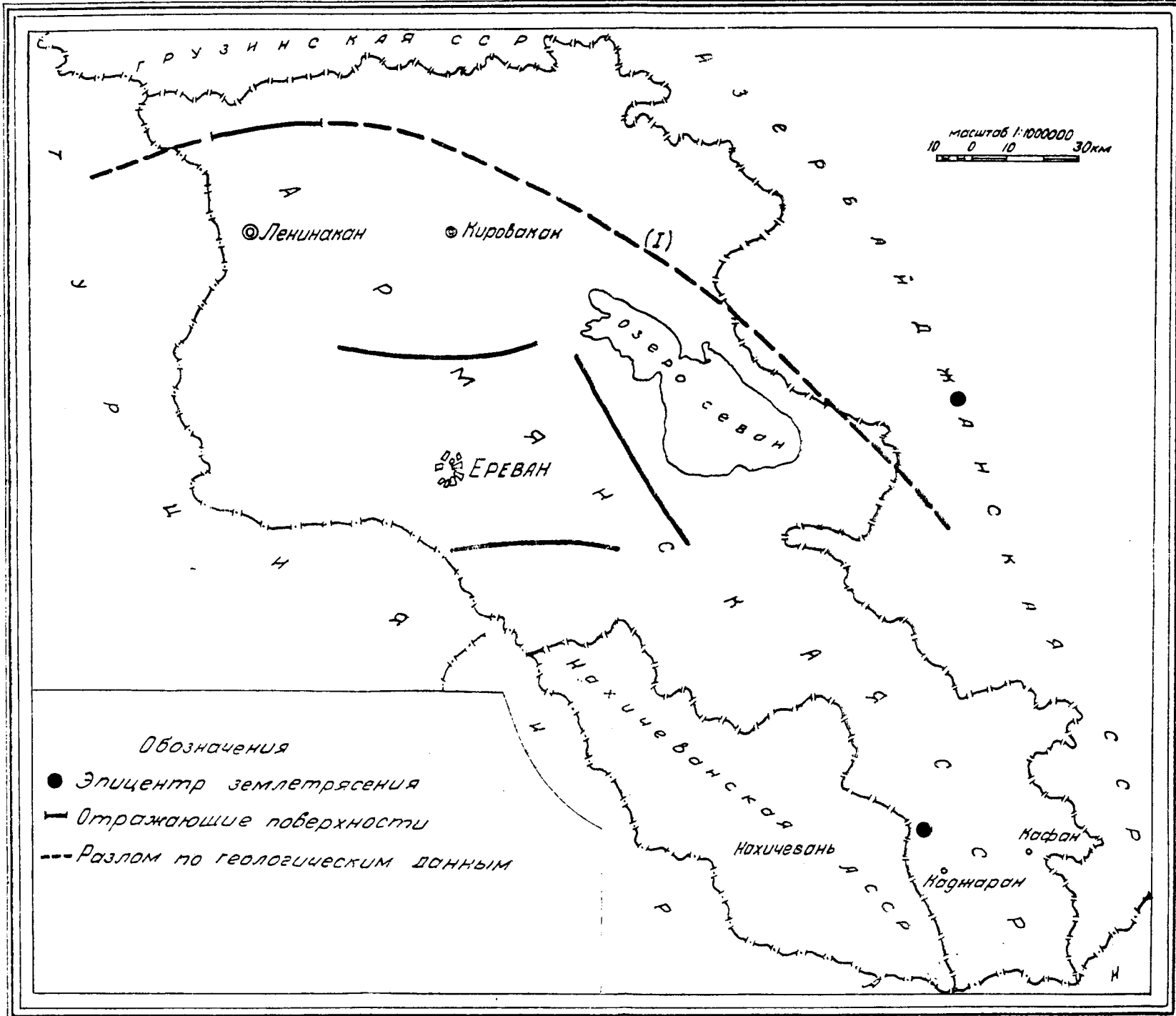


Рис. 42. Схема эпицентра и отражающих поверхностей.

Д а т а	Время в очаге, ч. м. с	Координаты		Р а й о н
		$\varphi^{\circ} N$	$\lambda^{\circ} E$	
14.02.57	21 50 43	40° 03	44° 09	Малый Кавказ
22.02.57	07 57 39	40 01	40 01	Турция
02.09.58	12 34 15	41 10	44 00	Джавахетское нагорье
19.04.59	08 59 16	39 05	42 05	Турция
15.12.59	23 48 30	41 12	43 48	Джавахетское нагорье
17.12.59	22 47 10	41 06	43 48	"
29.03.61	07 29 26	40 47	42 30	Турция
19.07.62	02 23 55	41 13	43 47	Джавахетское нагорье
09.08.62	07 58 30	41 14	44 00	"
07.09.62	12 15 33	39 42	41 06	Турция
08.09.62	15 38 24	41 43	44 02	Джавахетское нагорье
09.10.63	04 36 37	40 01	42 58	Турция
09.01.67	20 32 43	40 20	43 17	"
14.06.67	17 44 55	41 20	43 43	Джавахетское нагорье
29.06.67	08 33 03	41 24	43 56	"
24.09.68	04 19 57	39 04	40 01	Турция
06.03.69	20 27 15	39 39	43 15	"
17.02.70	02 59 55	38 07	43 04	"
14.03.70	01 51 46	38 05	44 08	"
22.09.70	15 35 33	41 10	44 00	Джавахетское нагорье
12.10.70	08 11 37	40 27	43 20	Турция
22.12.70	01 56 50	41 16	44 06	Джавахетское нагорье

жающих поверхностей юго-восточнее сейсмостанции Ереван (рис. 42). На записях некоторых близких турецких землетрясений (табл. 17), зарегистрированных Ереванской сейсмической станцией, имеются отраженные поверхностные волны (рис. 43), вызванные огражающей поверхностью, расположенной к востоку от сейсмостанции на расстоянии 40 км (рис. 42).

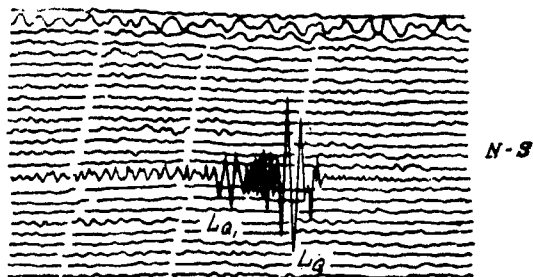


Рис. 43. Фотокопия сейсмограммы сейсмостанции Ереван от турецкого землетрясения 29/III 1961.

В данном случае все эти отражающие поверхности представляют собой разломы в земной коре, прослеживающиеся в седиментном слое, что хорошо подтверждается геофизическими и геологическими данными [5, 22].

Отражающие поверхности совпадают с зонами больших горизонтальных градиентов силы тяжести, причинами которых являются глубинные разломы [53]. Существование поверхности разлома было доказано также в работе [87].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты исследований заключаются в следующем:

1. На сейсмограммах сейсмических станций Кавказа выявлены и изучены поверхностные сейсмические волны, сформированные в коре, а также поверхностные волны, возникшие в поверхностных слоях земной коры.

2. Получены наблюденные значения дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн для слоев земной коры на территории Малого Кавказа, для Куринской депрессии и для восточной части Большого Кавказа. Исследованы особенности фазовых скоростей по треугольной и профильной схемам наблюдений. С целью интерпретации наблюденных дисперсий фазовых скоростей поверхностных волн применены теоретические дисперсионные кривые, при редукции которых применительно к условиям Кавказа использованы частные производные по параметрам слоев коры от фазовых скоростей волн Лява и Релея.

3. На основе исследования разных групп поверхностных сейсмических волн изучено строение земной коры и проведено сопоставление с результатами других геолого-геофизических исследований. Для территории Малого Кавказа получено следующее строение: седиментный слой толщиной 5—6 км, гранитный — 12—14 км, промежуточный — 7—8 км, базальтовый — 20 км; по данным для волн, сформированных в целом в земной коре, ее мощность оценивается в 45—50 км.

Для Куринской депрессии общая мощность земной коры внутри треугольника сейсмических станций Тбилиси—Лагодехи—Кировабад равна 40—45 км. Внутри треугольника Лагодехи—Кировабад—Шемаха мощность земной коры — около 40 км.

Мощность земной коры для районов восточной части Большого Кавказа внутри треугольника сейсмических станций Лагодехи — Шемаха — Махачкала получается порядка 55 км.

Общая мощность земной коры Малого Кавказа между станциями Тбилиси—Ереван и Тбилиси—Нахичеван определена по дисперсии при помощи ЭВЦМ. Полученные по ЭВЦМ и ручным способом результаты находятся в хорошем согласии.

Анализировалась точность вычисления фазовых скоростей волн Лява и Релея при машинной и ручной обработке сейсмограмм, материалы которых привлекались к исследованиям.

4. Сопоставлены значения фазовых скоростей волн Лява и Релея с аномалией Буге. Установлено, что малым значениям фазовых скоростей поверхностных волн соответствует отрицательная аномалия Буге.

5. Показано, что в условиях Кавказа и прилегающих к нему территорий поверхностные волны, образовавшиеся в седиментном слое, можно наблюдать при эпицентральных расстояниях до 500 км. Поверхностные волны, сформированные в седиментном и гранитном слоях вместе взятых, можно наблюдать при эпицентральных расстояниях от 500 до 1400 км; поверхностные волны, возникшие в седиментном, гранитном и промежуточном слоях вместе взятых, можно наблюдать при эпицентральных расстояниях до 2200 км. При расстояниях более 2200 км наблюдаются поверхностные волны, связанные со слоем в земной коре в целом.

На основе исследования отраженных поверхностных сейсмических волн получены некоторые данные о горизонтальных неоднородностях на территории Малого Кавказа. Причиной возникновения таких отраженных поверхностных волн, по-видимому, являются глубинные разломы на территории Малого Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. В. Абих. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. Кавк. отд. геогр. о-ва, кн. XXIII, 1902.
2. Г. В. Абих. Землетрясение в Шемахе и Эрзеруме в мае 1859 г. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. о-ва, кн. V, 1862.
3. К. Аки. Строение земной коры Японии по фазовым скоростям волн Релея. Часть I, сб. статей, 1963.
4. К. Аки, К. Каминума. Фазовая скорость волн Лява в Японии. Часть I, сб. статей, 1965.
5. Ц. Г. Акопян. Магнитные свойства горных пород Арм. ССР и их использование в целях интерпретации магнитных аномалий и корреляция вулканогенных образований. (Автореф. докт. дисс.). Фонды ИГИС АН Арм. ССР.
6. Г. И. Аксенович, Л. Е. Аронов, А. А. Гагельганц, Е. И. Гальперин, М. А. Зайончковский, И. П. Косминская, Р. М. Кракшина. Глубинное сейсмическое зондирование центральной части Каспийского моря. Изд. АН СССР, 1962.
7. В. Т. Архангельский. Вопросы теории длиннопериодного вертикального сейсмометра. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10, 1960.
8. В. М. Архангельская. Дисперсия поверхностных волн и строение земной коры. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1960.
9. Б. К. Балавадзе, Г. Ш. Шенгелая. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. ДАН СССР, т. 136, № 6, 1961.
10. Б. К. Балавадзе, Г. К. Твалтвадзе. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по географическим данным. Докл. сов. геологов на XXI сессии ГМГК. Проблема № 2, раздел II, Изд. АН СССР, 1960.
11. Б. К. Балавадзе, Г. К. Твалтвадзе. Строение земной коры в Грузии по геофизическим данным. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1958.
12. Б. К. Балавадзе. Гравитационное поле и строение земной коры Грузии. Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1957.
13. Б. К. Балавадзе, П. Ш. Миндели. Сейсмические исследования. В сб. «Строение земной коры бассейна Черного моря по геофизическим данным». Изд. «Наука», 1964.
14. Б. К. Балавадзе, Г. К. Твалтвадзе, Г. Ш. Шенгелая, Д. И. Сихарулидзе, К. М. Картвелишвили. Геофизическое исследование земной

- коры и верхней мантии в области Кавказа. Геотектоника, № 3, М., 1966.
15. Н. Н. Бердичевский. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. Изд. «Недра», М., 1968.
 16. В. Ф. Бончковский. Строение земной коры. Вестник Моск. ун-та, № 11, 1948.
 17. В. Ф. Бончковский. Телесейсмический метод определения мощности земной коры. Вестник АН СССР, № 11, 1949.
 18. В. Ф. Бончковский. Толщина земной коры. Природа, № 5, Изд. АН СССР, 1945.
 19. Л. М. Бреховских. Волны в слоистых средах. Изд. АН СССР, М., 1957.
 20. Н. Г. Вальднер, Е. Ф. Саваренский. По поводу природы Lg и ее распространения в северо-восточной Азии. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1961.
 21. Л. А. Варданянц. Землетрясения Кавказа и его глубинное строение. Изв. Всесоюзного географич. о-ва, № 2, 1946.
 22. А. А. Габриелян и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Изд. «Митк», Ереван, 1968.
 23. Р. М. Гаджиев. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Гос. изд., Баку, 1965.
 24. Е. И. Гальперин, И. П. Косминская, Р. М. Кракшина. Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных при глубинном сейсмическом зондировании в центральной части Каспийского моря. Сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Гостехиздат, 1962.
 25. Г. А. Гамбурцев. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
 26. Г. А. Гамбурцев, П. С. Вейцман. Сопоставление данных глубинного сейсмического зондирования о строении земной коры в районе Северного Тянь-Шаня с данными сейсмологии. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1956.
 27. «Глубинное строение Кавказа». Изд. «Наука», М., 1966.
 28. И. Е. Губин. В защиту сеймотектонического метода сейсмического районирования. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1955.
 29. В. Г. Грацинский. Спектры упругих волн в сейморазведке и точность анализа. В кн. «Динамика земной коры». Изд. «Наука», М., 1965.
 30. В. Г. Грацинский. Об искажениях спектров сейсмических импульсов при анализе. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1962.
 31. П. П. Грудева, Л. Н. Малиновская, Б. Н. Наймарк. Приближенное вычисление спектров сейсмических колебаний. Вычислительная сейсмология, вып. 3, изд. «Наука», М., 1967.
 32. Г. З. Гурарий, И. А. Соловьева. Строение земной коры по геофизическим данным. Изд. АН СССР, 1963.

33. *Н. И. Давыдова, Г. В. Красноперцова, С. А. Манилов, В. К. Леви, Л. И. Лобастова, Э. М. Шекинский, Г. К. Твалтвадзе.* Результаты ГСЗ на Кавказе. Сб. «Глуб. строение Кавказа». Изд. «Наука», М., 1966.
34. *Р. М. Деменицкая.* Основные структуры земной коры и их отображение в аномалиях силы тяжести. Советская геология, № 8, 1958.
35. *Э. А. Джигладзе, С. Д. Гоцадзе.* Общие осредненные годографы Кавказа. Тр. Ин-та геоф. АН Груз. ССР, т. XX, № 4, 1958.
36. *М. С. Иоселиани.* Строение осадочного комплекса и кристаллического фундамента территории Грузии по геофизическим данным. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1969.
37. *К. Каминума, К. Аки.* Строение земной коры Японии по фазовым скоростям волн Релея. Часть 2, сб. статей, 1965.
38. *Н. К. Карапетян.* Изучение землетрясений и строения земной коры М. Кавказа. Диссертация на соискание степени к. ф.-м. н., 1953.
39. *Н. К. Карапетян.* О сейсмичности Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. XIII, № 1, 1960.
40. *Н. К. Карапетян.* Годограф сейсмических волн Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1956.
41. *Р. Ковач, Ф. Пресс.* Дисперсия волн Релея и строение земной коры в области Индийского и восточной части Тихого океанов. Сб. статей под ред. Е. Ф. Саваренского, изд. «Мир», М., 1965.
42. *Е. А. Коридалин.* Сейсмические наблюдения при мощных взрывах в Закавказье. Вестник АН СССР, № 3, 1948.
43. *Е. А. Коридалин.* О сейсмических наблюдениях при мощных взрывах. Вестник АН СССР, № 4, 1947.
44. *Г. В. Красноперцова, Б. А. Матшкин, Е. А. Попов.* Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград—Нахичеван. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1967.
45. *Т. М. Лебедева.* Глубокофокусное землетрясение в Каспийском море 9/IV 1935 г. Сейсм. бюлл., т. XI, Тбилиси, 1941.
46. *А. К. Маловичко.* Об определении глубины кристаллического фундамента по аномалиям общей гравиметрической съемки. Докл. геол. фак. Пермского гос. ун-та, т. XIV, вып. 1, 1959.
47. *Л. В. Молотова, Ю. И. Васильев.* О величине отношения скоростей продольных и поперечных волн в горных породах. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, М., 1960.
48. *И. В. Мушкетов.* Материалы по Ахалкалакскому землетрясению 19 декабря 1899 года. СПб., 1903.
49. *Ю. П. Непрочнов.* Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. ДАН СССР, № 125, № 5, 1959.
50. *Ш. С. Оганисян.* Гравитационное поле Арм. ССР и его геологическое истолкование. Мат. V Всесоюзной научно-технич. геофиз. конференции. в Новосибирске. Изд. «Недра», М., 1967.

51. Ш. С. Оганисян. О плотностях горных пород Армении. Изв. АН Арм ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI, № 3, 1958.
52. Ш. С. Оганисян. О причинах, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести на территории Арм. ССР, Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
53. Ш. С. Оганисян. Связь аномалий силы тяжести с сейсмичностью. ДАН Арм. ССР, т. XXV, № 2, 1958.
54. Д. Оливер, Р. Ковач, Д. Дорман. Строение земной коры на территории штатов Нью-Йорк и Пенсильвании. Сб. статей, 1965.
55. Отчет «Земля». ВНИИГеофизика, 1969.
56. В. Г. Папалашвили, Э. И. Патарая, Д. И. Сихарулидзе. О строении земной коры по наблюдениям Lg и Rg волн на Кавказе. Материалы Европейской сейсмологической комиссии, Гена, ГДР, 1964.
57. В. Г. Папалашвили. Некоторые данные о мощности земной коры в районе Каспийского моря. Сообщ. АН ГССР, т. XXI, № 1, 1958.
58. В. Г. Папалашвили, Э. И. Патарая, Д. И. Сихарулидзе. Распространение короткопериодных поверхностных волн в зависимости от строения земной коры. Труды Ин-та геофизики АН ГССР, т. XXII, Тбилиси, 1964.
59. К. Н. Паффенгольц. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1970.
60. А. Б. Пешков. Исследование дисперсии фазовых скоростей поверхностных сейсмических волн в некоторых районах Средней Азии. Канд. дисс. Фонды ИФЗ АН СССР, М., 1969.
61. И. И. Попов. О дисперсии длиннопериодных волн Лява в континентальной и океанической коре на трассе Индонезия—Крым. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 10, 1960.
62. И. И. Попов. Некоторые результаты исследования длиннопериодных поверхностных сейсмических волн в СССР. Тезисы доклада автора на X симпозиуме Венгерского геофизич. о-ва, Будапешт. 1964.
63. Ф. Пресс. Изучение строения земной коры по фазовым скоростям волн Релея. Часть I, Южная Калифорния. Сб. статей под ред. Е. Ф. Саваренского, изд. «Мир», М., 1965.
64. Ф. Пресс. Изучение строения земной коры по фазовым скоростям волн Релея. Часть II, Район залива Сан-Франциско. Сб. статей под ред. Е. Ф. Саваренского, изд. «Мир», М., 1965.
65. П. Н. Пузырев. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. Гос. научно-техн. изд. нефтяной и горно-топливной лит., М., 1959.
66. Е. А. Розова. Глубинное строение земной коры Кавказа. Труды сейсмологического ин-та АН СССР, № 4, 1939.
67. Е. Ф. Саваренский. Об определении групповой и фазовой скоростей из наблюдений. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10, 1959.
68. Е. Ф. Саваренский, С. А. Федоров, Р. Д. Джафаров, Л. Н. Рыкунов, О. В. Лурсманишвили. К методике моделирования поверхностных волн. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10, 1964.

69. *Е. Ф. Саваренский, И. И. Попов, А. П. Лазарева.* Длиннопериодные волны чилийского землетрясения 1960 г. по наблюдениям Симферопольской, Московской, Пулковской сейсмических станций. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1961.
70. *Е. Ф. Саваренский, Б. П. Щечков.* Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1961.
71. *Е. Ф. Саваренский, Ш. С. Рагимов.* Об определении средней толщины земной коры по групповым скоростям волн Релея. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1959.
72. *Е. Ф. Саваренский, О. Н. Соловьева, Б. П. Щечков.* О наблюдениях волн Лява на Московской сейсмической станции и строение земной коры. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1959.
73. *Е. Ф. Саваренский, О. Н. Соловьева, А. П. Лазарева.* Дисперсия волн Релея и строение земной коры на севере Евразии и в Атлантическом океане. Бюлл. Совета по сейсмологии, № 10, 1960.
74. *Е. Ф. Саваренский, Д. И. Сихарулидзе.* Определение мощности земной коры по наблюдаемой дисперсии волн Лява. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1959.
75. *Е. Ф. Саваренский, О. Е. Старовойт, С. А. Федоров.* Длиннопериодные волны Релея Аляскинского землетрясения 28 марта 1964 г. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1964.
76. *Е. Ф. Саваренский, Д. П. Кирнос.* Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М., 1955.
77. *Е. Ф. Саваренский.* Об определении строения земной коры по дисперсии скоростей распространения поверхностных волн. Руководство. М., 1966.
78. *Е. Ф. Саваренский, И. Г. Вальднер.* Волны Lg и Rg от землетрясений Черноморского бассейна и некоторые соображения об их природе. Сейсмические исследования. Сб. статей, XII раздел программы МГГ, № 4, 1960.
79. *Т. Санто.* Разделение юго-западной части Тихого океана на районы с одинаковой дисперсией волн Релея. Сб. статей под ред. Е. Ф. Саваренского. Изд. «Мир», М., 1965.
80. *Т. Санто.* Дисперсия поверхностных волн вдоль различных трасс до станции Упсала в Швеции. Сб. статей под ред. Е. Ф. Саваренского. Изд. «Мир», М., 1965.
81. Сб. статей под ред. Е. Ф. Саваренского. Изд. «Мир», М., 1965.
82. *Д. И. Сихарулидзе.* Изучение дисперсии волн Лява при близких землетрясениях. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1959.
83. *Д. И. Сихарулидзе.* Природа Lg и Rg волн и изучение строения земной коры. Тр. Ин-та геофизики АН СССР, т. XXI, 1963.
84. *Д. И. Сихарулидзе.* Экспериментальное изучение отраженных поверхностных волн при землетрясениях.
85. *Д. И. Сихарулидзе.* О некоторых свойствах дисперсионных кривых групповых скоростей поверхностных волн. Тр. Ин-та геофизики АН СССР, т. XXI, 1963.

86. Д. И. Сихарулидзе. Методы определения места отражения и преломления поверхностных сейсмических волн. Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. XXIV, 1970.
87. Д. И. Сихарулидзе, А. Х. Баграмян. Выявление эффекта отражения и преломления поверхностных сейсмических волн в условиях Кавказа. Сообщения АН ГССР, 53, № 2, 1969.
88. Д. И. Сихарулидзе, А. Х. Баграмян. Некоторые результаты исследования прямых и отраженных поверхностных волн, возникших при Зангезурских землетрясениях. ДАН Арм. ССР, т. LI, № 3, 1970.
89. Д. И. Сихарулидзе, Е. И. Патарая, А. Х. Баграмян. Исследование отраженных и преломленных поверхностных волн, наблюдаемых при южнотяньшанских землетрясениях. Сообщ. АН Груз. ССР, 54, № 1, 1969.
90. Д. И. Сихарулидзе, И. П. Тутберидзе. О группах поверхностных сейсмических волн, формирующихся в различных слоях земной коры. Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. XXII, 1965.
91. Д. И. Сихарулидзе. Дисперсия волн Лява и изучение строения земной коры по наблюдениям Кавказских сейсмических станций. Труды Ин-та геофизики АН ГССР, т. XIX, 1960.
92. А. А. Сорский. Основные черты строения и развития Кавказа в связи с его глубинной структурой. В кн. «Глубинное строение Кавказа». Изд. «Наука», М., 1966.
93. О. Е. Старовойт. Длиннопериодные поверхностные сейсмические волны и строение верхней оболочки Земли. Канд. дисс. Фонды ИФЗ АН СССР, М., 1966.
94. Г. К. Твалтвадзе. Строение земной коры в верхней Картли. Сообщ. АН ГССР, т. XI, № 8, 1950.
95. Г. К. Твалтвадзе. К вопросу построения годографов для землетрясений Кавказа. Труды Ин-та геофизики, т. XV, Тбилиси, 1956.
96. Г. К. Твалтвадзе. К вопросу изучения строения земной коры в районе г. Еревана (Нор-Баязет). Тр. Ин-та геофизики, т. XXI, 1963.
97. Г. К. Твалтвадзе. Геологическое строение Ардаганского района по сейсмическим данным. Сообщ. АН ГССР, т. XXVI, № 3, 1961.
98. Г. К. Твалтвадзе, М. С. Иоселиани, Р. А. Махарадзе, Т. И. Хелашвили. Сейсмологическое строение Алазанской долины. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXXVI, 2, 1964.
99. Г. К. Твалтвадзе. Строение земной коры в Грузии по сейсмическим данным и построение систем теоретических годографов. Изд. АН Груз. ССР, 1960.
100. М. Токсец, А. Бен-Менахем. Скорости многократно обегаящих Землю волн Лява и Релея в оболочке. Сб. статей, 1965.
101. А. Томсон, Ф. Эвисон. Толщина земной коры Новой Зеландии. Сб. статей, 1965.
102. Б. Д. Требукова. Результаты работ по методу глубинного сейсмического зондирования на суше в Азербайджанской ССР. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР», 1962.

103. *Е. Триггвасон*. Строение земной коры Фенноскандии по фазовым скоростям волн Релея. Сб. статей, 1965.
104. «Ультразвук в геофизике». Изд. «Мир», М., 1964.
105. *Л. Л. Худзинский*. Об определении некоторых спектральных особенностей слоистых сред, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1962.
106. *Л. Л. Худзинский*. О частотно-фазовом анализе сейсмических волн. В сб. «Динамика земной коры». Изд. «Наука», М., 1965.
107. *Б. Н. Щечков*. Строение земной коры Евразии по дисперсии поверхностных волн. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1961.
108. *Б. Н. Щечков, О. Н. Соловьева*. О групповых скоростях релеевских волн для смешанного пути континент—океан, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1961.
109. *Б. Н. Щечков*. Дисперсия поверхностных волн и строение земной коры Евразии. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1964.
110. *Б. Н. Щечков, О. Н. Юркевич*. Определение толщины земной коры на Украинском кристаллическом массиве по дисперсии поверхностных волн. Геофиз. сб. АН УССР, № 1 (3), 1962.
111. *П. И. Шилов*. Способ наименьших квадратов. Геодезиздат, М., 1941.
112. *Д. Шуберт*. Определение толщины осадочного слоя в заливе Аляска по дисперсии волн Релея. Сб. статей, 1965.
113. *М. Юинг, Ф. Пресс*. Изучение строения земной коры по фазовым скоростям волн Релея. Часть III, США, сб. статей, 1965.
114. *Ю. Г. Юров*. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. Сов. геология, № 9, 1963
115. *Б. М. Яновский*. Земной магнетизм. Изд. Ленингр. ун-та, 1963.
116. *K. Aki*. Crustal structure in Japan from the phase velocity of Rayleigh waves. p. 1, Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univers. 1961, 39.
117. *D. Z. Anderson*, Universal dispersion tables. 1, Love waves across ocean and continents on a Spherical earth. Bull. seism. Soc. Am. 54, 1964.
118. *J. N. Brune, J. E. Nafe and J. E. Oliver*. A Simplified Method for the Analysis and Synthesis of Dispersed Wave Trains. Journ. Geophys. Res. 65, № 1, 1960.
119. *J. Brune, L. Dorman*. Seismic waves and earth structure of Canadian Shield. Bull. Seism. Soc. Am. 53, 1963.
120. *M. L. Berry and L. Knopoff*, Structure of the Upper Mantle under the Western Medi-terranean basin. Journ. of geoph. Res., vol. 72, № 14, 1967.
121. *L. Dorman and M. Ewing*, Numerical inversion of surface wave Dispersion Data and Crust mantle structure in the New York—Pennsylvania Area. Geophys. Res. 67, № 13, 1962.
122. *H. Jeffreys*. Small corrections in the theory of surface waves. Geophys. J. 6, 1961.
123. *M. Ewing, F. Press*. Determinant of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves. p. 111, Bull. Geol. Soc. Am. 70, № 3, 1959.
124. *K. Kaminuma, K. Aki*, Crustal structure in Japan from the phase ve-

- locity of Rayleigh waves. p. 11, Earth. Res. Inst. Tokyo. Univers. 41, № 1, 1963.
125. *L. Knopoff, S. Mueller and W. Z. Pilant* Structure of the Crust and Velocity of Rayleigh Waves. Bull. Seism. Soc. Am. 56, № 5, 1966.
 126. *L. Knopoff*, Green's function for eigenvalue problems and the inversion of Love wave dispersion data. Geophys. Journ. 4, 1961.
 127. *N. A. Haskell*, The dispersion of surface waves on multilayered media. Bull. Seism. Soc. Am 49, № 1, 1953.
 128. *L. G. Pekeris*, Theory of Propagation of Explosive in Shallow Water. Geolog. Soc. Am. Mem. 27, 1948.
 129. *F. Press*. Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh Waves. Part I, Southern California. Bull. Geol. Soc. Am. 67, 1647, 1965.
 130. *F. Press, M. Ewing, F. Lohner*, A long period seismograph system. Trans. Am. Geophys. Union. 39, № 1, 1958.
 131. *V. Sato*, Study of surface wave 4 equivalent single layer to double Superficial. Bull. Earth. Res. Inst., 29, 1951.
 132. *V. Sato*. Analysis of dispersed surface wave by means of Fourier Transform. Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. Part 1, 33, 1955.
 133. *K. Sezawa*. Rayleigh and Love waves transmitted through the Pacific Ocean and the continents. Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo. 13, 1935.
 134. *K. Sezawa*. Dispersion of elastic waves propagated on the surface of stratified bodies and on curved surfaces. Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo, 1929.
 135. *R. Stoneley*, The effect of the ocean on Rayleigh waves. Mon. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl. 1, 1926.
 136. *R. Stoneley*, The Continental Lauers of Europe. Bull. Seism. Soc. Am. vol. 38, № 4, 1948.
 137. *R. Stoneley*, The Seismological implications of Aeolotropy in Continental Structure. Monthly Notices Royal Astr. Soc. Geophys. Suppl. vol. 5, № 8, 1949.
 138. *D. I. Sikharulidze*. A Study of reflected Surface Waves. The European Seismological Commission, 1967.
 139. *A. A. Tomson, F. F. Evlison*, Thickness of the Earth's crust in New Zealand. New Zealand Journ. of Geology and Geophysics, № 1, 5, 1962.
 140. *T. V. MeEvilly*, Central U. S. Crust-Upper Mantle Structure from Love and Rayleigh Wave Phase Velocity Inversion. Bull. Seism. Soc. Am. vol. 54, 1964, № 5.
 141. *I. Noponen*, Surface Wave Phase Velocities in Finland. Bull. Seism. Soc. Am. vol. 56, № 5, 1966.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	5
Глава I. Изучение строения земной коры исследуемого региона геофизическими методами	8
§ 1. Сейсмологические исследования	8
§ 2. Исследования по методу ГСЗ	15
§ 3. Гравиметрические, магнитометрические, магнитотеллурические исследования	21
Глава II. Методы определения фазовых скоростей из наблюдений	26
§ 1. Основы методов	26
§ 2. Погрешности, возникающие при определении фазовых скоростей	34
§ 3. Иллюстрации применения ЭВЦМ	43
Глава III. Дисперсия фазовых скоростей поверхностных сейсмических волн	51
§ 1. Строение земной коры Малого Кавказа по дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн	54
а) Поверхностные волны, сформированные в земной коре.	54
б) Поверхностные волны, сформированные в верхних слоях земной коры	61
§ 2. Изучение строения земной коры Куринской и Алазанской впадин по дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн	72
§ 3. Изучение строения земной коры и восточной части Большого Кавказа по дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн	80
§ 4. Аномалия силы тяжести Буге и фазовые скорости поверхностных сейсмических волн	83

Глава IV. Опыт исследования отраженных поверхностных волн	86
§ 1. О возможности изучения неоднородностей в строении земной коры на основе исследования отраженных поверхностных волн	86
Заключение	95
Литература	97

Александр Хачикович Баграмян

**СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЗЛИЧНЫХ
РЕГИОНАХ КAVKAZA**

*Печатается по решению ученого совета
Ордена Трудового Красного Знамени
Института геологии и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР*

Редактор издательства *Г. А. Абрамян*
Художник *К. К. Кафадарян*
Технич. редактор *С. К. Закарян*
Корректор *В. Т. Симонян*

ВФ 03416

Изд. 4063

Заказ 489

Тираж 1000

Сдано в набор 28.V.1974 г., подписано к печати 24.X.1974 г., печ. л. 6,75+4
вкл., изд. 5,67 л., бумага № 1, 60×90¹/₁₆. Цена 60 коп.

Издательство АН Арм. ССР, Ереван, 19, Барекамутян, 24 г.
Типография Издательства АН Армянской ССР,
Ереван, Барекамутян, 24.

ЧЕНА 60 К.

- 15904

Д4

49417